

**Abschlussbericht
zum Forschungsprojekt**

**Oberflächenspezifische Austauschbedingungen in der planetaren
Grenzschicht über den Landnutzungsklassen Wald, Stadt und
Landwirtschaft
(VERTIKO-ALUF1)**

FK 07 ATF37-ALUF1

Berichtersteller:

Dirk Schindler, Jutta Rost, Andreas Matzarakis

**Meteorologisches Institut der Universität Freiburg
Werderring 10
79085 Freiburg
im Dezember 2004**

Forschungsvorhaben: Oberflächenspezifische Austauschbedingungen in der planetaren Grenzschicht über den Landnutzungsklassen Wald, Stadt und Landwirtschaft

Förderung durch: Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms 2000

Förderkennzeichen: Förderkennzeichen 07 ATF37-ALUF1

Projektleiter: Prof. Dr. Helmut Mayer, Meteorologisches Institut der Universität Freiburg

Projektmitarbeiter: PD Dr. Andreas Matzarakis und Dr. Thomas Holst, Meteorologisches Institut der Universität Freiburg

VERTIKO-ALUF1

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Zusammenfassung	2
2. Einleitung	4
3. Methodik	6
3.1 Untersuchungsstandorte	6
3.1.1 VERTIKO-Testgebiet	6
3.1.2 VERTIKO-Zielgebiet	6
3.2 Instrumentierung	6
3.2.1 Sodar-System	6
3.2.2 Fesselballon-System	9
3.3 Datenaufbereitung	9
3.3.1 Berechnung von Strömungseigenschaften in der PBL durch das FAS64	9
3.3.1.1 Vereinfachte Sodar-Gleichung für monostatische Sodar-Systeme	9
3.3.1.2 Doppler-Verschiebung	10
3.3.1.3 Messhöhen	11
3.3.2 Datenqualitätskontrolle	12
3.3.3 Berechnung von Oberflächenkenngrößen	13
4. Ergebnisse und Diskussion	15
4.1 Datenverfügbarkeit und Datenverwendbarkeit	15
4.2 Vertikalprofile der horizontalen Windgeschwindigkeit	16
4.3 Tagesgänge der horizontalen Windgeschwindigkeit und der Standardabweichung der vertikalen Windvektorkomponente	19
4.4 Zusammenhang zwischen der horizontalen Windgeschwindigkeit und der Standardabweichung der vertikalen Windvektorkomponente	22
4.5 Konvektive Produktivität	23
4.6 Winddrehung in der planetaren Grenzschicht	25
4.7 Oberflächenkenngrößen	29
4.8 Fehlerquellen bei Sodar-Messungen	33
5. Schlussfolgerungen	35
6. Literatur	37

1. Zusammenfassung

Im Teilprojekt ALUF1 innerhalb des AFO 2000 Verbundprojektes VERTIKO wurden zwischen Juli 2001 und März 2004 experimentelle Untersuchungen in Form von Messkampagnen mit dem Sodar-System FAS64 und dem Fesselballon-System TS-3B1 des Meteorologischen Instituts der Universität Freiburg an Standorten mit verschiedenen Landnutzungen im VERTIKO-Zielgebiet und im VERTIKO-Testgebiet „südliche Oberrheinebene“ durchgeführt. Die experimentellen Untersuchungen, die z.T. in größere VERTIKO Experimente (STINHO, MORE-1, MORE-2 und LITFASS2003) eingebunden waren, dienten vor allem der Analyse von Struktur und Dynamik der Austauschbedingungen in der planetaren Grenzschicht über den drei in Deutschland dominanten Landnutzungsarten Wald, Stadt und landwirtschaftlich genutzte Flächen. Daneben sollten die Sodar-Messungen auch zur Klärung der Fragestellung beitragen, inwieweit sich Kenngrößen der aerodynamischen Oberflächenrauigkeit verschiedener Landnutzungen aus Sodar-Daten ableiten lassen.

Im VERTIKO-Zielgebiet fanden Messkampagnen an den Standorten Lindenberg (heterogene Landnutzung), Melpitz (Grasland) und Oberbärenburg (Nadelwald) statt. Die Analyse von Sodar-Daten schloss auch zwei Messkampagnen des Instituts für Meteorologie, Klimatologie und Fernerkundung der Universität Basel ein, die in Tharandt (Nadelwald) durchgeführt worden waren. Die Messkampagnen im VERTIKO-Testgebiet „südliche Oberrheinebene“ erfolgten in Basel (Stadt), Blankenhornsberg (Weingarten), Bremgarten (Grasland), Freiburg (Stadt), Hartheim (Nadelwald) und St. Louis (Stadt).

Eine kurze Erläuterung der Messprinzipien der eingesetzten Systeme sowie der Grundlagen der angewandten Datenaufbereitung einschließlich der erforderlichen Datenqualitätskontrolle bilden die Grundlagen zum Verständnis der teilweise erheblich reduzierten Datenverfügbarkeit und Datenverwendbarkeit.

Zur Ermittlung von Einflüssen der unterschiedlichen Landnutzungen auf Strukturen und Prozesse in der darüber liegenden planetaren Grenzschicht wurden mittlere Vertikalprofile der normierten horizontalen Windgeschwindigkeit mit Differenzierung nach Tag und Nacht, mittlere Tagesgänge der horizontalen Windgeschwindigkeit und der Standardabweichung der vertikalen Windvektorkomponente in verschiedenen Höhen, Zusammenhänge zwischen der horizontalen Windgeschwindigkeit und der Standardabweichung der vertikalen Windvektorkomponente, mittlere Vertikalprofile der konvektiven Produktivität und Häufigkeitsverteilungen der Winddrehung in verschiedenen Höhen bestimmt. Nach Test mit verschiedenen Methoden wurde versucht, die Nullpunktsverschiebung d , Rauigkeitslänge z_0 und Schubspannungsgeschwindigkeit u_* als Kenngrößen der aerodynamischen Oberflächenrauigkeit der untersuchten Landnutzungen über das Robinson-Verfahren aus Sodar-Daten abzuleiten. Die erzielten Werte sind durchwegs zu hoch und damit unrealistisch, was durch Eigenschaften des verwendeten Sodar-Typs schlüssig begründet wird. Im Gegensatz dazu ließen sich aus Fesselballon-Daten plausible Werte für d , z_0 und u_* berechnen, was hauptsächlich daran lag, dass die Vertikalprofile der Fesselballon-Daten bereits ab einer Höhe von 2 m über Grund verfügbar waren. Die Sodar-Daten in Form von Schichtmittelwerten lagen hingegen frühestens für die Schicht zwischen 30 und 40 m

VERTIKO-ALUF1

über Grund vor und lieferten somit keine ausreichenden Informationen über den unteren Bereich der Prandtl-Schicht.

In einer abschließenden Beurteilung der erzielten Resultate wird auf die Palette der Fehlerquellen bei Sodar-Messungen eingegangen. Vor diesem Hintergrund können die Projektzielsetzungen zwar in erster Näherung als erfüllt angesehen werden. Der Umfang der qualitätsgeprüften und damit weiter verwendbaren Sodar-Daten stand jedoch an allen Standorten bzw. bei allen untersuchten Landnutzungen nur in geringer Relation zur jeweiligen Messkampagnendauer.

2. Einleitung

Die planetare Grenzschicht (PBL) wird als der Teil der Troposphäre definiert, der unmittelbar an die Erdoberfläche grenzt und direkt durch die Erdoberfläche beeinflusst wird (Wyngaard 1986; Stull 1988). Die vertikale Ausdehnung der PBL erstreckt sich zwischen 0.1 und 3 km (Panofsky und Dutton 1984; Stull 1988; Kaimal und Finnigan 1994; Foken 2003). Sie wird vor allem durch die thermische Schichtung der Troposphäre sowie durch Hoch- und Tiefdruckverhältnisse bestimmt und durch unterschiedliche Landnutzungsarten und Topographie modifiziert. Der Aufbau der PBL unterliegt einem Tagesgang, der durch Erwärmung und Abkühlung der Erdoberfläche infolge kurzweiliger Einstrahlung vorgegeben ist. Thermischer Einfluss und starke vertikale Windscherung lassen in der PBL Turbulenz entstehen und machen den turbulenten Austausch von Energie, Impuls, Wasser und weiteren Luftbeimengungen zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre möglich.

Turbulenter Austausch zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre wird in der PBL durch zufällige, dreidimensionale und zeitabhängige Prozesse hervorgerufen. Dafür ist ein ganzes Spektrum von Turbulenzelementen, die neben turbulenter kinetischer Energie auch Spurenstoffe tragen, verantwortlich (Kaimal und Finnigan 1994). Die Spektren der Eigenschaften von Turbulenzelementen hängen dabei u.a. von der Entfernung des Turbulenzelements von der Erdoberfläche und der thermischen Schichtung der Troposphäre ab (Wyngaard 1990).

Grundsätzlich eignen sich zur Untersuchung von Kenngrößen des turbulenten Luftmassenaustausches zwischen der Erdoberfläche und Atmosphäre die Eddy-Kovarianz- sowie Profilmethoden (Raupach, 1979; Baldocchi et al. 1988). Diese Methoden sind aber nur in der Prandtl-Schicht, d.h. im Höhenbereich meteorologischer Messtürme, anwendbar, da sie die meteorologischen Messtürme als Trägersysteme benötigen (Wenzel et al. 1997; Emeis 2004). Da die für die Prandtl-Schicht gültigen Ähnlichkeitsgesetze nicht für die aufliegende Ekman-Schicht gelten, können keine Vertikalprofile von Kenngrößen des turbulenten Luftmassenaustausches durch Extrapolation in die Ekman-Schicht übertragen werden. Die Ekman-Schicht, das ist i.d.R. der Höhenbereich, der den Höhenbereich meteorologischer Messtürme übersteigt, ist bisher nur unzureichend untersucht, weil die für eine kontinuierliche Messung erforderlichen Fernerkundungsmesssysteme erst seit kurzer Zeit operationell verfügbar sind.

Da mikro- und mesoskalige Prozesse in der PBL interagieren, werden Kenntnisse über erdoberflächenferne Kenngrößen des turbulenten Luftmassenaustausches für eine Vielzahl von Anwendungen wie z.B. der Ausbreitungsmodellierung, Luftqualitätsüberwachung, Vorsorgeplanung und Vorhersagen von Windenergiepotentialen (Neff 1990; Wilczak et al. 1996; Cresenti 1997; Seibert et al. 2000; Antoniou et al. 2003) benötigt.

Sodar-Systeme (*sound detection and ranging*) eignen sich zum einen besonders zur Untersuchung von Kenngrößen des turbulenten Luftmassenaustausches in der PBL, weil sie diese Kenngrößen und deren Änderungen in Raum und Zeit kontinuierlich messen können (Wilczak et al. 1996; Kallistratova 1997; Coulter und Kallistratova 1999). Zum anderen zeichnet sich die Verwendung der Schallgeschwindigkeit zur fernerkundlichen Untersuchung von Kenngrößen des turbulenten

VERTIKO-ALUF1

Luftmassenaustausches dadurch aus, dass sie sensitiv gegenüber Lufttemperaturschwankungen ist, Windgeschwindigkeitsänderungen zu Änderungen der Schallgeschwindigkeit führen, eine hohe räumliche Auflösung erzielt werden kann und der Totbereich des Sodar-Systems in Bodennähe gering ist (Kallistratova 1997).

Um bisherige Erkenntnisse über Prozesse, Strukturen und Zustände in der PBL im Zusammenhang mit der Anwendung von Ähnlichkeitstheorien auf eine breitere Basis zu stellen, sind daher weitere experimentelle Analysen – vor allem über verschiedenen Landnutzungsarten – erforderlich (Andreas et al. 1998; Feigenwinter et al. 1999). Solche Untersuchungen wurden im Teilprojekt ALUF1 des AFO 2000 Verbundprojektes VERTIKO durchgeführt. Die Zielsetzung von VERTIKO-ALUF1 war die Analyse von Struktur und Dynamik der Austauschbedingungen in der planetaren Grenzschicht über den drei in Deutschland dominanten Landnutzungsarten Wald, Stadt und landwirtschaftlich genutzte Flächen. Zur Erreichung der Zielsetzung wurden experimentelle Untersuchungen in Form von Messkampagnen durchgeführt, bei denen ein Sodar- sowie partiell ein Fesselballon-System eingesetzt wurden.

Die Ergebnisse dieser Messungen sollen zum einen Hinweise darauf geben, in welcher Weise die Heterogenität der Erdoberfläche auf die Struktur der planetaren Grenzschicht wirkt sowie ob und wie diese Effekte für die Beschreibung des turbulenten Luftmassenaustausches einer Landschaft, die aus unterschiedlichen Landschaftnutzungen besteht, berücksichtigt werden müssen. Zum anderen dienen die Sodar-Messungen auch einer umfassenden Analyse der Fragestellung, inwieweit sich Kenngrößen der aerodynamischen Oberflächenrauigkeit verschiedener Landnutzungen aus Sodar-Daten ableiten lassen.

3. Methodik

3.1 Untersuchungsstandorte

3.1.1 VERTIKO-Testgebiet

Experimentelle Untersuchungen zur Analyse von Struktur und Dynamik der Austauschbedingungen in der PBL im VERTIKO-Testgebiet „südliche Oberrheinebene“ wurden an den Standorten Hartheimer Kiefernwald (Landnutzung Wald), am Graslandstandort Bremgarten (Landnutzung Landwirtschaft) sowie in den Städten Freiburg und Basel (Teilnahme an BUBBLE) bzw. in St. Louis (Teilnahme an BUBBLE) am nordwestlichen Standrand von Basel (Landnutzung Stadt) durchgeführt (Tab. 3.1).

Um Einflüsse kleinteiliger Landnutzungsstruktur mit unterschiedlichen Oberflächenrauigkeiten auf die Austauschbedingungen in der PBL analysieren zu können, wurden für die experimentellen Untersuchungen im VERTIKO-Testgebiet „südliche Oberrheinebene“ nahe beieinanderliegende Standorte mit unterschiedlichen Landnutzungsarten gewählt.

3.1.2 VERTIKO-Zielgebiet

Um die Ergebnisse aus den experimentellen Untersuchungen im VERTIKO-Testgebiet „südliche Oberrheinebene“ zu ergänzen und die Übertragbarkeit der gewonnenen Ergebnisse auf Waldstandorte in komplexem Gelände und ebene Standorte bei anderen Landnutzungs- und Klimabedingungen zu prüfen, wurden Messkampagnen an den Ankerstationen Tharandter Wald und Oberbärenburg (während der Messkampagnen MORE-I und MORE-II) sowie Melpitz (Teilnahme an der VERTIKO-Messkampagne STINHO-1) und Lindenberg (Teilnahme an der LITFASS2003-Messkampagne) im VERTIKO-Zielgebiet durchgeführt (Tab. 3.1).

3.2 Instrumentierung

3.2.1 Sodar-System

Für die experimentellen Untersuchungen im VERTIKO-Test- und -Zielgebiet wurde ein monostatisches *flat array sodar*-System vom Typ FAS64 (Scintec, Deutschland) eingesetzt (Abb. 3.1). Die Sodar-Messtechnik ermöglicht die direkte Erfassung akustischer Rückstreuintensitäten. Durch Anwendung der Spektralanalyse können aus den spektralen Spitzenfrequenzen Dopplerverschiebungen zwischen den ausgesandten und empfangenen akustischen Signalen bestimmt werden. Aus den Dopplerverschobenen Signalen werden die drei Windvektorkomponenten, die Windrichtung sowie die Varianz der vertikalen Windvektorkomponente berechnet.

VERTIKO-ALUF1

Tab. 3.1 Experimentelle Sodar- und Fesselballon-Untersuchungen im Rahmen von VERTIKO-ALUF1

Standort	Koordinaten	Ankerstation	Höhe (m ü. NN)	Zeitraum	Orographie	Landnutzung	Bestandeshöhe (m)	Messsystem
Bremgarten	47° 54' N, 07° 37' E		212	10.07.2001-26.07.2001	Ebene	Grasland	0-1	s
Bremgarten	47° 54' N, 07° 37' E		212	10.01.2002-25.02.2002	Ebene	Grasland	0-1	s
Melpitz	51° 31' N, 12° 55' E	x	86	26.09.2001-12.10.2001	Ebene	Grasland	0-1	s
Blankenhornsberg	48° 03' N, 07° 36' E		285	01.08.2001-22.08.2001	Mittelhang	Weingarten	1.5	s
Hartheim	47° 56' N, 07° 36' E		201	02.04.2002-26.04.2002	Ebene	Nadelwald	14.1	s
Oberbärenburg	50° 47' N, 13° 43' E	x	735	29.08.2001-24.09.2001	Kuppenlage	Nadelwald	13	s
Oberbärenburg	50° 47' N, 13° 43' E	x	735	19.08.2003-05.10.2003	Kuppenlage	Nadelwald	13	s
Tharandt ¹⁾	50° 58' N, 13° 34' E	x	375	05.09.2001-10.10.2001	Gebirge	Nadelwald	28	s
Tharandt ¹⁾	50° 58' N, 13° 34' E	x	375	21.07.2003-14.10.2003	Gebirge	Nadelwald	28	s
St. Louis	47° 34' N, 07° 33' E		258	04.06.2002-11.07.2002	Ebene	Stadt		s
Basel	47° 34' N, 07° 33' E		258	04.07.2002-05.07.2002	Ebene	Stadt		t
Freiburg	48° 00' N, 07° 50' E		260	09.11.2001-19.11.2001	Ebene	Stadt		s
Freiburg	48° 00' N, 07° 50' E		260	07.07.2004-16.07.2004	Ebene	Stadt		s
Lindenberg	52° 12' N, 13° 56' E	x	421	19.05.2003-24.06.2003	Ebene	heterogen	10	s

s = Sodar, t = Fesselballon

¹⁾ Messungen wurden mit dem Sodar FAS64 des Instituts für Meteorologie, Klimatologie und Fernerkundung der Universität Basel durchgeführt

VERTIKO-ALUF1

Das eingesetzte FAS64 ermöglicht die kontinuierliche, bodengebundene fernerkundliche Untersuchung der genannten Strömungseigenschaften in der PBL bis in eine Höhe von ca. 500 m über Grund. Das FAS64 besteht aus einer Antennen- und einer Datenverarbeitungseinheit. Die Antenneneinheit setzt sich aus 64 piezo-elektrischen Schallwandlern zusammen. Die Schallwandler senden und empfangen bis zu zehn akustische Pulse gleicher oder unterschiedlicher Frequenz und Pulsdauer im Frequenzbereich zwischen 1650 Hz und 2750 Hz.

Die Schallpulse können mit den Winkeln 0° , $\pm 22^\circ$ und $\pm 29^\circ$ durch das FAS64 emittiert werden.

Die niedrigste durch das FAS64 auflösbare Messhöhe beträgt 20 m über Grund. Die Mächtigkeit der zu untersuchenden Höhengschichten kann zwischen 10 m und 250 m betragen. Das FAS64 wurde während aller Messkampagnen im sog. *shaded-mode*, d.h. in einem Modus, der die ausgesendeten Schallpulse stärker bündelt, betrieben. Ein Pulszyklus, in dem alle vier Himmelsrichtungen sowie die Vertikale durch die Schallpulse zweimal beprobt werden, dauert je nach eingestellter Messkonfiguration mindestens 30 s. Die in den einzelnen Pulszyklen gemessenen akustischen Rückstreuungssignale wurden in allen experimentellen Untersuchungen zu 30 min Mittelwerten aggregiert.

An jedem Untersuchungsstandort wurde das FAS64 zunächst horizontal ausgerichtet und eingenordet. Danach wurde um das FAS64 ein 1.8 m hoher Schallschutz aufgebaut. Der Schallschutz schützt das FAS64 zum einen vor Störgeräuschen (Hintergrundrauschen, Festechos) aus seiner Umgebung. Zum anderen trug er zur Minimierung der Lärmbelastigung der Sodar-Messumgebung bei. Aufgrund massiver Metallabschirmungen seiner Schallwandler trat bei dem eingesetzten FAS64 in den Messkampagnen kein durch Regen verursachter Datenverlust auf. Nach Anschluss (RS232) der Datenverarbeitungseinheit an einen handelsüblichen Industrie-PC war das FAS64 betriebsbereit.

Das FAS64 wurde durch die von der Firma Scintec bereitgestellte Software FASrun gesteuert. FASrun berechnet online Kenngrößen für Strömungseigenschaften in der PBL, ermöglicht aber auch auf Basis der erfassten Rohdaten ein nachträgliches *reprocessing online*-berechneter Kenngrößen.



(a)



(b)

Abb. 3.1 (a) *flat array* Sodar-System FAS64, (b) Schallschutz zum FAS64

3.2.2 Fesselballon-System

Ergänzend zu dem Sodar-System FAS64 wurde im VERTIKO-Testgebiet am Standort Basel sowie bei Sonderuntersuchungen über dem Hartheimer Kiefernwald das Basic-ADAS-Tether-Sonde-System (Typ TS-3B1, AIR, USA) eingesetzt. Dieses Fesselballon-System ermöglicht es, Strömungseigenschaften in der PBL bis in eine Höhe von maximal ca. 800 m über Grund zu untersuchen. Dazu empfängt die bodengebundene Datenerfassungseinheit ADAS (*atmospheric data acquisition system*) fernübertragene Daten von sich am Fesselballon befindlichen Messwertgebern. Mit den Messwertgebern des Fesselballon-Systems TS-3B1 können Vertikalprofile der meteorologischen Größen Trockentemperatur, Feuchttemperatur, relative Luftfeuchte, Luftdruck, Windgeschwindigkeit und Windrichtung diskontinuierlich untersucht werden.

Während der Messkampagnen wurde jede Stunde ein Fesselballon-Auf- und -Abstieg durchgeführt. Der hohe Personaleinsatz, der zum Betrieb des Fesselballon-Systems notwendig ist, führte dazu, dass Fesselballon-Aufstiege nur selten in Sodar-Messkampagnen eingebettet werden konnten.

3.3 Datenaufbereitung

3.3.1 Berechnung von Strömungseigenschaften in der PBL durch das FAS64

3.3.1.1 Vereinfachte Sodar-Gleichung für monostatische Sodar-Systeme

Für monostatische Sodar-Systeme kann die Berechnung des akustischen Streuquerschnitts χ (Neff und Coulter 1986; Neff 1990) vereinfacht werden, da nur thermische Inhomogenitäten in der PBL zur Intensität der rückgestreuten akustischen Signale beitragen (Cresenti 1997; Antoniou et al. 2003):

$$\chi = 0.0039 k^{1/3} \frac{C_T^2}{T^2} \quad (1)$$

mit k als akustischer Wellenzahl,

$$C_T^2 = \left\langle [T(\bar{x} + \bar{r}) - T(\bar{x})]^2 \right\rangle / r^{2/3} \quad (2)$$

als Temperaturstrukturfunktion, wobei \bar{x} and $\bar{x} + \bar{r}$ zwei durch den Abstand r entfernte Messorte der absoluten Temperatur T sind und $\langle \rangle$ Ensemble-Mittelwerte anzeigen.

Die akustischen Rückstreuintensitäten S werden dann mit Hilfe einer vereinfachten Sodar-Gleichung durch das FAS64 berechnet (Scintec 2001):

$$S = 0.0256 I P_e \frac{A}{r^2} T_a k^{1/3} \frac{C_T^2}{T^2} \Delta_z \quad (3)$$

P_e : ausgesendete Schalleistung (W)

A : Antennenfläche (m^2)

r : Entfernung zwischen Antenne und Streuvolumen (m)

VERTIKO-ALUF1

- I: Instrumentenfunktion
- Δ_z : Schichtmächtigkeit (m)
- k: akustische Wellenzahl (m^{-1})
- T: absolute Temperatur (K)
- C_T^2 : Temperaturstrukturfunktion ($\text{K}^2 \text{m}^{-2/3}$)
- T_a : atmosphärische Transmission

Für die atmosphärische Transmission des Schalls und die Instrumentenfunktion wird beim FAS64 der Wert Eins angenommen. S bewegt sich in der Größenordnung zwischen 10^{-14} - 10^{-16} W. χ ist proportional zu C_T^2 und somit ein Maß für C_T^2 .

Da die absolute Echostärke des zurückgestreuten Schalls von Instrumentenparametern und der atmosphärischen Transmission abhängt, müssen die Rückstreuintensitäten kalibriert werden, um C_T^2 zu erhalten. Die Kalibrierung kann als Absolutmessung von C_T^2 oder durch eine Messung des turbulenten Stroms fühlbarer Wärme während labiler Schichtungsbedingungen erfolgen. Das mittlere gemessene χ -Profil (C_T^2 nicht kalibriert) wird dann mit dem mittleren C_T^2 -Profil, das über die Monin-Obukov-Ähnlichkeitstheorie berechnet wurde, kalibriert (Scintec 2001):

$$C_T^2 = \frac{2.8H_s^{4/3}}{(g/T)^{2/3}z^{4/3}} \quad (4)$$

- H_s : turbulenter kinematischer fühlbarer Wärmestrom (K m s^{-1})
- g: Schwerebeschleunigung (9.81 m s^{-2})

3.3.1.2 Doppler-Verschiebung

Monostatische Sodar-Systeme berechnen den Windvektor als Volumenmittel in einem Luftvolumen, das durch einen Kegel angenähert werden kann (Cresenti 1997). Die mittlere Bewegung der Streukörper innerhalb des Streuvolumens führt zu mittleren Frequenzverschiebungen der rückgestreuten Schallsignale, aus denen die Windvektorkomponenten u, v und w in Abhängigkeit von der Höhe abgeleitet werden können.

Wird die Frequenz eines rückgestreuten Schallsignals durch eine Windvektorkomponente in Richtung des ausgesandten Schallsignals gegenüber der Frequenz des ausgesandten Schallsignals verschoben, berechnet das FAS64 diese Doppler-Verschiebung wie folgt (Scintec 2001):

$$\Delta f = -2 \frac{u_r}{C} f \quad (5)$$

- C: Schallgeschwindigkeit (m s^{-1})
- u_r : Windvektorkomponente in Richtung des ausgesandten Schallsignals (m s^{-1})
- Δf : Frequenzdifferenz zwischen ausgesandten und rückgestreuten Schallsignalen (Hz)

VERTIKO-ALUF1

Betrachtet man ein aus der Vertikalen um den Winkel α_E nach Osten ausgelenktes Schallsignal der Frequenz f_E und nimmt man u als horizontale Windvektorkomponente in Richtung Osten, berechnet sich die Doppler-Verschiebung des rückgestreuten Schallsignals nach (Scintec 2001):

$$\Delta f_E = -2 \frac{u}{C} f_E \sin(\alpha_E) - 2 \frac{w}{C} f_E \cos(\alpha_E) \quad (6)$$

Betrachtet man vier aus der Vertikalen um die Winkel $\alpha_E, \alpha_N, \alpha_W, \alpha_S$ ausgelenkte Schallsignale der Frequenzen f_E, f_N, f_W, f_S sowie ein Schallsignal der Frequenz f_V für die Vertikale und nimmt man an, dass der dreidimensionale Windvektor für die in die fünf Raumrichtungen ausgesandten Schallsignale in den entsprechenden Höhenschichten gleich ist, berechnet das FAS64 mittlere Doppler-Verschiebungen aus in gegenüberliegende Richtungen ausgesandte Schallsignale. Für die Windvektorkomponenten u, v und w gilt dann (Scintec 2001):

$$u = -\frac{1}{2} \left[\frac{\Delta f_E}{2f_E} \frac{C}{\sin(\alpha_E)} + \frac{\Delta f_W}{2f_W} \frac{C}{\sin(\alpha_W)} \right] \quad (7)$$

$$v = -\frac{1}{2} \left[\frac{\Delta f_N}{2f_N} \frac{C}{\sin(\alpha_N)} + \frac{\Delta f_S}{2f_S} \frac{C}{\sin(\alpha_S)} \right] \quad (8)$$

$$w = -\frac{\Delta f_V}{f_V} \frac{C}{2} \quad (9)$$

Aufgrund von Vergleichsmessungen zwischen meteorologischen Messtürmen und Sodar-Systemen sowie Modellstudien in der Literatur (Vogt und Thomas 1994; Beyrich 1997; Peters et al. 1998a; Reitebuch und Emeis 1998; Seibert et al. 2000; Emeis 2001; Görsdorf et al. 2002; Kramer und Kouznetsov 2002; Antoniou et al. 2003; Baumann-Stanzer und Piringer 2004) kann die Bestimmung von Vertikalprofilen der drei Windvektorkomponenten u, v, w , der Windrichtung dd und der Standardabweichung der vertikalen Windvektorkomponente σ_w als zuverlässig angesehen werden.

3.3.1.3 Messhöhen

Da Sodar-Systeme Kenngrößen der bodennahen Strömung als Volumenmittel, d.h. in der Vertikalen über ein Höhenintervall, messen und berechnen, wurden den von dem FAS64 ausgegebenen Messwerten die jeweiligen mittleren Höhen der entsprechenden Höhenintervalle zugeordnet. Die daraus resultierenden Messhöhen sind für die einzelnen Messkampagnen in Tab. 3.2 zusammengefasst.

Zu Beginn des Projektzeitraums wurde dem Vertikalverlauf des bodennahen logarithmischen Windprofils durch mit nach oben zunehmender Mächtigkeit der Sodar-Messschichten Rechnung getragen. Der Abstand zwischen den Messhöhen nimmt daher an einigen in Tab. 3.2 aufgeführten

VERTIKO-ALUF1

Untersuchungsstandorten mit der Höhe über Grund zu. Dies wurde durch den sog. Multifrequenzmodus des FAS64 ermöglicht. In diesem Modus kann die mit der vertikalen Schichtmächtigkeit in Beziehung stehende Pulslänge (Kallistratova 1997; Scintec 2001) für bis zu zehn ausgesandte Pulse unterschiedlicher Messfrequenzen variiert werden.

Vom Multifrequenzverfahren wurde aber im Laufe des Projektzeitraums abgesehen, da eine höhenkonstante Schichteneinteilung zu einer höheren Datenverfügbarkeit führte. Erst mit Einführung der FASrun-Version 2 und damit der Einführung des Konsensus-Verfahrens konnte die Datenverfügbarkeit auch im Multifrequenzmodus erhöht werden.

Die durch die Fesselballon-Messungen gewonnenen Messwerte wurden über 30 m Höhenintervalle gemittelt. Die ausgegebenen Messwerte wurden in Analogie zu den Sodar-Messwerten dem jeweiligen Mittelwert des entsprechenden Höhenintervalls zugeordnet.

Tab. 3.2 Sodar- und Fesselballon-Messhöhen an verschiedenen Standorten

Standort	Messhöhen (m)
Bremgarten (2001)	25, 35, 50, 80, 140, 220, 320, 440
Bremgarten (2002)	25, 35, 50, 80, 140, 220, 320, 440
Melpitz (2001)	35, 65, 95, ..., 365, 395
Blankenhornsberg (2001)	25, 35, 50, 70, 100, 140, 200, 280, 360, 450
Hartheim (2002)	25, 35, 50, 80, 140, 220, 320, 440
Oberbärenburg (2001)	35, 65, 95, ..., 365, 395
Oberbärenburg (2003)	35, 45, 55, ..., 495, 505
Hartheim* (2003)	15, 45, 75, ..., 735, 765
Hartheim* (2004)	15, 45, 75, ..., 735, 765
Tharandt (2001)	35, 65, 95, ..., 455, 485
Tharandt (2003)	30, 50, 70, ..., 570, 590
St. Louis (2002)	25, 35, 50, 70, 90, 130, 175, 240, 340, 475, 625, 775, 925
Freiburg (2001)	25, 35, 50, 70, 100, 140, 200, 280, 360, 450
Freiburg (2004)	35, 45, 55, ..., 495, 505
Lindenberg (2003)	35, 45, 55, ..., 495, 505

* Fesselballon-Messungen

3.3.2 Datenqualitätskontrolle

Die das FAS64 steuernde Betriebssoftware FASrun führt eine Reihe intrinsischer Datenqualitätskontrollen durch (Scintec 2001, 2003). Diese Datenqualitätskontrollen umfassen in den Jahren 2001 und 2002 in den dem Meteorologischen Institut der Universität Freiburg zur Verfügung stehenden Versionen der Betriebssoftware FASrun 1.8.6, FASrun 1.9.1, FASrun 1.11.1, FASrun 1.12.7, FASrun 1.12.7 (SPU Version 0.76.06), FASrun 2.0.0-p27, FASrun 2.0.0-p40, FASrun 2.0.0-

p54, FASRun 2.07,

- die Überprüfung der Richtigkeit der Bestimmung spektraler Spitzenwerte zur Bestimmung der Doppler-Verschiebung für die empfangenen Signale,
- die Überprüfung des Signal-zu-Rausch-Verhältnisses für die empfangenen Werte,
- den Vergleich gemessener mit erwarteten Werten,
- die Überprüfung der Messwerte auf Überschreitung von Grenzwerten und Änderungsraten gemessener Windvektorkomponenten und den daraus abgeleiteten Größen (z.B. horizontaler Windvektor),
- die Bestimmung von Festechos.

Im Jahr 2003 erfolgten durch den Hersteller des Sodars Änderungen an Hard- und Betriebssoftware, wobei auch die intrinsischen Datenqualitätskontrollen abgewandelt wurden (Scintec 2003). Mit FASRun 2 wurde zur intrinsischen Datenqualitätskontrolle das sog. Konsensus-Verfahren eingeführt, das vor allem auf drei Kriterien beruht:

- Frequenz-Konsensus: Konsistenzvergleich zwischen aus einer Messhöhe empfangenen akustischen Signalen unterschiedlicher ausgesandter Frequenzen,
- Signalstärke: Beurteilung des Signal-zu-Rausch-Verhältnisses,
- vertikale Konsistenz: Vergleich von Konfidenzklassen zwischen unterschiedlichen Messhöhen.

Durch das Konsensus-Verfahren werden die gemessenen Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen in fünf verschiedene Konfidenzklassen eingeteilt, die Auskunft über die Datenqualität liefern.

Im Anschluss an die Sodar-intrinsischen Datenqualitätskontrollen wurden die für die Analyse von Vertikalprofilen von Strömungseigenschaften verwendeten Sodar-Daten visuell kontrolliert. Die Sodar-Vertikalprofile, die Datenausfall oder unrealistisch hohe bzw. niedrige Werte in mehr als zwei aufeinanderfolgenden Messhöhen aufwiesen, wurden von der weiteren Datenauswertung ausgeschlossen. Fehlwerte in einzelnen Sodar-Messhöhen wurden linear interpoliert.

3.3.3 Berechnung von Oberflächenkenngrößen

Zur Ableitung standortspezifischer Werte für die Rauigkeitslänge z_0 , die Nullpunktverschiebung d und die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* aus Messwerten des FAS64 und des TS-3B1 wurden das iterative Verfahren nach Robinson (Robinson 1962; Haenel 1993) sowie das Verfahren der maximalen Korrelation nach Mikami et al. (1996), durch die z_0 und d unter neutralen atmosphärischen Schichtungsbedingungen bestimmt werden können, auf ihre Eignung für die Bestimmung von z_0 und d aus Windgeschwindigkeitswerten aus Sodar-Messungen geprüft. Mit Hilfe dieser beiden Methoden sollen charakteristische Werte für d und z_0 für die Windrichtungssektoren 1-60°, 61-120°, 121-180°, 181-240°, 241-300° und 301-360° an allen Untersuchungsstandorten berechnet werden.

Da nur für wenige Sodar-Standorte, die während des Projektzeitraums untersucht wurden, ergänzende

VERTIKO-ALUF1

meteorologische Messungen zur Bestimmung der atmosphärischen Schichtungsbedingungen zur Verfügung standen, wurde zur Homogenisierung der Ergebnisse aller Standorte angenommen, dass alle verwendbaren Sodar-Profile im Zeitintervall zwischen 1 h vor und 1 h nach Sonnenauf- sowie -untergang nahe-neutrale Schichtungsbedingungen widerspiegeln.

Damit für Messwerte der horizontalen Windgeschwindigkeit U aus Fesselballon-Messungen vergleichbare Messhöhen wie bei den Sodar-Messungen verwendet werden können, wurden die Fesselballon-Messwerte auf 30 m Höhenintervalle aus Fesselballon-Auf- und -Abstiegen gemittelt.

4. Ergebnisse und Diskussion

4.1 Datenverfügbarkeit und Datenverwendbarkeit

Die Datenverfügbarkeit bzw. die Datenqualität ist in den im Projektzeitraum durchgeführten Messkampagnen für die verschiedenen Sodar-Messwerte sehr unterschiedlich. Ein großer Teil der durch das FAS64 ausgegebenen Messwerte musste, basierend auf den in Kap. 3.3.2 aufgeführten Datenqualitätskontrollen, an allen Untersuchungsstandorten verworfen werden. Neben den Datensätzen, die durch die Sodar-intrinsischen Datenqualitätskontrollen ausgesondert wurden, mussten nach der manuellen Überprüfung des Signal-zu-Rausch-Verhältnisses (bis FASrun-Version 1.12.7) und einer manuellen Plausibilitätsprüfung der einzelnen Sodar-Messgrößen weitere Datensätze ausgeschlossen werden.

In Tab. 4.1 ist die Verfügbarkeit von Sodar-Datensätzen sowie der Anteil der davon zur Erstellung mittlerer horizontaler Windgeschwindigkeitsprofile verwendeter Datensätze zusammengestellt. Die verwendeten Datensätze bestehen für alle Sodar-Messgrößen ausschließlich aus vollständigen Vertikalprofilen der jeweiligen Sodar-Messgröße bis in eine bestimmte Höhe über Grund. Datensätze mit unvollständigen Vertikalprofilen wurden verworfen. Die Anzahl verwendeter Datensätze weiterer Sodar-Messwerte, wie z.B. σ_w , liegt in vielen Fällen im Bereich der Anzahl der Datensätze für die horizontale Windgeschwindigkeit oder ist geringer.

Trotz einer teilweise sehr hohen Anzahl verfügbarer Datensätze wurden die an den Standorten Blankenhornsberg (01.08.2001-22.08.2001), Freiburg (09.11.2001-19.11.2001), St. Louis (04.06.2002-11.07.2002) und Tharandt (21.07.2003-14.10.2003) gewonnen Sodar-Messwerte komplett verworfen. Dies bedeutet, dass die Sodar-Messwerte in diesen Messkampagnen als generell fehlerbehaftet angesehen wurden. Mögliche Gründe dafür sind in Kap. 4.8 angegeben.

Tab. 4.1 Anzahl der an verschiedenen Standorten in den jeweiligen Messkampagnen verfügbaren bzw. zur Erstellung mittlerer Vertikalprofile der horizontalen Windgeschwindigkeit verwendeter Datensätze

Standort	Zeitraum	Mittelungsintervall (min)	Sodar-Datensätze		
			verfügbar	verwendet	%
Bremgarten	10.07.2001-26.07.2001	30	745	322	43.2
Bremgarten	10.01.2002-25.02.2002	30	1617	489	30.2
Melpitz	26.09.2001-12.10.2001	30	756	504	66.7
Blankenhornsberg	01.08.2001-22.08.2001	30	1005	0	0.0
Hartheim	02.04.2002-26.04.2002	30	1130	104	9.2
Oberbärenburg	19.08.2003-05.10.2003	30	2398	1465	61.1
Tharandt	05.09.2001-10.10.2001	30	1471	280	19.0
Tharandt	21.07.2003-14.10.2003	15	7818	0	0.0
St. Louis	04.06.2002-11.07.2002	30	1511	0	0.0
Freiburg	09.11.2001-19.11.2001	30	186	0	0.0
Freiburg	07.07.2004-16.07.2004	30	418	260	62.2
Lindenberg	19.05.2003-24.06.2003	30	1801	469	26.4

4.2 Vertikalprofile der horizontalen Windgeschwindigkeit

Um die Vertikalprofile der mittleren horizontalen Windgeschwindigkeit U an den im Projektzeitraum untersuchten Standorten vergleichen zu können, wurden diese mit einer Referenzwindgeschwindigkeit U_{ref} in einer an dem jeweiligen Messort zur Verfügung stehenden Sodar-Messhöhe normiert. Die Vertikalprofile der mittleren normierten horizontalen Windgeschwindigkeit $U_{norm} = U(z)/U_{ref}$ sind für die horizontal vergleichsweise homogenen und durch die Landnutzung Grasland dominierten Standorte Bremgarten (10.07.2001-26.07.2001; 10.01.2002-25.02.2002), Melpitz (26.09.2001-12.10.2001) und Lindenberg (19.05.2003-24.06.2003) in Abb. 4.1 dargestellt. Sie erreichen am Standort Bremgarten Höhen von 440 m über Grund. Aufgrund eingeschränkter Datenverfügbarkeit und -qualität in höheren Sodar-Schichten reichen die Vertikalprofile von U_{norm} in Melpitz bis 395 m und in Lindenberg bis 405 m über Grund.

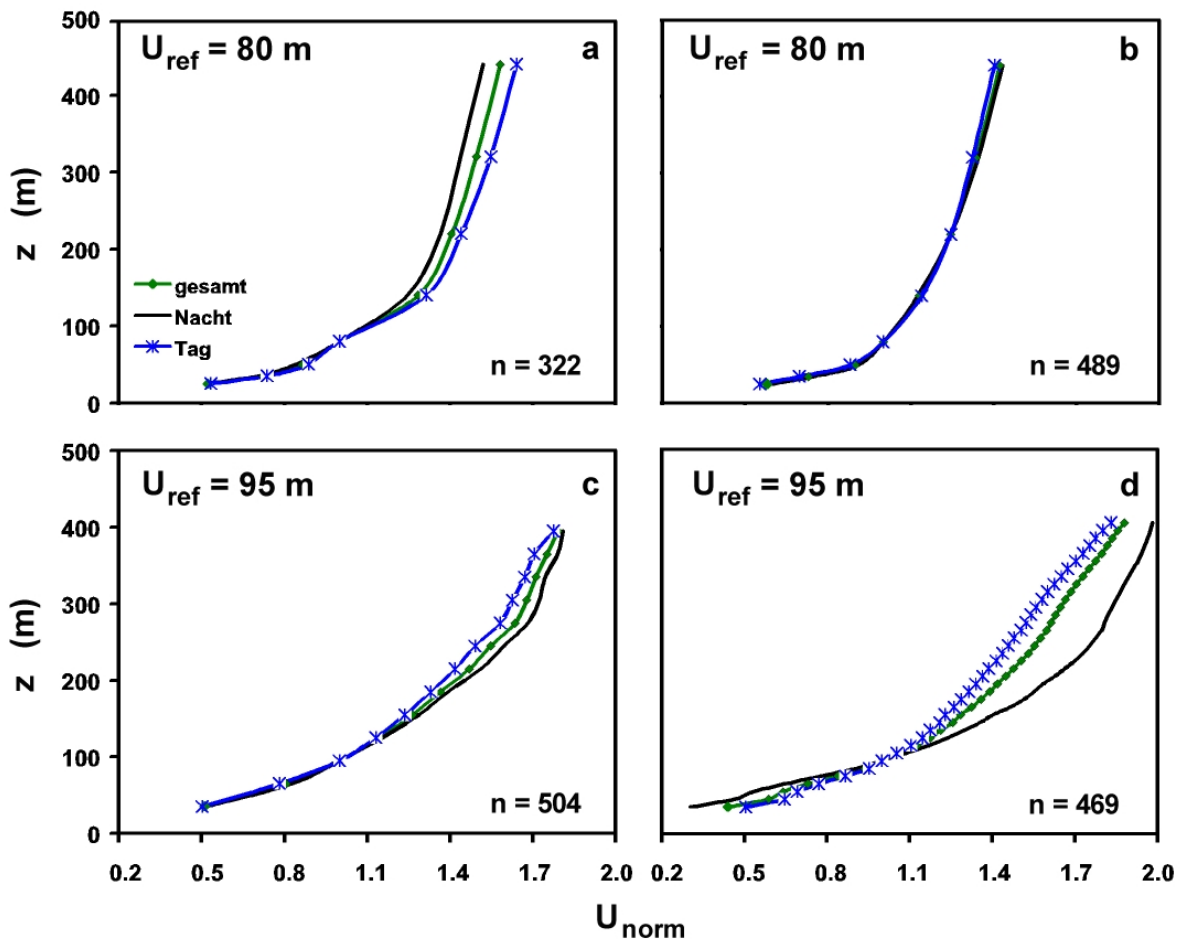


Abb. 4.1 Mittlere Vertikalprofile der normierten horizontalen Windgeschwindigkeit ($U_{norm} = U(z)/U_{ref}$) an den Standorten (a) Bremgarten (10.07.2001-26.07.2001), (b) Bremgarten (10.01.2002-25.02.2002), (c) Melpitz (26.09.2001-12.10.2001) und (d) Lindenberg (19.05.2003-24.06.2003); n: Anzahl verwendeter Vertikalprofile

VERTIKO-ALUF1

Die mittleren Vertikalprofile von U_{norm} an den Standorten Bremgarten (10.01.2002-25.02.2002), Melpitz und Lindenberg zeigen nachts höhere Windgeschwindigkeiten als tagsüber. Nur am Standort Bremgarten (10.07.2001-26.07.2001) ist U_{norm} nachts niedriger als tagsüber. Je nach Tageszeit erreicht U_{norm} an allen Standorten Werte bis maximal 2.0. Größere tageszeitliche Differenzierungen in den Vertikalprofilen von U_{norm} traten außer am Standort Bremgarten (10.01.2002-25.02.2002) erst ab 80 m bis 95 m über Grund auf. Am Standort Lindenberg wurden zudem tagsüber höhere Werte für U_{norm} in den bodennächsten Sodar-Messhöhen mit den niedrigsten Werten in der Nacht ermittelt. Das Überkreuzen der tageszeitlich differenzierten vertikalen Windprofile ausgelöst durch höhere Windgeschwindigkeiten tagsüber, wurde ebenfalls zeitweise von Emeis (2004) an einen Stadtstandort beobachtet. Für den Standort Bremgarten ergab sich in beiden Messkampagnen das typische bodennahe logarithmische Vertikalprofil der horizontalen Windgeschwindigkeit.

Vertikalprofile der mittleren normierten horizontalen Windgeschwindigkeit U_{norm} sind für die horizontal vergleichsweise heterogenen Standorte Hartheim (02.04.2002-26.04.2002), Freiburg (07.07.2004-16.07.2004), Tharandt (05.09.2001-10.10.2001) und Oberbärenburg (29.08.2001-24.09.2001; 19.08.2003-05.10.2003) in Abb. 4.2 dargestellt. Sie erreichen am Standort Hartheim die Höhe von 440 m und in Tharandt 485 m über Grund. Aufgrund eingeschränkter Datenverfügbarkeit und -qualität in höheren Sodar-Schichten reichen die Vertikalprofile von U_{norm} in Freiburg bis 355 m sowie in Oberbärenburg 395 m (29.08.2001-24.09.2001) und 355 m (19.08.2003-05.10.2003) über Grund.

Deutliche Unterschiede zwischen den Tag- und Nachtprofilen von U_{norm} treten an den Standorten Hartheim (Abb. 4.2a) und Tharandt (Abb. 4.2b) auf. Am Standort Hartheim nimmt U_{norm} nachts in mittleren Messhöhen größere Werte als tagsüber an, was auf ein häufiges Auftreten eines nächtlichen bodennahen Starkwindbandes hindeutet. Je nach Tageszeit erreicht U_{norm} an diesen heterogeneren Standorten – mit Ausnahme des Standortes Tharandt – Werte bis maximal 2.0. Am Standort Tharandt treten die größten tageszeitlichen Differenzen in den Vertikalprofilen von U_{norm} oberhalb von 200 m über Grund auf. Unterhalb dieser Höhe steigt U_{norm} nahezu linear an und erreicht tagsüber in 485 m Höhe U_{norm} -Werte von knapp unter 4.0. Diese auffällige tageszeitlich differenzierte Aufspaltung der Vertikalprofile von U_{norm} kann nach Emeis (2004) Ausdruck der tageszeitlich unterschiedlich ausgeprägten Turbulenzintensitäten sein.

VERTIKO-ALUF1

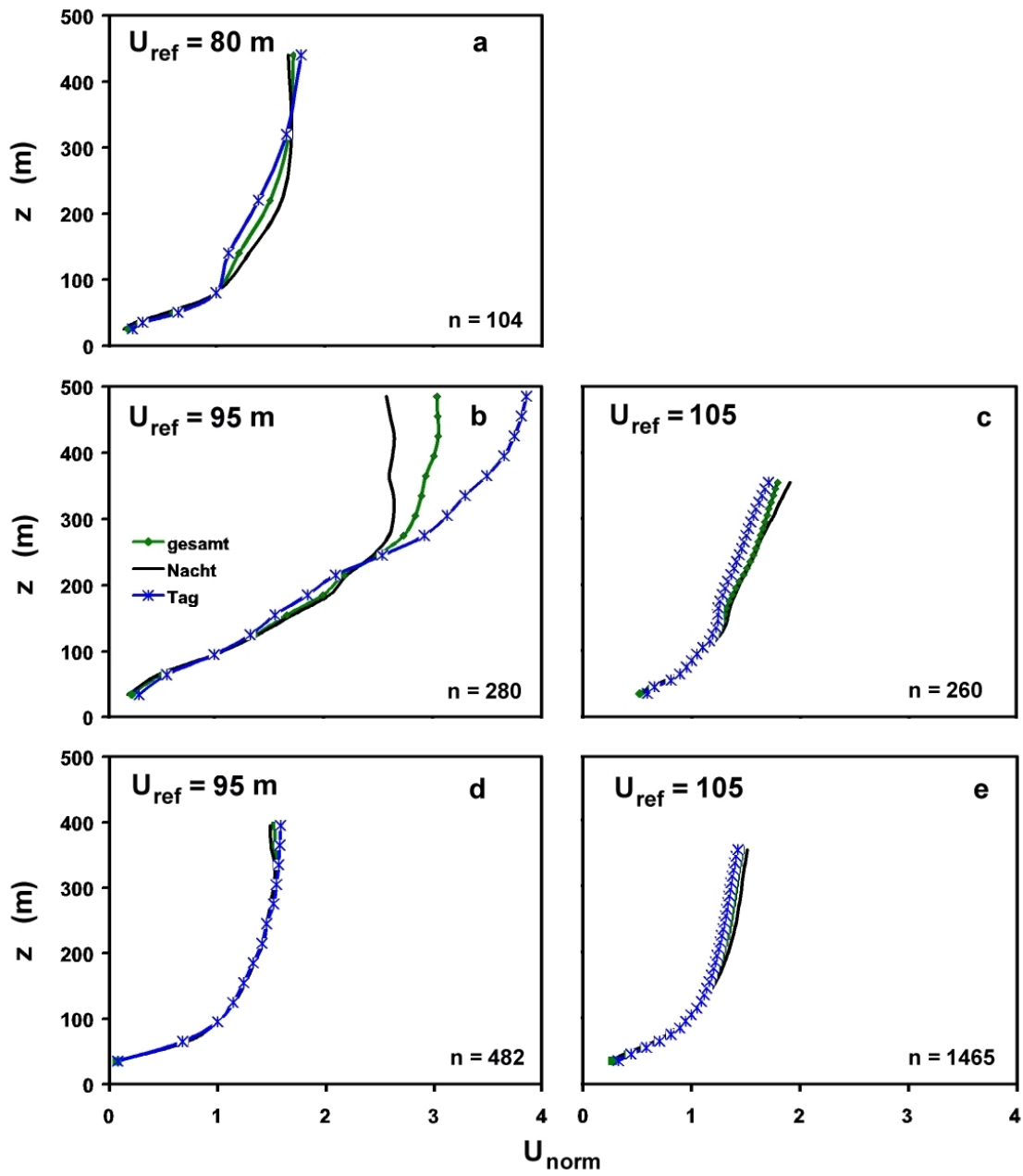


Abb. 4.2 Mittlere Vertikalprofile der normierten horizontalen Windgeschwindigkeit ($U_{\text{norm}} = U(z)/U_{\text{ref}}$) an den Standorten (a) Hartheim (02.04.2002-26.04.2002), (b) Tharandt (05.09.2001-10.10.2001), (c) Freiburg (07.07.2004-16.07.2004) sowie (d) Oberbärenburg (29.08.2001-24.09.2001) und (e) Oberbärenburg (19.08.2003-05.10.2003); n : Anzahl verwendeter Vertikalprofile

4.3 Tagesgänge der horizontalen Windgeschwindigkeit und der Standardabweichung der vertikalen Windvektorkomponente

An den Standorten Oberbärenburg (29.08.2001-24.09.2001; 19.08.2003-05.10.2003), Melpitz (26.09.2001-12.10.2001) und Lindenberg (19.05.2003-24.06.2003) konnten aus den zur Verfügung stehenden Datensätzen der horizontalen Windgeschwindigkeit U mittlere Tagesgänge in verschiedenen Höhen für die jeweilige Sodar-Messkampagne entsprechend der Sodar-Schichteneinteilung erstellt werden (Abb. 4.3). Am Standort Lindenberg sind die mittleren Tagesgänge von U in verschiedenen Messhöhen am ausgeprägtesten (Abb. 4.3d). Während der Tagesstunden sinkt U in größeren Messhöhen (Ekman-Schicht) deutlich ab. In den unteren Messhöhen steigt U im Tagesverlauf dagegen leicht an. Dieser tageszeitliche Verlauf von U kann auch an den anderen in Abb. 4.3 aufgeführten Standorten beobachtet werden. Zu ähnlichen Ergebnissen kommt Emeis (2004) bei der Untersuchung mittlerer Tagesgänge der horizontalen Windgeschwindigkeit an einem Stadtstandort. Für ausgewählte Höhen über der Stadt Hannover zeigt sich ebenfalls, dass U in verschiedenen Jahreszeiten tagsüber in größeren Höhen gegenüber der Nacht reduziert ist.

Als Grund für die Modifizierung des Tagesganges von U kann angeführt werden, dass die turbulente Durchmischung der PBL einen Tagesgang aufweist, wodurch die Zunahme der horizontalen Windgeschwindigkeit mit der Höhe über Grund im Tagesverlauf modifiziert wird. Nachts beeinflusst nur mechanisch, tagsüber sowohl thermisch als auch mechanisch induzierte Turbulenz die Windgeschwindigkeitszunahme mit der Höhe.

Nachts sind unter stabilen Schichtungsbedingungen höhere Luftschichten von bodennahen Luftschichten entkoppelt. Eigenschaften der höheren Luftschichten werden dadurch weniger durch die Bodenreibung modifiziert. Da tagsüber unter labilen Schichtungsbedingungen ein starker Austausch zwischen bodennahen und höheren Luftschichten besteht, hat dies zur Folge, dass die horizontale Windgeschwindigkeit in bodennahen Luftschichten tagsüber relativ größer ist als in höheren Luftschichten. Umgekehrt ist tagsüber die horizontale Windgeschwindigkeit in höheren Luftschichten durch den Einfluss der Konvektion geringer. Infolgedessen ist der vertikale Windgeschwindigkeitsgradient in höheren Luftschichten in der PBL nahezu Null (Emeis et al. 2003).

Abb. 4.4 enthält die mittleren Tagesgänge der Standardabweichung der vertikalen Windvektorkomponente σ_w in verschiedenen Sodar-Messhöhen an den Standorten Bremgarten (10.07.2001-26.07.2001; 10.01.2002-25.02.2002) und Melpitz (26.09.2001-12.10.2001). σ_w stellt ein Maß für die Turbulenz dar und kann als die direkteste Turbulenzinformation bezeichnet werden, die aus Sodar-Messungen gewonnen werden kann (Emeis 2004). An den anderen im Projektzeitraum untersuchten Standorten standen nicht genug Datensätze zur Darstellung von mittleren σ_w -Tagesgängen zur Verfügung.

In Bremgarten und Melpitz zeigt sich, dass σ_w in verschiedenen Sodar-Messhöhen einen mehr oder weniger ausgeprägten Tagesgang aufweist.

VERTIKO-ALUF1

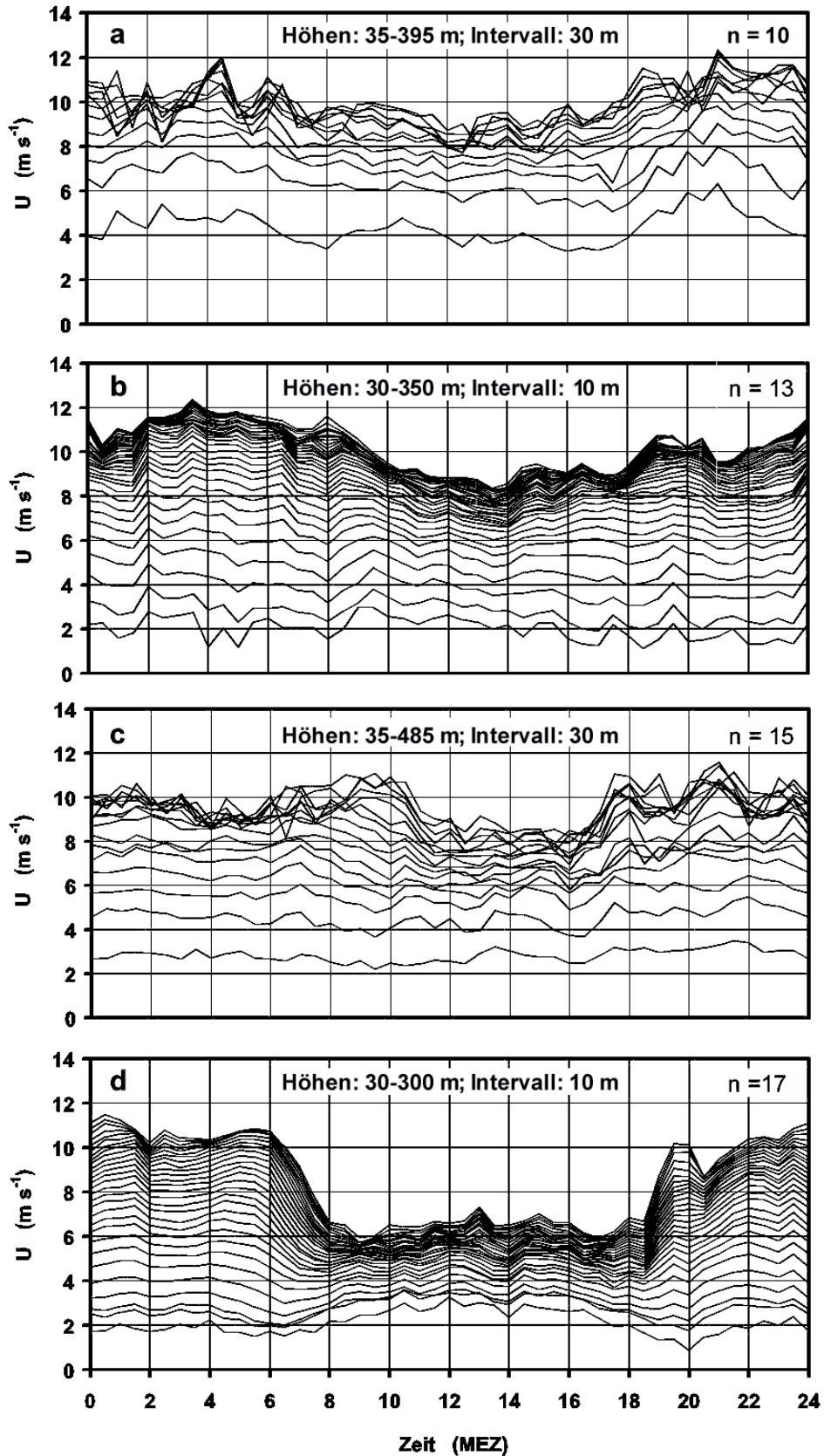


Abb. 4.3 Mittlere Tagesgänge der horizontalen Windgeschwindigkeit U (m s^{-1}) an den Standorten (a) Oberbärenburg (29.08.2001-24.09.2001), (b) Oberbärenburg (19.08.2003-05.10.2003), (c) Melpitz (26.09.2001-12.10.2001) und (d) Lindenberg (19.05.2003-24.06.2003) für verschiedene Messhöhen; n: Anzahl verwendeter Tage

VERTIKO-ALUF1

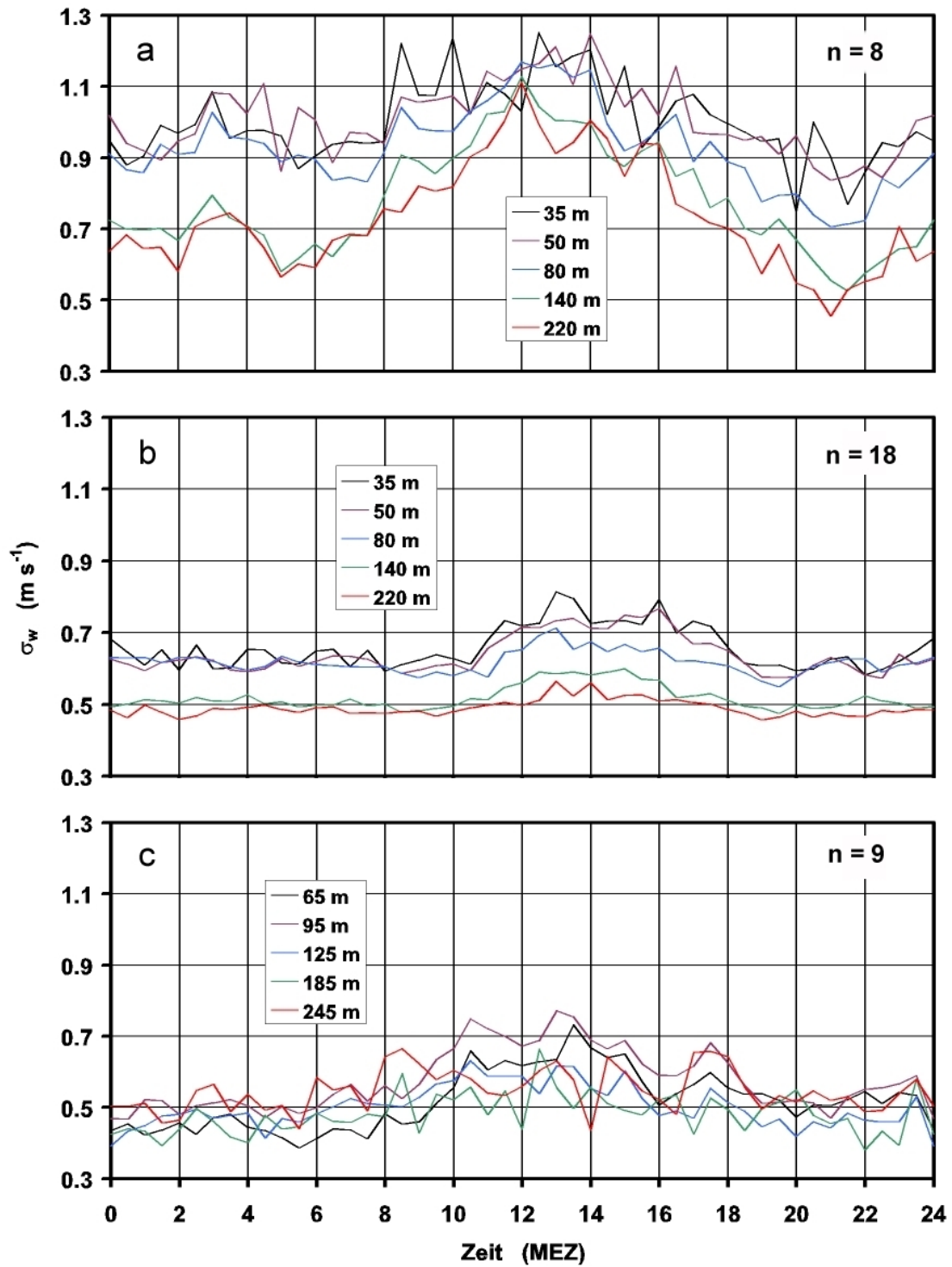


Abb. 4.4 Mittlere Tagesgänge der Standardabweichung der vertikalen Windvektorkomponente σ_w (m s^{-1}) an den Standorten (a) Bremgarten (10.07.2001-26.07.2001), (b) Bremgarten (10.01.2002-25.02.2002) und (c) Melpitz (26.09.2001-12.10.2001); n: Anzahl verwendeter Tage

Die mittleren Werte von σ_w sind in den drei Messkampagnen tagsüber größer als nachts, was auf den Einfluss der thermischen Schichtung auf die bodennahen Strömungseigenschaften zurückzuführen ist. Die größere Amplitude von σ_w tagsüber ist somit vor allem die Folge thermisch induzierter Turbulenz (Emeis 2004). In Gegensatz zu Peters et al. (1998b) und Emeis (2004), die von einer Zunahme von σ_w mit der Höhe über Grund unter labilen Schichtungsbedingungen berichten, nimmt σ_w in den beiden Messkampagnen am Standort Bremgarten im gesamten Tagesverlauf mit der Höhe ab. Am Standort Bremgarten zeigen sich zudem jahreszeitliche Unterschiede in der Größenordnung von σ_w zwischen den im Sommer (10.07.2001-26.07.2001) und im Winter (10.01.2002-25.02.2002) durchgeführten Messkampagnen. In der Sommer-Messkampagne (Abb. 4.4a) sind die Beträge von σ_w deutlich höher als in der Winter-Messkampagne (Abb. 4.4b). Die hohen σ_w -Werte treten tagsüber in der Sommer-Messkampagne über einen längeren Zeitraum auf als in der Winter-Messkampagne. Das Niveau der mittleren σ_w -Tagesgänge am Standort Melpitz (Abb. 4.4c) entspricht dem Niveau der mittleren σ_w -Tagesgänge während der Winter-Messkampagne am Standort Bremgarten.

4.4 Zusammenhang zwischen der horizontalen Windgeschwindigkeit und der Standardabweichung der vertikalen Windvektorkomponente

In der Abb. 4.5 ist der Zusammenhang zwischen σ_w und U an verschiedenen Untersuchungsstandorten zusammengefasst. Aus den Streudiagrammen ist ersichtlich, dass sich auf der Grundlage von den im Projektzeitraum erhobenen Sodar-Messwerten keine klaren Beziehungen zwischen U und σ_w aufstellen lassen. Es wird aber deutlich, dass σ_w mit zunehmender Höhe über Grund niedrigere Werte als in bodennahen Messhöhen annimmt. Dieser Effekt zeigt sich besonders deutlich am Standort Oberbärenburg (Abb. 4.5e) in der Messperiode 29.08.2001-24.09.2001. Am Standort Bremgarten bestehen klare Unterschiede zwischen der Sommer- (10.07.2001-26.07.2001) und der Winter-Messkampagne (10.01.2002-25.02.2002). σ_w zeigt in der Sommer-Messkampagne eine wesentliche größere Streuung bei der Abhängigkeit von U als in der Winter-Messkampagne.

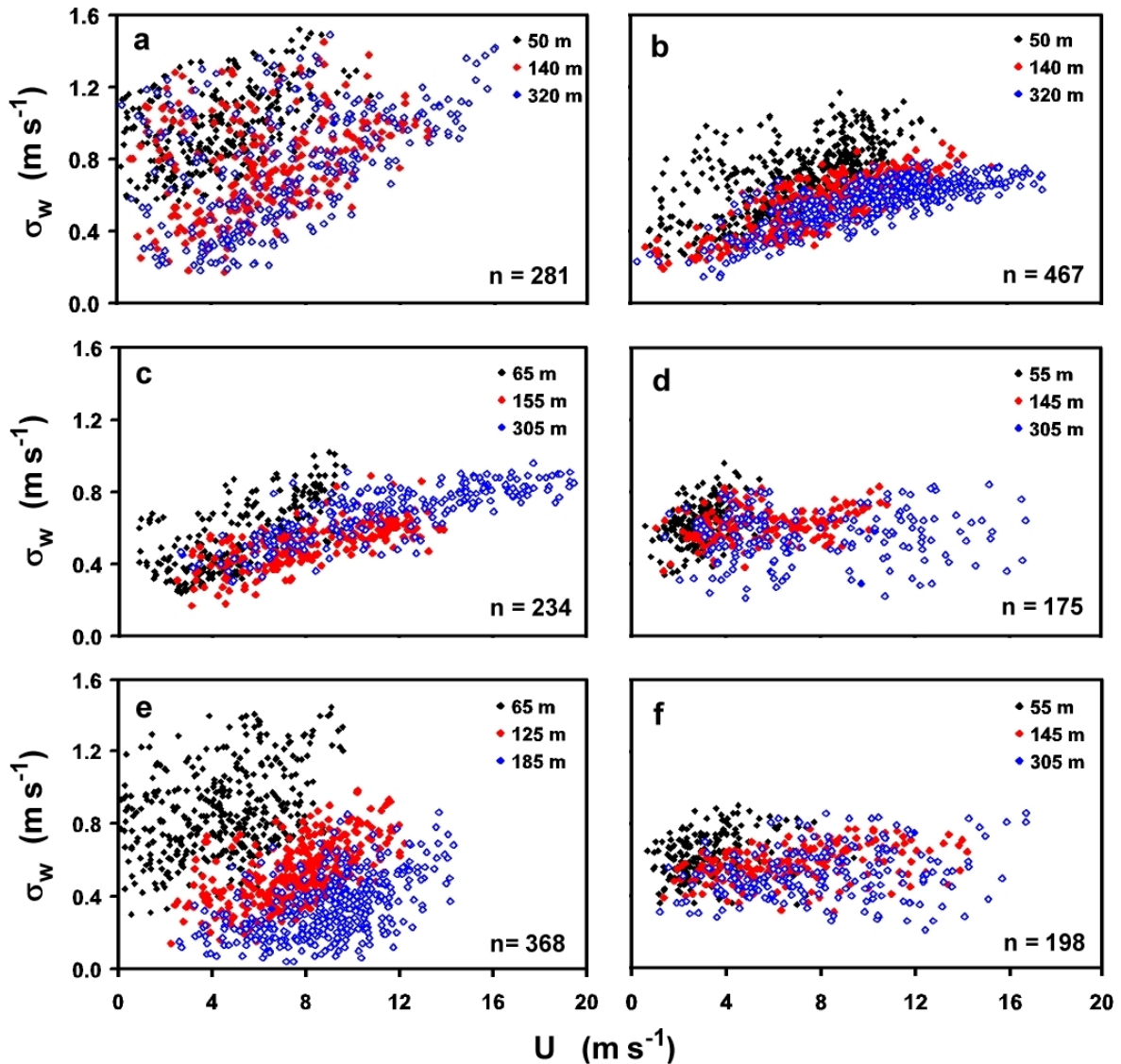


Abb. 4.5 Abhängigkeit der Standardabweichung der vertikalen Windvektorkomponente σ_w (m s^{-1}) von der horizontalen Windgeschwindigkeit U (m s^{-1}) an den Standorten (a) Bremgarten (10.07.2001-26.07.2001), (b) Bremgarten (10.01.2002-25.02.2002), (c) Melpitz (26.09.2001-12.10.2001), (d) Lindenberg (19.05.2003-24.06.2003), (e) Oberbärenburg (29.08.2001-24.09.2001) und (f) Oberbärenburg (19.08.2003-05.10.2003); n: Anzahl verwendeter Wertepaare

4.5 Konvektive Produktivität

Die mittleren Vertikalprofile der konvektiven Produktivität $\sigma_w^3 z^{-1}$ zeigen an fast allen Standorten ähnliche Verläufe (Abb. 4.6 und Abb. 4.7), die durch die Normierung von σ_w^3 mit den jeweiligen Sodar-Messhöhen bedingt ist. An den Standorten Lindenberg (Abb. 4.6d), Tharandt (Abb. 4.7b) und Oberbärenburg (Abb. 4.7c und Abb. 4.7d) werden die Vertikalprofile von $\sigma_w^3 z^{-1}$ aufgrund einer geringen zur Verfügung stehenden Vertikalprofilzahl nur bis in eine Höhe von maximal 305 m über Grund dargestellt.

Die Größenordnung der mittleren $\sigma_w^3 z^{-1}$ -Werte schwankt in den bodennächsten Sodar-Messhöhen an

VERTIKO-ALUF1

allen in den Abb. 4.6 und Abb. 4.7 dargestellten Standorten zwischen 0.015 und $0.03 \text{ (m}^2 \text{ s}^{-3}\text{)}$.

Tageszeitliche Unterschiede in den Vertikalprofilen von $\sigma_w^3 z^{-1}$ können vor allem am Standort Bremgarten während der Sommer-Messkampagne (10.07.2001-26.07.2001; Abb. 4.6a) festgestellt werden. Nachts zeigt das mittlere Vertikalprofil von $\sigma_w^3 z^{-1}$ niedrigere Werte als tagsüber. Die mittleren Vertikalprofile von $\sigma_w^3 z^{-1}$ am Standort Bremgarten zeigen während der Winter-Messkampagne (10.01.2002-25.02.2002; Abb. 4.6b) keine prägnanten tageszeitlichen Unterschiede. Das gleiche trifft auch für alle anderen Untersuchungsstandorte – mit überwiegend gering höheren $\sigma_w^3 z^{-1}$ -Werten während der Tagstunden – zu. Die tageszeitlichen Differenzen nehmen mit zunehmender Höhe über Grund ab.

Am Standort Oberbärenburg (29.08.2001-24.09.2001; Abb. 4.7c) zeigen sich in Höhen oberhalb von 125 m über Grund deutliche tageszeitliche Unterschiede in den Vertikalprofilen. Der weitere Vertikalverlauf von $\sigma_w^3 z^{-1}$ kann aufgrund einer zu geringen Datenbasis nicht dargestellt werden.

Ergebnisse zu den mittleren Vertikalprofilen von $\sigma_w^3 z^{-1}$ lassen sich für den Standort Freiburg (07.07.2004-16.07.2004) nicht präsentieren, da die Standardabweichung der vertikalen Windvektorkomponente in dieser Messkampagne – vermutlich witterungsbedingt (Hochnebel-situation) – keine plausiblen Werte aufweist.

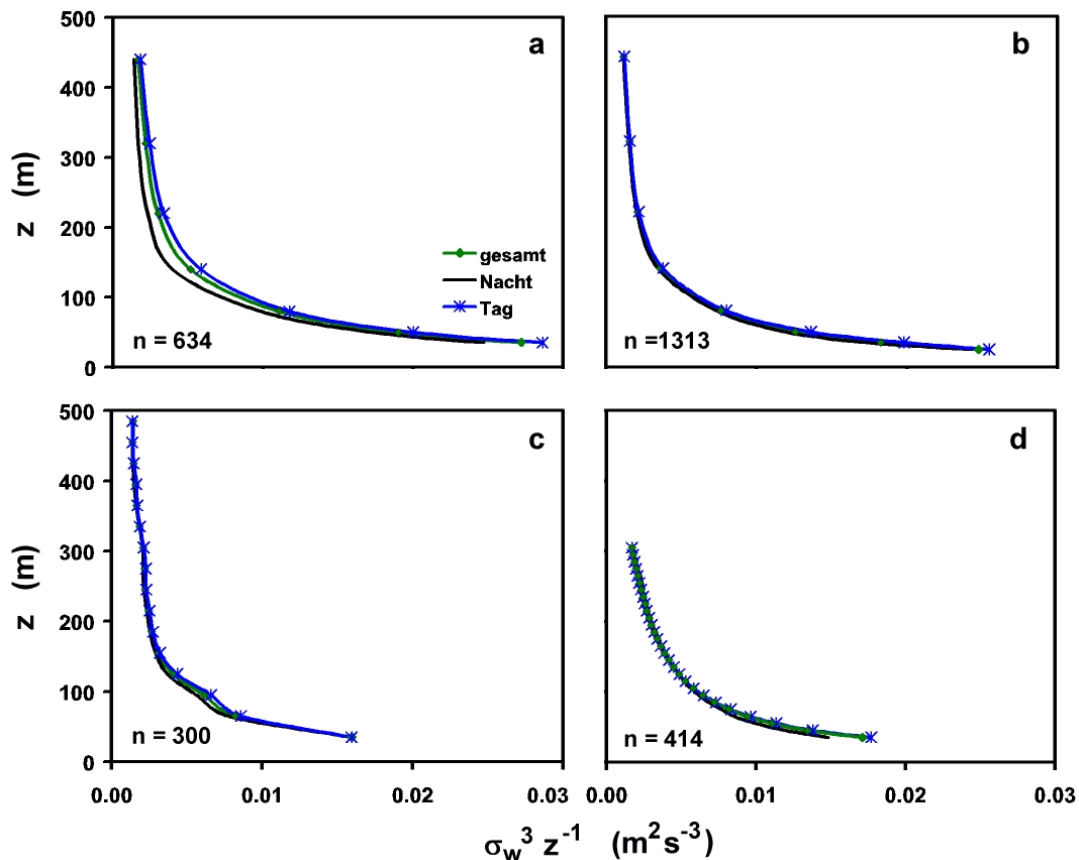


Abb. 4.6 Mittlere Vertikalprofile der konvektiven Produktivität $\sigma_w^3 z^{-1} \text{ (m}^2 \text{ s}^{-3}\text{)}$ an den Standorten (a) Bremgarten (10.07.2001-26.07.2001), (b) Bremgarten (10.01.2002-25.02.2002), (c) Melpitz (26.09.2001-12.10.2001) und

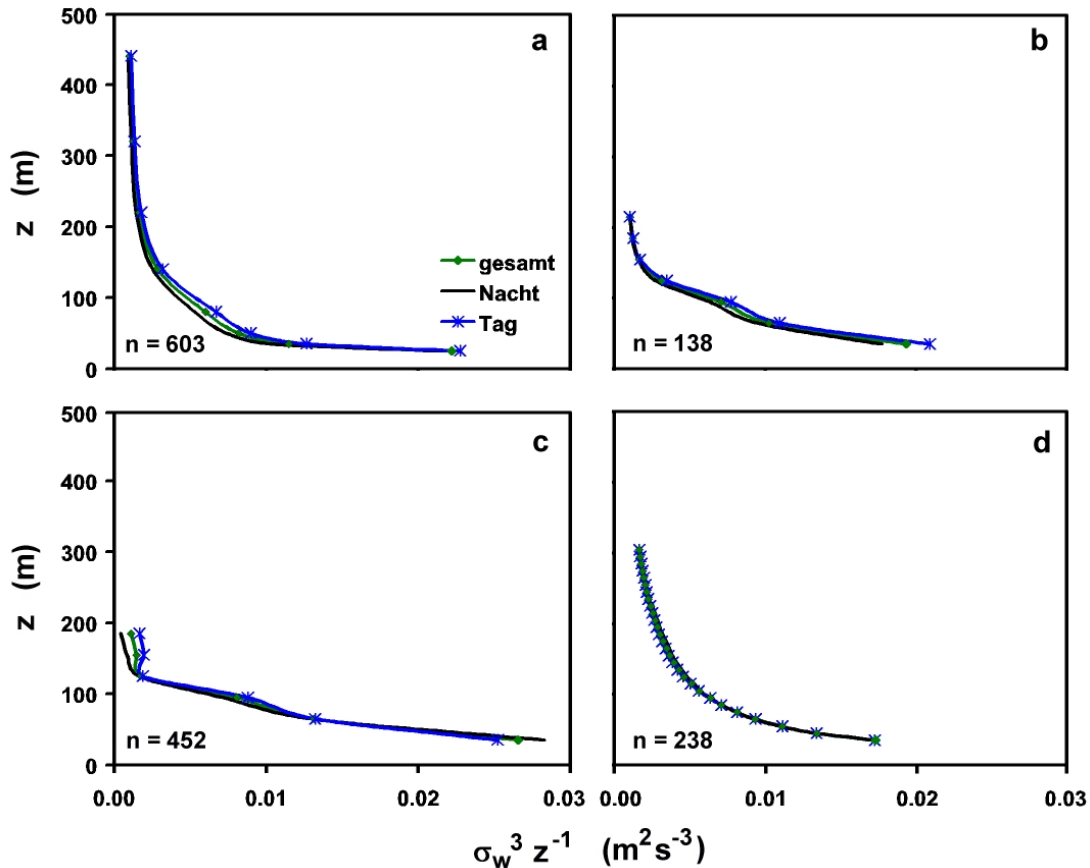


Abb. 4.7 Mittlere Vertikalprofile der konvektiven Produktivität $\sigma_w^3 z^{-1}$ ($\text{m}^2 \text{s}^{-3}$) an den Standorten (a) Hartheim (02.04.2002-26.04.2002), (b) Tharandt (05.09.2001-10.10.2001), (c) Oberbärenburg (29.08.2001-24.09.2001) und (d) Oberbärenburg (19.08.2003-05.10.2003); n: Anzahl verwendeter Vertikalprofile

4.6 Winddrehung in der planetaren Grenzschicht

Durch den Einfluss der Erdoberfläche ist die Windrichtung in der Prandtl-Schicht nahezu höhenkonstant. Grund für die mit der Höhe konstante Windrichtung in dieser Schicht ist die kräftige Turbulenz, die für einen vertikalen Austausch sorgt und somit vertikale Unterschiede in der Windrichtung nicht zulässt. Durch die geringer werdende mechanische Reibungswirkung und durch den zunehmenden Einfluss der Corioliskraft wird auf der nördlichen Hemisphäre mit zunehmender Entfernung von der Erdoberfläche eine Rechtsdrehung des Windes in Richtung des geostrophischen Windes hervorgerufen (Panofsky und Dutton 1984; Stull 1988; Stull 2000).

Somit können über die Winddrehung in den untersten 200 m der PBL Einflüsse der Oberflächenrauigkeit abgeleitet werden. Der Winkel zwischen der Windrichtung in höheren Schichten und der Windrichtung in der bodennahen Schichten hängt von der Oberflächenrauigkeit ab. Nach Emeis et al. (2003) ist die Drehung umso stärker, je höher die Oberflächenrauigkeit ist. Die Abb. 4.8 zeigt die aus Sodar-Messungen abgeleiteten Häufigkeitsverteilungen der Windrichtungsdrehung (Δdd) in drei verschiedenen Sodar-Messhöhen an den horizontal vergleichsweise homogenen

VERTIKO-ALUF1

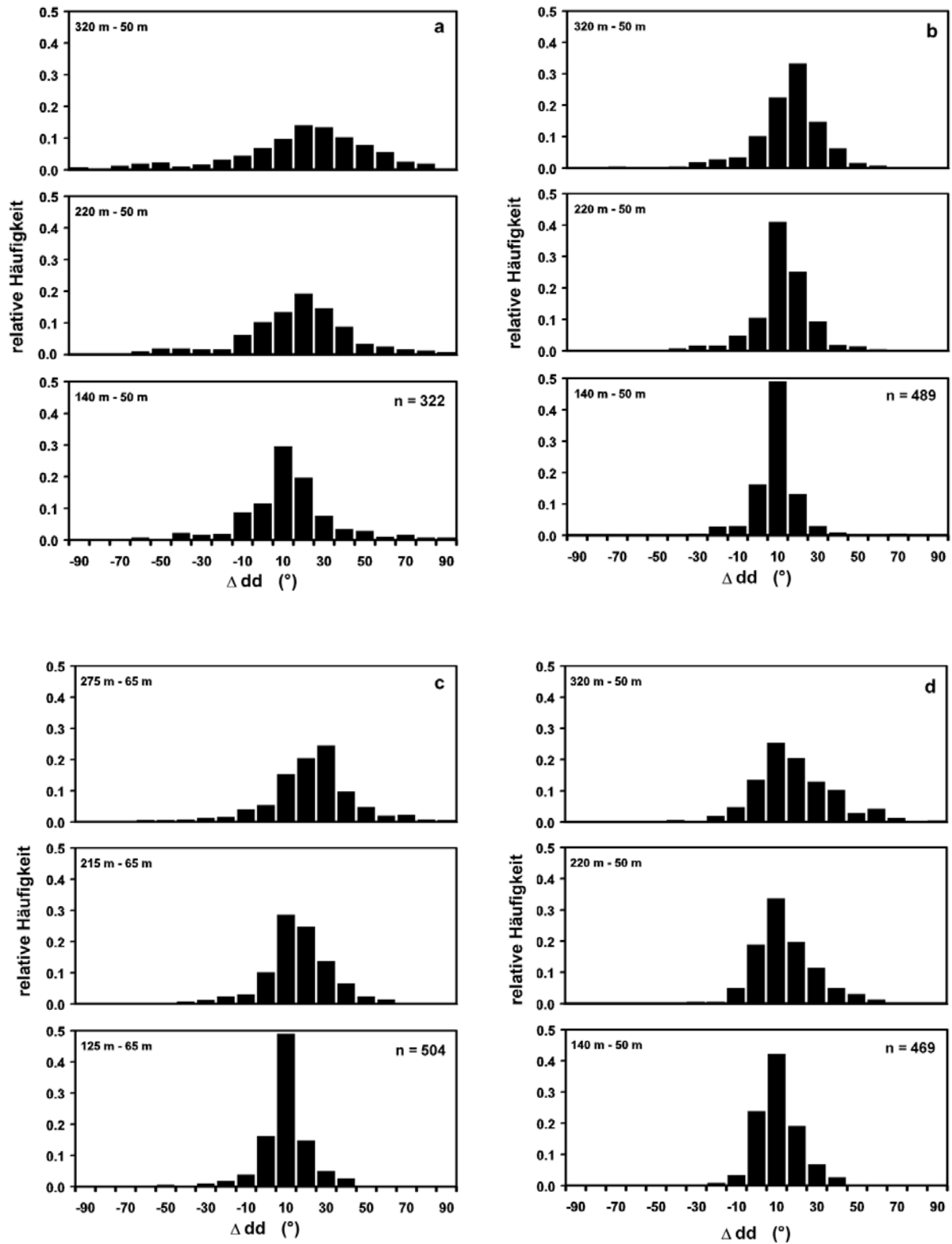


Abb. 4.8 Relative Häufigkeitsverteilungen der Windrichtungsänderung Δdd ($^{\circ}$) in drei verschiedenen Messhöhen, jeweils bezogen auf die Windrichtung in 50 m bzw. 65 m über Grund aus Sodar-Messungen an den Standorten (a) Bremgarten (10.07.2001-26.07.2001), (b) Lindenberg (10.01.2002-25.02.2002), (c) Melpitz (26.09.2001-12.10.2001) und (d) Lindenberg (19.05.2003-24.06.2003); n: Anzahl verwendeter Werte

VERTIKO-ALUF1

Standorten Bremgarten (10.07.2001-26.07.2001; 10.01.2002-25.02.2002), Melpitz (26.09.2001-12.10.2001) und Lindenberg (19.05.2003-24.06.2003), jeweils bezogen auf die Windrichtung in einer Referenzhöhe (50 m bzw. 65 m über Grund).

Mit Ausnahme der Untersuchungsstandorte Hartheim (Abb. 4.9a) und Tharandt (Abb. 4.9c) gilt, dass die größten Häufigkeiten der Drehwinkel der Windrichtung an den in den Abb. 4.8 bis Abb. 4.10 dargestellten Untersuchungsstandorten im Bereich von -20° bis $+20^\circ$ gegenüber der Windrichtung in den entsprechenden Referenzhöhen liegen.

An den in Abb. 4.8 aufgeführten Standorten zeigt sich eine steigende Häufigkeit größerer positiver Drehwinkel mit zunehmender Höhe über Grund. In vergleichbaren Drehwinkelbereichen liegen die von Emeis et al. (2003) im Oktober 2001 über der Stadt Hannover festgestellten Häufigkeiten der Drehwinkel der Windrichtung.

An dem bewaldeten Standort Hartheim (Abb. 4.9a) und dem als horizontal heterogen eingestuften Standort Tharandt (Abb. 4.9c) ist keine oder eine nur sehr geringe Konzentration der Häufigkeiten der Drehwinkel der Windrichtung mit zunehmender Höhe über Grund zu beobachten. Die Häufigkeiten der Drehwinkel verteilen sich gleichmäßiger über das gesamte dargestellte Spektrum von -90° bis $+90^\circ$. Über die Ursachen des breiten Spektrums der Drehwinkelhäufigkeiten der Windrichtung kann nur spekuliert werden. Am Standort Hartheim ist die große Variabilität der Drehwinkelhäufigkeiten möglicherweise eine Folge der während der Messkampagne aufgetretenen sehr geringen horizontalen Windgeschwindigkeiten. Am Standort Tharandt sind möglicherweise die komplexen Rauigkeitsverhältnisse und die Topographie die wesentlichen Gründe für die fehlende Dominanz einer Größenordnung der Drehwinkel der Windrichtung mit zunehmender Höhe.

In der Abb. 4.10 sind die Häufigkeitsverteilungen der Windrichtungsrotation am Standort Oberbärenburg (29.08.2001-24.09.2001; 19.08.2003-05.10.2003) dargestellt. Ähnlich wie in Abb. 4.8 zeigt sich eine deutliche Konzentration der häufigsten Drehwinkel der Windrichtung, bezogen auf die Windrichtung in der Referenzhöhe, im Bereich zwischen -20° bis $+20^\circ$. Die Häufigkeiten der Drehwinkel verlagern sich mit zunehmender Höhe über Grund in zunehmend positivere Drehwinkelbereiche.

VERTIKO-ALUF1

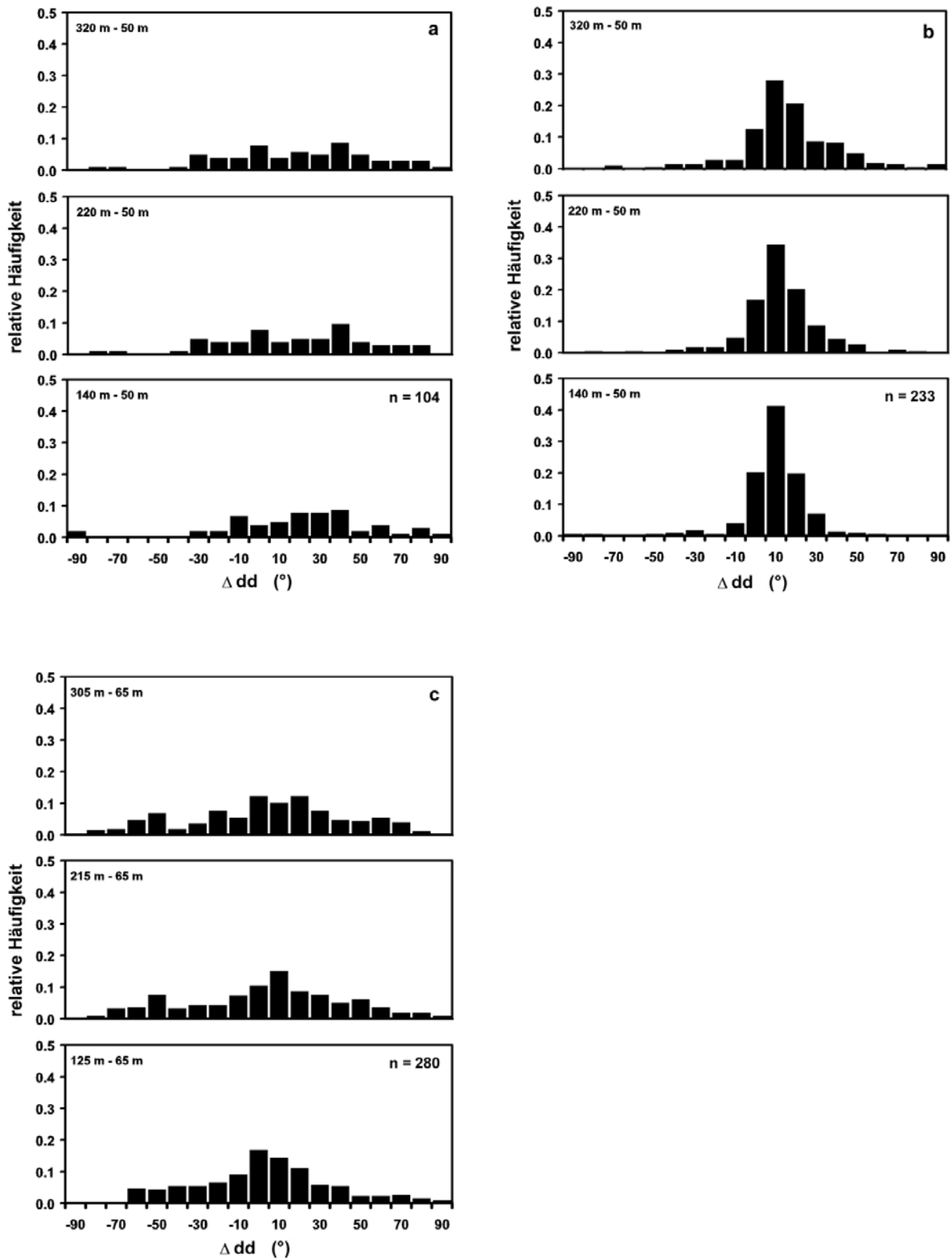


Abb. 4.9 Relative Häufigkeitsverteilungen der Windrichtungsänderung Δdd (°) in drei verschiedenen Messhöhen bezogen auf die Windrichtung in 50 m bzw. 65 m über Grund aus Sodar-Messungen an den Standorten (a) Hartheim (02.04.2002-26.04.2002), (b) Freiburg (07.07.2004-16.07.2004) und (c) Tharandt (05.09.2001-10.10.2001); n: Anzahl verwendeter Werte

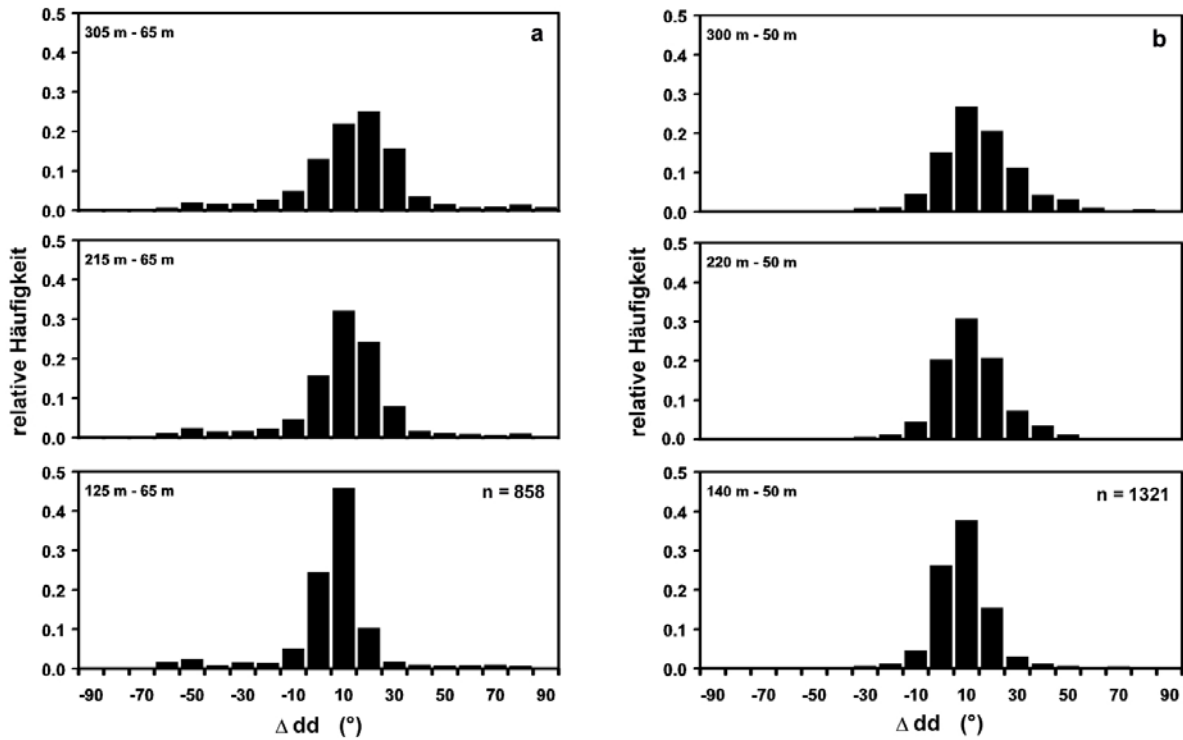


Abb. 4.10 Relative Häufigkeitsverteilungen der Windrichtungsänderung Δdd ($^{\circ}$) in drei verschiedenen Messhöhen bezogen auf die Windrichtung in 50 m bzw. 65 m über Grund aus Sodar-Messungen am Standort (a) Oberbärenburg (29.08.2001-24.09.2001) und (b) Oberbärenburg (19.08.2003-05.10.2003); n: Anzahl verwendeter Werte

4.7 Oberflächenkenngrößen

Die beiden zur Bestimmung der Oberflächenkenngrößen Nullpunktverschiebung d , Rauigkeitslänge z_0 und Schubspannungsgeschwindigkeit u_* eingesetzten Verfahren führten an allen Standorten zu sehr unterschiedlichen Ergebnissen. Die ursprünglich favorisierte Methode nach Mikami et al. (1996), die für Messungen mit einem Fesselballon-System im reliefierten Gelände konzipiert worden war, lieferte an keinem der untersuchten Standorte plausible Resultate für z_0 und d . Der mit dieser Methode berechnete multiple Korrelationskoeffizient zwischen gemessenen und berechneten Vertikalprofilen der horizontalen Windgeschwindigkeit wies nur in Ausnahmefällen das zur Bestimmung von z_0 und d notwendige Maximum auf, über das sich charakteristische Werte für z_0 und d bestimmen lassen. Somit konnte das Mikami-Verfahren für keine Sodar-Messkampagne zur Bestimmung von z_0 und d eingesetzt werden. Das Verfahren nach Robinson (1962) hingegen lieferte für die Mehrzahl der untersuchten Standorte aus Sodar-Daten Ergebnisse für z_0 , d und u_* , die jedoch kritisch zu prüfen waren.

Die Tab. 4.2 enthält eine Zusammenstellung aller an den verschiedenen Untersuchungsstandorten aus Sodar- und Fesselballon-Messkampagnen zur Verfügung stehenden Vertikalprofile der horizontalen Windgeschwindigkeit unter nahe-neutralen atmosphärischen Schichtungsbedingungen, wobei zusätzlich eine Aufteilung nach Windrichtungssektoren durchgeführt wurde. Die Anzahl der zur

VERTIKO-ALUF1

Berechnung von z_0 , d und u_* in den sechs Windrichtungssektoren zur Verfügung stehenden Vertikalprofile der horizontalen Windgeschwindigkeit ist äußerst gering. Dennoch wurden die Vertikalprofile entsprechend der herrschenden bodennahen Windrichtung in sechs Windrichtungssektoren (1: 1°-60°; 2: 61°-120°; 3: 121°-180°; 4: 181°-240°; 5: 241°-300°; 6: 301°-360°) eingeteilt. An allen Untersuchungsstandorten wurden zur Bestimmung von z_0 , d und u_* die fünf bodennächsten Sodar- bzw. Fesselballon-Messhöhen verwendet.

Die mit Hilfe des Robinson-Verfahrens aus Sodar- und Fesselballon-Messwerten berechneten Werte für d sind an allen Standorten in allen Windrichtungssektoren generell zu hoch (Tab. 4.3). An den Waldstandorten Hartheim, Oberbärenburg und Tharandt sowie in der Stadt Freiburg sind die d -Werte größer als die mittlere Bestandeshöhe bzw. die mittlere Hausdachhöhe und damit unrealistisch. Die Werte für z_0 variieren je nach Windrichtungssektor über alle Untersuchungsstandorte zwischen 0.3 und 1.2 m. z_0 wird damit an den Graslandstandorten überschätzt.

Tab. 4.2 Anzahl von Vertikalprofilen der horizontalen Windgeschwindigkeit U , die zur Bestimmung der Oberflächenkenngrößen z_0 , d und u_* unter nahe-neutraler atmosphärischer Schichtung für sechs Windrichtungssektoren (1: 1°-60°; 2: 61°-120°; 3: 121°-180°; 4: 181°-240°; 5: 241°-300°; 6: 301°-360°) zur Verfügung standen

Standort	Windrichtungssektoren (°)						
	1-360	1-60	61-120	121-180	181-240	241-300	301-360
Bremgarten (10.07.-26.07.2001)	60	9	1	7	37	3	3
Bremgarten (10.01.-25.02.2002)	93	5	2	1	80	3	2
Melpitz (26.09.-12.10.2002)	93	0	0	12	59	21	1
Hartheim (02.04.-26.04.2002)	8	3	2	0	3	0	0
Oberbärenburg (29.08.-24.09.2001)	143	3	6	12	56	66	0
Oberbärenburg (19.08.-05.10.2003)	233	7	3	43	40	90	50
Tharandt (05.09.-10.10.2001)	44	1	0	9	19	15	0
Freiburg (09.11.-19.11.2001)	52	2	4	12	33	1	0
Lindenberg (19.05.-24.06.2003)	56	0	13	3	7	28	5
Hartheim* (15.07.-16.07.2003)	5	1	0	2	2	0	0
Hartheim* (22.07.2004)	3	0	1	1	0	0	1

* Fesselballon-Messungen

VERTIKO-ALUF1

Aufgrund der unrealistisch hohen d -Werte, die den Einfluss der Landnutzungen Grasland, Wald und Stadt in verschiedenen Windrichtungssektoren auf die bodennahen Strömungseigenschaften widerspiegeln sollten, sowie der geringen Anzahl der verwendbaren Vertikalprofile der horizontalen Windgeschwindigkeit je Windrichtungssektor wird darauf verzichtet, Resultate für die Kenngrößen z_0 , d und u_* graphisch darzustellen.

Die sich in den hier präsentierten Ergebnissen abzeichnende deutliche Überschätzung von d dürfte vor allem darauf zurückzuführen sein, dass die untersten Sodar-Messhöhen für die Bestimmung von d deutlich zu hoch waren und somit die Krümmung im bodennahen Vertikalprofil der horizontalen Windgeschwindigkeit U nicht im erforderlichen Ausmaß erfasst werden konnte. So lag die unterste Messhöhe des FAS64 für die Bestimmung von U während der durchgeführten Messkampagnen immer zwischen 30 m und 40 m über Grund. Als weiteres Problem kam hinzu, dass es nicht möglich war, im restlichen Bereich der Prandtl-Schicht die Mittelwerte von U für Schichten von 10 bzw. 20 m Dicke eindeutig den physikalisch relevanten Höhen zuzuordnen. Die gewählte Zuordnung der Mittelwerte von U zur jeweils zentrierten Schichthöhe über Grund kann insbesondere in der Prandtl-Schicht über Landnutzungen mit großer vertikaler Erstreckung nur als erste Näherung aufgefasst werden.

Als Größenordnungen von d für die Landnutzung Wald werden z.B. von Jarvis et al. (1975), Wieringa (1993) und Kaimal und Finnigan (1994) 60% bis 90% der mittleren Bestandeshöhe angegeben, wobei mikrometeorologische Turmmessungen die Basis bildeten. Größenordnungen von z_0 bewegen sich bei Nadelwäldern nach Jarvis et al. (1975) zwischen 2% bis 14% der mittleren Bestandeshöhe.

VERTIKO-ALUF1

Tab. 4.3 Werte für die mit dem iterativen Verfahren nach Robinson (1962) bestimmten Oberflächenkenngrößen z_0 , d , und u_* an verschiedenen Standorten bei nahe-neutraler atmosphärischer Schichtung für sechs Windrichtungssektoren (dd-Sektoren 1: 1°-60°; 2: 61°-120°; 3: 121°-180°; 4: 181°-240°; 5: 241°-300°; 6: 301°-360°) sowie Anzahl zur Bestimmung von z_0 , d , und u_* verwendeter Vertikalprofile der horizontalen Windgeschwindigkeit U

dd-Sektor	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
Standort	d (m)						z_0 (m)						u_*					
	Anzahl verwendeter U-Profile																	
Bremgarten (10.07.-26.07.2001)	11.3	11.2		12.2		9.3	1.0	0.8		1.0		1.0	1.0	0.5		0.7		0.9
	4	2		9		1												
Bremgarten (10.01.-25.02.2002)	18.1		18.4	16.3	21.9	14.5	0.4		0.6	0.6	0.3	0.4	1.0		0.9	1.7	1.0	0.9
	5		2	25	2	3												
Melpitz (26.09.-12.10.2002)			27.1	23.7	27.7				0.9	1.0	0.9				0.4	0.7	0.5	
			7	38	11													
Hartheim (02.04.-26.04.2002)																		
Oberbärenburg (29.08.-24.09.2001)		33.5	30.6	31.1	33.8			0.9	0.7	1.2	1.1			0.1	0.3	0.8	0.7	
		1	1	4	3													
Oberbärenburg (19.08.-05.10.2003)	31.3	28.8	29.9	31.8	29.2	32.1	0.8	1.0	1.0	0.9	0.9	0.8	0.2	0.1	0.9	0.8	0.7	0.4
	3	2	17	10	30	11												
Tharandt (05.09.-10.10.2001)			32.5	29.2	28.5				0.8	0.9	0.9				0.4	0.1	0.1	
			2	5	8													
Freiburg (09.11.-19.11.2001)	18.5	22.5	22.0	22.0			0.8	0.9	0.9	0.9			0.3	0.2	0.3	0.6		
	2	2	10	25														
Lindenberg (19.05.-24.06.2003)		26.2	23.5	25.8	24.2	26.4		0.8	0.8	0.9	0.8	0.8		0.6	0.5	0.6	0.7	0.4
		5	3	4	7	1												
Hartheim* (15.07.-16.07.2003)			8.9	11.6					1.1	0.9					0.4	0.3		
			1	2														
Hartheim* (22.07.2004)		10.8	11.2			12.7		1.1	1.0			0.7		0.2	0.3			0.3
		1	1			1												

* Fesselballon-Messungen

4.8 Fehlerquellen bei Sodar-Messungen

Eine Vielzahl der erhobenen Sodar-Daten wurde durch die intrinsische Datenqualitätskontrolle des FAS64 als kontrollwürdig gekennzeichnet. Diese Daten mussten in einem ersten Schritt der Datenqualitätssicherung verworfen werden. In einem zweiten Schritt führte die anschließende Durchsicht und manuelle Datenqualitätskontrolle der Sodar-Daten zu einem weiteren Ausschluss erheblicher Datenmengen. Als Ursachen, die zu einer Beeinflussung der Datenqualität von Sodar-Systemen führen, gelten:

- Hintergrundrauschen verursacht durch Straßenverkehr (Santovasi 1986), Bäume (Santovasi 1986; Kurzeja 1994), Flugverkehr (Parry et al. 1975), Vögel und Insekten (Parry et al. 1975; Mastrantonio et al. 1999),
- Festechos verursacht durch meteorologische Messtürme (Wittich 1990), Bäume (Kurzeja 1994; Vogt und Thomas 1994),
- Geräusche verursacht durch hohe Windgeschwindigkeiten (Finkelstein et al. 1986; Melas 1991),
- Geräusche verursacht durch Regentropfen (Santovasi 1986; Finkelstein et al. 1986; Peters et al. 1998b),
- Fehler durch theoretische Einschränkungen, Instrumentenfehler, systematische Refraktionseffekte (Spizzichino 1974; Neff und Coulter 1986; Melas 1990; Thomas und Vogt 1993a; Coulter 1997; Ito 1997; Antoniou et al. 2003; Contini et al. 2004),
- Fehler bei der Bestimmung der Doppler-Verschiebung (Spizzichino 1974),
- Fehler durch räumliche und zeitliche Trennung der Schallkeulen individueller Sodar-Messungen (Kristensen und Gaynor 1986; Gaynor und Kristensen 1986; Gaynor 1994),
- Reduktion der emittierten Schallleistung während ausgewählter Perioden (z.B. nachts) in der Umgebung bewohnter Gebiete (Piringer 1994; Thomas und Vogt 1993b; Vogt and Thomas 1994).

Ein ernsthaftes Problem an den untersuchten Wald- und Stadtstandorten war die Degradation der ausgesandten Sodar-Signale durch Hintergrundrauschen, das durch Straßen- (z.B. Hartheim, Freiburg) und Flugverkehr (z.B. Hartheim, Bremgarten, St. Louis) sowie durch die Bäume (z.B. Hartheim) verursacht wurde. Zusammen mit der notwendigen Reduktion der emittierten Schallleistung während der Nacht an den Standorten Hartheim und Freiburg infolge von Anwohnerprotesten wurde die Datenverfügbarkeit- sowie die -qualität an diesen Standorten teilweise erheblich beeinträchtigt.

Ein weiteres Problem an mehreren Untersuchungsstandorten wie z.B. Hartheim waren Festechos. Festechos werden durch die Reflexion von Schallnebenkeulen an stationären Objekten hervorgerufen. Bei einem Teil der erhobenen Sodar-Daten konnte infolgedessen keine Doppler-Verschiebung festgestellt werden. Bisher ließ sich aber noch nicht für alle Sodar-Standorte eine plausible Erklärung für das Phänomen der Festechos finden. Es ist nicht ganz klar, welche Objekte die Ursache für diese Festechos sein könnten, da die Sodar-Standorte nach Möglichkeit so ausgewählt wurden, dass keine stationären Objekte den Einsatzbereich des FAS64 stören konnten.

Eine weiterführende Datenauswertung an den Standorten Blankenhornsberg (01.08.2001-22.08.2001),

VERTIKO-ALUF1

Freiburg (09.11.2001-19.11.2001), St. Louis (04.06.2002-11.07.2002) und Tharandt (21.07.2003-14.10.2003) konnte nicht durchgeführt werden. Mögliche Gründe für die schlechte Datenqualität an diesen Standorten sind:

- Blankenhornsberg: kleinräumig sehr inhomogenes Gelände, Festechos,
- Freiburg: Baustellenlärm einer Baustelle nahe des Untersuchungsstandorts während der Untersuchungskampagne, Reduktion der Schalleistung während der Nacht,
- St. Louis: Fluglärm während der Untersuchungskampagne durch Starts und Landungen von Flugzeugen vom nahe gelegenen Euroairports Basel-Mulhouse-Freibourg,
- Tharandt: zu kurzes Mittelungsintervall, Festechos.

5. Schlussfolgerungen

Zur Erkundung der vertikalen Bedingungen in der planetaren Grenzschicht weist ein Sodar als bodengebundenes Fernerkundungssystem gegenüber einem Fesselballon prinzipiell einige Vorteile auf, wie z.B. kontinuierliche Messungen zeitgleich in verschiedenen Höhenschichten oder relativ reduzierter Personaleinsatz. Diese Untersuchung zeigte jedoch deutlich auf, dass die Erwartungen an die Datenverfügbarkeit und -qualität des im Teilprojekt VERTIKO-ALUF1 eingesetzten Sodar-Systems FAS64 an den meisten der während der Projektlaufzeit untersuchten Standorte mit unterschiedlicher Landnutzung nur teilweise erfüllt werden konnten. Dies kann auf mehrere Gründe zurückgeführt werden: Problematisch erscheinen einerseits die komplexen standörtlichen Voraussetzungen – vor allem bezogen auf das Geräuschktrum der Sodar-Messumgebung (Hintergrundrauschen, Festechos) – an den Aufstellorten eines Sodar-Systems. Da andererseits Sodar-Messungen in jedem Falle durch die ausgesandten Schallpulse Geräusche verursachen, sind Messungen an Standorten in besiedelten Gebieten nur schwer durchführbar.

Vermutlich waren auch die im Rahmen von ALUF1 gestellten Anforderungen an die herstellerepezifische Datenerfassungs- und -verarbeitungssoftware des FAS64 Sodars zu hoch angesetzt. Letztlich konnte der große Vorteil eines Sodar-Systems gegenüber Fesselballon-Systemen, die Kontinuität der Messung von Strömungseigenschaften in der planetaren Grenzschicht, nur mit Einschränkungen genutzt werden. Die Datenverfügbarkeit und -qualität aus den Sodar-Messungen im Teilprojekt ALUF1 waren daher durch die eingeschränkten Einsatzmöglichkeiten des verwendeten Sodar-Systems teilweise erheblich reduziert. Vor dem Hintergrund experimenteller Untersuchungen mit Sodar-Systemen durch andere Gruppen erscheint es allerdings nicht zweckmäßig, generalisierende Aussagen zur Einsatzfähigkeit eines Sodar-Systems zu machen, die allein auf den Erfahrungen und Ergebnissen aus dem Teilprojekt ALUF1 beruhen.

Im Teilprojekt ALUF1 waren die Verfüg- und Verwendbarkeit der Messwerte aus dem FAS64 Sodar in Abhängigkeit von den Zielgrößen unterschiedlich. Sie erreichten bei den Vertikalprofilen der horizontalen Windgeschwindigkeit und Windrichtung eine vergleichsweise hohe Quote, während sie bei der Standardabweichung der vertikalen Windvektorkomponente deutlich geringer waren.

Die Bestimmung charakteristischer Werte für die dominanten Kenngrößen der aerodynamischen Oberflächenrauigkeit (Nullpunktsverschiebung d , Rauigkeitslänge z_0 und Schubspannungsgeschwindigkeit u_*) aus Sodar-Messungen war im Rahmen von ALUF1 nicht möglich, weil die Vertikalprofile der Schichtmittelwerte der horizontalen Windgeschwindigkeit U in der Prandtl-Schicht erst ab der Höhenschicht von 30 bis 40 m über Grund verfügbar waren. Somit konnten landnutzungsbedingte Strömungsbeeinflussungen im unteren Bereich der Prandtl-Schicht, die sich maßgeblich auf d , z_0 und u_* auswirken, nicht über das eingesetzte FAS64 Sodar erfasst werden. Daher erweist es sich als äußerst sinnvoll, wenn Sodar-Messungen durch Profilmessungen an mikrometeorologischen Messtürmen ergänzt werden, um in die Analyse von Struktur und Dynamik der Austauschbedingungen in der planetaren Grenzschicht auch den unteren Bereich der Prandtl-Schicht einbinden zu können. Als nicht ge-

VERTIKO-ALUF1

nau genug für die Bestimmung von d , z_0 und u_* aus Sodar-Daten stellte sich ferner die in den übrigen Bereichen der Prandtl-Schicht gewählte Zuordnung der Schichtmittelwerte von U zur zentrierten Schichthöhe heraus.

6. Literatur

- Andreas EL, Hill RJ, Gosz JR, Moore DI, Otto WD, Sarma AD 1998: Statistics of surface-layer turbulence over terrain with metre-scale heterogeneity. *Boundary-Layer Meteorol* 86, 379-408
- Antoniou I, Jørgensen HE, Ormel F, Bradley S, von Hünenbein S, Emeis S, Warmbier G 2003: On the theory of SODAR Measurement Techniques. Risø-R-1410(EN)
- Baldocchi DD, Hicks BB, Meyers TP 1988: Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. *Ecology* 69, 1331-1340
- Baumann-Stanzer K, Piringer M 2004: Foehn signals detected by SODAR wind and turbulence measurements in the Rhine Valley, Austria, during the MAP field phase. *Meteorol Atmos Phys* 85, 125-139
- Beyrich F 1997: Mixing height estimation from sodar data – a critical discussion. *Atmospheric Environment* 31, 3941-3953
- Contini D, Mastrantonio G, Viola A, Argentini S 2004: Mean Vertical Motion in the PBL Measured by Doppler Sodar: Accuracy, Ambiguities, and Possible Improvements. *J Atmos Oceanic Technol* 21, 1532-1544
- Coulter RL 1997: Turbulence Variables derived from Sodar data. In: *Acoustic Remote Sensing Applications* (Hrsg SP Singal). Narosa Publ House, New Dehli, 191-201
- Coulter RL, Kallistratova MA 1999: The role of acoustic sounding in a high-technology era. *Meteorol Atmos Phys* 71, 3-13
- Cresenti GH 1997: A Look Back on Two Decades of Doppler Sodar Comparison Studies. *Bull Amer Meteorol Soc* 78, 651-673
- Emeis S 2001: Vertical variation of frequency distributions of wind speed in and above the surface layer observed by Sodar. *Meteorol Z* 10, 141-149
- Emeis S 2004: Vertical wind profiles over an urban area. *Meteorol Z* 13, 353-359
- Emeis S, Münkler C, Vogt S, Müller WJ, Schäfer K 2003: Vertikale Windprofile in der Ekman-Schicht und Validierung von Mischungsschichthöhenbestimmungen aus Sodardaten. 2. Sodarfachgespräch, BfS Schriften, 28/2003, 115-129
- Feigenwinter C, Vogt R, Parlow E 1999: Vertical structure of selected turbulence characteristics above an urban canopy. *Theor Appl Climatol* 62, 51-63
- Finkelstein PL, Kaimal JC, Gaynor JE, Graves ME, Lockhart TJ 1986: Comparison of Wind Monitoring Systems. Part II: Doppler Sodars. *J Atmos Oceanic Technol* 3, 594-604
- Foken T 2003: *Angewandte Meteorologie*. Springer Verlag, Berlin, 289 S
- Gaynor JE 1994: Accuracy of sodar wind variance measurements. *Int J Remot Sens* 15, 313-324
- Gaynor JE, Kristensen L 1986: Errors in Second Order Moments Estimated from Monostatic Doppler Sodar Winds. Part II: Application to Field Measurements. *J Atmos Oceanic Technol* 3, 529-534
- Görsdorf U, Beyrich F, Dier H, Leiterer U 2002: Composite wind and temperature profiles obtained from a complex of in-situ and remote sensing measurement systems for the forcing of a boundary layer model. *Theor Appl Climatol* 73, 97-105
- Haenel HD 1993: Surface-layer profile evaluation using a generalization of Robinson's method for the determination of d and z_0 . *Boundary-Layer Meteorol* 65, 55-67
- Ito Y 1997: Errors in Wind Measurements Estimated by Five-beam Phased Array Doppler Sodar. *J Atmos Oceanic Technol* 14, 792-801
- Jarvis PG, James GB, Landsberg JJ 1975: Coniferous Forest. In: *Vegetation and atmosphere* (Hrsg JL Monteith). Academic Press, London, Bd. 1, 171-240
- Kaimal JC, Finnigan JJ 1994: *Atmospheric Boundary Layer Flows. Their structure and Measurement*. Oxford University Press, New York, 289 S
- Kallistratova MA 1997: Physical Grounds for Acoustic Remote Sensing of the Atmospheric Boundary Layer. In: *Acoustic Remote Sensing Applications* (Hrsg SP Singal). Narosa Publishing House, New Delhi, 3-34
- Kramer VF, Kouznetsov RD 2002: A new concept for estimation of turbulent parameter profiles in the ABL using sodar data. *J Atmos Oceanic Technol* 19, 1216-1224

VERTIKO-ALUF1

- Kristensen L, Gaynor JE 1986: Errors in Second moments estimated from Monostatic Doppler Sodar Winds. Part I: Theoretical Description. *J Atmos Oceanic Technol* 3, 523-528
- Kurzeja RJ 1994: Comparison of a Doppler sodar with Bivanes and Cup Anemometer. *J Atmos Oceanic Technol* 11, 192-199
- Mastrantonio G, Naithani J, Anderson PS, Argentini S, Petenko I 1999: Quantitative Analysis and Interpretation of Dot Echoes Observed with a Doppler Sodar. *J Atmos Oceanic Technol* 16, 1928-1940
- Melas D 1990: Sodar estimates of surface heat flux and mixed layer depth compared with direct measurements. *Atmospheric Environment* 24, 2847-2853
- Melas D 1991: Using a simple resistance law to estimate friction velocity from sodar measurements. *Boundary-Layer Meteorol* 57, 275-287
- Mikami M, Toya T, Yasuda N 1996: An analytical method for the determination of the roughness parameters over complex regions. *Boundary-Layer Meteorol* 79, 23-33
- Neff WD 1990: Remote Sensing of Atmospheric Processes over Complex Terrain. In: *Atmospheric Processes over Complex Terrain* (Hrsg W Blumen). *Meteorol Monographs* 23, 173-228
- Neff WD, Coulter RL 1986: Acoustic remote sensing. In: *Probing the Atmospheric Boundary Layer* (Hrsg DH Lenschow) Boston, Amer Meteorol Soc, 201-241
- Panofsky HA, Dutton JA 1984: *Atmospheric Turbulence. Models and Methods for Engineering Applications.* John Wiley and Sons, New York, 397 S
- Parry HD, Sanders MJ, Jensen HP 1975: Operational applications of a pure acoustic sounding system. *J Appl Meteorol* 14, 67-77
- Peters G, Fischer B, Kirtzel HJ 1998a: Sodar-turbulence-profiles versus surface measurements. *Proc. 9th Int. Symp. Acoustic Remote Sensing of the Atmosphere and Oceans, Vienna*, 123-126
- Peters G, Fischer B, Kirtzel HJ 1998b: One-year Operational Measurements with a Sonic Anemometer-Thermometer and a Doppler Sodar. *J Atmos Oceanic Technol* 15, 18-28
- Piringer M 1994: Selected results of a sodar intercomparison experiment. *Meteorol Z* 3, 132-137
- Raupach MR 1979: Anomalies in flux-gradient relationships over forest. *Boundary-Layer Meteorol* 16, 467-486
- Reitebuch O, Emeis S 1998: Sodar measurements for atmospheric research and environmental monitoring. *Meteorol Z* 7, 11-14
- Robinson SM 1962: Computing wind profile parameters. *Notes and Correspondence. J Atmos Sci* 19, 189-190
- Santovasi JA 1986: Meteorological monitoring using sodar for electric utility air quality applications. *J Air Pollut Control Assoc* 36, 1130-1137
- Scintec 2001: *Scintec Flat Array Sodars. User manual.* November 2001, Revision 0.57, 90 S
- Scintec 2003: *Scintec Flat Array Sodars. Reference Guide FASrun 2.* November 2003, Revision 0.11, 25 S
- Seibert P, Beyrich F, Gryning SE, Joffre S, Rasmussen A, Tercier P 2000: Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. *Atmospheric Environment* 34, 1001-1027
- Spizzichino A 1974: Discussion of the operating conditions of a Doppler sodar. *J Geophys Res* 79, 5585-5591
- Stull RB 1988: *An introduction to boundary layer meteorology.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 670 S
- Stull RB 2000: *Meteorology for scientists and engineers. A technical companion book with Ahrens' Meteorology today.* 2nd edition. Brooks/Cole, Pacific Grove, 502 S
- Thomas P, Vogt S 1993a: Variances of the Vertical and Horizontal Wind measured by Tower Instruments and SODAR. *Appl Phys B* 57, 19-26
- Thomas P, Vogt S 1993b: Intercomparison of turbulence data measured by sodar and sonic anemometer. *Boundary-Layer Meteorol* 62, 353-359
- Vogt S, Thomas P 1994: Estimation of the sensible heat flux and the temperature structure parameter by sodar and sonic anemometer: an intercomparison. *Int J Remote Sens* 15, 507-516
- Wenzel A, Kalthoff N, Horlacher V 1997: On the profiles of wind velocity in the roughness sublayer above a coniferous forest. *Boundary-Layer Meteorol* 84, 219-230

VERTIKO-ALUF1

- Wieringa L 1993: Representative roughness parameters for homogeneous terrain. *Boundary-Layer Meteorol* 63, 326-363
- Wilczak JM, Gossard EE, Neff WD, Eberhard WL 1996: Ground-based remote sensing of the atmospheric boundary layer: 25 years of progress. *Boundary-Layer Meteorol* 78, 321-349
- Wittich KP 1990: The nocturnal boundary layer during the passage of a mesoscale fog front. *Boundary-Layer Meteorol* 51, 365-382
- Wyngaard JC 1986: Measurement Physics. In: *Probing the Atmospheric Boundary Layer* (Hrsg Lenschow DH). American Meteorol Soc, Boston, 5-18
- Wyngaard JC 1990: Scalar Fluxes in the Planetary Boundary Layer – Theory, Modeling, and Measurement. *Boundary-Layer Meteorol* 50, 49-75

**Abschlussbericht
zum Forschungsprojekt**

**Langjährige Variabilität von waldbezogenen Oberflächenkenngrößen und
ihre Ableitung aus mikrometeorologischen Daten
(VERTIKO-ALUF2)**

FK 07 ATF37-ALUF2

**Berichterstatter:
Florian Imbery**

**Meteorologisches Institut der Universität Freiburg
Werderring 10
79085 Freiburg
im Dezember 2004**

Forschungsvorhaben: Langjährige Variabilität von waldbezogenen Oberflächenkenngrößen und ihre Ableitung aus mikrometeorologischen Daten

Förderung durch: Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms 2000

Förderkennzeichen: Förderkennzeichen 07 ATF37-GAUG

Projektleiter: Prof. Dr. Helmut Mayer, Meteorologisches Institut der Universität Freiburg

Projektmitarbeiter: Dr. Florian Imbery, Meteorologisches Institut der Universität Freiburg

Inhaltsverzeichnis

	<u>Seite</u>
1	Zusammenfassung 3
2	Einleitung 5
2.1	Stand der Forschung 5
2.2	Arbeitshypothesen 6
2.3	Zielsetzungen 6
3	Standort 8
3.1	Geographische Lage 8
3.2	Klima 8
3.3	Wasserhaushalt 9
3.4	Boden 10
3.5	Forstmeteorologische Messstelle Hartheim 11
3.5.1	Bestand 11
3.5.2	Instrumentierung 12
4	Methoden 14
4.1.1	Die atmosphärische Grenzschicht 14
4.1.1.1	K-Theorie 14
4.1.1.2	Das logarithmische Windprofil 14
4.1.1.3	Stabilität der Atmosphäre 15
4.1.1.4	Aerodynamische Profilmethode 17
4.1.1.5	Bestimmung von z_0 , d und u^* 19
4.2	Datenprüfung 20
4.2.1	Datenqualitätssicherung meteorologischer Messungen 20
4.2.2	Psychrometer 22
4.2.3	Windgeschwindigkeit 25
4.2.4	Bodentemperatur 26
4.2.5	Luftdruck 27
4.2.6	Niederschlag 27
4.2.7	Strahlung 28
4.2.8	Qualitätsbeurteilung der geprüften Daten 31
5	Ergebnisse und Diskussion 32
5.1	Ergebnisse 32
5.1.1	Datenprüfung 32
5.1.2	Meteorologische Parameter 34
5.1.2.1	Strahlung 34
5.1.2.2	Lufttemperatur 38

VERTIKO-ALUF2

5.1.2.3	Dampfdruck.....	41
5.1.2.4	Windgeschwindigkeit und Windrichtung.....	43
5.1.2.5	Bodenwärmestrom.....	44
5.1.2.6	Vertikalprofile	47
5.1.3	Windprofilparameter	50
5.1.4	Energiebilanz.....	56
5.1.4.1	Interannuelle Variabilität der turbulenten Wärmeflüsse	56
5.1.4.2	Mittlere Jahrgänge der turbulenten Wärmeflüsse	57
5.1.4.3	Verdunstung	61
6	Schlussfolgerungen.....	64
7	Literatur	66
8	Anhang	74

1 Zusammenfassung

Aktuelle Klimamodelle prognostizieren für Mitteleuropa neben steigenden Lufttemperaturen auch häufigere und intensivere Trockenperioden in den Sommermonaten. Aufgrund der wichtigen Rolle von Wäldern als eine der flächenmäßig dominierenden, terrestrischen Ökosysteme stellt die Kenntnis der Auswirkungen solcher Klimaänderungen auf Waldstandorte und ihren Energie- und Stoffhaushalt eine fundamentale wissenschaftliche Herausforderung dar.

Die in dieser Arbeit durchgeführte statistische Analyse der langjährigen Variabilität der aerodynamischen und energetischen Eigenschaften eines mitteleuropäischen Waldstandorts will einen Beitrag zum Verständnis der Wechselbeziehungen zwischen sich ändernden klimatologischen Faktoren und eines durch den Menschen beeinflussten Ökosystems liefern.

An der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim des Meteorologischen Instituts der Universität Freiburg werden seit über 26 Jahre kontinuierlich sämtliche Parameter gemessen, die für die Bestimmung des Strahlungs-, Wärme- und Wasser- und Impulshaushalts des dortigen Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) erforderlich sind.

Für die Analyse der langfristigen Entwicklung der Kenngrößen der Oberflächenrauigkeit sowie der Energieflussdichten des Hartheimer Kiefernwaldes wurden aus den Zeitreihen mikrometeorologischer Variablen im Zeitraum 1978 bis 2003 sämtliche Terme der Strahlungs- und Wärmebilanz sowie fundamentale Windprofilparameter bestimmt. Zur Gewährleistung einer ausreichenden Datenqualität wurde ein Testverfahren entwickelt, das fehlende und kritische Werte detektiert und diese mit einem Quality-flag kennzeichnet. Es wurde ein Datensatz geprüfter mikrometeorologischer und forstmeteorologischer Zeitreihen auf Stundenbasis erstellt, der u. a. als Input für zukünftige numerische Modellierungen und als Validierungsgrundlage von SVAT-Modellen zur Verfügung steht. Bei der Analyse der Windprofilparameter zur Beschreibung der Oberflächeneigenschaften des Hartheimer Kiefernwaldes wurden sowohl die natürliche langjährige Wuchsdynamik als auch kurzfristige Bestandesdichteänderungen durch Durchforstungsmaßnahmen untersucht. Dafür wurden charakteristische Windprofilparameter (Rauigkeitslänge z_0 , Nullpunktverschiebung d und Schubspannungsgeschwindigkeit u_*) für den gesamten Untersuchungszeitraum mit Hilfe eines iterativen Verfahrens aus Windprofilparametern bestimmt.

Für z_0 und d konnte eine lineare Zunahme in Abhängigkeit vom natürlichen Bestandeswachstum nachgewiesen werden. Weiterhin wurde ein funktionaler Zusammenhang zwischen zunehmender Windgeschwindigkeit, abnehmender Nullpunktverschiebung und zunehmender Rauigkeitslänge festgestellt. Ein direkter Einfluss von Durchforstungsmaßnahmen im Hartheimer Kiefernwald auf die Windprofilparameter konnte nicht nachgewiesen werden. Dies wird auf die langsamen, parzellenweise durchgeführten Durchforstungen zurückgeführt.

Neben der Bestimmung der Strahlungsbilanzterme, des Bodenwärmeflusses und des Bestandeswärmeflusses wurde mit verschiedenen Parametrisierungsansätzen die Berechnung der turbulenten Wärmeflüsse für die gesamte Messdauer auf Stundenbasis durchgeführt. Dabei wurden sowohl das Bowen-

Ratio-Energy-Balance (BREB) Verfahren als auch die aerodynamische Profilmethode angewandt. Messunsicherheiten bei der Bestimmung der Feuchtgradienten führten zu einer kontinuierlichen Unterschätzung des turbulenten latenten Wärmeflusses durch das BREB-Verfahren. Daher wurde für den gesamten Untersuchungszeitraum der turbulente fühlbare Wärmestrom H nach der aerodynamischen Profilmethode aus vertikalen Lufttemperatur- und Windgeschwindigkeitsgradienten bestimmt. Der turbulente latente Wärmestrom λE ergab sich dann als Restglied aus der Energiebilanzgleichung.

Für den Hartheimer Kiefernwald konnte sowohl eine Zunahme der mittleren Lufttemperaturen insbesondere in den Wintermonaten als auch eine nicht signifikante Abnahme der mittleren Strahlungsbilanzwerte für den Untersuchungszeitraum 1978 bis 2003 ermittelt werden. Sommerliche Tagesmittelwerte der Strahlungsbilanz weisen in den Jahren 1988 bis 1991 ein Maximum ($> 180 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) auf, mit einer abnehmenden Tendenz bis zum Jahr 2001.

Der mit dem Wasserhaushaltsmodell BROOK90 berechnete Transpirationsindex (Quotient aus aktueller und potentieller Transpiration $T_{\text{act}}/T_{\text{pot}}$) stellt einen Indikator für Trockenbedingungen eines Standorts dar. Mittlere Tageswerte des Transpirationsindex wurden mit dem langjährigen Verhältnis der fühlbaren und latenten Wärmeflüsse an der forstmeteorologischen Messstelle Hartheim verglichen. Übereinstimmend konnten bei hoher interanueueller Variabilität regelmäßig wiederkehrende Trockenbedingungen für den Hartheimer Kiefernwald in den Monaten Juli und August festgestellt werden. Während für die restlichen Monate ein mittleres Bowenverhältnis $H/\lambda E < 1$ (d. h. höhere latente als fühlbare Wärmeflüsse) bestimmt wurden, erreicht im langjährigen Mittel $H/\lambda E$ im August ein Wert von 1.4. Die interanuelle Variabilität der turbulenten Flüsse wird energetisch durch die Strahlungsbilanz und hydrologisch durch das aus dem Freilandniederschlag zur Verfügung stehenden Wasserangebot gesteuert. Sowohl die Tendenz der leicht abnehmenden mittleren Strahlungsbilanzwerte als auch die hohe Variabilität der jährlichen Freilandniederschlagssummen wirken sich stärker auf die Monats- und Jahresmittelwerte des fühlbaren Wärmeflusses als auf den latenten Wärmefluss aus. Dies unterstreicht die Bedeutung der saisonalen Trockenbedingungen für die forstökologische Standortfaktoren des Hartheimer Kiefernwaldes.

2 Einleitung

2.1 Stand der Forschung

Auf der Ebene der bestandesbezogenen Grenzschichtmeteorologie wird der Energie-, Stoff- und Wasserhaushalt von Waldökosystemen traditionell sowohl über experimentelle als auch modellmäßige Ansätze untersucht (u.a. Schmutge und André, 1991; Braun et al., 2001). Die über die Anwendung experimenteller Ansätze erzielten Ergebnisse zeigen die zeitliche Variabilität und Größenordnung der einzelnen Wasserflüsse auf. Sie dienen aber auch zur Validierung und eventueller anschließender Modifizierung von regionalen Klimamodellen oder standortbezogener Soil-Vegetation-Atmosphäre-Transfer (SVAT) Modelle.

Wesentliche Grundlage für die Analyse dieses Einflusses bilden waldbezogene Oberflächenkenngrößen, die aus dem Strahlungs-, Wärme-, Wasser-, Impuls- und Stoffhaushalt resultieren bzw. die darin enthaltenen Flüsse steuern (Monteith, 1973; Lee, 1978; Garratt, 1978; Kaimal und Finnigan, 1994; Baldochi et al., 2001; Falge et al., 2003). Unter allen Vegetationsformen weisen Wälder die größte Umtriebsphase auf (Mahrt, 2000). Deshalb sind waldbezogenen Oberflächenkenngrößen im Gegensatz zu anderen Landnutzungen nur quasi-stationär. Sie weisen eine Abhängigkeit von der Wuchsdynamik des Waldes auf, die neben dem Bestandesdichte- und Höhenwachstum auch durch waldbauliche Eingriffe in Form von Durchforstungsmaßnahmen charakterisiert wird.

Experimentelle Untersuchungen von forstmeteorologischen und forsthydrometeorologischen Eigenschaften von Wäldern sind deutlich aufwendiger als über niedrigen Landnutzungen. Sie erfordern den Bau von geeignet instrumentierten Messtürmen, die theoretisch über die doppelte Bestandeshöhe hinaus reichen sollten, um im Bereich der Inertial Sublayer (Stull, 1988; Morton 1984; Foken, 2004) zu sein, auf die Ähnlichkeitstheorien angewendet werden können. Häufig wird allerdings bei forstmeteorologischen Messtürmen aus praktischen Gründen die doppelte Bestandeshöhe unterschritten oder gerade erreicht, so dass sich Analysen des Vertikaltransportes auf die Roughness Sublayer beschränken, für die die Annahme von Ähnlichkeitstheorien einschließlich höhenkonstanter Flüsse zu prüfen sind.

Neben dem Aufbau der Infrastruktur stellt der langfristige Betrieb von forstmeteorologischen Messeinrichtungen, der für Analysen des Einflusses der Wuchsdynamik erforderlich ist, einen weiteren kosten- und personalintensiven Aufwand dar. Auf der Grundlage von zeitlich limitierten Datensätzen unterschiedlicher Länge existieren eine Vielzahl an Untersuchungen zum Impuls-, Strahlungs-, Wärme-, Wasser- und Stoffhaushalt von Waldbeständen in homogenem und inhomogenem Gelände, die Informationen über waldbezogene Oberflächenkenngrößen im jeweiligen aktuellen Waldzustand liefern (Bernhofer, 1992; Lee und Black, 1993b; Lindroth und Iritz, 1993; Laubach et al., 1994; Baldochi und Vogel, 1996; Gay et al., 1996a; Gay et al., 1996b; Ibrom et al., 1996; Moore et al., 1996; Baldochi et al., 1997; Frühauf, 1998; Fritsch, 1998; Goldstein et al., 2000; Wilson und Baldochi, 2000; Zeller und Nikolov, 2000; Bernhofer et al., 2003).

Teilweise sind die experimentellen forstmeteorologischen Untersuchungen, die in und über Wäldern durchgeführt werden, auch methodischer Art (u.a. Thom et al., 1975; Lee und Black, 1993a; Barr et

al., 1994; Vogt, 1995; Frühauf und Bernhofer, 1996; Feigenwinter et al., 2004), welche eine wichtige Grundlage für das Verständnis und die Interpretation von Ergebnissen zu Vertikaltransporten in der planetaren Grenzschicht über Wäldern darstellen.

Die mikrometeorologischen und forsthydrologischen Variablen, die seit dem Jahr 1974 kontinuierlich in und über dem Kiefernwald (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim (südliche Oberrheinebene) erhoben werden, stellen eine fundierte Basis dar, um die bisher kaum untersuchten Wechselwirkungen zwischen der Wuchsdynamik eines Waldes und seinen meteorologisch relevanten Prozessen und Zuständen zu analysieren. Diese Aufgabe war als Teilprojekt ALUF2 in den Forschungsverbund VERTIKO innerhalb des Atmosphärenforschungsprogramms 2000 integriert.

2.2 Arbeitshypothesen

- Von der Wuchsdynamik des Waldes abhängige Oberflächenparameter steuern entscheidend seinen Strahlungs-, Wärme-, Wasser- und Impulshaushalt und werden rückwirkend von diesen beeinflusst. Bisher gab es allerdings keine Untersuchungen über die langfristige Entwicklung dieser waldbezogenen Oberflächenparameter. Die Forstmeteorologische Messstelle Hartheim bietet die seltene Gelegenheit, diesen Fragestellungen nachzugehen.
- Durch die Kombination der herrschenden klimatischen, hydrologischen und standörtlichen Verhältnisse stellt die Forstmeteorologische Messstelle Hartheim einen Modellstandort für wasserlimitierende Bedingungen im Sommerhalbjahr dar, wie sie in den aktuellen Klimamodellen für das südliche Mitteleuropa prognostiziert werden (BayFORKLIM, 1999; Lindner et al., 1997). Ausgehend von vorausgegangenen forstmeteorologischen und forsthydrometeorologischen Untersuchungen (Garthe, 1984; Vogt und Jaeger, 1990; Wicke und Bernhofer, 1996; Sturm, 1996; Kohler und Mayer, 2000; Königer et al., 2001; Rost, 2003) ergab sich für die vorliegende Arbeit die Hypothese, dass die jährliche Verdunstung des Hartheimer Kiefernwaldes größer als der jährliche Freilandniederschlag sein kann.

2.3 Zielsetzungen

Um die Fragestellungen innerhalb von ALUF2 bearbeiten zu können, wurden in einem ersten Schritt die mikrometeorologischen und forsthydrometeorologischen Messwerte aus dem Zeitraum 1978 - 2003 in eine Datenbank überführt und anschließend einer Qualitätsprüfung unterzogen, um für die folgende Analyse der Datenreihen eine ausreichende Datenqualität zu gewährleisten. Hierfür wurde ein hierarchisches Testverfahren auf der Grundlage erprobter Algorithmen und an den Standort angepasster meteorologischer Grenzwerte entwickelt, das es erlaubt, fehlende und kritische Werte auszumarkieren und sie zur Qualitätskennung mit einem Quality-flag zu kennzeichnen.

Die so gewonnene Datengrundlage bildet den Ausgangspunkt für die anschließende Fragestellung: In welchem Ausmaß bestimmen die natürliche Wuchsdynamik und anthropogene Eingriffe in die Bestandesstruktur (Durchforstungen) die interannuelle Variabilität des Wärme- und Wasserhaushaltes-

haltes? Für eine Beantwortung dieser Frage ist eine genaue Kenntnis sowohl der durch die Bestandesstruktur beeinflussten Oberflächenparameter als auch der atmosphärischen Bedingungen notwendig.

Auf der Grundlage der Arbeitshypothesen hatte das Projekt ALUF2 folgende Zielsetzungen:

- Berechnung aller Komponenten der Strahlungsbilanz an der Bestandesoberhöhe einschließlich kurzweiliger Albedo auf Stunden-, Monats- und Jahresbasis;
- Ermittlung von Rauigkeitslänge z_0 , Nullpunktverschiebung d und Schubspannungsgeschwindigkeit u_* in möglicher Abhängigkeit von der Schichtung in der Roughness Sublayer über dem Waldbestand, Windgeschwindigkeit und Windrichtung;
- Bestimmung sämtlicher Terme der Energiebilanzgleichung des Hartheimer Kiefernwaldes (Strahlungsbilanz R_n , latenter Wärmestrom λE , fühlbarer Wärmestrom H , Bestandeswärmestrom J und Bodenwärmestrom B) für den gesamten Zeitraum über das Bowen-Ratio-Energy-Balance (BREB) Verfahren und die aerodynamische Profilmethode als Einstundenmittelwerte und anschließende Aggregation zu Monats- und Jahresmittelwerten;
- vergleichende Analyse der über das BREB-Verfahren und die aerodynamischen Profilmethode bestimmten turbulenten Wärmeflüsse;
- Analyse der Abhängigkeit aller bestimmten waldbezogenen Oberflächenkenngrößen von der Wuchsdynamik des Waldes, d.h. von seinem Höhenwachstum und Durchforstungseingriffen;
- Klimatische Einordnung des Witterungsverlaufs während der VERTIKO-Periode 2001 bis 2003.
- Bereitstellung von geprüften langfristigen Datensätzen von waldbezogenen Oberflächenkenngrößen als belastbare Validierungsgrundlage für Grenzschichtmodelle im Rahmen von VERTIKO.
- Qualitative Einordnung der Witterungsverläufe der VERTIKO - Phase (2001 - 2003) in die langjährige Messreihe der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim.

3 Standort

3.1 Geographische Lage

Die Forstmeteorologische Messstelle Hartheim des Meteorologischen Instituts der Universität Freiburg liegt in der südlichen Oberrheinebene ca. 1 km östlich des heutigen Flussbettes des Rheins (Mayer et al., 2000). Die Oberrheinebene ist Teil der durch ganz Mitteleuropa verlaufenden Bruchzone, deren Bildung bis ins Tertiär zurückreicht. Die Hebung der Grabenflanken dauerte bis in das Spätpleistozän an. Kiese und Sande der holozänen Deckschichten wurden während des gesamten Pleistozäns aus dem Alpengebiet herangeführt und bilden heute die Auensedimente des Oberrheingrabens (Geyer und Gwinner, 1991). Entlang der Grabeneinsenkung in SSW - NNE Richtung erstrecken sich die meisten heutigen naturräumlichen Einheiten des Oberrheingrabens (Meynen und Schmidthüsen, 1962; Hoppe, 1991).

Der südliche Oberrheingraben kann in folgende Einheiten differenziert werden :

- Die Rheinebene wird zwischen Basel und Kaiserstuhl durch die Rheinaue und würmeiszeitliche Niederterrassen bestimmt (150 - 300 m über NN).
- Sowohl auf westlicher als auch östlicher Seite ist der Übergang in die Mittelgebirgskörper durch unterschiedlich breite Hügelländer (Bruchschollen aus der Grabensenkung) mit dazwischenliegenden holozänen Schwemmfächern geprägt.
- Daran anschließend liegen westlich und östlich die kristallinen (Gneise und Granite) Mittelgebirgskörper der Vogesen (höchste Erhebung: Grand Ballon, 1424 m über NN) und des Schwarzwalds (höchste Erhebung: Feldberg 1493 m über NN). Aufgrund der hohen Reliefenergie sind beide Mittelgebirgskörper grabenseitig stark zertalt.
- Südwestlich wird der Oberrheingraben durch das Schweizer Jura, bestehend aus tertiären Kalksedimenten, begrenzt.

3.2 Klima

Die Oberrheinebene liegt im Bereich der planetarischen Frontalzone, die zu einer häufigen Durchmischung von subtropischer Warmluft und subpolarer Kaltluft führt. Kontinentale trockene Luftmassen und maritime feuchte Luftmassen haben einen wechselnden Einfluss auf den Witterungsverlauf in der Region. Es herrscht ein mildes, humides Klima ohne ausgeprägte Trocken- oder Regenperioden vor.

Durch die orographische Lage wird das Klima der Oberrheinebene stark modifiziert. Durch die Burgundische Pforte strömen aus dem Rhône-tal subtropische Luftmassen in die Oberrheinebene; dabei erfahren sie eine Ablenkung in Süd - Nord Richtung. Nach Modellanalysen von Parlow und Rosner (1997) dominieren in der südlichen Oberrheinebene Winde aus südlichen und nördlichen Richtungen. Durch Lee - Effekte der Vogesen und Stau - Effekte am westlichen Schwarzwaldrand wird eine West - Ost Differenzierung der Niederschläge verursacht.

Sie ist durch ein Niederschlagsminimum in der westlichen Oberrheinebene (mittlerer Jahresniederschlag in Colmar: 500 mm) und ein Niederschlagsmaximum am westlichen Fuß des Schwarzwaldes (mittlerer Jahresniederschlag: zwischen 800 und 1000 mm; Fiedler, 1995) charakterisiert. Partielle Föhneffekte der Vogesen führen außerdem zu einer Erhöhung der Lufttemperaturen und des Strahlungseintrages im westlichen und mittleren Teil der südlichen Oberrheinebene (Parlow und Rosner, 1997).

Während winterlicher Kältehochwetterlagen begünstigt die abgeschlossene Lage der südlichen Oberrheinebene Inversionswetterlagen mit hohen Nebelhäufigkeiten (70 - 85 Nebeltage pro Jahr im Bereich Basel bis Breisach, 90 - 110 Nebeltage im Abschnitt Breisach bis Karlsruhe; Fiedler (1995)).

Die mittlere Jahresmitteltemperatur an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim betrug im Zeitraum 1978 - 2001 10.3 °C. Die mittlere Jahresniederschlagssumme erreichte dort im gleichen Zeitraum 642 mm. In der Abbildung 3.1 sind die mittleren Jahresgänge der Monatsmittel der Lufttemperatur T_a und der monatlichen Niederschlagssummen N über dem Kiefernwald an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Zeitraum 1978 - 2001 in einem Klimadiagramm nach Walther und Lieth dargestellt.

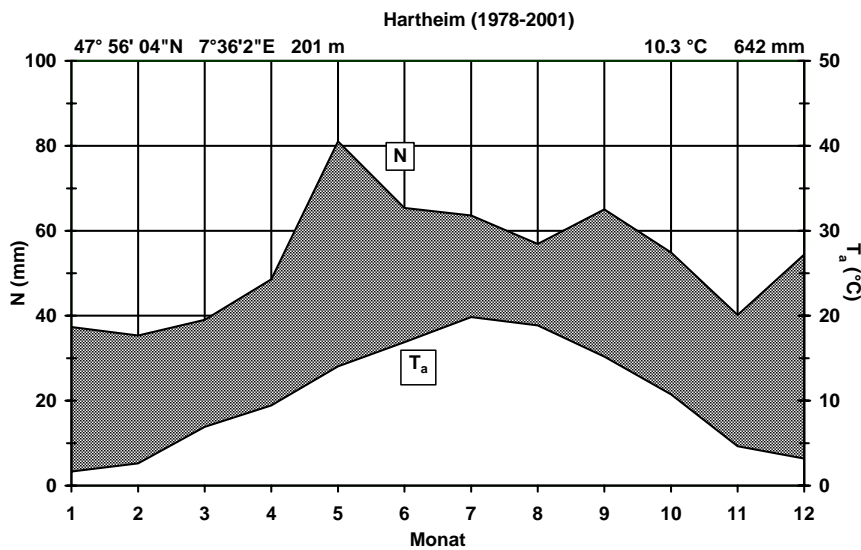


Abbildung 3.1: Klimadiagramm nach Walther und Lieth für die Forstmeteorologische Messstelle Hartheim im Zeitraum 1978 - 2001 (N: mittlere monatliche Niederschlagssumme, T_a : mittlere Monatsmittelwerte der Lufttemperatur)

3.3 Wasserhaushalt

Wasserwirtschaftliche Eingriffe der letzten 200 Jahre bestimmen heute den Wasserhaushalt der Oberrheinebene (Kunz, 1987). Die ursprüngliche Rheinaue verlief in einer Ausdehnung von ca. 3 km und erschwerte eine landwirtschaftliche Nutzung der Niederterrasse aufgrund regelmäßiger Überschwemmungen und hoher Seuchengefahr. Im 19. und 20. Jahrhundert fanden daher mehrere großangelegte wasserwirtschaftliche Eingriffe statt. Nach der Rheinkorrektur durch Tulla (1813 - 1870) wurde von Basel bis Karlsruhe 1890 - 1900 ein durchgehender Hochwasserdamm errichtet. Zusätzlich wurden die

ehemaligen Altrheinarme zugeschüttet. In den 50-er Jahren des letzten Jahrhunderts wurde der zum Grundwasserkörper vollständig abgedichtete Rheinseitenkanal gebaut. Diese Eingriffe führten im Bereich der Rheinaue und der Niederterrasse zu einer Absenkung des Grundwasserspiegels auf unter 7 m unter Flur. Die Folge war eine zunehmende Versteppung des ursprünglichen Auenwaldes, welcher durch Trockenbuscharten und Trockenrasen abgelöst wurde. Als Konsequenz wurde 1961 im Bereich der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim nach Vollumbruch der heutige Waldkiefernbestand (*Pinus silvestris* L.) begründet. Auf kleineren Flächen wurde zusätzlich Schwarzkiefer (*Pinus nigra* L.) eingebracht.

Der Grundwasserkörper der zentralen südlichen Oberrheinebene wird hauptsächlich durch Versickerungen der schotterreichen seitlichen Zuflüsse des Rheins gespeist. Aufgrund der geringen Niederschläge (mittlere Jahressummen zwischen 600 und 700 mm) und der hohen Verdunstung besteht die Vermutung, dass in der südlichen Oberrheinebene die Grundwasserneubildung in der Nähe des Rheins nicht über den Niederschlag erfolgt, sondern über die genannten Versickerungen und durch Infiltration des Rheins.

Da der Grundwasserspiegel in der südlichen Oberrheinebene bei Hartheim derzeit 7 m unter Flur liegt, wird angenommen, dass das pflanzenverfügbare Wasser nur aus dem Niederschlag stammt. Das Energieangebot aus der Strahlungsbilanz für die Verdunstung des Waldes ist so groß, dass die auf den Wald fallende Jahresniederschlagsmenge auch wieder verdunstet wird und am Waldstandort keine Versickerung des Niederschlagswassers in den Grundwasserkörper stattfindet (Sturm, 1998; Kessler et al., 1988). Daher ist der Waldstandort Hartheim hydrologisch als Trockengebiet zu klassifizieren (Reif, 1996).

3.4 Boden

Die Bodendeckschicht des Untersuchungsgebiets besteht aus sandig-schluffigen Lehm mit einer Mächtigkeit von 14 - 88 cm (Hädrich, 1979) und kann als anthropogene Kalkpaternia - Pararendzina angesprochen werden (Schäfer, 1977).

Tabelle 3.1: Kenngrößen des Bodens an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim des Meteorologischen Institutes der Universität Freiburg (Jaeger, 1978; Sturm, 1998; Mayer et al., 2000)

Bodenart	sandig-schluffiger Lehm auf Kies/Sand
Mächtigkeit der Deckschicht	14 - 88 cm, im Mittel 40 cm
Dichte	1.0 - 1.4 g·cm ⁻³
Feldkapazität	31.4 Vol.%
Welkepunkt	11.7 Vol.%

Wegen des hohen Carbonatsgehalt (20 - 30 %) des Bodenskeletts und der geringen Niederschläge stagniert die Bodenentwicklung. Der pH - Wert des Mineralbodens liegt zwischen 7.6 und 8.3.

(Hädrich und Stahr, 1992). Trotz bodenartbedingter hoher Wasserkapazität kann die Deckschicht nur geringe Wasservorräte bilden. Fein- und Mittelwurzeln sind hauptsächlich im Bereich der Deckschicht zu finden (Sturm, 1998).

3.5 Forstmeteorologische Messstelle Hartheim

3.5.1 Bestand

Die Forstmeteorologische Messstelle Hartheim (47° 56' 04'' N, 7° 36' 2'' E) des Meteorologischen Instituts der Universität Freiburg existiert seit 1969 im Gemeindewald der Gemeinde Hartheim im Landkreis Breisgau - Hochschwarzwald.

Die Forstmeteorologische Messstelle Hartheim umfasst eine eingezäunte Fläche von ca. 7000 m². Der Hartheimer Kiefernwald erstreckt sich in N - S - Richtung über ca. 10 km, in W - E - Richtung über ca. 1.5 km. Dadurch befindet sich die Messstelle Hartheim in einem sehr homogenen Umfeld und weist insbesondere in S - N - Richtung (der Hauptwindrichtung) einen hinreichend großen *fetch* auf.

Der Hartheimer Gemeindewald besteht aus einem zusammenhängendem Waldkiefernbestand (*Pinus sylvestris* L.) mit kleineren Beständen von Schwarzkiefern (*Pinus nigra* L.). Nach bisher 4 Durchforschungen (1970/1971, 1982/1983, 1993/1994 und 2003) betrug 2003 die Bestandesdichte auf der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim 600 Bäume/ha bei einer mittleren Bestandeshöhe von 14.3 m (siehe Abbildung 3.2).

Werte für den projizierten Blattflächenindex (LAI) bzw. Pflanzenflächenindex (PAI) des Waldkiefernbestandes an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim sind in Tabelle 3.2 zusammengestellt. Seit 2002 werden die PAI - Werte mit einem LAI-2000 Plant Canopy Analyzer (Li-Cor) ermittelt. Vor 2002 wurden verschiedene Methoden zur Bestimmung der LAI- bzw. PAI-Werte angewandt.

Tabelle 3.2: Projizierte Blattflächenindex LAI und Pflanzenflächenindex PAI für den Waldkiefernbestand an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim

Jahr	PAI	LAI	Autor
1976		3.0	Künstle et al. (1979)
1988		3.71	Heiderich (1989)
1989		3.78	Heiderich (1989)
1992	4.1	3.28	Sturm (1998)
1994		1.9	Sturm (1998)
1994		2.07	Sturm (1998)
1995		2.0	Wisshak (1995)
2002	2.9		(Schindler, 2003)
2003	1.9		(Schindler, 2003)

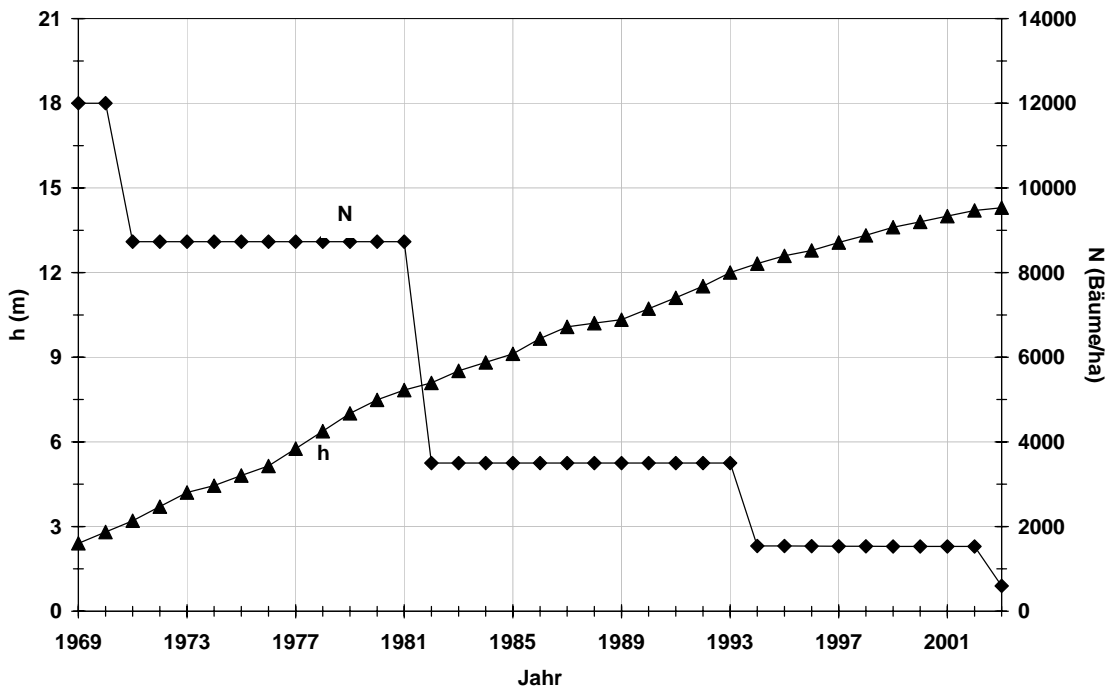


Abbildung 3.2: Zeitliche Entwicklung der Bestandesdichte N und Bestandeshöhe h des Kiefernbestandes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim

Daher ist eine homogene Rekonstruktion der Entwicklung des PAI, insbesondere in Abhängigkeit von den Durchforstungsmaßnahmen nicht möglich. An der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim hat sich eine Unterwuchsvegetation entwickelt, die hauptsächlich aus dem Gras *Brachypodium pinnatum* L., den Seggen *Carex alba* L. und *Carex flacca* L. und dem Grünstengelmoos *Sceleropodium purum* L. besteht (Wedler et al., 1996). Die mittlere Höhe der Unterwuchsvegetation erreichte 2002 ca. 45 cm.

3.5.2 Instrumentierung

Die Forstmeteorologische Messstelle Hartheim besteht im Jahr 2004 aus zwei meteorologischen Messtürmen (18 und 30 m Höhe, $z/h = 1.2$ und 2.0), einer Registrierhütte für die Datenerfassung und mehreren Messeinrichtungen über und im Waldboden. Die Profilmessungen wurden während der gesamten Messzeit an den wachsenden Bestand angepasst, wobei die relativen Höhen z/h weitgehend konstant gehalten wurden. Der erste Stahlturm mit einer Höhe von 15 m wurde 1984 durch einen Aluminiumturm mit 18 m Höhe ersetzt. Seit Juni 1985 existiert zusätzlich ein grosser Messturm (30 m Höhe) aus Aluminium. Dieser Turm weist somit derzeit etwa doppelte Bestandeshöhe auf. In Tabelle 4.16 sind die Höhen für die Messungen von Windgeschwindigkeit sowie Trocken- und Feuchttemperaturen aufgeführt.

Zusätzlich werden am großen Turm die Strahlungsflüsse (16 m) und Windrichtung (30 m) erfasst. Der Freilandniederschlag wird am größeren Messturm mit einem Ombrometer in 29 m Höhe über Grund und am kleineren Messturm mit einem Niederschlagsschreiber nach Hellmann in 18.5 m Höhe über Grund erfasst. Zusätzliche mikrometeorologische und forsthydrometeorologische Messwertgeber befinden sich über und im Waldboden.

Tabelle 3.3: Messhöhen für die horizontale Windgeschwindigkeit u sowie Lufttemperatur T_a und Feuchttemperatur T_f an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Zeitraum 1978 - 2001

Variable	Instrument	Höhe über Grund (m)
u	Schalenkreuz-Anemometer	bis 1984: 9.60, 10.70, 13.57, 15.57
		bis 1985: 9.60, 10.70, 13.57, 15.57, 19.50
		bis 1987: 9.81, 11.97, 15.36, 23.50, 29.46
		bis 1999: 1.80, 9.85, 15.32, 18.95, 23.45, 29.2
		bis 2000: 1.80, 9.81, 12.00, 15.40, 18.99, 23.52, 29.49
		ab 2000: 1.80, 6.00, 9.81, 12.00, 15.40, 18.99, 23.52, 29.49
T_a, T_f	Psychrometer	bis 1981: 9.6, 13.57, 15.57
		bis 1983: 9.6, 10.7, 11.92, 13.57, 15.57
		bis 1984: 1.80, 9.6, 10.7, 13.57, 15.57, 19.50
		bis 1987: 1.80, 9.85, 5.32, 18.95, 23.45, 29.2
		bis 1999: 1.80, 9.85, 12.32, 15.32, 18.95, 23.45, 29.2
		ab 1999: 1.8, 6.0, 9.85, 12.32, 15.32, 18.95, 23.45, 29.2

4 Methoden

4.1.1 Die atmosphärische Grenzschicht

4.1.1.1 K-Theorie

Der turbulente vertikale Austausch atmosphärischer Eigenschaften (Impuls, Wärme, Wasserdampf) wird durch die jeweiligen vertikalen Gradienten der Konzentrationen gesteuert und ist zu diesen proportional (Brutsaert, 1982, Panofsky und Dutton, 1984).

Vertikale turbulente Transportprozesse können somit in Analogie zur molekularen Diffusion in laminaren Strömungen als Fluss-Gradienten-Beziehung beschrieben werden. Allgemein ist die Flussdichte F_x der Betrag der transportierten Eigenschaft X durch eine Einheitsfläche pro Zeit, beschrieben durch

$$\tau = K_m \bar{\rho} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}) \quad (4.1)$$

$$H = -K_h \bar{\rho} c_p \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad (\text{W} \cdot \text{m}^{-2}) \quad (4.2)$$

$$\lambda E = -K_q \lambda \bar{\rho} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (\text{W} \cdot \text{m}^{-2}) \quad (4.3)$$

mit dem Impulsfluss τ , dem turbulenten Fluss fühlbarer Wärme H und dem turbulenten Fluss latenter Wärme λE , sowie K_x für die turbulenten Diffusionskoeffizienten der Eigenschaften Impuls (m), Wärme (h) und Feuchte (q). K_x ist abhängig vom jeweiligen Beitrag thermischer bzw. mechanischer Turbulenz (Schichtungsverhältnissen) und der Höhe über Grund. Somit stellen die Diffusionskoeffizienten eine Eigenschaft der turbulenten Strömung und nicht des Mediums dar. Die Bestimmung der Diffusionskoeffizienten kann durch Verknüpfungen mit der Ähnlichkeitstheorie durchgeführt werden.

4.1.1.2 Das logarithmische Windprofil

In der neutral geschichteten Atmosphäre nimmt die horizontale Windgeschwindigkeit proportional zum Logarithmus der Höhe zu. Am Boden wird ein Teil der Bewegungsenergie der sich mit der Windgeschwindigkeit u bewegenden Luftmassen durch Reibung abgebaut (z.B. Panofsky und Dutton, 1984).

Der von der Reibung aufgebrauchte Impuls muss ständig von oben nach unten ersetzt werden, daher ist der vertikale Impulsfluss nach unten gerichtet. Der fühlbare Wärmefluss ist bei stabiler Schichtung nach unten, bei labiler nach oben gerichtet. Analoge Überlegungen gelten für den Fluss latenter Wärme.

Um das Windprofil in der bodennahen Luftschicht beschreiben zu können, werden in Analogie zur Strömungslehre die Schubspannung τ (*Reynolds stress*) an der Erdoberfläche, die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* (*friction velocity*) sowie die Dichte der Luft ρ (anstatt der kinematischen Viskosität bei Flüssigkeiten) durch

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \quad (\text{m}\cdot\text{s}^{-1}) \quad (4.4)$$

zueinander in Beziehung gesetzt.

Mit der Einführung der mittleren Mischungsweglänge $\ell = \kappa \cdot z$ als Funktion der Höhe z und der von Karman-Konstante κ (≈ 0.4) kann dann ein Funktionszusammenhang von $\partial u / \partial z$, z und u_* durch

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa \cdot z} \quad (\text{m}\cdot\text{s}^{-1}) \quad (4.5)$$

hergestellt werden.

Mit der Randbedingung $u(z_0) = 0$ und Integration von (4.5) erhält man die logarithmische Windprofilgleichung

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (\text{m}\cdot\text{s}^{-1}) \quad (4.6)$$

mit $z > z_0$.

Die Rauigkeitslänge z_0 kann als „Materialkonstante“ des jeweils betrachteten Oberfläche beschrieben werden und gibt das mittlere Niveau an, in der die horizontale Windgeschwindigkeit gleich Null ist. Für hohe Vegetation (z.B. Wälder) muss zusätzlich die Verdrängungshöhe d eingeführt werden, mit der ein vertikaler Windprofilversatz innerhalb des Bestandes beschrieben wird. Somit wird für die Höhe $z = d + z_0$ die theoretische Windgeschwindigkeit gleich Null und die logarithmische Windprofilgleichung erhält die Form

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \cdot \ln\left(\frac{z - d}{z_0}\right) \quad (\text{m}\cdot\text{s}^{-1}) \quad (4.7)$$

4.1.1.3 Stabilität der Atmosphäre

Die logarithmische Windprofilgleichung hat jedoch nur für neutrale Schichtung Gültigkeit, dann gilt die Beziehung

$$\frac{\kappa \cdot z}{u_*} \cdot \frac{\partial u}{\partial z} = 1. \quad (4.8)$$

Im Fall einer stabilen bzw. labilen Schichtung, dass heißt bei thermisch beeinflusster Turbulenz treten im Windprofil deutliche Abweichungen von der logarithmischen Windprofilgleichung auf.

In nicht neutralen Fällen steht auf der rechten Seite von (4.8) keine Konstante mehr, sondern eine von der Höhe abhängige Funktion (Brutsaert, 1982). Aus dimensionsanalytischen Überlegungen wurde Gleichung (4.25) von Monin und Obukhov zu

$$\frac{\kappa \cdot z}{u_*} \cdot \frac{\partial u}{\partial z} = \phi_M \cdot \left(\frac{z - d}{L}\right). \quad (4.9)$$

für nicht neutrale Schichtungen erweitert. Ziel der Monin-Obukhov'sche Ähnlichkeitstheorie ist die Gewinnung universeller Funktionen, welche die turbulente Strömung in Abhängigkeit von der atmosphärische Schichtung mit vier unabhängigen Variablen beschreiben. Dies sind die Höhe ($z-d$), die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* für den Einfluss mechanischer Turbulenz, der fühlbare Wärmefluss H als Ausdruck für die thermische Turbulenz sowie die Erdbeschleunigung g , durch welche Auftriebskräfte berücksichtigt werden können.

Die Monin-Obukhov-Länge L ist ein Normierungsmaß und definiert als

$$L = -\bar{\rho} \cdot c_p \cdot u_*^3 \cdot \left(\kappa \cdot \frac{g}{\theta_v} \cdot H \right)^{-1} \quad (\text{m}) \quad (4.10)$$

Aus ihr folgt der dimensionslose Stabilitätsindex

$$\zeta = \frac{z-d}{L} \quad (4.11)$$

Die virtuelle potentielle Temperatur θ_v wurde eingeführt, um Auftriebskräfte des Wasserdampfes zu berücksichtigen. Mit ζ ist ein Maß entwickelt worden, das den Zustand der Atmosphäre mit Hilfe weniger physikalischer Grundgrößen beschreibt. Die Monin-Obukhov-Länge ist in der Inertialschicht konstant und beschreibt die Höhe, in der die Produktion von thermischer und mechanischer Turbulenz gleich groß ist.

Bei stabiler Schichtung ($H < 0$) nimmt L positive, bei labiler Schichtung ($H > 0$) negative Werte an. Bei neutraler Schichtung strebt L gegen $\pm \infty$.

Die Funktion $\phi_M(\zeta)$ kann allerdings nicht über dimensionsanalytische Überlegungen, sondern nur empirisch bestimmt werden. Die Businger-Dyer-Gleichungen (Businger et al., 1971; Dyer, 1974) aus den frühen siebziger Jahren gelten als allgemein anerkannt (Tabelle 4.1).

Neben der Monin-Obukhov-Länge L gibt es als weiteren, etwas einfacher zu bestimmenden Stabilitätsindex die Richardson-Zahl (Ri), definiert als Gradient-Richardson-Zahl

$$Ri = -\frac{g}{\theta} \frac{\frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2}, \quad (4.12)$$

beziehungsweise Bulk-Richardson-Zahl

$$Ri_B = -\frac{g}{\theta} \frac{\Delta \theta \cdot \Delta z}{(\Delta u)^2}. \quad (4.13)$$

Sie basiert jedoch nicht auf Flüssen, sondern auf den Lufttemperatur- und Impulsgradienten (Lufttemperatur- und Winddifferenzen bei der Bulk-Richardsonzahl), d.h. dem Verhältnis von Auftrieb- zu Scherproduktion basiert (Arya, 1988).

Das Vorzeichen von Ri wird durch das Vorzeichen des vertikalen Lufttemperaturgradienten bestimmt, da $(\partial u / \partial z)^2$ immer positiv ist. Die Auftriebsbeschleunigung durch vertikale Dichteschichtung wird

durch $g/\bar{\theta}$ repräsentiert. Ist Ri negativ, so herrschen instabile Verhältnisse mit starker thermischer Turbulenz, bei stabiler Schichtung (positives Ri) wird der turbulente Austausch zunehmend unterdrückt. Ab einem kritischen Wert ($Ri \approx 0.25$) wird der turbulente Austausch vollständig unterdrückt (Garratt, 1992).

Tabelle 4.1: Zusammenhang zwischen thermischem Auftrieb, Richardson-Zahl Ri und Stabilitätsindex ζ , sowie der zu ζ gehörigen Stabilitätsfunktionen ϕ_M, ϕ_H, ϕ_E (Brutsaert, 1982, Panofsky und Dutton 1984)

neutrale Schichtung	stabile Schichtung	labile Schichtung
$\partial\bar{\theta}/\partial z \rightarrow 0$	$\partial\bar{\theta}/\partial z \rightarrow +$	$\partial\bar{\theta}/\partial z \rightarrow -$
$Ri \rightarrow 0$	$Ri \rightarrow +$	$Ri \rightarrow -$
$\zeta \rightarrow 0$	$\zeta > 0$	$\zeta < 0$
$\phi_M = 1$	$\phi_M = [1 + 5 \cdot (\zeta)]$	$\phi_M = [1 + 16 \cdot (\zeta)]^{-1/4}$
$\phi_H = \phi_E = 1$	$\phi_H = \phi_E = \phi_M$	$\phi_H = \phi_E = \phi_M^2$

4.1.1.4 Aerodynamische Profilmethode

Analog zum Windprofil können für die Vertikalgradienten von potentieller Temperatur und spezifischer Feuchte ebenfalls normierte funktionelle Abhängigkeiten in der Form

$$\frac{\kappa \cdot z \cdot \partial\bar{\theta}}{T_* \cdot \partial z} = \phi_H \left(\frac{z}{L} \right) \quad (4.14)$$

für das Temperaturprofil und

$$\frac{\kappa \cdot z \cdot \partial q}{\bar{q}_* \cdot \partial z} = \phi_E \left(\frac{z}{L} \right) \quad (4.15)$$

für das Feuchteprofil mit den Stabilitätsfunktionen ϕ_H und ϕ_E hergeleitet werden (Nieuwstadt, 1978).

Dabei stellen

$$T_* = -\frac{H}{c_p \cdot \rho \cdot u_*} \quad (K) \quad (4.16)$$

und

$$q_* = -\frac{\lambda E}{r \cdot \rho \cdot u_*} \quad (g \cdot kg^{-1}) \quad (4.17)$$

normierte Maße für die Lufttemperatur und die spezifische Feuchte dar.

Durch Integration und Einführung der integralen Profilmfunktionen $\Psi_{M,H,E}$ (z.B. Panofsky und Dutton, 1984) sind (4.16) und (4.17) ebenfalls in Lufttemperatur- bzw. Feuchteprofilgleichungen

$$\theta(z) = \frac{H}{\kappa \cdot \rho \cdot c_p \cdot u_*} \cdot \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) - \Psi_H \left(\frac{z-d-z_0}{L} \right) \right] \quad (^\circ C) \quad (4.18)$$

$$q(z) = \frac{\lambda E}{\kappa \cdot \rho \cdot u_*} \cdot \left[\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) - \Psi_E\left(\frac{z-d-z_0}{L}\right) \right] \quad (\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}) \quad (4.19)$$

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \cdot \left[\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) - \Psi_M\left(\frac{z-d-z_0}{L}\right) \right] \quad (\text{m} \cdot \text{s}^{-1}) \quad (4.20)$$

überführbar. Für $z > d + z_0$ kann nach Brutsaert (1982) sowie Panofsky und Dutton (1984) z_0 in $\Psi_{M,H,E}$ vernachlässigt werden. Nach Brutsaert (1982) haben die integralen Profildfunktionen die Form

$$\Psi_M\left(\frac{z-d}{L}\right) = \int_{(d+z_0)/L}^{z/L} [1 - \phi_M(\zeta)] \frac{\partial \zeta}{\zeta}, \quad (4.21)$$

$$\Psi_H\left(\frac{z-d}{L}\right) = \int_{(d+z_0)/L}^{z/L} [1 - \phi_H(\zeta)] \frac{\partial \zeta}{\zeta}, \quad (4.22)$$

$$\Psi_E\left(\frac{z-d}{L}\right) = \int_{(d+z_0)/L}^{z/L} [1 - \phi_E(\zeta)] \frac{\partial \zeta}{\zeta}. \quad (4.23)$$

Mit Anwendung der Businger-Dyer-Gleichungen (siehe Tabelle 4.1) können für labile Schichtung ($\zeta < 0$) die Stabilitätsfunktionen

$$\phi_M^2 = \phi_H = \phi_E = (1 - 16)^{-1/2} \quad (4.24)$$

verwendet werden.

Da z_0 normalerweise bedeutend kleiner als L ist, kann die untere Grenze der Integrale in (4.21) bis (4.24) gleich Null gesetzt werden. Damit vereinfachen sich die Gleichungen (4.21), (4.22) und (4.23) zu

$$\Psi_M = 2 \ln\left[\frac{(1+x^2)}{2}\right] + \ln\left[\frac{(1+x)}{2}\right] - 2 \arctan(x) + \frac{\pi}{2} \quad (4.25)$$

und

$$\Psi_{H,E} = 2 \ln\left[\frac{(1+x^2)}{2}\right]. \quad (4.26)$$

Für die Stabilitätsfunktionen bei stabilen Schichtungszustände ($\zeta > 1$) werden in der Literatur eine Fülle an Empfehlungen gegeben (Businger et al., 1971; Denmead und Bradley, 1985; Högström, 1988; Cellier und Brunet, 1992). Bis in die frühen 70-er Jahre des letzten Jahrhunderts wurde versucht, für ein weiten Bereich von ζ gültige Parametrisierungen aufzustellen. Heute wird meist auf der Grundlage der Businger-Dyer-Gleichungen zwischen schwach ($0 < \zeta < 1$) und stark ($\zeta > 1$) stabiler Schichtung unterschieden. Zwar gibt es nach wie vor große Wissenslücken über die Fluss-Gradienten-Beziehungen bei stark stabiler Schichtung, allgemein gelten aber

$$\phi_{M,H,E} = 1 + 5\zeta \quad \text{für } 0 < \zeta < 1 \quad \text{und} \quad (4.27)$$

$$\phi_{M,H,E} = 6 \quad \text{für } \zeta > 1. \quad (4.28)$$

Für die rechnerische Umsetzung der aerodynamischen Profilmethode wird in Anlehnung an Brutsaert (1982) ein iteratives Verfahren angewandt, in dem in die Gleichungen (4.18) bis (4.20) die gemessenen Werte von u , θ und q für zwei Höhen z_1 und z_2 eingesetzt und die Gleichungen voneinander abgezogen werden:

$$u_2 - u_1 = \frac{u_*}{\kappa} \cdot \left[\ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d} - \psi_M(\zeta_2) + \psi_M(\zeta_1) \right] \quad (4.29)$$

$$\phi_1 - \phi_2 = \frac{H}{\rho \cdot \kappa \cdot u_* \cdot c_p} \cdot \left[\ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d} - \psi_H(\zeta_2) + \psi_H(\zeta_1) \right] \quad (4.30)$$

$$q_1 - q_2 = \frac{E}{\rho \cdot \kappa \cdot u_*} \cdot \left[\ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d} - \psi_E(\zeta_2) + \psi_E(\zeta_1) \right]. \quad (4.31)$$

Im ersten Iterationsgang wird $\zeta = 0$ gesetzt. Über die Richardson-Zahl (4.13) werden die Schichtung bestimmt und die dazugehörigen Stabilitätsfunktionen ausgewählt. Mit den für $\zeta = 0$ berechneten Werten für u_* , H und λE wird ein neues ζ ermittelt und damit wieder eine neue Schätzung für u_* , H und λE . Wenn die Differenz zwischen zwei nacheinander berechneten ζ Werten kleiner als 0.001 ist, wird der Iterationsprozess abgeschlossen; ansonsten wird die Iteration nach 40 Schritten beendet.

4.1.1.5 Bestimmung von z_0 , d und u_*

Es gibt eine Vielzahl an Ansätzen zur Bestimmung der Rauigkeitsparameter. In Wieringa (1993) und Haenel (1993) werden jeweils verschiedene Methoden diskutiert. In vielen Klimamodellen werden bis heute oft die Rauigkeitslänge z_0 und die Verdrängungshöhe d mit konstanten Werten, abhängig von der Landnutzung, parametrisiert (VDI, 2000). Dieser Ansatz hat den großen Nachteil, weder die Bestandesstruktur (vertikale Dichteverteilung, Alter etc.) noch dynamische Einflüsse des Windprofils auf die Oberfläche (Baumschwingungen) ausreichend zu berücksichtigen (Raupach, 1994).

Zur Berechnung von Rauigkeitslänge z_0 , Verdrängungshöhe d und Schubspannungsgeschwindigkeit u_* wurde in dieser Untersuchung ein Verfahren nach Robinson (1961) angewandt. Die Grundlage bilden Stundenmittelmittelwerte der Windgeschwindigkeit u in verschiedenen Höhen z über dem Waldbestand. Die Fälle mit neutraler Schichtung wurden über die Bulk-Richardson-Zahl Ri_B aus der Hartheim-Datenbank extrahiert; hierfür musste das Kriterium $|Ri_B| \leq 0.01$ erfüllt sein.

Nach der Methode der kleinsten Quadrate wurde die linear-logarithmische Funktion

$$f(x) = a_0 + a_1 \cdot x + a_2 \cdot \ln(x) \quad (4.32)$$

mit

$$a_0 = \frac{u_*}{\kappa}, \quad (4.33)$$

$$a_1 = \frac{I}{z_0} \text{ und} \quad (4.34)$$

$$a_2 = d \quad (4.35)$$

durch Iteration so optimiert, dass die Gleichung (4.32) die Profilmesswerte für u am besten annähert. Zu Beginn der Iteration müssen für z_0 , d und u_* jeweils Anfangsschätzwerte angegeben werden. Für die Schubspannungsgeschwindigkeit wurde 11% der jeweiligen Windgeschwindigkeit, für die Rauheitslänge 8% und für die Verdrängungshöhe 75% der Bestandeshöhe angenommen. Die Iteration wurde abgebrochen, wenn die Differenz für d zwischen zwei Durchgängen 0.01m unterschritt oder 40 Iterationsschritte erreicht waren.

4.2 Datenprüfung

4.2.1 Datenqualitätssicherung meteorologischer Messungen

Wie bereits erläutert, ist das Ziel dieser Arbeit die Bestimmung der langjährigen Flüsse und Oberflächenparameter des Hartheimer Kiefernwaldes. Zur Bestimmung dieser Parameter wurden mikrometeorologische Daten aus kontinuierlichen Profilmessungen an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim in den Jahren 1978 bis 2003 verwendet. Solche langfristigen Messungen erfordern hohe Ansprüche an die eingesetzten Messsensoren und einen großen Wartungsaufwand. Trotzdem ergeben sich eine Vielzahl von möglichen Fehlerquellen:

- gerätebedingte Ausfälle,
- gerätebedingte Messfehler,
- falsche Kalibrierungen oder fehlerhafte Wartungsarbeiten der eingesetzten Messsensoren,
- Drift der Sensoren bei längerfristigen Messperioden ohne Nachkalibrierung,
- Erfassungsintervalle, die nicht die Zeitkonstanten der Messwertgeber angepasst sind,
- verschiedenste Fehler in der Datenerfassung.

Im Rahmen der Automatisierung mikrometeorologischer Messungen treten Fehler auf, für die neue Prüfkriterien entwickelt werden mussten. Typische Fehler sind der Ausfall von Sensoren, ohne Fehlerrückmeldungen zu liefern (z.B. Vortäuschung von Windstille über einen längeren Zeitraum), oder unrealistische Werte (z.B. Sensorwartung ohne die Datenübertragung abzustellen). Die Prüfkriterien basieren im wesentlichen auf Verfahren, die mit der Einführung einer computergestützten Qualitätskontrolle in den letzten zwei Jahrzehnten entwickelt wurden. Zusätzlich ergeben sich aus den Zielsetzungen dieser Untersuchung weitere Qualitätsansprüche an das zu bearbeitende Datenkollektiv, die gegenüber klimatologischen Messungen erhöht sind.

Die Methoden zur Berechnung turbulenter Flüsse aus Profilmessungen wurden ursprünglich für niedrige Vegetationsstrukturen entwickelt. Ihre Anwendung auf hohe Vegetation, wie z.B. den Hartheimer Kiefernwald, setzt eine Überprüfung der Daten auf ihre jeweilige Verwertbarkeit voraus. Die Prüfung der Datenqualität umfasst somit neben der Überprüfung auf Messfehler auch die Untersuchung auf Einflussfaktoren, die dazu führen können, dass die Profilmethode oder das BREB-Verfahren nicht

bzw. nur eingeschränkt angewandt werden können. Solche Einflussfaktoren können Auswirkungen des Bewuchses und der Rauigkeit der Oberfläche oder die Ausbildung interner Grenzschichten durch thermische oder aerodynamische Inhomogenitäten sein.

Das hier vorgestellte Konzept der Qualitätsprüfung basiert auf mikrometeorologischen Gesetzmäßigkeiten des turbulenten Austausches im untersten Bereich der atmosphärischen Grenzschicht. Sowohl mehrmalige Turmerhöhungen und Änderungen der Messniveaus als auch kurzfristige Eingriffe in den Bestand durch Durchforstungsmaßnahmen ließen Inhomogenitäten in den mikrometeorologischen Messreihen erwarten. Um eine ausreichende Qualität der für die Prozessierung der Flüsse benötigten Daten zu gewährleisten, wurden die Daten zusätzlich auf mögliche Auswirkungen dieser Eingriffe untersucht.

Nach der Überführung der mikrometeorologischen Messdaten aus dem Zeitraum 1978 bis 2003 in eine Datenbank wurde ein hierarchisches Testmodell entwickelt. Die Qualitätsprüfung gliedert sich in folgende fünf Stufen:

1. In einem ersten Schritt wurde eine formale Prüfung auf zeitliche Konsistenz der Daten durchgeführt, d.h. die Datenbestände wurden auf fehlende bzw. doppelte Stundenmittelwerte geprüft. Fehlende Datensätze wurden als Stations- bzw. Sensorausfall gekennzeichnet.
2. Alle direkt gemessenen meteorologische Parameter wurden mit oberen und unteren Grenzwerten verglichen. Hierfür wurden z.T. die Grenzwerte der Datenprüfung des REKLIP-Projekts (REKLIP, 1996) herangezogen. Einige dieser Prüfkriterien wurden damals aus den langen Messzeitreihen der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim entwickelt. Die übernommenen Grenzwerte, die einen typischen Verlauf der Parameter repräsentieren sollen, mussten teilweise jedoch erneut an den Messort und die spezifischen Datenablage angepasst werden. Abhängig von den jeweiligen Parametern wurden teils konstante Grenzwerte für das ganze Jahr (Niederschlag, Luftdruck, Windrichtung und -geschwindigkeit), teils auf Monatsebene (Luft- und Feuchttemperaturen, Strahlungsflüsse, Bodentemperaturen und -wärmestrom) definiert. Bei den Strahlungsflüssen wurde zusätzlich zwischen Tag- und Nachtwerten differenziert. Parameterwerte, welche die Grenzwerte über- bzw. unterschritten, wurden als kritisch gekennzeichnet.
3. In einem dritten Teil wurden die Datensätze auf unrealistische zeitliche und z. T. räumliche Änderungsraten sowie auf konstante Messwerte überprüft, um Fehlmessungen von Sensoren zu erkennen.
4. Für einzelne Parameter wurden zusätzliche Plausibilitätstests durchgeführt, wie z.B. das Austrocknen der befeuchteten Strümpfe um das Feuchtthermometer von Psychrometern. Des Weiteren konnten verschiedene meteorologische Parameter direkt miteinander verglichen werden. Bei Konsistenzprüfungen waren mehrere Werte beteiligt. Dabei wurde untersucht, ob es einen Widerspruch zwischen diesen Werten gab. Im Allgemeinen deuteten Verletzungen der internen Konsistenz auf einen tatsächlichen Datenfehler hin. Es war aber nicht von vornherein klar,

welcher Wert falsch war. Diese internen Konsistenzprüfungen stellten sich in ihrer Effektivität als deutlich wirkungsvoller gegenüber z.B. reinen Grenzwertprüfungen heraus. Es war daher aus Sicht der Qualitätssicherung durchaus sinnvoll, ähnliche Informationen in verschiedenen Parametern zu verschlüsseln. Bei zeitlichen und räumlichen Konsistenzprüfungen konnte im allgemeinen nur die Aussage getroffen werden, dass eine Kombination von Werten unwahrscheinlich war. Teilweise ließ sich jedoch ein Korrekturvorschlag präsentieren.

5. Für die Berechnung der turbulenten Wärmeflüsse benötigte Parameter (z.B. Schubspannungsgeschwindigkeit, Stabilitätsmaße, Gradienten von potentieller Temperatur, spezifischer Feuchte und Windgeschwindigkeit) wurden jeweils gesondert auf Plausibilität untersucht und gegebenenfalls ausmarkiert. Die im Rahmen dieser Prozeduren detektierten Fehlwerte schließen allerdings eine Verwendung der zugrunde liegenden Rohdaten für klimatologische Untersuchungen nicht aus.

Das von verschiedenen Autoren vorgeschlagene Ziel, die Qualitätsprüfung und Kennzeichnung kritischer Daten möglichst zu automatisieren (Meek und Hatfield, 1994; Foken und Wichura, 1996) konnte im gewünschten Umfang jedoch nicht umgesetzt werden. Es zeigte sich, dass viele der durch die Prüfungsalgorithmen angesprochen Werte bei einer visuellen Überprüfung plausibel waren. Insbesondere bei Überschreitungen der Grenzwerte für Lufttemperatur (zum Beispiel im Herbst des „Hitzejahres“ 2003) und Windgeschwindigkeit stellte sich ein Vergleich der jeweiligen Daten mit Daten benachbarter Stationen oft als hilfreich heraus.

Es zeigte sich auch, dass die benutzten Prüfkriterien nicht restlos unplausible Zustände ansprechen können. Falsch abgespeicherte Windrichtungsdaten können z.B. mit den benutzten Kriterien nur begrenzt erkannt werden. Auch sind viele in der Literatur vorgeschlagene Verfahren für eine zeitliche Auflösung konzipiert, die unter derjenigen liegt, die für die Langfristmessungen an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim (60 min) von Anfang an verwendet worden ist. Diese Verfahren waren bei der vorhandenen Datengrundlage nur begrenzt anwendbar.

Im Folgenden werden die bei der Datenprüfung angewandeten Prüfkriterien detailliert beschrieben. Die Reihenfolge der hier vorgestellten Kriterien entspricht der Abfolge der durchgeführten Prüfroutinen.

4.2.2 Psychrometer

An der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim werden für die Bestimmung der vertikalen Lufttemperatur- und Feuchteprofile Aspirationspsychrometer verwandt. Dabei werden Trocken- und Feuchttemperatur von zwei belüfteten Platinwiderstandsthermometern (Pt100) in getrennten Strahlungsschutzrohren gemessen. Das zugrundeliegende Messprinzip beruht bei ungesättigter Luft und ausreichendem Wasserangebot (in diesem Fall durch einen feuchten Strumpf über einem der beiden Messfühler) auf dem Energieentzug bei der Verdunstung zusätzlichen Wassers. Im Vergleich zur Luft-

temperatur (= Trockentemperatur) spiegelt er sich in einer niedrigeren Feuchttemperatur wider. Die wichtigsten Fehlerquellen sind (z.B. Vogt, 1988; Robinson und Parlagraeco, 2002):

- **Unzureichende Belüftung:** Nicht ausreichende Belüftung der Psychrometer ist sowohl für die absolute Temperaturbestimmung als auch für die Feuchtebestimmung die größte Fehlerquelle. Bei mehreren durch das Meteorologische Institut der Universität Freiburg unter Laborbedingungen durchgeführten Testreihen wurde eine Belüftung mit $3.0 - 3.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ für die verwandten Sensoren als ausreichend bestimmt. Für langfristige Messungen ist eine regelmäßige Kontrolle der Leistung der verwendeten Ventilationsmotoren wichtig. Eine zusätzliche Fehlerquelle sind Ablagerungen in den Strahlungsschutzrohren, die den Rohrdurchschnitt und damit das Durchströmungsvolumen herabsetzen.
- **Unzureichender Strahlungsschutz:** Um optimale Messbedingungen zu erreichen, ist neben einem vor störenden Strahlungseinflüssen schützenden, die Messsensoren umschließenden Metallrohr eine Nord-Exposition des Psychrometers wichtig, die den Einfluss der Globalstrahlung möglichst minimiert. Strahlungseinflüsse auf die Messgenauigkeit von Psychrometern sind bei Vogt (1995) beschrieben.
- **Abgebrochene Wasserversorgung des Feuchtefühlers:** Die Wasserversorgung wird durch die Kapillarkräfte in einem, dem Feuchtesensor übergestülpten Baumwollstrumpf gewährleistet, der mit einem Ende in einem Reservoir mit destilliertem Wasser liegt. Die Verschmutzung des Baumwollstrumpfs bzw. des Wasserbehälters durch Umwelteinflüsse oder unsachgemäße Wartung kann zu einem Abbruch der Wasserversorgung des Feuchtesensors führen. Bei hohen Umgebungstemperaturen ist außerdem eine ausreichend regelmäßige Kontrolle des Wasserstands in den Reservoirs nötig.
- Das Psychrometerverfahren versagt bei einer Lufttemperatur nahe oder unter $0 \text{ }^\circ\text{C}$.

Tabelle 4.2: Grenzwerte ($^\circ\text{C}$) für Trockentemperaturen

Monat	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$T_{a \text{ max}}$	19.0	19.7	22.7	28.7	33	35.3	37.0	36.0	32.0	26.0	22.0	20.0
$T_{a \text{ min}}$	-16.2	-15.0	-9.5	-4.0	0.3	2.5	5.0	1.0	-1.5	-5.4	-12.0	-14.8

Tabelle 4.3: Grenzwerte ($^\circ\text{C}$) für Feuchttemperaturen

Monat	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$T_{f \text{ max}}$	16.0	15.5	17.8	22.0	26.0	28.3	28.8	28.0	25.3	22.3	20.2	18.0
$T_{f \text{ min}}$	-18.7	-15.0	-9.9	-4.3	-0.3	1.7	1.4	0.0	-3.2	-7.0	-12.0	-15.0

Die aus der REKLIP-Datenprüfung übernommenen Grenzwerte (siehe Tabellen 4.2 und 4.3) für Trocken- und Feuchttemperatur wurden ursprünglich aus der langjährigen Messreihe der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim extrahiert und der hohen Heterogenität der Landnutzungen und des Re-

liefs des Obereingrabens angepasst. Somit repräsentieren diese Werte ein relativ breites Band an möglichen monatlichen Maximal- und Minimalwerten. Eine visuelle Überprüfung bei Nichterfüllung dieser Testkriterien ist dennoch wichtig. Es zeigte sich im Rahmen der in dieser Arbeit durchgeführten Datenprüfung, dass die vorgeschlagenen Grenzwerte z. T. nur bedingt anwendbar sind. Von den Prüfroutinen angesprochene Grenzwertüberschreitungen bei sommerlichen und spätsommerlichen Hochdruckwetterlagen (z.B. Oktober 2001 und August 2003) stellten sich bei einem Vergleich mit Messwterergebnissen von regional benachbarten Messstationen (z.B. Stadtstation des Meteorologischen Instituts der Universität Freiburg) als realistisch heraus. Ein automatisierter Ausschluss solcher Ereignisse verbietet sich insbesondere für weitere statistische Untersuchungen .

Für die zeitliche Änderungsrate von Trocken- und Feuchttemperaturen wurde ein Maximalwert $\Delta(T_{a,f}(t) - T_{a,f}(t + 1)) < 6 \text{ K}$ definiert, des Weiteren wird eine Änderungsrate $> 0 \text{ K}$ pro Stunde gefordert (Tabelle 4.4). Die Differenz zwischen dem untersten und höchsten Messniveau muss kleiner 5 K sein, Temperaturänderungsraten entlang des Messprofils dürfen von Messniveau zu Messniveau 3 K nicht übersteigen. Dieser relativ große Betrag wurde gewählt, um Temperatursprünge über die Bestandesobergrenze zuzulassen.

Tabelle 4.4: Prüfkriterien für Änderungsraten von Trockentemperatur T_a und Feuchttemperatur T_f und zum Austrocknen der Feuchtestrumpfe

Maximale Änderungsraten
$ \Delta(T_{a,f}(t) - T_{a,f}(t + 1)) < 6 \text{ K} \cdot \text{h}^{-1}$
Minimale Änderungsraten
$ \Delta(T_{a,f}(t) - T_{a,f}(t + 1)) > 0 \text{ K} \cdot \text{h}^{-1}$
Profil
$ \Delta(T_{a,f}(z_{i+1}) - T_{a,f}(z_i)) < 3 \text{ K}$
$ \Delta(T_{a,f}(2 \text{ m}) - T_{a,f}(29 \text{ m})) < 5 \text{ K}$
Austrocknen der Feuchtestrumpfe
$T_a > 3 \text{ }^\circ\text{C}$ und $\text{RF} > 75\%$ dann $T_a(z_i) - T_f(z_i) < 0.5 \text{ K}$

Insbesondere in Hitzeperioden können trotz regelmäßiger Wartung die Feuchtestrumpfe der Psychrometer austrocknen. Um solche Fälle zu detektieren, werden die Feucht- und Trockentemperaturen miteinander verglichen. Dieses Verfahren ist allerdings nur mit der Einschränkung anwendbar, dass die Lufttemperatur größer als 3 °C und die relative Feuchte (RF) kleiner als 75% ist. Ein Austrocknen der Feuchtestrumpfe kann dann bei $T_a(z_i) - T_f(z_i) < 0.5 \text{ K}$ ausgenommen werden.

Trocken- und Feuchttemperaturdifferenzen unterschiedlicher Höhenintervalle sollten bei ungestörten Profilen immer das gleiche Vorzeichen haben. Diese Aussage trifft für hohe Beständen wegen der Pufferfunktion des Bestandes und teilweise entkoppelter Umsatzflächen nur begrenzt zu. Daher wurde der

folgende Test nur für die Messhöhen oberhalb der Bestandesobergrenze durchgeführt: Für die Höhe z_i soll

$$(T_{a,f}(z_i) - T_{a,f}(z_{i-1})) \cdot (T_{a,f}(z_{i+1}) - T_{a,f}(z_i)) \geq 0 \quad (^\circ\text{C}) \quad (4.36)$$

gelten (Handorf, 1996).

Eine weitere Möglichkeit, Störungen im Lufttemperaturprofil zu detektieren, ist die Analyse der Abweichung \tilde{T}_a der Stundenmittel der Lufttemperaturen in der Höhe z_i vom stündlichen Mittelwert der Lufttemperaturen über das gesamte Profil mit

$$\tilde{T}_a(z_i) = T_a(z_i) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n T_a(z_i) \quad (^\circ\text{C}) \quad (4.37)$$

wobei n die Anzahl der Messniveaus ist.

4.2.3 Windgeschwindigkeit

Über Schalenkreuzanemometer wird an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim das Vertikalprofil der horizontalen Windgeschwindigkeit erfasst. Bei diesem Messverfahren wird eine bestimmte Anzahl an elektrischen Impulsen pro Umdrehung des Sensors an den Datenlogger übertragen. Dieses Signal wird mit Hilfe einer meistens linearen Kalibrierfunktion in die Windgeschwindigkeit umgerechnet. Dieser Funktionszusammenhang („Übertragungskennlinie“) ändert sich im Verlauf längerer Messperioden und muss durch regelmäßige Kalibrierungen im Windkanal neu bestimmt werden.

Eine weitere potentielle Fehlerquelle ist das sogenannte „Overspeeding“, wobei bei abnehmender Windgeschwindigkeit durch die Geräteträgheit ein zu hoher Wert ausgegeben wird. Dieser Effekt tritt besonders bei kleinen Windgeschwindigkeiten $u < 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ auf (Foken, 1990). Weitere Fehlerquellen sind Ablagerungen von Schnee und anderen Hydrometeoren an den Schalenkreuzanemometern sowie eine nicht genaue horizontale Ausrichtung der Sensoren (Vickers und Mahrt, 1996).

Für die Windgeschwindigkeit u wurden keine absoluten Grenzwerte aufgestellt. Im Untersuchungszeitraum 1978 - 2003 gab es nur vereinzelt unplausibel hohe Windgeschwindigkeiten ($u > 40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$). Diese fanden sich aber immer nur in einzelnen Messniveaus, so dass diese Werte leicht durch Profilbeziehungen detektiert werden konnten. Entsprechend dem logarithmischen Windprofil konnte als erstes Prüfkriterium gefordert werden, dass die Windgeschwindigkeit mit jedem höheren Messniveau zunehmen muss (siehe Tabelle 4.5). Wenn sich die Windgeschwindigkeit auf einem Messniveau von einer Stunde zur nächsten nicht ändert, wurden diese Werte, ebenso wie Änderungsraten über $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ als unplausibel verworfen.

Tabelle 4.5: Prüfkriterien für die Windgeschwindigkeit u

Maximale Änderungsraten	Minimale Änderungsraten	Vertikalprofil
$ \Delta(u(t) - u(t+1)) < 5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$	$ \Delta(u(t) - u(t+1)) > 0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$	$u(z_{i+1}) > u(z_i)$

Um die Qualität der Windgeschwindigkeitsdaten für die Berechnung von Rauigkeitslänge z_0 und Verdrängungshöhe d sowie für die Anwendung der aerodynamischen Profilmethode zu testen, wurden die Vertikalgradienten der Windgeschwindigkeit und die Standardabweichung der Schubspannungsgeschwindigkeit untersucht. Bei diesen Tests wurden die Daten nicht mehr nur auf ihre messtechnische Qualität untersucht, sondern auf die Voraussetzungen zur Anwendung der Monin-Obukhov'schen Ähnlichkeitstheorie (siehe auch Kapitel 4.5.3). Windgeschwindigkeitsdaten, die bei diesen Prüfroutinen herausfallen, sollten nicht zur Berechnung der Wärmeflüsse herangezogen werden, können allerdings für weitere meteorologischen Untersuchungen benutzt werden.

Für die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* wird eine maximale Standardabweichung $\sigma_{u_*} \leq 0.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ über ein gemitteltes Kollektiv von jeweils 24 Werten gefordert (siehe z.B. Handorf, 1996).

Die Vertikalgradienten der horizontalen Windgeschwindigkeit u müssen mit der Höhe abnehmen:

$$\frac{\Delta(u(z_1) - u(z_2))}{\Delta(z_1 - z_2)} > \frac{\Delta(u(z_2) - u(z_3))}{\Delta(z_2 - z_3)} \quad (\text{s}^{-1}) \quad (4.38)$$

Auf diesen Test wird in Kapitel 5.1.3 ausführlich eingegangen.

Ein weiterer Test für die Windgeschwindigkeit bildet der Vergleich der Standardabweichung der Windgeschwindigkeit mit den Forderungen:

$$\sigma_{u(t)} < 3 \cdot u(t) \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \quad , \text{ wenn } u > 1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \quad (4.39)$$

und

$$\sigma_{u(t)} < 0.06 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \quad , \text{ wenn } u < 1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \quad (4.40)$$

4.2.4 Bodentemperatur

An der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim existiert seit 1979 ein Bodentemperaturprofil in den Tiefen 1, 3, 5, 10, 20 und 40 cm Tiefe. Seit 1989 gibt es zusätzlich zwei Bodewärmestromplatten in ca. 2 cm Tiefe. Die zeitlichen Änderungsraten der Bodentemperatur T_g und des Bodewärmestroms B wurden nach den Kriterien in Tabelle 4.6 geprüft (REKLIP, 1996).

Tabelle 4.6: Änderungsraten pro Stunde für die Bodentemperatur T_g (K) und den Bodewärmestrom B aus den Bodewärmestromplatten ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

Monat	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$T_{g,\max}$	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
$T_{g,\min}$	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
B	100	100	150	150	100	100	100	150	150	100	70	70

Nachts kann die oberste Bodentemperatur (1 cm Tiefe) mit der untersten Lufttemperatur der Profilmessungen verglichen werden. Wenn die kurzwellige Strahlung $< 10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ist, darf die Bodentemperatur in 1 cm Tiefe nicht größer als $T_{a,2m} + 5 \text{ K}$ sein.

Mit einer Kombination aus Tautochronen- und Wärmeleitungsmethode (siehe Kapitel 4.3) wurde aus dem Vertikalprofil von T_g anschließend der Bodenwärmestrom berechnet. Dieser wurde auf Einhaltung der in Tabelle 4.7 aufgeführten Grenzwerte geprüft.

Tabelle 4.7: Maximal- und Minimalwerte ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) des Bodenwärmestroms

Monat	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Max _{Tag / Nacht}	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Min _{Nacht}	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100
Min _{Tag}	-100	-100	-150	-150	-200	-200	-200	-200	-200	-150	-100	-100

4.2.5 Luftdruck

Bei der Prüfung des Luftdrucks p wurden mit der Forderung $940 \text{ hPa} < p < 1050 \text{ hPa}$ unrealistische Werte ausgeschlossen. Zusätzlich wurden alle p Werte mit den entsprechenden p Werten des Vortages $p(t) - p(t-24 \text{ h})$ verglichen. Dabei sollten die Änderungen D_i (i : Monat) innerhalb von 24 h nicht größer als die in Tabelle 4.8 aufgeführten Werte sein (Meek und Hatfield, 1994).

Tabelle 4.8: Maximale Änderungsraten D (hPa) des Luftdrucks p innerhalb von 24 Stunden

Monat	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
D_i	13	12	10	9	9	9	9	9	9	10	12	13

4.2.6 Niederschlag

Der Niederschlag wird an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim mit zwei Niederschlagskippwaagen erfasst. Mögliche Fehlerquellen bei der Niederschlagsmessung sind in Carlson et al. (1994) aufgeführt:

- Große Unsicherheiten in der Niederschlagsmessung gibt es in den Wintermonaten, weil feste Niederschläge erst nach dem Auftauen erfasst werden können. Neben der dadurch entstehenden Zeitverzögerung treten Verluste durch Sublimation auf.
- Auch bei Niederschlag in Form von Regen muss von zu niedrigen Messwerten ausgegangen werden, da Teile des gesammelten Wassers im Niederschlagsmesser verdunsten, bevor es von der Kippwaage erfasst wird.

- Eine dominierende Fehlerquelle bildet der Strömungseinfluss. Das Sammelgerät stellt ein Strömungshindernis dar, so dass Niederschlag am Sammelgerät vorbeigeführt werden kann.
- Verstopfungen der Durchflussschläuche durch Insekten oder Nadeln mindern ebenfalls die gemessene Niederschlagsmenge.

Eine Überprüfung der Niederschlagswerte kann nahezu ausschließlich für zu hohe erfasste Werte durchgeführt werden. Als Höchstgrenze für die stündliche Niederschlagssumme wurde 30 mm festgesetzt, um auch Extremwerte aus konvektiven Starkniederschlägen zu berücksichtigen. Niederschlagssummen auf Tagesbasis wurden auf 100 mm begrenzt. 15 mm im Monat waren die untere Grenze für die Niederschläge. Grenzwerte für die Anzahl der Niederschlagsereignisse (Stundensummen) wurden auf mindestens 10 und höchstens 250 begrenzt.

Für Zeitperioden, in denen mehrere Messreihen vorhanden waren, wurden diese auf Tages-, Monats- und Jahresbasis miteinander verglichen. Dabei konnten zum Teil sehr hohe Korrelationen ($r^2 > 0.92$) festgestellt, aber auch Phasen mit stark abweichenden Ergebnissen ($r^2 = 0.3$) ausgeschieden werden. In diesen Fällen wurde jeweils die Messreihe mit den im Vergleich zu den langjährigen Summen realistischeren Niederschlagssummen bestimmt und für die weitere Bearbeitung benutzt.

4.2.7 Strahlung

Die Strahlung über dem Hartheimer Kiefernwald wurde bis 1998 mit einer Kombination aus Pyrrometer (Schulze) und Pyranometer (Kipp & Zonen) gemessen. Seit diesem Zeitpunkt werden die einzelnen Komponenten der Strahlungsbilanz gesondert mit einem kombinierten System der Firma Kipp & Zonen erfasst (zwei CM-21 Sensoren für die kurzwelligen Strahlungsflüsse und zwei ventilierte CG-1 Messwertgeber für die langwelligen Strahlungsflüsse). Das Messprinzip ist bei allen verwendeten Sensoren gleich: die Erwärmung von Thermosäulen wird relativ zur Gehäusetemperatur gemessen. Unterschiedliches Haubenmaterial lässt den jeweils zu messenden breitbandigen Spektralanteil der Strahlung (kurzwellig $\approx 0.3 - 3 \mu\text{m}$, langwellig $\approx 4 - 100 \mu\text{m}$) auf die sensorspezifische Empfängerfläche durch. Da die Sensorgehäuse ihrer Temperatur entsprechend auch Wärmestrahlung emittieren, muss bei Pyrrometern und Pyrgeometern die Gehäusetemperatur gemessen werden und die daraus berechnete Strahlungsenergieflussdichte von der gemessenen Strahlungsflussdichte abgezogen werden (Philipona et al., 1995).

Die wichtigsten Fehlerquellen bei der Strahlungsmessung sind nach Fritschen und Simpson (1989):

- alterungsbedingtes Driften der Kalibrierfaktoren,
- Verunreinigungen der Hauben,
- flüssige und feste Niederschlagsablagerungen (u.a. Tau, Reif, Schnee, Eis) auf den Hauben,
- nicht genaue horizontale Ausrichtung der Sensoren,
- Schattenwurf durch den Messmast bei nicht südexponierter Ausrichtung der Sensoren.

Tabelle 4.9: Grenzwerte ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) für die einzelnen Strahlungsflüsse (G: Globalstrahlung, R_s : kurzwellige Reflexstrahlung, E: langwellige Ausstrahlung, A: atmosphärische Gegenstrahlung, R_n : Strahlungsbilanz) während der Tageslichtstunden

VERTIKO-ALUF2

Monat	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
G_{\max}	475	650	875	1050	1125	1125	1090	1025	875	650	475	400
G_{\min}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
$R_{s,\max}$	260	295	332	355	365	370	365	355	330	295	260	230
$R_{s,\min}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
E_{\max}	400	405	410	415	435	460	470	472	460	435	415	410
E_{\min}	230	237	250	268	285	302	305	290	275	255	240	232
A_{\max}	400	405	410	415	425	440	450	440	425	415	410	400
A_{\min}	160	160	180	200	220	245	250	247	230	200	180	168
$R_{n,\max}$	275	362	512	662	812	845	835	782	612	462	330	275

Tabelle 4.10: Grenzwerte ($W \cdot m^{-2}$) für die einzelnen Strahlungsflüsse (G: Globalstrahlung, R_s : kurzwellige Reflexstrahlung, E: langwellige Ausstrahlung, A: atmosphärische Gegenstrahlung, R_n : Strahlungsbilanz) während der Nachtstunden

Monat	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
G_{\max}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
G_{\min}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
$R_{s,\max}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
$R_{s,\min}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
E_{\max}	400	405	410	415	435	460	470	472	460	435	415	410
E_{\min}	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200
A_{\max}	400	405	410	415	425	440	450	440	425	415	410	400
A_{\min}	160	160	160	160	160	160	160	160	160	160	160	160
$R_{n,\max}$	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50
$R_{n,\min}$	-50	-50	-50	-50	-50	-50	-50	-50	-50	-50	-50	-50

Tabelle 4.11: Maximale stündliche Änderungsraten ($W \cdot m^{-2}$) für die einzelnen Strahlungsflüsse (G: Globalstrahlung, R_s : kurzwellige Reflexstrahlung, E: langwellige Ausstrahlung, A: atmosphärische Gegenstrahlung, R_n : Strahlungsbilanz)

Monat	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
G_{Tag}	400	500	600	700	700	750	700	700	700	600	500	400
G_{Nacht}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
$R_{s,\text{Tag}}$	120	135	150	160	200	200	160	150	150	135	120	120

VERTIKO-ALUF2

$R_{s,Nacht}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
E_{Tag}	120	150	200	200	215	250	250	215	200	170	150	120
E_{Nacht}	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150
A_{Tag}	120	150	200	200	215	250	250	215	200	170	150	120
A_{Nacht}	100	130	160	200	215	230	230	215	200	160	130	115
$R_{n,Tag}$	250	300	350	450	550	550	550	450	400	350	300	250
$R_{n,Nacht}$	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Für die Prüfung der Strahlungsdaten wurden die Grenzwerte sowie maximale und minimale Änderungsraten aus der REKLIP - Datenprüfung herangezogen. Diese Prüfkriterien (Tabellen 4.9 bis 4.11), die zwischen den Tageslicht- und Nachstunden differieren, wurden im Rahmen des REKLIP - Projektes (Fiedler, 1995) aus den langjährigen Strahlungsmessreihen über dem Hartheimer Kiefernwald generiert.

Um die Qualität der langwelligen Strahlungsflüsse zu überprüfen wurde ein von Gilgen et al. (1994) vorgeschlagenes Testverfahren angewandt. Dabei wird sowohl die terrestrische Ausstrahlung als auch die atmosphärische Gegenstrahlung mit dem Strahlungsäquivalent der Bestandesoberflächentemperatur verglichen.

Die Oberflächentemperatur wird bei Gilgen et al. (1994) mit der Gehäusetemperatur des Pyrgeometers parametrisiert. Im Rahmen dieser Arbeit wurde stattdessen die der Bestandesoberfläche nächste Lufttemperatur T_a (Trockentemperatur des Psychrometers) über dem Bestand benutzt. Ausgehend von dem Stefan-Boltzmann-Gesetz wird gefordert, dass die langwellige Ausstrahlung E innerhalb eines definierten Intervalls der Oberflächentemperatur liegt (σ : Stefan-Boltzmann-Konstante):

$$\sigma \cdot (T_0 - 5 \text{ K})^4 \leq E \leq \sigma \cdot (T_0 + 5 \text{ K})^4 \quad (\text{W} \cdot \text{m}^{-2}) \quad (4.41)$$

Der von den Autoren vorgeschlagene Intervallwert $\pm 5 \text{ K}$ wurde nach mehreren Versuchen mit anderen Schwellenwerten auch für diese Untersuchung übernommen.

Für die atmosphärische Gegenstrahlung A wurde die Oberflächentemperatur eines schwarzen und grauen Strahlers berücksichtigt. Daraus leitete sich folgendes Kriterium ab:

$$\varepsilon \cdot \sigma \cdot T_0^4 \leq A \leq \sigma \cdot T_0^4 \quad (\text{W} \cdot \text{m}^{-2}) \quad (4.42)$$

Gilgen et al. (1994) und Foken (2004) schlagen für den Emissionskoeffizienten ε einen konstanten Wert $0.68 < \varepsilon < 0.72$ vor. In der Anwendung zeigte sich jedoch, dass ein konstanter Emissionskoeffizient die atmosphärischen Zustände nicht ausreichend beschreibt. Da der Wasserdampf in der Atmosphäre entscheidend den Betrag der langwelligen Gegenstrahlung beeinflusst, wurden verschiedene Parametrisierungsansätze für ε verglichen.

Tabelle 4.12: Parametrisierungsansätze für den Emissionskoeffizienten ε nach verschiedenen Autoren mit VP_0 für den Dampfdruck an der Bestandesoberfläche

Emissionskoeffizient ε	Autoren
$\varepsilon = 0.61 + 0.05 \cdot VP_0^{1/2}$	Brunt (1932)
$\varepsilon = 0.575 \cdot VP_0^{1/7}$	Brutsaert (1975)
$\varepsilon = 0.7 + 5.95 \cdot 10^{-5} \cdot VP_0 \cdot e^{1500/T_0}$	Idso (1982)

Dabei erwies sich der von Idso (1982) vorgeschlagene Ansatz, der den Wasserdampf und die Oberflächentemperatur für die Bestimmung von ε verwendet, als am geeignetsten für die Qualitätskontrolle von A über dem Hartheimer Kiefernwald.

4.2.8 Qualitätsbeurteilung der geprüften Daten

Zur Kennzeichnung der Ergebnisse der Datenprüfung wurde jedem Messwert ein quality - flag zugeordnet, der eine Aussage über die durchgeführten Kontrollen und eine abgestufte Qualitätsbeurteilung zulässt. In Tabelle 4.13 sind die für diese Arbeit verwendeten quality - flags aufgeführt.

Tabelle 4.13: Quality-flags der Datenprüfung für die Forstmeteorologische Messstelle Hartheim

Quality-flag	Datenbeurteilung
0	o.k.
1	Datenausfall
2	Grenzwert über- oder unterschritten
3	keine bzw. zu hohe Änderungsrate
4	Austrocknen der Feuchtestrumpfe
5	vertikales Windprofil kritisch, daher nicht verwendbar
6	Standardabweichungen der horizontalen Windgeschwindigkeit kritisch, daher nicht verwendbar
7	langwellige Strahlung kritisch, daher nicht verwendbar

5 Ergebnisse und Diskussion

5.1 Ergebnisse

5.1.1 Datenprüfung

Entsprechend den Ausführungen in Kap. 4.2 wurde für den gesamten Zeitraum von 1978 bis 2003 eine Qualitätsprüfung der mikrometeorologischen Zeitreihen durchgeführt. Dabei wurden fehlende, falsche bzw. kritische Daten ausmaskiert. In den Abbildungen 5.1 bis 5.3 sind exemplarisch die Ergebnisse der Datenprüfung für die Trocken- und Feuchttemperatur, Windgeschwindigkeit, Windrichtung sowie der einzelnen Terme der Strahlungsbilanz aufgeführt.

Für die einzelnen hier aufgeführten Parameter waren neben Datenausfall die häufigsten Fehlerquellen:

- **Falsche Kalibrierungen der Sensoren:** Bei den vertikalen Trocken- und Feuchttemperaturprofilen sowie den vertikalen Windgeschwindigkeitsprofilen trat dieses Problem meistens nur bei einzelnen Sensoren auf, so dass für die Berechnung von Gradienten die entstandenen Lücken über die restlichen Werten der Profilmessungen interpoliert werden konnten.
- **Drift der Sensoren:** Bei einer zu langen Zeitspanne zwischen einem Gerätewechsel bzw. neuer Kalibrierung ändern sich z.B. bei Schalenkreuzanemometern die Kalibrierfaktoren infolge Abnutzung der Lager.

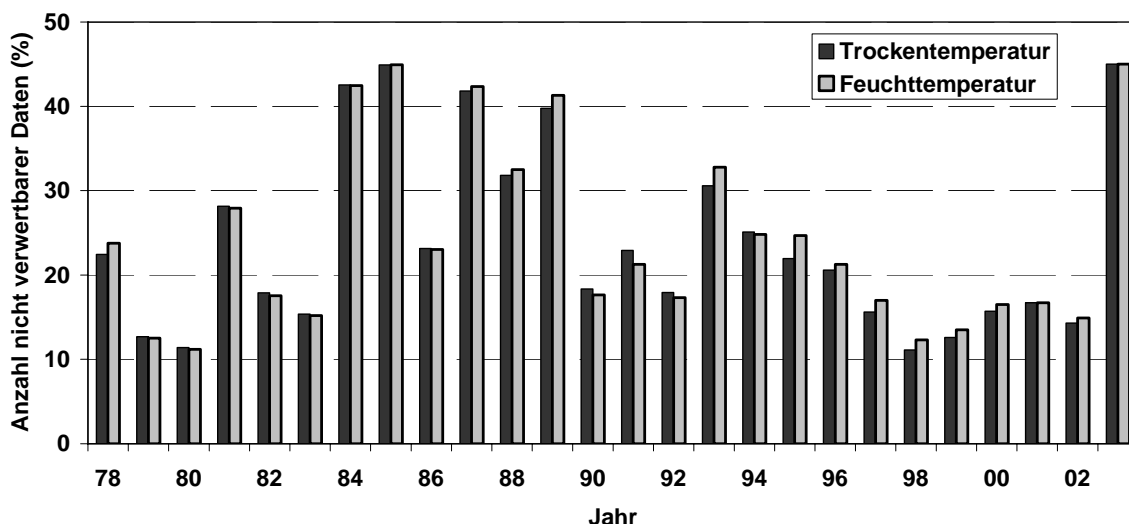


Abbildung 5.1: Prozentualer Anteil ausmaskierter Stunden pro Jahr für die Trocken- und Feuchttemperatur an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Zeitraum 1978 bis 2003

- **Fehlende Reproduzierbarkeit nicht direkt gemessener Parameter:** Die langwelligen Strahlungsterme der Strahlungsbilanz wurden bis 1998 je Halbraum als Differenz zwischen der gesamten Strahlungsbilanz und den kurzwelligen Strahlungsflüssen bestimmt. Die Ursache für geflagte Stunden, in denen die langwelligen Strahlungsflüsse aus dem Vergleich mit

dem Strahlungsäquivalent der Lufttemperatur an der Bestandesobergrenze als fehlerhaft markiert wurden, konnte zum Teil nicht eindeutig den kurzweiligen Messungen bzw. den Bilanzwerten des jeweiligen Halbraums zugeordnet werden. Wenn die Strahlungsbilanzwerte der jeweiligen Stunden keine Grenzwerte oder vorgegebenen Änderungsraten über- bzw. unterschritten, wurden sie für die folgende Prozessierung weiter verwendet.

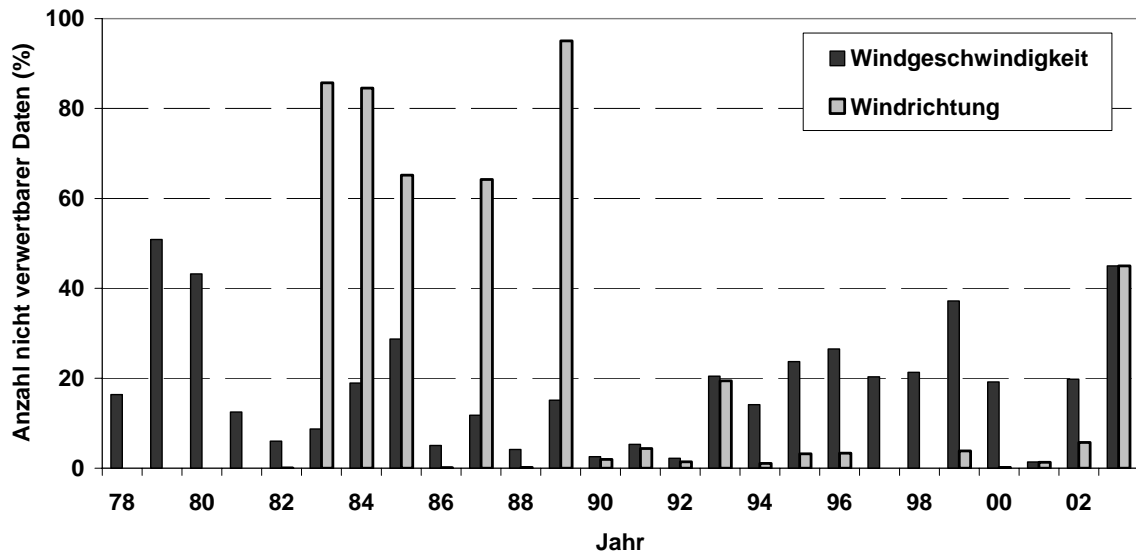


Abbildung 5.2: Prozentualer Anteil ausmaskierter Stunden pro Jahr für Windgeschwindigkeit und Windrichtung an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Zeitraum 1978 bis 2003

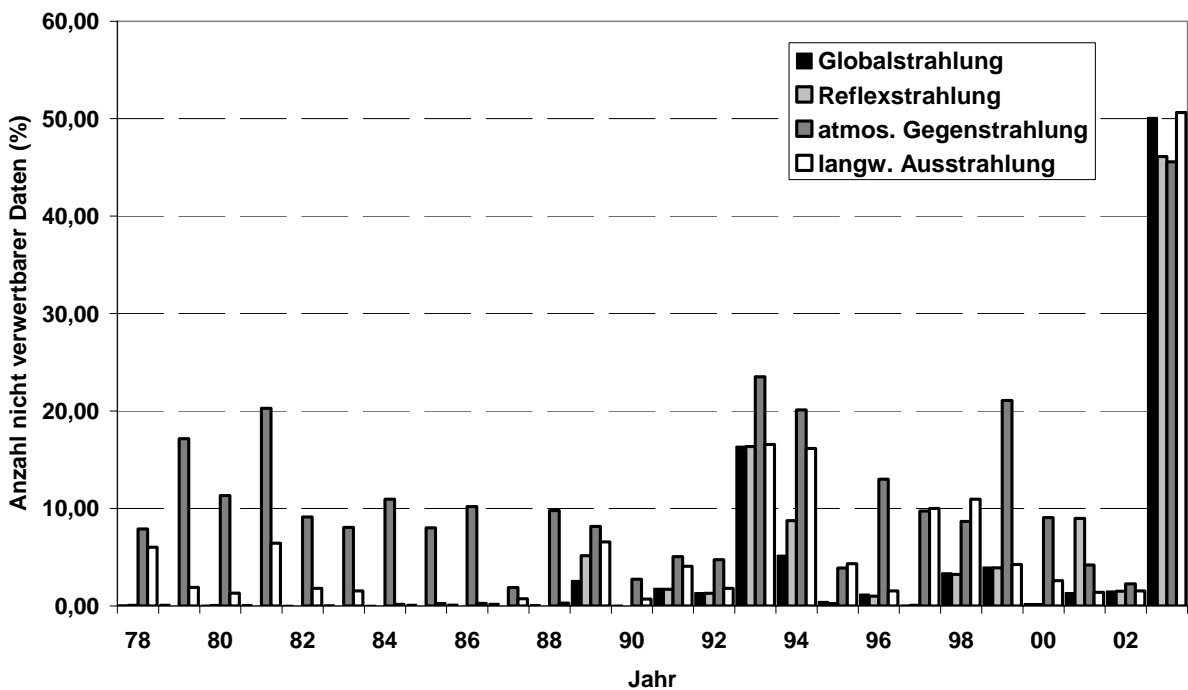


Abbildung 5.3: Prozentualer Anteil ausmaskierter Stunden pro Jahr für die Terme der Strahlungsbilanz des Kiefernwaldes an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Zeitraum 1978 bis 2003

5.1.2 Meteorologische Parameter

5.1.2.1 Strahlung

Die Strahlungsbilanz R_n als steuernde Größe in der Energiebilanz einer Oberfläche zeigt für den Hartheimer Kiefernwald in den Monaten Mai bis Juli die höchste Variabilität (Abbildung 5.4). In den Jahren 1988 bis 1991 traten in den Sommermonaten regelmäßig längere Perioden mit R_n Tagesmittelwerten von über $180 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ auf. In den Jahren 1992 bis 2001, mit Ausnahme des Jahres 1996, ist ein Rückgang der sommerlichen Tagesmaximalwerte zu erkennen. Neben der Variabilität der Jahreshöchstwerte für R_n sind auch die zeitlichen Schwankungen des Erreichens der Jahreshöchstwerte der Strahlungsbilanz auffallend. Diese schwanken zwischen Anfang Juni (1978, 1982, 1996) und Ende Juli (1983, 1989). Sehr gut ist in der Strahlungsbilanz der lang andauernde Sommer 2003 zu erkennen, der durch strahlungsreiche Hochdrucklagen gekennzeichnet war.

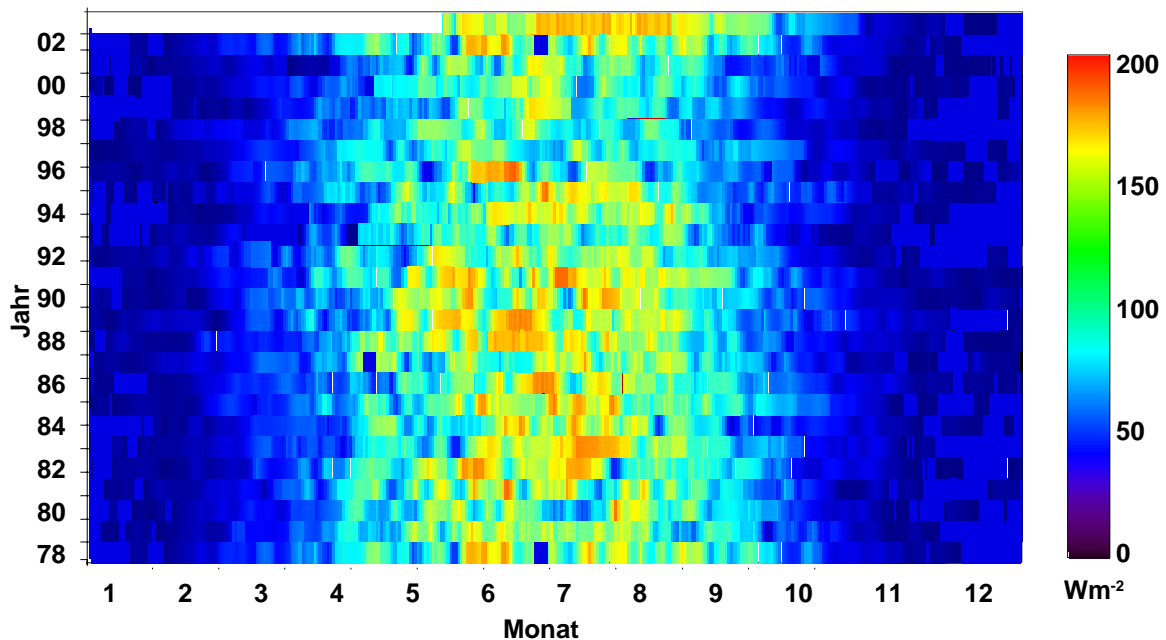


Abbildung 5.4: Tagesmittelwerte der Strahlungsbilanz R_n über dem Hartheimer Kiefernwald im Zeitraum 1978 - 2003

In der Abbildung 5.5 sind für den Untersuchungszeitraum die Jahresmittelwerte der Strahlungsbilanz sowie die jeweiligen Monatsmittelwerte für Januar und August dargestellt. Insgesamt deutet sich für den Hartheimer Kiefernforst im Untersuchungszeitraum die Tendenz einer Abnahme von R_n an. Diese Tendenz wird deutlich stärker durch die Sommermonate gesteuert, während sich für die Wintermonate keine relevante Änderung ergibt.

VERTIKO-ALUF2

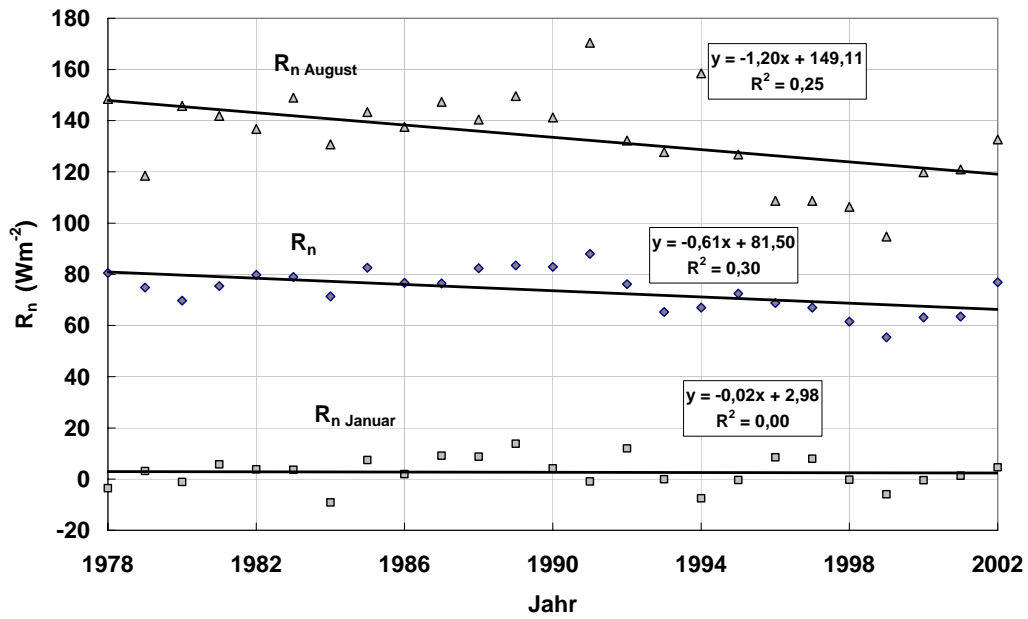


Abbildung 5.5: Mittelwerte der Strahlungsbilanz R_n über dem Hartheimer Kiefernwald für die Monate Januar (■) und August (▲) sowie das Jahr (◆) im Zeitraum 1978 - 2002

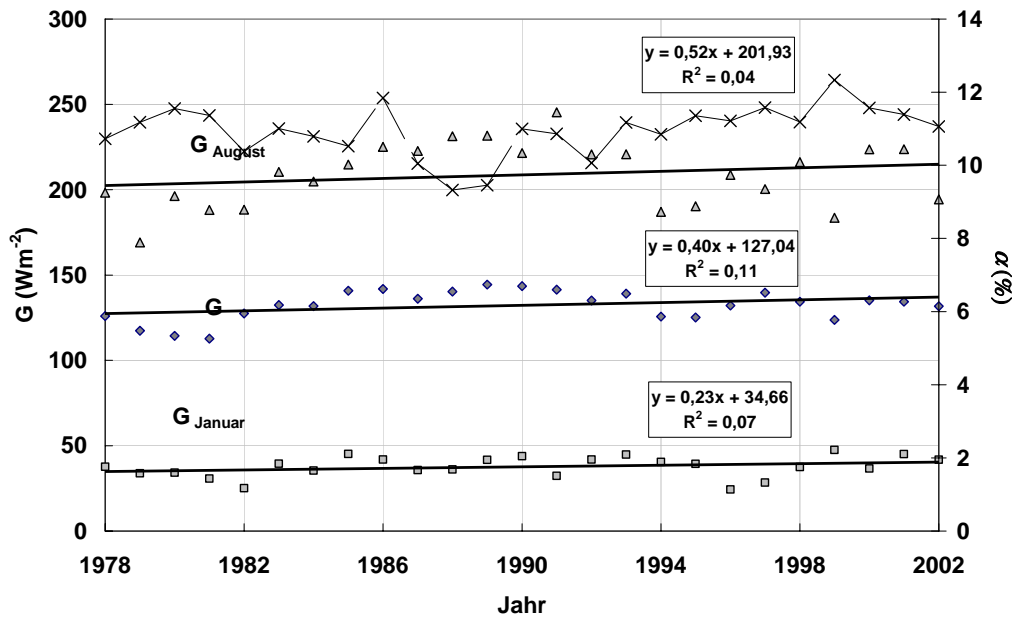


Abbildung 5.6: Mittelwerte der Globalstrahlung G über dem Hartheimer Kiefernwald für die Monate Januar (■) und August (▲) sowie das Jahr (◆) im Zeitraum 1978 - 2002; zusätzlich für den gleichen Zeitraum: Jahrmittelwerte der Albedo (x)

Bei einer Analyse der kurz- und langwelligen Anteile der Strahlungsbilanz fällt für die Globalstrahlung G eine zunehmende Tendenz, sowohl im Jahresmittel, als auch in den Monaten Januar und August auf (Abbildung 5.6). Entsprechende Hinweise gibt Kirchgäßner (2001) für die Region der Schwäbische Alb: Sie hat für den Zeitraum 1947 bis 1998 eine Zunahme der Sonnenscheindauer um 26 h-pro Dekade ermittelt. Dies widerspricht z.T. den Ergebnissen anderer Untersuchungen für den süddeutschen Raum. Im Rahmen des Klimaforschungsprojektes BayFORKLIM (Bayerischer Klimaforschungsverbund, 1999) konnte für verschiedene Orte in Bayern eine Abnahme der Jahresmittelwerte der Globalstrahlung G für die letzten 40 Jahre festgestellt werden. Dieser Rückgang von G wird wie bei Stanhill und Cohen (2001) sowohl mit der globalen Zunahme von Wolken und Aerosolpartikel in der Atmosphäre als auch mit lokalen Änderungen in der Nebelhäufigkeit begründet.

Die mittleren Werte der Albedo a bleibt mit etwa 11% für den Hartheimer Kiefernforst bei geringer interanrueller Variabilität relativ konstant.

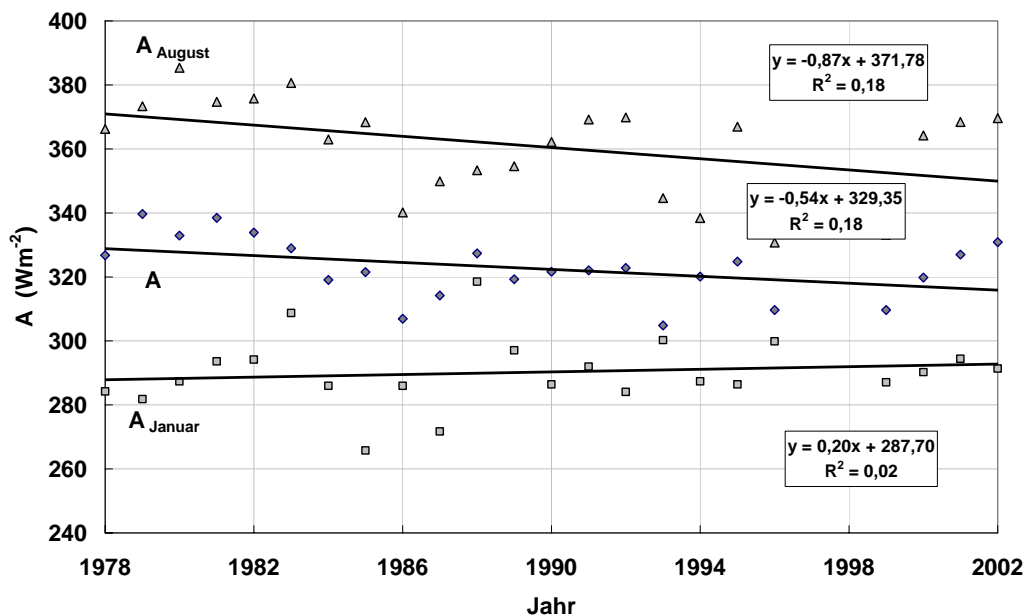


Abbildung 5.7: Mittelwerte der atmosphärischen Gegenstrahlung A über dem Hartheimer Kiefernwald für die Monate Januar (■) und August (▲) sowie das Jahr (◆) im Zeitraum 1978 - 2002

Die atmosphärische Gegenstrahlung A weist im Jahresmittel und für den Monat August eine leichte, nicht signifikant abnehmende Tendenz auf (Abbildung 5.7). Die terrestrische Ausstrahlung E des Hartheimer Kiefernwaldes zeigt sowohl für den Wintermonat Januar und den Sommermonat Juli als auch für das gesamte Jahr eine leicht zunehmende Tendenz auf (Abbildung 5.8). Da E in der Strahlungsbilanz eine Verlustgröße ist, koppeln sich die Tendenzen von A und E in der langwelligen Strahlungsbilanz (effektive Ausstrahlung) $A - E$ des Hartheimer Kiefernwaldes und führen zur Tendenz einer Abnahme von $A - E$ (Abbildung 5.9). Sie ist im August deutlich stärker als im Januar ausgeprägt. Dadurch lässt sich die Abnahme von R_n im Untersuchungszeitraum erklären.

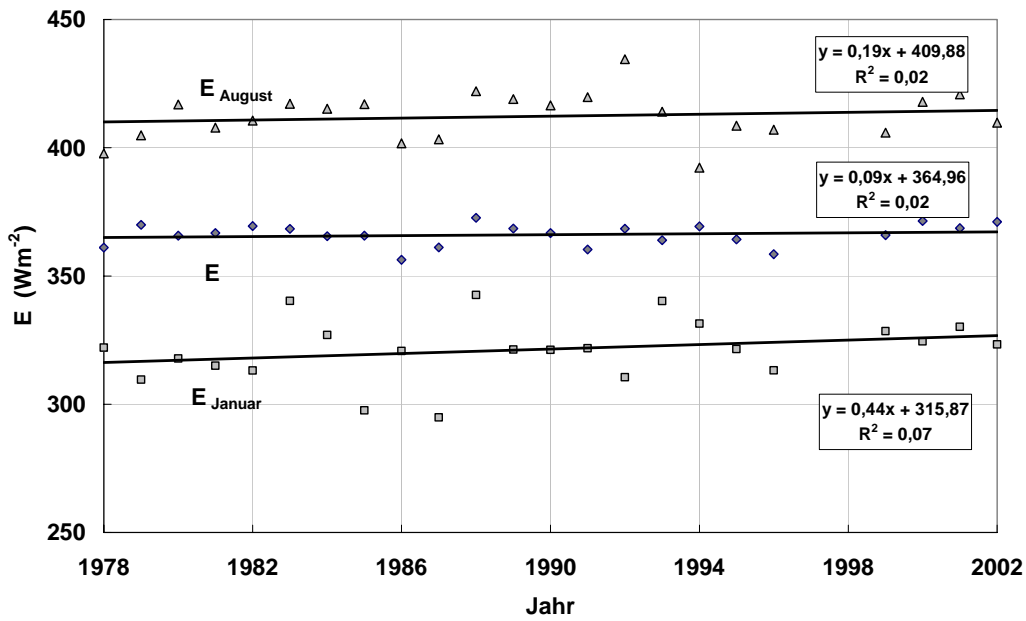


Abbildung 5.8: Mittelwerte der terrestrischen Ausstrahlung E des Hartheimer Kiefernwaldes für die Monate Januar (■) und August (▲) sowie das Jahr (◆) im Zeitraum 1978 - 2003

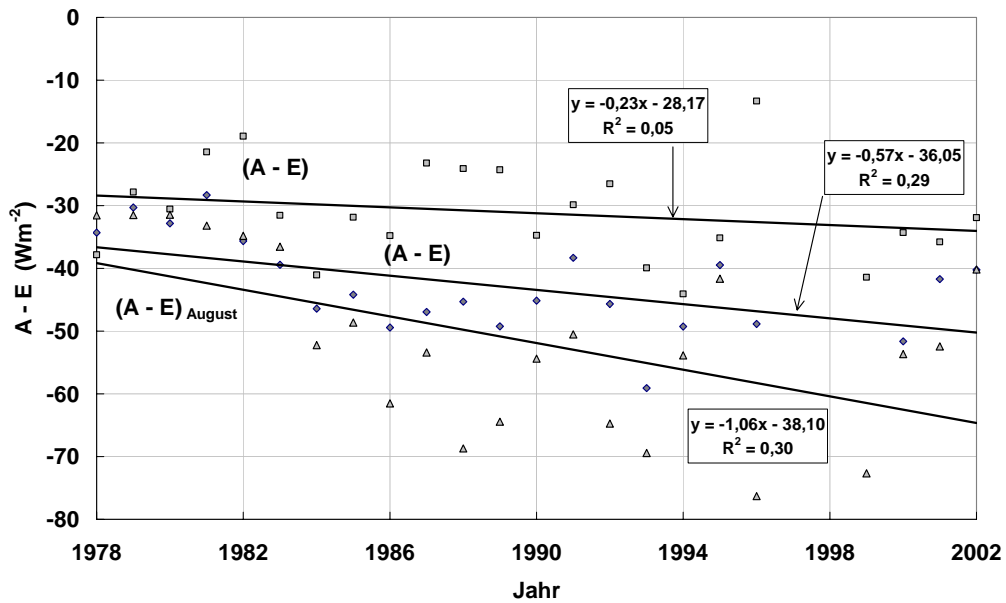


Abbildung 5.9: Mittelwerte der langwelligen Strahlungsbilanz (effektive Ausstrahlung) A - E des Hartheimer Kiefernwaldes für die Monate Januar (■) und August (▲) sowie das Jahr (◆) im Zeitraum 1978 - 2002

Dieses Ergebnis steht im Einklang mit Resultaten von Kessler und Jaeger (1999), die bei der Analyse der langjährigen Entwicklung der Strahlungsflüsse über dem Hartheimer Kiefernwald ebenfalls eine Abnahme der Strahlungsbilanz, ausgelöst durch die langwelligen Strahlungsflüsse, feststellten.

Kessler und Jaeger (2003) erklären die Variabilität der langwelligen Strahlungsflüsse in Abhängigkeit von advektiven Prozessen, die durch die großräumige Zirkulation ausgelöst werden. Einen Einfluss der sich ändernden Bestandesstruktur auf E halten sie für vernachlässigbar.

Da die Oberflächentemperatur (als Äquivalenz zur langwelligen Ausstrahlung) des Hartheimer Kiefernwaldes mit der Temperatur der umgebenden Luft hoch korreliert ist, kann die Zunahme der langwelligen Ausstrahlung in Zusammenhang mit der Zunahme der mittleren Lufttemperaturen (siehe Kapitel 5.1.1.2) gesehen werden.

5.1.2.2 Lufttemperatur

Wie bereits erwähnt, werden an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim Lufttemperatur T_a (= Trockentemperatur) und Feuchttemperatur T_f über elektrisch ventilierte Aspirationspsychrometer gemessen. Aus T_a und T_f werden Maße für die Luftfeuchte, wie der Dampfdruck VP oder die spezifische Feuchte q , berechnet.

Im Folgenden wird die Lufttemperatur auf verschiedenen zeitlichen Skalen sowie die vertikale Variabilität (Profile) analysiert. Dazu enthält die Abbildung 5.10 die Jahresmittelwerte von T_a und jährliche Mittelwerte von T_a in den Monaten Januar und August im Zeitraum 1978 bis 2002. Die zu erkennende Zunahme der Jahresmitteltemperatur ($0.07 \text{ K}\cdot\text{a}^{-1}$) wird maßgeblich durch die größeren positiven Trends von T_a im Winter (Januar: $0.09 \text{ K}\cdot\text{a}^{-1}$) gesteuert. Dies entspricht dem regionalen Trend der Jahresmittelwerte der Lufttemperatur in der südlichen Oberrheinebene (Brugger, 2002).

Da sowohl die Messtürme als auch die Messhöhen an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim kontinuierlich an den wachsenden Bestand und die sich ändernde Bestandesstruktur angepasst wurden, änderten sich im Zeitraum 1978 - 2003 auch die absoluten Messhöhen mehrmals. Um die Homogenität der zeitlichen Mittel zu gewährleisten, wurden analog zu den sich ändernden Messniveaus drei Zeitperioden definiert (1978 - 1987, 1988 - 1998, 1999 - 2003), auf deren Basis die Variabilität meteorologischer Parameter und Bestandesparameter untersucht wurden. In den Abbildungen 5.11 bis 5.13 sind die Tagesgänge und Jahresgänge der Lufttemperatur über der Bestandesobergrenze für die Zeitperioden 1978 - 1987, 1988 - 1998 sowie 1999 - 2003 dargestellt. Im Jahresgang der Lufttemperaturen kann eine Verlagerung der Höchsttemperaturen (Lufttemperaturklasse 22 - 28 °C) von Anfang August (1978 - 1987) auf Mitte August (1988 - 1998, 1999 - 2003) festgestellt werden. Die Isolinie des Lufttemperaturintervalls 5 - 11 °C verschiebt sich für die Lufttemperatur um die Mittagszeit deutlich an den Anfang des Jahres (1978 - 1987: ab dem 65. Tag des Jahres, 1988 - 1998: ca. 50. Tag des Jahres, 1999 - 2003: ab dem 25. Tag des Jahres).

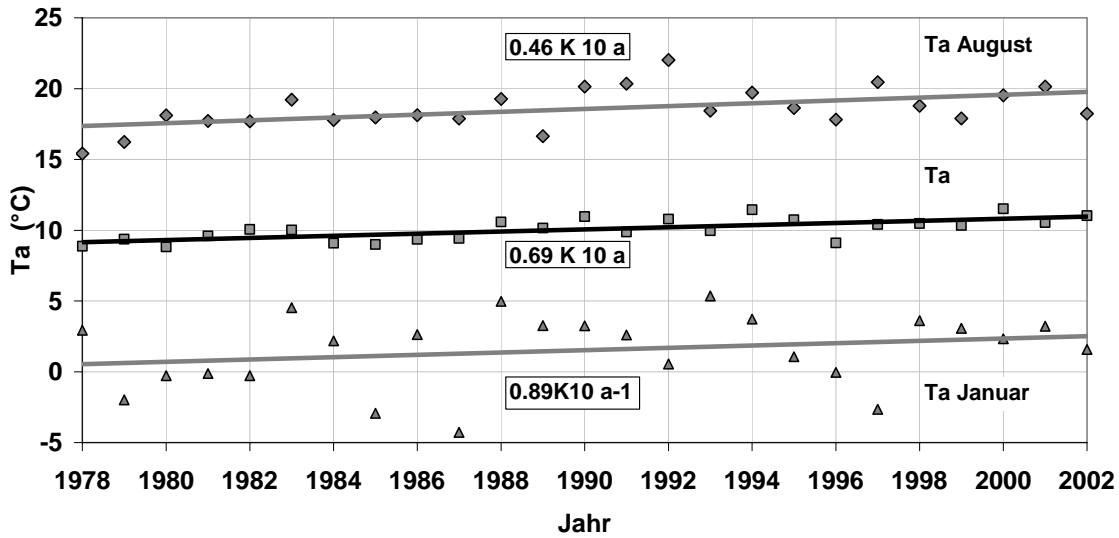


Abbildung 5.10: Jahresmittelwerte der Lufttemperatur T_a (■) und jährliche Mittelwerte von T_a in den Monaten Januar (▲) und August (◆) an der Obergrenze des Hartheimer Kiefernwaldes im Zeitraum 1978 – 2002

In Tabelle 5.1 sind die Anzahl der Stunden pro Jahr für die in Abbildung 5.11 - 5.13 verwendeten Lufttemperaturklassen, jeweils gemittelt für die Zeitperioden 1978 - 1987, 1988 - 1998, 1999 - 2003 aufgeführt. In der Klasse der tiefsten Lufttemperaturen ($< 5\text{ °C}$) trat von 1978 - 1988 bis 1999 - 2003 ein Rückgang um 28 % auf, in der Klasse der höchsten Temperaturen ($> 28\text{ °C}$) eine Zunahme um 250%. Das statistische Mittel für die höchsten Lufttemperaturen 1999 - 2003 wird zwar stark durch den „Hitzesommer“ 2003 (1190 Stunden über 28 °C) überprägt, ein Trend zur Verlagerung zu wärmeren Lufttemperaturen ist jedoch auch in den anderen Lufttemperaturklassen zu erkennen.

Tabelle 5.1: Anzahl der Stunden pro Jahr für verschiedene Klassen der Lufttemperatur T_a an der Bestandesobergrenze des Hartheimer Kiefernwaldes, gemittelt über die Perioden 1978 - 1987, 1988 - 1998 und 1999 - 2003

T_a Klassen	1978 - 1987	1988 - 1998	1999 – 2003
$T_a \leq 5\text{ °C}$	3075	2618	2214
$5\text{ °C} < T_a \leq 11\text{ °C}$	2243	2492	2430
$11\text{ °C} < T_a \leq 17\text{ °C}$	2299	2339	2256
$17\text{ °C} < T_a \leq 22\text{ °C}$	885	1066	1215
$22\text{ °C} < T_a$	258	245	645

VERTIKO-ALUF2

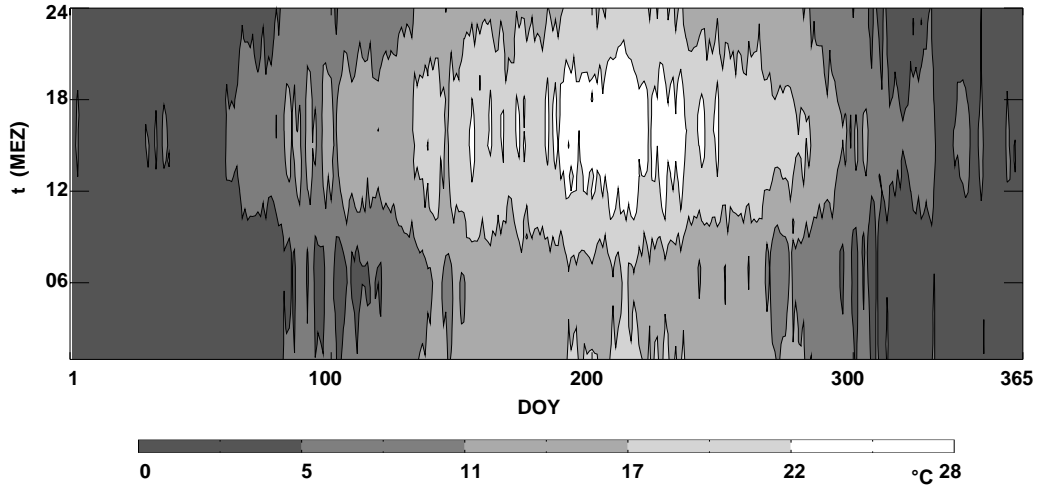


Abbildung 5.11: Isothermen der Lufttemperatur an der Bestandesobergrenze des Harth-eimer Kiefernwaldes im Zeitraum 1989 - 1987

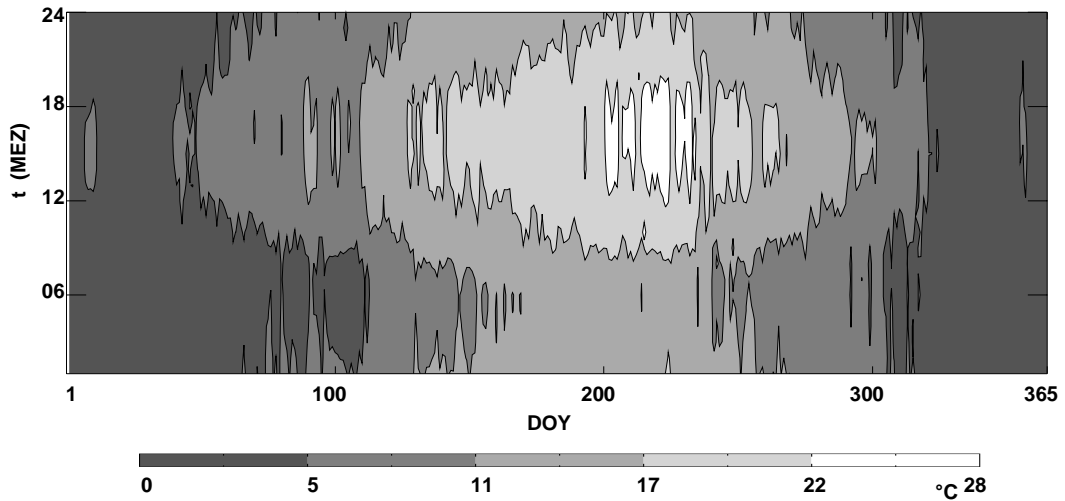


Abbildung 5.12: Isothermen der Lufttemperatur an der Bestandesobergrenze des Harth-eimer Kiefernwaldes im Zeitraum 1988 - 1998

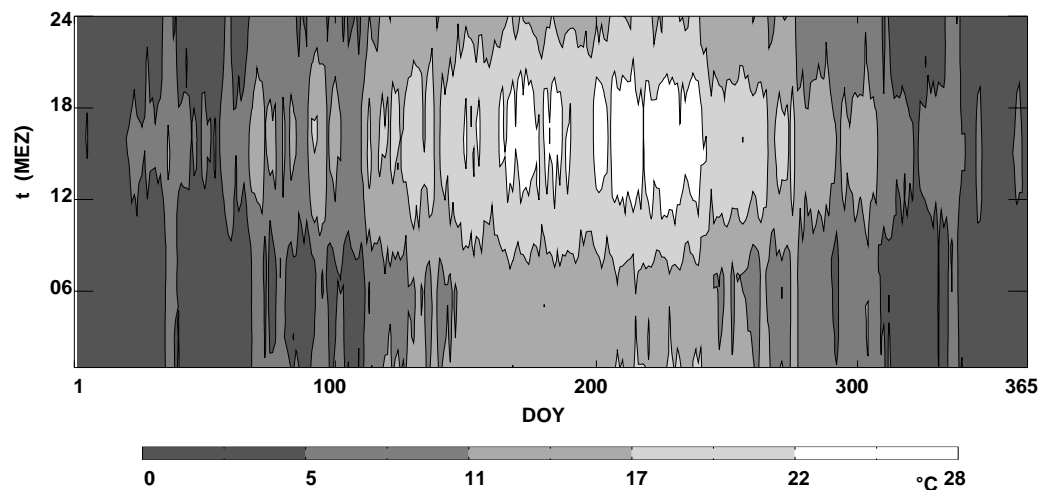


Abbildung 5.13: Isothermen der Lufttemperatur an der Bestandesobergrenze des Harth-eimer Kiefernwaldes im Zeitraum 1999 - 2003

5.1.2.3 Dampfdruck

Für die gleichen Zeitperioden sind in den Abbildungen 5.14 - 5.16 die Tages- und Jahresgänge des Dampfdrucks VP oberhalb der Bestandesobergrenze des Hartheimer Kiefernwaldes dargestellt. Wie zu erwarten ist für alle drei Zeitperioden ein ausgeprägter Jahresgang zu erkennen, während sich ein Tagesgang innerhalb der gegebenen Dampfdruckklassen kaum zeigt. Die hohe Variabilität des Dampfdrucks während der Sommermonate in der Zeitperiode 1978 - 1987 ist auf Messunsicherheiten zurückzuführen.

In Tabelle 5.2 sind die Anzahl der Stunden pro Jahr für die in den Abbildung 5.14 bis 5.16 verwendeten Dampfdruckklassen, wieder für die jeweiligen Zeitperioden, gemittelt. Es ist eine kontinuierliche Zunahme des Dampfdrucks vom Zeitraum 1977 - 1987 bis zum Zeitraum 1999 - 2003 zu erkennen. Dies lässt sich mit der beschriebenen Zunahme der Lufttemperatur erklären. Mit steigender Lufttemperatur erhöht sich das Sättigungsdefizit der Luft, was sich direkt auf das Verdunstungspotential (Evaporation und Transpiration) der Waldoberfläche auswirkt.

Tabelle 5.2: Anzahl der Stunden pro Jahr für verschiedene Klassen des Dampfdruckes VP an der Bestandesobergrenze des Hartheimer Kiefernwaldes, gemittelt über die Perioden 1978 - 1987, 1988 - 1998 und 1999 - 2003

VP Klassen	1978 - 1987	1988 - 1998	1999 - 2003
$VP \leq 3 \text{ hPa}$	83	15	1
$3 \text{ hPa} < VP \leq 6 \text{ hPa}$	1819	1389	851
$6 \text{ hPa} < VP \leq 9 \text{ hPa}$	3254	3285	3382
$9 \text{ hPa} < VP \leq 12 \text{ hPa}$	1701	2004	1940
$12 \text{ hPa} < VP$	1903	2067	2586

VERTIKO-ALUF2

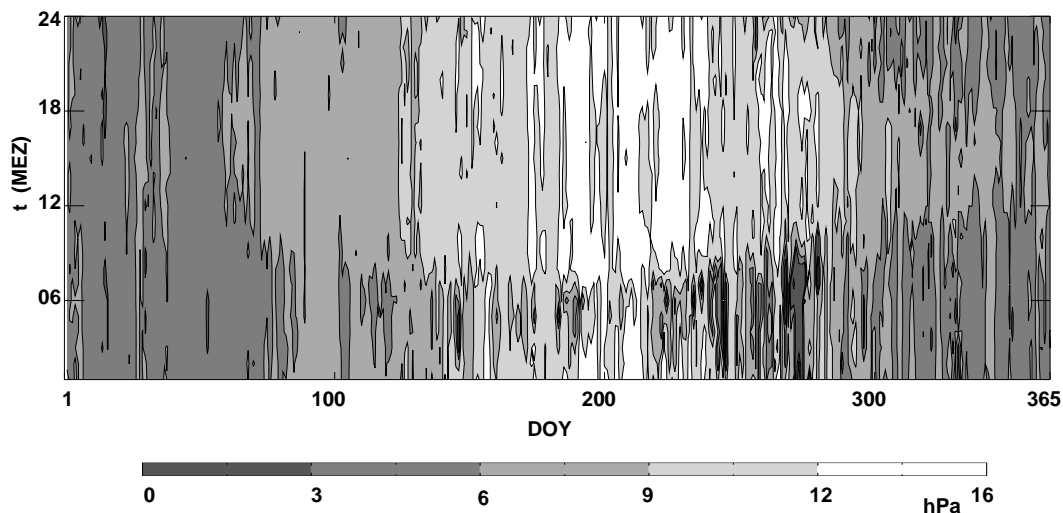


Abbildung 5.14: Isoplethen des Dampfdrucks an der Bestandesobergrenze des Hartheimer Kiefernwaldes im Zeitraum 1978 - 1987

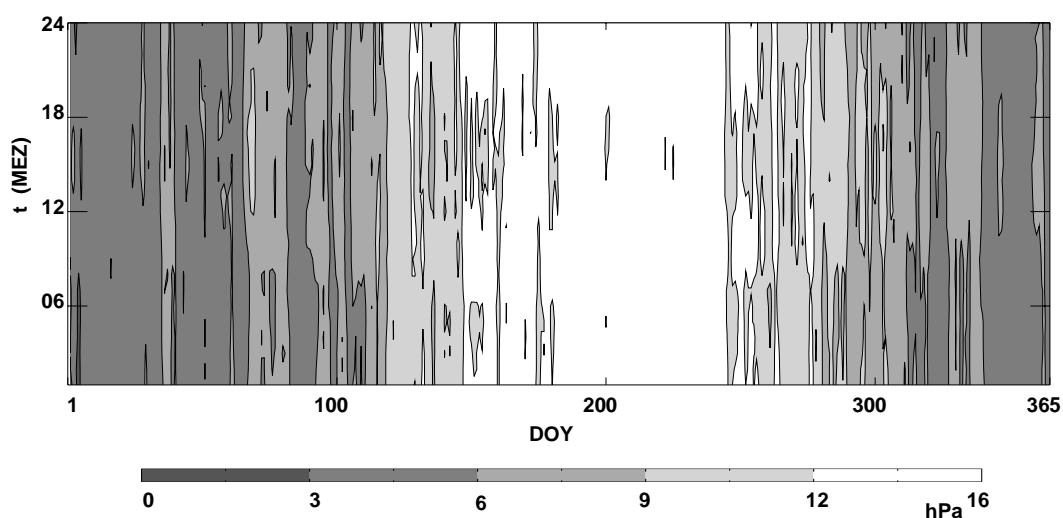


Abbildung 5.15: Isoplethen des Dampfdrucks an der Bestandesobergrenze des Hartheimer Kiefernwaldes im Zeitraum 1988 - 1998

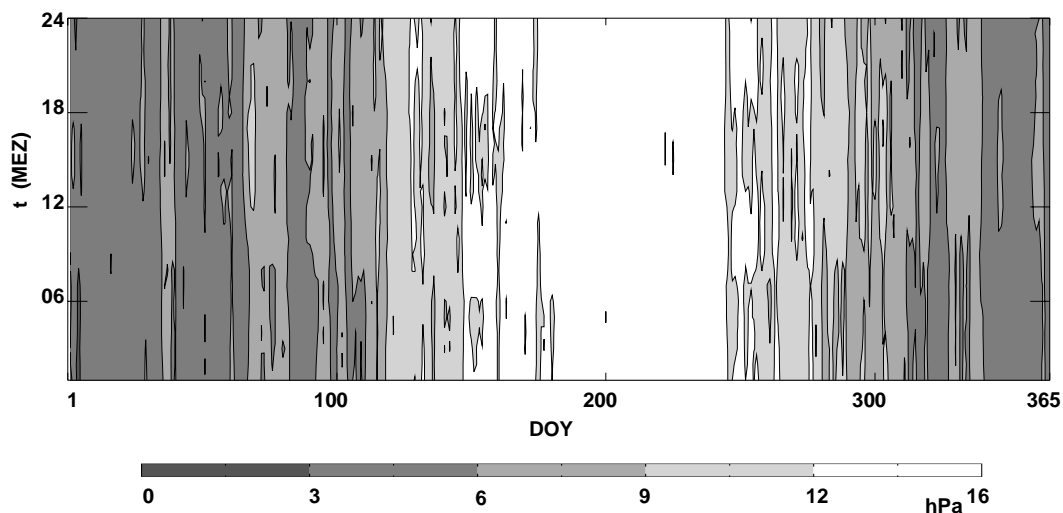


Abbildung 5.16: Isoplethen des Dampfdrucks an der Bestandesobergrenze des Hartheimer Kiefernwaldes im Zeitraum 1999 - 2003

5.1.2.4 Windgeschwindigkeit und Windrichtung

Es wurde bereits erwähnt, dass an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim die horizontale Windgeschwindigkeit mit Schalenkreuzanemometer in den gleichen Höhen wie T_a und T_f (Psychrometer) erfasst wurde. Die Abbildungen 5.17 bis 5.19 geben einen Überblick für die Windgeschwindigkeitsverteilung über dem Hartheimer Kiefernwald für die Messperioden 1978 - 1987 (12 m Höhe), 1988 - 1998 (12 m bzw. 15 m Höhe) und 1999 - 2003 (15 m Höhe). In allen drei Messperioden ist ein homogenes Muster erkennbar: Von Mitte April bis Anfang Oktober herrscht an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim ein ausgeprägter Tagesgang der Windgeschwindigkeit mit Maxima in den frühen Nachmittagsstunden und Windgeschwindigkeiten kleiner $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ in der Nacht vor. Zwischen Anfang Dezember und Ende Januar (1978 - 1987) bzw. Ende Februar (1999 - 2003) treten periodisch Winterstürme auf, aus denen im langjährigen Mittel die höchsten mittleren Windgeschwindigkeiten ($> 5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) resultieren. Diese überlagern den Tagesgang kleinräumiger Windsysteme. In den Abbildungen 5.17 - 5.19 ist eine Verschiebung der mittleren Windgeschwindigkeitsmaxima von Anfang Januar (1978 - 1987) auf Ende Februar (1988 - 1987, 1999 - 2003) zu erkennen.

Im August ist ein ausgeprägter Tagesgang der Windgeschwindigkeit zu erkennen. Im Verlauf des Tages nimmt die Windgeschwindigkeit zu und erreicht ein Maximum in den frühen Nachmittagsstunden.

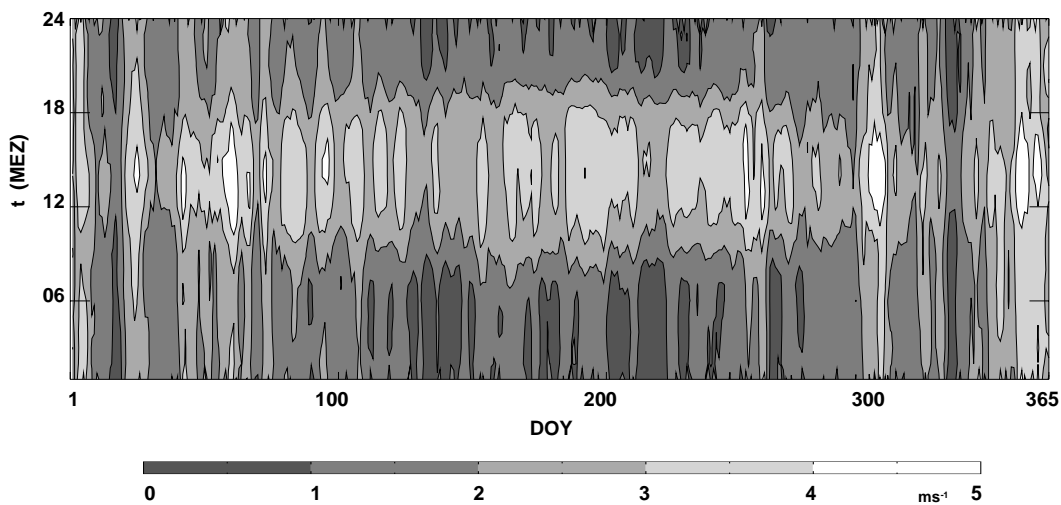


Abbildung 5.17: Isoplethen der Windgeschwindigkeit über dem Hartheimer Kiefernwald im Zeitraum 1978 – 1987 (12 m Höhe)

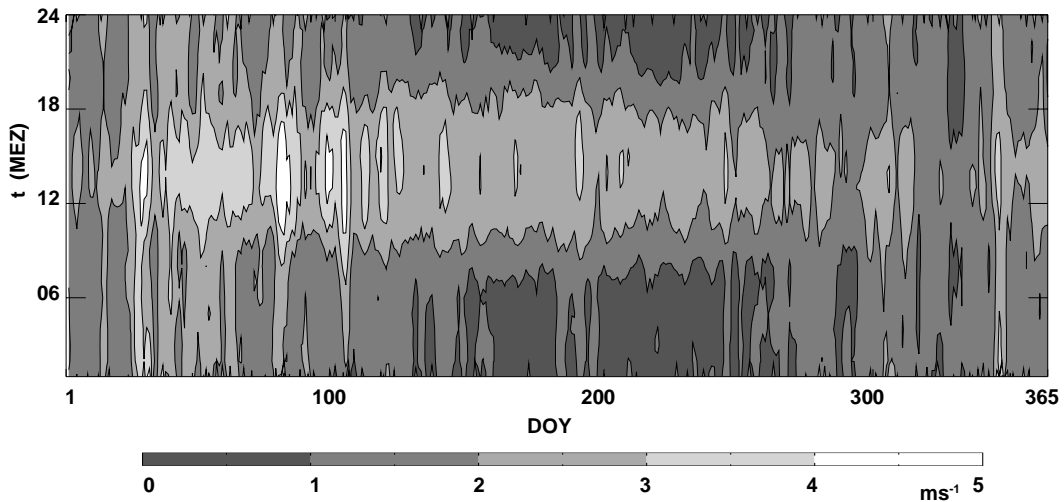


Abbildung 5.18: Isoplethen der Windgeschwindigkeit über dem Hartheimer Kiefernwald im Zeitraum 1988 – 1998 (12 bzw. 15 m Höhe)

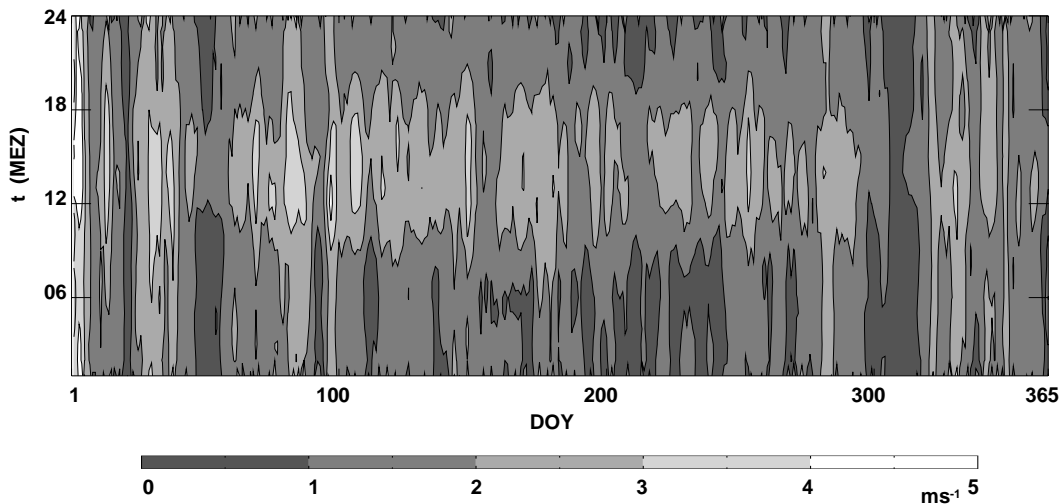


Abbildung 5.19: Isoplethen der Windgeschwindigkeit über dem Hartheimer Kiefernwald im Zeitraum 1999 – 2003 (15 m Höhe)

5.1.2.5 Bodenwärmestrom

Der Bodenwärmestrom B wurde aus Homogenitätsgründen für den gesamten Zeitraum mit der kombinierten Tautochronen- und Wärmeleitungsmethode (Berz, 1969) aus dem Vertikalprofil der Bodentemperatur T_g und bodenphysikalischen Kenngrößen bestimmt. Seit 1989 stehen zusätzlich direkte Messungen von B über Bodenwärmestromplatten zur Verfügung. Lücken in den Zeitreihen von B ($< 2\%$) wurden, wo möglich, mit Werten aus den direkten Messungen von B ergänzt.

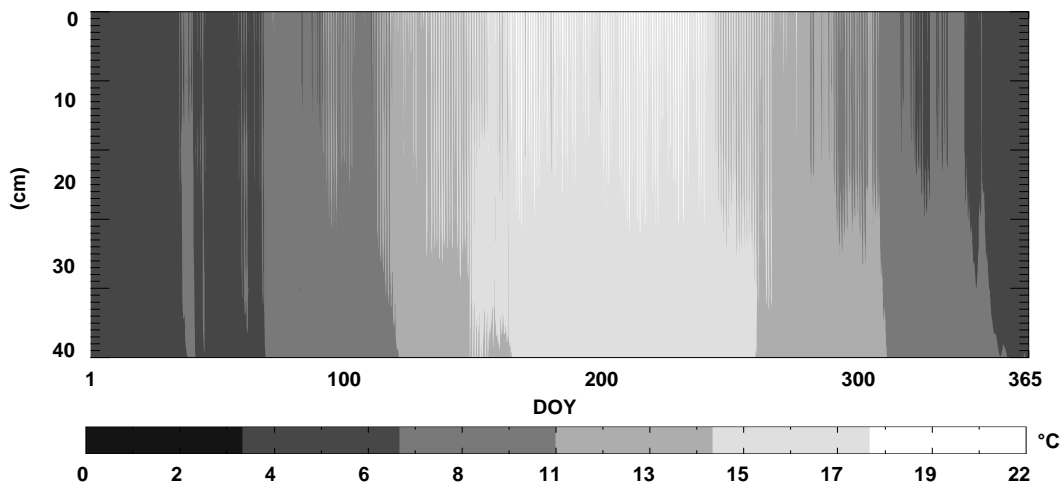


Abbildung 5.20: Tagesmittelwerte der Bodentemperatur in 1 bis 40 cm Tiefe an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1998

In der Abbildung 5.20 ist exemplarisch der Jahresgang der Bodentemperatur in 1 bis 40 cm Tiefe im Jahr 1998 dargestellt; Grundlage bilden Tagesmittelwerte von T_g . Zu erkennen ist die langsame Erwärmung des Bodenprofils im Frühjahr mit einer deutlichen Verzögerung in den tieferen Bodenschichten. Im Herbst gibt es mehrere spontane Abkühlungen in den oberen 25 cm des Bodens: Sie wurden durch starke Niederschläge verursacht. Die aus der Literatur bekannte kleinere Jahresamplitude von T_g gegenüber der Lufttemperatur zeigt sich auch für die Forstmeteorologische Messstelle Hartheim.

In den Abbildungen 5.21 bis 5.23 sind mittlere Tages- und Jahresgänge des Bodenwärmestroms B dargestellt. Gemäß der in dieser Untersuchung benutzten Vorzeichenkonvention bedeutet ein negatives Vorzeichen einen Wärmefluss aus dem Boden zur Energieumsatzfläche hin, während ein positives Vorzeichen einen Wärmefluss von der Energieumsatzfläche in den Boden hinein anzeigt. Von Anfang Oktober bis Mitte April sind alle drei Zeitperioden von negativen B Werten dominiert, d.h. die im Boden gespeicherte Wärme wird an die Erdoberfläche abgeführt und steht dort als Wärmequelle für andere Prozesse und daraus resultierende Zustände zur Verfügung.

Ab Mitte April liefert die Strahlungsbilanz am Boden des Hartheimer Kiefernwaldes ausreichend Energie, um einen Wärmestrom in den Boden zu gewährleisten. Auffallend ist der ausgeprägte Tagesgang des Bodenwärmestroms in den Sommermonaten. Bis auf eine kurze Periode Mitte Juni findet in dieser Zeitspanne für alle dargestellten Zeitperioden eine Umkehr der Flüsse in der zweiten Nachthälfte statt, während der wieder Wärme der Oberfläche zugeführt wird. Weiterhin ist bei den Absolutwerten von B festzustellen, dass die höchsten negativen B Werte (bis $-89 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ in den Zeiträumen 1978 - 1987 und 1988 - 1998 sowie $-50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ im Zeitraum 1999 - 2003) immer etwas niedriger als die höchsten positiven B Werte (bis $100 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) sind.

VERTIKO-ALUF2

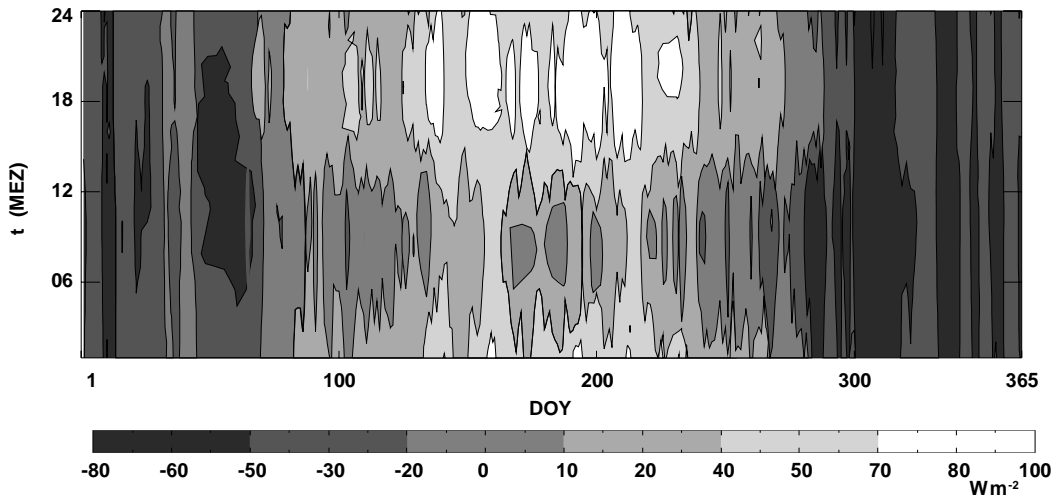


Abbildung 5.21: Mittlere Tages- und Jahresgänge des Bodenwärmestroms an der Forst-meteorologischen Messstelle Hartheim im Zeitraum 1978 - 1987

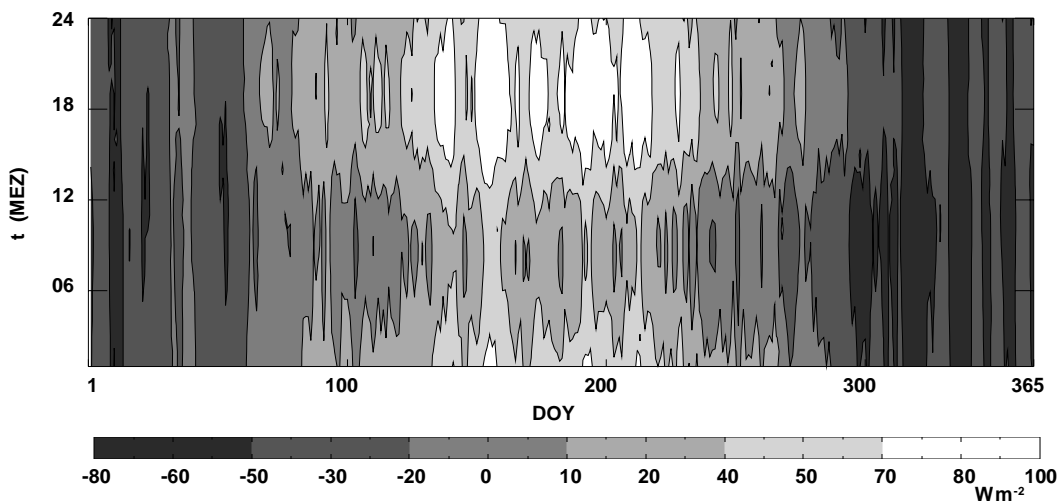


Abbildung 5.22: Mittlere Tages- und Jahresgänge des Bodenwärmestroms an der Forst-meteorologischen Messstelle Hartheim im Zeitraum 1988 - 1998

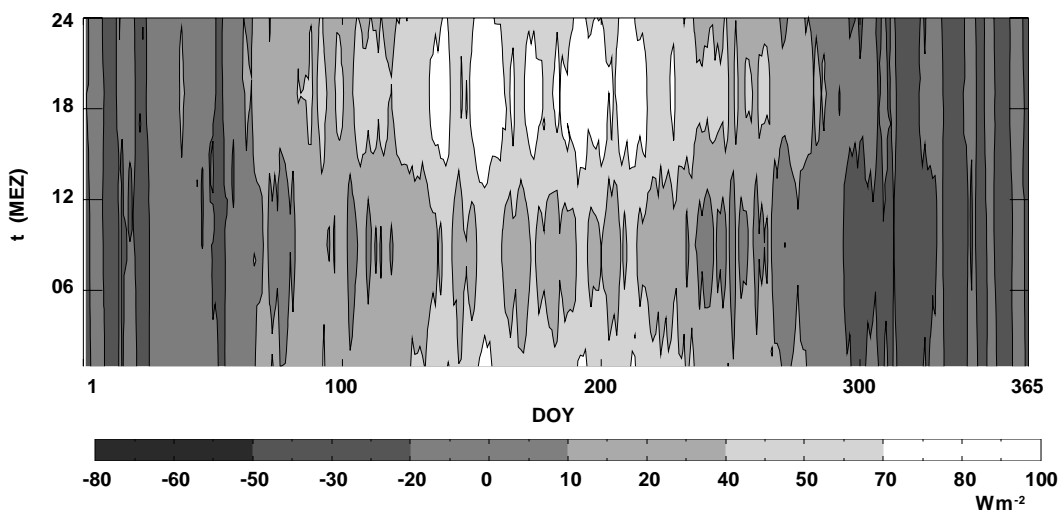


Abbildung 5.23: Mittlere Tages- und Jahresgänge des Bodenwärmestroms an der Forst-meteorologischen Messstelle Hartheim im Zeitraum 1999 - 2003

Der sich andeutende Rückgang der größten negativen Bodenwärmestromwerte innerhalb der drei analysierten Zeiträume kann mit dem zunehmenden Unterwuchs im Hartheimer Kiefernwald infolge von

Durchforstungsmaßnahmen erklärt werden. Er übt die Funktion eines Wärmepuffers aus, weil die sekundäre Energieumsatzfläche vom Waldboden in den Unterwuchs verlagert wird.

5.1.2.6 Vertikalprofile

In den Abbildungen 5.24 und 5.25 sind die mittleren Vertikalprofile von Lufttemperatur T_a , Dampfdruck VP und horizontaler Windgeschwindigkeit u um 6, 12, 18 und 24 Uhr MEZ in den Monaten Februar, Mai, August und November dargestellt, wobei als Mittelungsintervalle die Zeiträume Jahre 1988 - 1998 und 1999 - 2003 dienen. Die Bestandesobergrenze wuchs zwischen 1988 und 1998 von 10.2 m auf 13.0 m über Grund und von 1999 bis 2003 auf 14.3 m über Grund an. Zu beachten sind die unterschiedlichen Skalierungen für die verschiedenen Monate. T_a weist in beiden Zeitperioden im Mai und im August die zu erwartenden größeren Tagesamplituden als in den Monaten November und Februar auf. Die Differenzen zwischen höchsten und niedrigsten T_a Werten sowohl über das ganze Profil als auch über dem Bestand sind in den Monaten Mai und August größer als in den Monaten November und Februar, was ebenfalls zu erwarten war. Außer bei den Vertikalprofilen um 12 Uhr MEZ ist es innerhalb des Bestandes immer kühler als über dem Bestand. Labile Schichtungen finden sich dementsprechend über dem Bestand nur bei den 12.00 Uhr MEZ - Profilen. Zu allen anderen Terminen herrschen im Mittel stabile Schichtungen vor.

Die Profile des aus T_a und T_f berechneten Dampfdrucks VP weisen, wie auch schon in den Abbildungen 5.14 bis 5.16 deutlich wurde, in allen Monaten einen relativ kleinen mittleren Tagesgang auf.

Da über dem Hartheimer Kiefernwald beim Ausschluss von Advektionseinflüssen keine zusätzliche Wasserdampfquelle existiert, müssen die positiven Abweichungen des Dampfdrucks in 23 m Höhe im Zeitraum 1988 - 1998 aus Messfehlern resultieren. Da der Kiefernwald als Wasserdampfquelle dient, findet sich sowohl im Tages- als auch im Jahrgang der größte vertikale Dampfdruckgradient zwischen dem Kronenraum und dem ersten Messniveau über der Bestandesobergrenze.

Oberhalb des Hartheimer Kiefernwaldes haben die Differenzen zwischen den Vertikalprofilen des Wasserdampfes VP die gleichen Vorzeichen wie diejenigen der Lufttemperatur. Die Beträge der VP Differenzen sind jedoch deutlich geringer ($\approx 0.05 - 0.2$ hPa) und unterschreiten damit z.T. die Messgenauigkeit der Sensoren.

VERTIKO-ALUF2

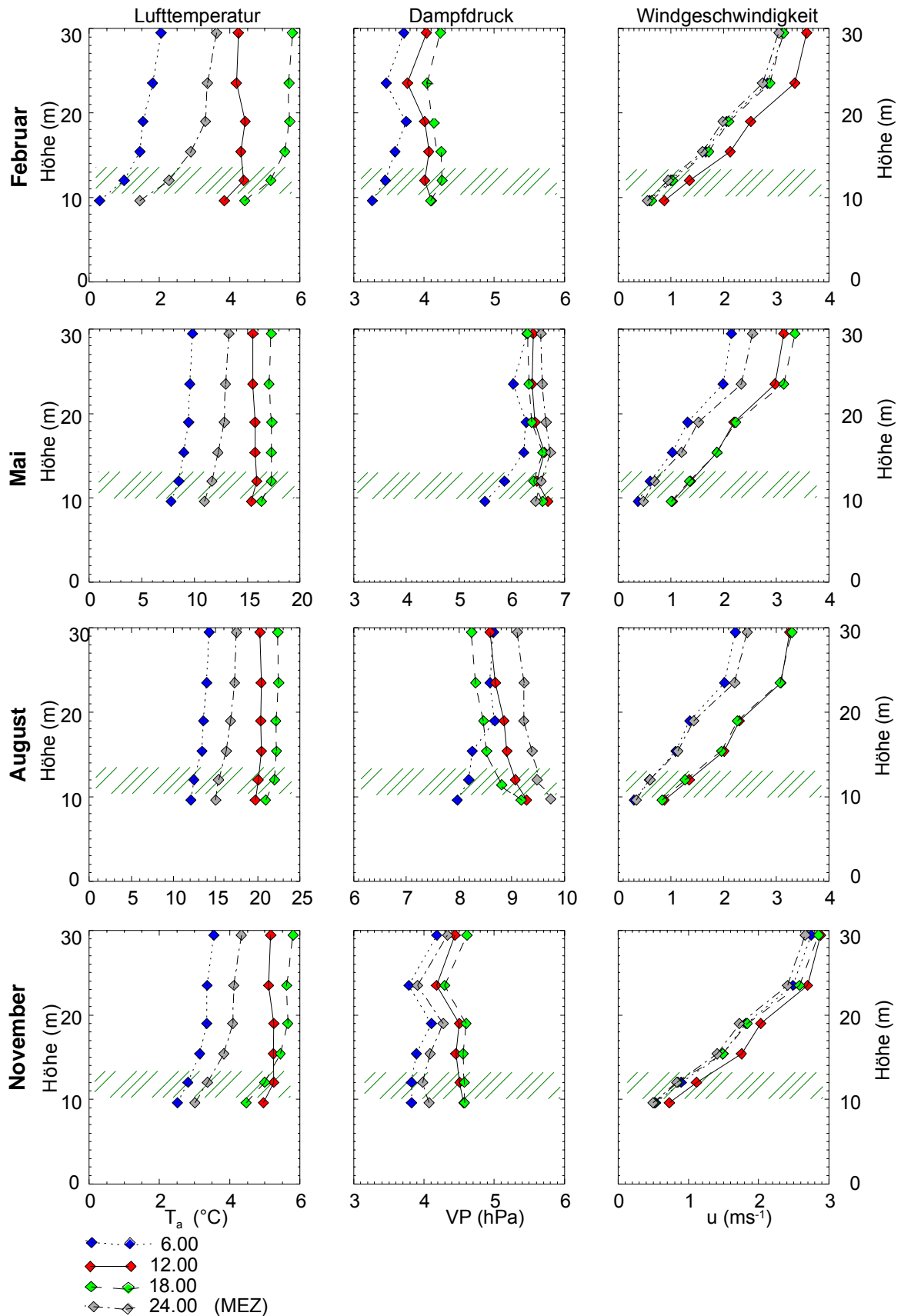


Abbildung 5.24: Mittlere Vertikalprofile von Lufttemperatur T_a , Dampfdruck VP und horizontaler Windgeschwindigkeit u um 6, 12, 18 und 24 Uhr MEZ in und über dem Hartheimer Kiefernwald in den Monaten Februar, Mai, August und November im Zeitraum 1988 - 1998 (schräge Linien: Wachstum der Bestandesobergrenze)

VERTIKO-ALUF2

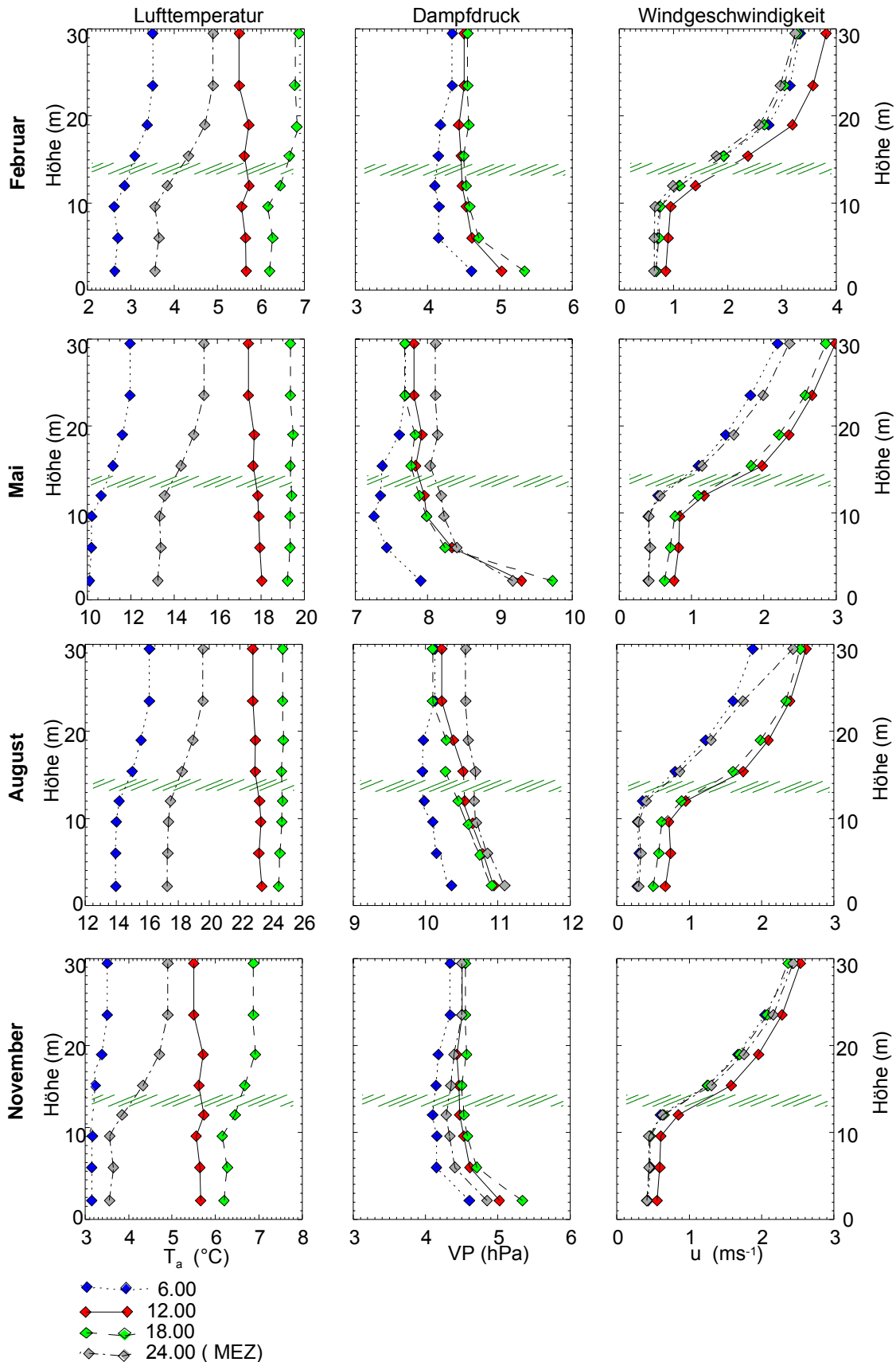


Abbildung 5.25: Mittlere Vertikalprofile von Lufttemperatur T_a , Dampfdruck VP und horizontaler Windgeschwindigkeit u um 6, 12, 18 und 24 Uhr MEZ in und über dem Hartheimer Kiefernwald in den Monaten Februar, Mai, August und November im Zeitraum 1999 - 2003 (schräge Linien: Wachstum der Bestandesobergrenze)

Die Vertikalprofile der Windgeschwindigkeit u bestätigen die bereits getroffenen allgemeinen Aussagen zur Windgeschwindigkeit über dem Hartheimer Kiefernwald. Für beide Zeitperioden ist im Mai ein Tagesgang der mittleren Windgeschwindigkeit mit Maximalwerten um 12 Uhr MEZ und Minimalwerten um 6 Uhr MEZ festzustellen. In den Vertikalprofilen im November und Februar sind die höchsten u Werte zwar auch um 12 Uhr MEZ zu finden, die Tagesamplitude ist aber bedeutend geringer ($< 1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Der Februar ist in beiden Zeitperioden der Monat mit den höchsten Windgeschwindigkeiten. Windmessungen im Stammraum existieren erst seit 1999 (1.8 und 6.0 m). Ein sekundäres Windmaximum im Stammraum bildet sich während dieser Jahre nur in wenigen Stunden ($< 1\%$) heraus. Eine Abhängigkeit dieser Ereignisse von Windrichtung oder Windgeschwindigkeit konnte nicht nachgewiesen werden.

5.1.3 Windprofilparameter

Die Berechnung der Windprofilparameter wurde nach dem in Kap. 4.1.1.5 beschriebenen Iterationschema nach Robinson (1961) durchgeführt. Die durchgeführte Datenprüfung der vertikalen Profile der horizontalen Windgeschwindigkeit u stellte sich als nicht ausreichend für die Berechnung von Rauigkeitslänge z_0 , Verdrängungshöhe d und Schubspannungsgeschwindigkeit u_* heraus. Neben der Einhaltung von Grenzwerten und Änderungsraten pro Zeiteinheit wurde nur die Konsistenz der vertikalen Geschwindigkeitszunahme überprüft. Die Berechnungen von z_0 und d ergaben mit diesem gefilterten Datensatz jedoch für die meisten Jahre des Untersuchungszeitraums keine befriedigenden Ergebnisse. Bei Mittelung der Ergebnisse (Tages- bzw. Monatsmittel) wurde die Rauigkeitslänge über- und die Verdrängungshöhe unterschätzt.

Angelehnt an das logarithmische Windprofil wurde deshalb für die Berechnung der Windprofilparameter ein weiteres Ausschlusskriterium getestet: Bei zunehmender horizontaler Windgeschwindigkeit wird angenommen, dass der vertikale Gradient der horizontalen Windgeschwindigkeit mit ansteigender Höhe kleiner wird:

$$u(z) < u(z+1) \quad (\text{m}\cdot\text{s}^{-1}) \quad (5.1)$$

und

$$\frac{\Delta(u(z) - u(z+1))}{\Delta(z - (z+1))} > \frac{\Delta(u(z+1) - u(z+2))}{\Delta((z+1) - (z+2))} \quad (\text{s}^{-1}) \quad (5.2)$$

Da für die Bildung von Vertikalgradienten der Windgeschwindigkeit u zur Berechnung von Windprofilparametern mindestens drei Messniveaus benötigt werden, wurde folgende Regel angewandt: Unter Berücksichtigung der sich über die Jahre ändernden Anzahl n der Messniveaus über dem Bestand (Anzahl n änderte sich im Untersuchungszeitraum aufgrund des Bestandeswachstums und der Aufstockung der Instrumentierung) muss bei m Niveaus, die das Kriterium aus Gleichung (5.2) nicht erfüllen, $n - m \geq 3$ sein. Bei weniger als drei akzeptierten Messniveaus wurde die jeweilige Stunde verworfen. Ansonsten wurden die von der Prüfroutine angesprochenen Messniveaus ausmarkiert und die Windprofilparameter aus den restlichen Messniveaus bestimmt.

Die von Robinson (1961) vorgeschlagene linear-logarithmische Funktion zur Anpassung des Vertikalprofils der Windgeschwindigkeit an die Windprofilgleichung lässt eine theoretisch endliche Anzahl an verschiedenen möglichen Lösungen zu. In dieser Untersuchung wurden Werte für d , die größer als die Bestandeshöhe oder negativ sind, sowie die korrespondierenden Werte für z_0 und u_* von vornherein ausgeschlossen. Durch eine Verschärfung dieses Ausschlussverfahrens auf die Forderung, dass d größer als 30% und kleiner als 90% der Bestandeshöhe sein muss, wurde ein akzeptables Datenkollektiv geschaffen.

Mit dieser restriktiven Auswahl sowohl der Eingangsparameter als auch der generierten Windprofilparameter konnten für die weiteren Berechnungen plausible Datenreihen erstellt werden. Sie weisen allerdings teilweise größere Lücken auf. Für die Zeitreihenuntersuchungen mussten Monatsmittel gebildet werden. Mitte der 90-er Jahre des letzten Jahrhunderts war die Datengrundlage zum Teil so gering, dass auf Vierteljahresmittel für z_0 und d zurückgegriffen werden musste.

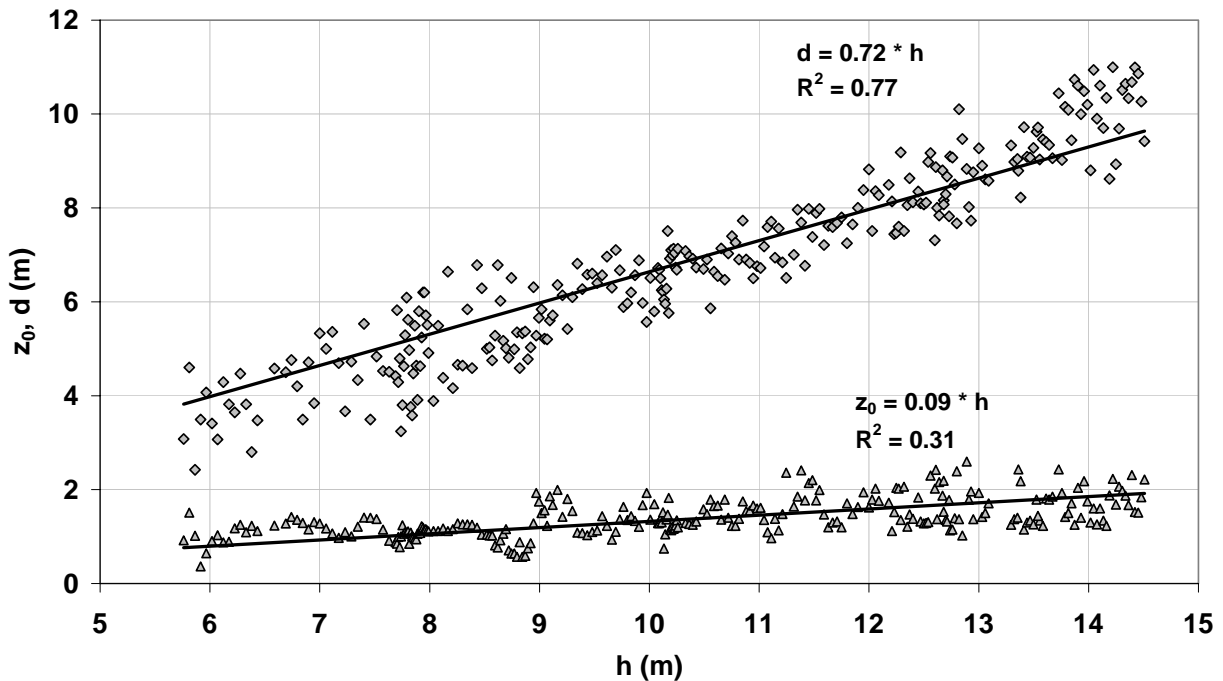


Abbildung 5.26: Rauigkeitslänge z_0 und Nullpunktverschiebung d des Hartheimer Kiefernwaldes in Abhängigkeit von seiner mittleren Bestandeshöhe h , Zeitraum: 1978 - 2001

Die im Zeitraum von 1978 bis 2003 bestimmten z_0 und d Werte für den Hartheimer Kiefernbestand sind in der Abb. 5.26 in Abhängigkeit von der mittleren Bestandeshöhe h dargestellt. Dabei ergab sich eine lineare Beziehung zwischen z_0 und h bzw. d und h , die, wie die Werte für das Bestimmtheitsmaß r^2 zeigen, zwischen d und h enger ist. Für die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* konnte kein direkter funktionaler Zusammenhang mit der Wuchsdynamik des Bestandes ermittelt werden.

Die hier erzielten Quotienten z_0/h und d/h liegen im Bereich von Vergleichswerten aus der Literatur (Tabelle 5.3). Eine Abhängigkeit von d und z_0 von der Windrichtung konnte nicht festgestellt werden.

Dies kann als Hinweis auf die homogene Struktur der *footprints* des Hartheimer Kiefernbestandes bei der vorhandenen Windrichtungshäufigkeit interpretiert werden.

Bei Wäldern ist $d + z_0$ die Höhe, in der das logarithmische Windprofil mathematisch den Wert Null annimmt. Ein linearer Zuwachs von d in Abhängigkeit von der mittleren Bestandeshöhe h entspricht daher den aus theoretischen Überlegungen getroffenen Erwartungen.

Tabelle 5.3: Werte für die Quotienten z_0/h und d/h für verschiedene Wälder

Quelle	z_0/h	d/h
Hartheimer Kiefernwald (<i>Pinus sylvestris</i> L.) 1978 - 2001 (diese Untersuchung)	0.09	0.72
Hartheimer Kiefernwald (<i>Pinus sylvestris</i> L.) (Vogt und Jaeger, 1990)	0.09 - 0.12	0.6 - 0.7
Hartheimer Kiefernwald (<i>Pinus sylvestris</i> L.) (Kohler et al., 1999)	0.09	0.6
Thom (1975) (Nadelwald)	0.06	0.6 - 0.8
Wieringa (1993) (<i>Pinus sylvestris</i> L.)	0.06 - 0.09	0.62 - 0.80

Auch die unterschiedlich starke Variabilität von z_0 und d ist plausibel, wenn die Rauigkeitslänge als Funktion von der Struktur der Bestandesoberfläche und die Verdrängungshöhe in Abhängigkeit von dem Bestandeswachstum betrachtet werden. Der Hartheimer Kiefernwald weist für die Jahre 1978 - 2003 ein näherungsweise lineares Wachstum (Abbildung 3.1) auf, während die Entwicklung der Bestandesstruktur nicht nur von Wachstumsfaktoren, sondern auch durch forstwirtschaftlichen Eingriffen gesteuert wird (Imbery und Mayer, 2003).

Die Durchforstungsmaßnahmen im Hartheimer Kiefernwald, bei denen z.T. über die Hälfte des Bestandes entfernt wurden, bedeuten jeweils einen starken Eingriff in die Bestandesstruktur und lassen eine signifikante Änderung der Rauigkeitsparameter erwarten.

Der dynamische Einfluss ansteigender Windgeschwindigkeiten auf die Baumstruktur (Mayer, 1987) lässt ebenfalls eine Rückkopplung der Bestandesstruktur auf das vertikale Windprofil und damit auf z_0 sowie d erwarten.

Tajchman (1981) hat die Ergebnisse verschiedener Windprofilmessungen untersucht und stellte bei Zunahme der Windgeschwindigkeit eine Abnahme der Verdrängungshöhe d und ein Anwachsen der Rauigkeitslänge z_0 für verschieden Nadelbestände (Fichte und Kiefer) fest. Begründet wird die Abhängigkeit von d und z_0 von der Windgeschwindigkeit dadurch, dass sich die Form der Baumkronen mit zunehmender Windgeschwindigkeit stärker an die Windströmung anpasst.

Vor Tajchman (1981) hat schon Monteith (1973) für mittlere Pflanzenbestände (Getreide und Reis) die Änderung von z_0 und d von der Windgeschwindigkeit u untersucht. Dabei berücksichtigt er die aus

einer höheren Windgeschwindigkeit resultierende Änderung des Formwiderstandes der einzelnen Blätter sowie die mittlere Höhe des Bestandes durch Deformation der Stämme bzw. der Pflanzenstängel. Mit Hilfe eines qualitativen Modells unterscheidet er verschiedene Bereiche:

1. Bei kleinen Windgeschwindigkeiten wächst z_0 mit einsetzendem Impulsaustausch von der Krone in tiefere Bestandesschichten an und d nimmt ab.
2. Nach Thom (1971) kann der Widerstandsbeiwert c_d eines Blattes als Summe des Formwiderstandes c_f und einer zur Schubspannungsgeschwindigkeit u_* proportionalen Oberflächenreibungskomponente $n \cdot u_*^{-0.5}$ (n : von der Pflanzenart abhängige Konstante) beschrieben werden. Im Bereich 2 orientieren sich die Blätter in Richtung der Stromlinien des Windes, wodurch die Oberflächenreibung der Blätter gegenüber dem Formwiderstand vernachlässigbar wird. Die Folge ist eine Abnahme von z_0 und eine Zunahme von d .
3. Mit zunehmender Windgeschwindigkeit verkleinern sowohl Pflanzen mittlerer Größe als auch Bäume ihre effektive Oberfläche senkrecht zur Strömung aufgrund der resultierenden, auf sie wirkenden Schubkraft. Mit Überschreitung eines Grenzwertes u_2 setzen die Orientierung ganzer Äste in Richtung der mittleren Windströmung sowie das Schwingen der Bäume ein (Fraser, 1962; Mayer, 1987). Dadurch wird die Oberflächenstruktur des Bestandes aufgelockert, was ein tieferes Eindringen des Windes in den Bestand ermöglicht (Abnahme von d) und die effektive Rauhigkeit (Anwachsen von z_0) erhöht.
4. Baldocchi et al. (1983) beschreiben die Abhängigkeit von d und z_0 von der Bestandeshöhe, -dichte und -verteilung sowie der dynamischen Reaktion der Pflanzen bei hohen Windgeschwindigkeiten. Sie konnten allerdings für ein untersuchtes Sojabohnenfeld keine Beziehung zwischen z_0 und d mit der Windgeschwindigkeit feststellen. Sie verweisen allerdings auch auf die Korrelation von d , z_0 , und u_* in der logarithmischen Windprofilgleichung, aus der die Windprofilparameter abgeleitet werden.
5. Hortalova et al. (2001) beschreiben die Abhängigkeit von der relativen Rauhigkeitslänge z_0/h von der normierten Windgeschwindigkeit (u/u_*) für einen Fichtenwald durch

$$\frac{z_0}{h} = A \cdot \left[-B(u(h) \cdot u_*^{-1}) \right]^{-1} \quad (5.3)$$

mit A und B als bestandestypische Konstanten.

Auf der Grundlage der Windgeschwindigkeitsdaten für den Hartheimer Kiefernwald sind in der Abbildung 5.27 sowie in den Tabellen 5.4 und 5.5 für die Zeiträume 1978 - 1987, 1988 - 1998 und 1999 - 2003 die mittleren Rauigkeitslängen und Verdrängungshöhen in Abhängigkeit von Windgeschwindigkeitsklassen zusammengestellt. Wegen der allgemein relativ geringen Windgeschwindigkeiten in der südlichen Oberrheinebene und dem Ausschluss sehr vieler Stunden bei der Berechnung der Rauigkeitsparameter werden im Folgenden hauptsächlich Ergebnisse für die Windklassen $\leq 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ diskutiert.

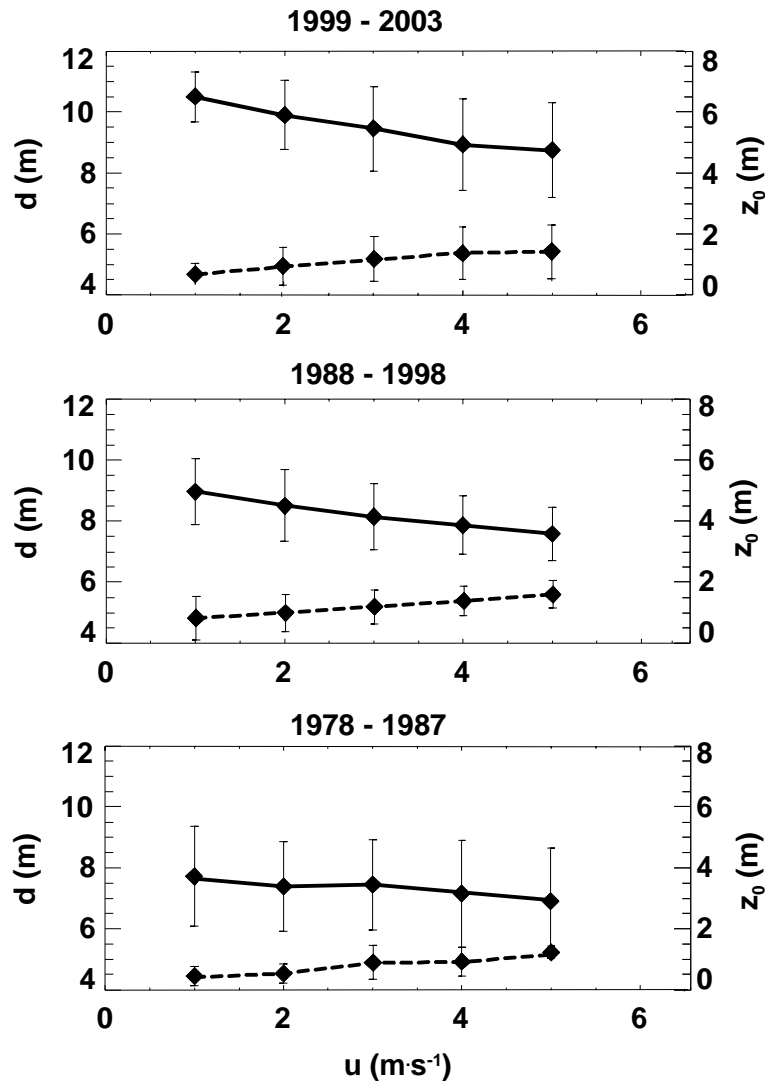


Abbildung 5.27: Rauigkeitslänge z_0 (gestrichelte Linie) und Verdrängungshöhe d (durchgezogene Linie) des Hartheimer Kiefernwaldes (mit Standardabweichungen) in Abhängigkeit von verschiedenen Windgeschwindigkeitsklassen in den Zeiträumen 1999 - 2003, 1988 - 1998 und 1978 - 1987

Für alle Perioden ist ein Zuwachs der Rauigkeitslänge und eine Abnahme der Verdrängungshöhe mit zunehmender Windgeschwindigkeit festzustellen. Für den gesamten Zeitbereich 1978 - 2003 kann außerdem für zunehmende Bestandeshöhe und abnehmende Bestandesdichte die mittlere Zunahme der Rauigkeitslänge und Verdrängungshöhe quantifiziert werden. Auffallend für beide Parameter ist das Anwachsen der Spannweite zwischen kleinster und größter Windgeschwindigkeitsklasse.

Tabelle 5.4: Verdrängungshöhe d des Hartheimer Kiefernwaldes (mit Standardabweichung $\sigma(d)$) in Abhängigkeit von verschiedenen Klassen der Windgeschwindigkeit u in den Zeiträumen 1999 - 2003, 1988 - 1998 und 1978 - 1987

u	1999 - 2003		1988 - 1998		1978 - 1987	
	d	$\sigma(d)$	d	$\sigma(d)$	d	$\sigma(d)$
(m·s ⁻¹)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)
0 < u ≤ 1	10.8	1.3	9.1	0.9	7.9	1.1
1 < u ≤ 2	10.2	1.4	8.5	1.1	7.7	1.0
2 < u ≤ 3	9.8	1.5	8.0	1.0	7.3	1.5
3 < u ≤ 4	9.0	0.9	7.9	0.9	7.0	1.8
4 < u ≤ 5	8.8	1.1	7.6	0.6	6.9	0.9

Tabelle 5.5: Rauigkeitslänge z_0 des Hartheimer Kiefernwaldes (mit Standardabweichung $\sigma(z_0)$) in Abhängigkeit von verschiedenen Klassen der Windgeschwindigkeit u in den Zeiträumen 1999 - 2003, 1988 - 1998 und 1978 - 1987

u	1999 - 2003		1988 - 1998		1978 - 1987	
	z_0	$\sigma(z_0)$	z_0	$\sigma(z_0)$	z_0	$\sigma(z_0)$
(m·s ⁻¹)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)
0 < u ≤ 1	0.8	0.2	1.0	0.3	0.5	0.1
1 < u ≤ 2	1.3	0.5	1.3	0.5	0.7	0.3
2 < u ≤ 3	1.5	0.5	1.4	0.3	1.0	0.3
3 < u ≤ 4	1.6	0.6	1.6	0.7	1.2	0.2
4 < u ≤ 5	1.7	0.7	1.9	0.5	1.2	0.2

Für die Rauigkeitslänge ist in der Periode 1978 - 1987 die Differenz $\Delta(z_{0u1} - z_{0u5}) = 0.74$ m, zwischen 1988 - 1998 gilt $\Delta(z_{0u1} - z_{0u5}) = 0.84$ m und für den Zeitraum 1999 - 2003 ergibt sich $\Delta(z_{0u1} - z_{0u5}) = 0.90$ m. Bei der Verdrängungshöhe treten folgende Differenzen auf: Zeitraum 1978 - 1987: $\Delta(d_{u1} - d_{u5}) = 0.98$ m, Zeitraum 1988 - 1998: $\Delta(d_{u1} - d_{u5}) = 1.54$ m und Zeitraum 1999 - 2003: $\Delta(d_{u1} - d_{u5}) = 2.01$ m. Diese steigende Variabilität lässt sich durch die veränderte Bestandesstruktur erklären. Mit der beschriebenen Deformation der Bäume bei zunehmender Windgeschwindigkeit nimmt der Wirkungsbereich des Windes mit anwachsender Bestandeshöhe und abnehmender Bestandesdichte zu. Hohe Bäume kompensieren die auf sie wirkenden Kräfte der Schubspannung effektiver durch Schwingen als kleinere Bäume. Die effektive Bestandesoberfläche verringert sich bei ei-

nem dichten Bestand weniger stark durch Deformation der Bäume als bei einem weniger dichten Bestand.

Beide Faktoren wirken sich sowohl auf die Rauigkeit des Bestandes als auch auf die Eindringtiefe des Windes und damit auf die Verdrängungshöhe aus. Dies bestätigt sich bei der Betrachtung der Schubspannungsgeschwindigkeit in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit (Abbildung 5.28). Während in den drei Zeiträumen für den Windgeschwindigkeitsbereich $u \leq 3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ in etwa gleiche mittlere Werte für u_* ($0.25 - 0.55 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) berechnet wurden, ist für Windgeschwindigkeiten größer als $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ die Schubspannungsgeschwindigkeit im Zeitraum 1999 - 2003 ($u_* = 0.95 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ in der Windgeschwindigkeitsklasse über $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) deutlich größer als im Zeitraum 1978 - 1998 ($u_* = 0.78 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$).

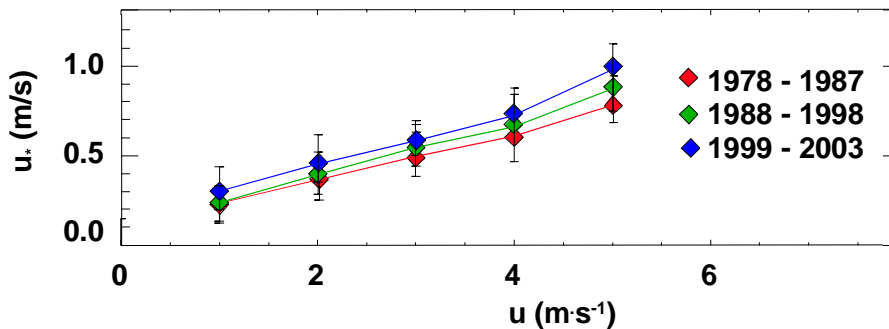


Abbildung 5.28: Schubspannungsgeschwindigkeit u_* über dem Hartheimer Kiefernwald in Abhängigkeit von verschiedenen Klassen der Windgeschwindigkeit u in den Zeiträumen 1978 - 1987, 1988 - 1998 und 1999 - 2003

5.1.4 Energiebilanz

5.1.4.1 Interanuelle Variabilität der turbulenten Wärmeflüsse

Die Variabilität der Strahlungsbilanz R_n als steuernde Größe der Energiebilanz des Hartheimer Kiefernwaldes wurde im Kapitel 5.1.2 erläutert. In Ergänzung dazu sind in der Abbildung 5.29 die Jahresmittelwerte der turbulenten Wärmeflüsse und der Strahlungsbilanz sowie die Jahressummen des Niederschlags für den Hartheimer Kiefernwald im Zeitraum von 1978 bis 2002 dargestellt.

Die langjährige Variabilität der turbulenten Wärmeflüsse kann wie folgt zusammengefasst werden:

- Die Partitionierung der verfügbaren Energie in H und λE lässt sich in Abhängigkeit von R_n und P beschreiben. Zwischen 1978 und 2003 ist in den meisten Jahren der Jahresmittelwert von λE größer als der Vergleichswert für H . Das Bowenverhältnis β ($= H/\lambda E$) nimmt vom Jahr 1978 (0.76) bis zum Jahr 2002 (0.52) nicht signifikant ab.
- Die Jahre 1984 und 1985 sowie 1989 bis 1991 sind durch geringe Jahressummen des Freilandniederschlags ($P < 500 \text{ mm}$) und vergleichsweise hohe Mittelwerte von R_n geprägt. In diesen Jahren ist H größer als λE ($\beta > 1$).
- Die Jahre 1993 bis 1999 weisen relativ niedrige Jahresmittelwerte von R_n auf ($R_n < 70 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}$). Dies wirkt sich stärker auf die Jahresmittelwerte von H als auf λE aus.

- Deutlich erhöhte Werte von λE treten in den Jahren 1983, 1987, 1994 - 1997, 2001 und 2002 auf. Diese Jahre weisen einen überdurchschnittlichen jährlichen Freilandniederschlag auf bzw. folgen auf Jahre mit einem überdurchschnittlichen jährlichen Freilandniederschlag (1982, 1986).

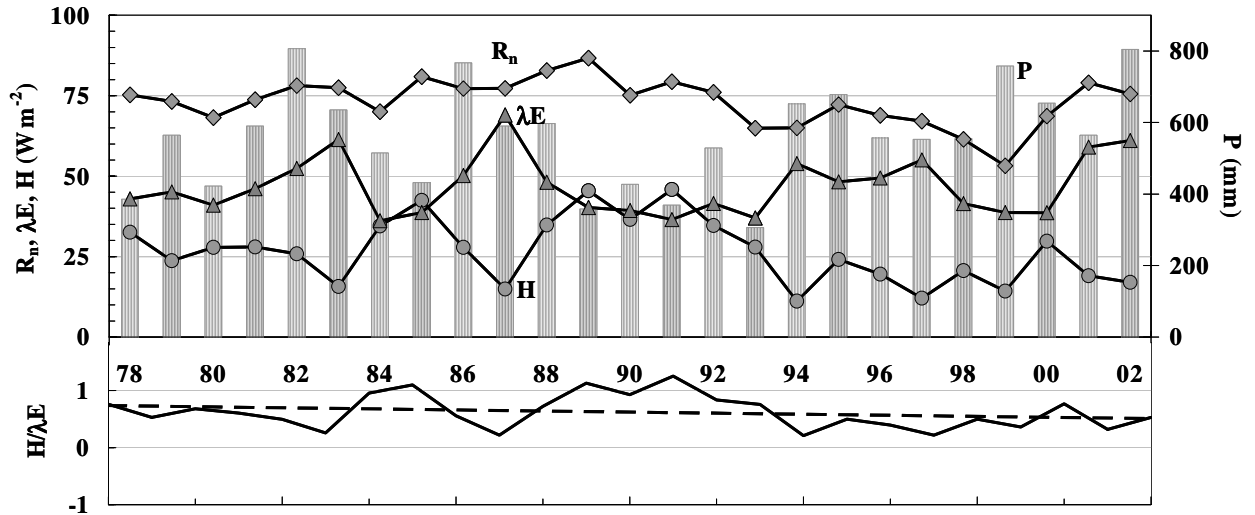


Abbildung 5.29: Jahresmittelwerte von Strahlungsbilanz R_n , turbulentem Fluss fühlbarer Wärme H und turbulentem Fluss latenter Wärme λE sowie jährlicher Freilandniederschlag P und mittleres jährliches Bowen-Verhältnis $\beta (= H/\lambda E)$ für den Hartheimer Kiefernwald im Zeitraum 1978 - 2002

Ausreichende Wasserversorgung wirkt sich somit auf eine Erhöhung von λE aus. Bei limitierter Wasserverfügbarkeit wird die verfügbare Energie stärker zu Gunsten von H partitioniert. Somit stellt sich die Wasserverfügbarkeit des Hartheimer Kiefernwaldes als entscheidender Faktor für die Partitionierung der turbulenten Wärmeflüsse heraus. Der weitere entscheidende Faktor für die Verdunstung, die Strahlungsbilanz, rückt beim Hartheimer Kiefernwald zumindest in den Sommermonaten etwas in den Hintergrund (Imbery, 2004).

5.1.4.2 Mittlere Jahresgänge der turbulenten Wärmeflüsse

Für die Charakterisierung der periodischen Trockenbedingungen für den Hartheimer Kiefernwald im Sommer wurden für die Jahre 1978 – 2001 die mittleren Jahresgänge der turbulenten Wärmeflüsse bestimmt. Weiterhin wurde für diesen Zeitraum der Wasserhaushalt des Hartheimer Kiefernwaldes mit dem forsthydrologischen Wasserhaushaltsmodell BROOK90 (Federer, 1995) simuliert (Wellpott et al., 2003). Die Anwendbarkeit dieses Modells wurde an verschiedenen forstlichen Standorten unter Beweis gestellt (Kennel, 1998; Baums et al., 2001; Hammel und Kennel, 2001). Die Evapotranspiration wird in BROOK90 mit einem erweiterten Penman - Monteith Modell nach Shuttleworth und Wallace (1985) berechnet. Als Indikator für Trockenbedingungen wird in BROOK90 der Transpirationsindex (Verhältnis von aktueller zu potentieller Transpiration T_{act}/T_{pot}) verwendet. Der dimensionslose Quo-

tient T_{act}/T_{pot} kann Werte zwischen 0 und 1 annehmen, wobei $T_{act}/T_{pot} = 1$ eine optimale Wasserversorgung anzeigt.

Die mittleren Jahresgänge der turbulenten Wärmeflüsse und der Strahlungsbilanz auf der Grundlage von Monatsmittelwerten sowie des Transpirationsindex auf der Basis von mittleren Tageswerten des Transpirationsindex ist in der Abbildung 5.30 für den Zeitraum 1978 bis 2001 dargestellt. Während die langjährigen Monatsmittelwerte von λE meistens über H liegen, ist H in den Monaten Juli und August größer als λE . Im Juli beträgt $H/\lambda E = 1.07$, im August beläuft sich $H/\lambda E$ auf 1.4. Damit in Einklang stehen die mittleren Tageswerte für den Transpirationsindex. Im August fallen die mittleren Tageswerte von T_{act}/T_{pot} bis auf 0.6 herab. Bei Werten von $T_{act}/T_{pot} < 0.8$ kann für den Hartheimer Forst von Trockenbedingungen ausgegangen werden.

Die Trockenphasen für den Hartheimer Kiefernwald weisen eine beträchtliche jährliche Variabilität auf, was für die Jahre 2001 und 2003 im Vergleich zum gesamten Zeitraum 1978 bis 2001 aus den Abbildungen 5.31 und 5.32 deutlich wird. In den einzelnen Monaten des Jahres 2001 erreicht $\lambda E/R_n$ höhere Werte als H/R_n , was im Wesentlichen durch die höheren jährlichen Niederschläge ab dem Jahr 1999 (Abbildung 5.29) bedingt sein dürfte. Im Jahr 2003, das sich in Südwestdeutschland durch eine extreme Trockenheit auszeichnete, ist von Juni bis November $H/R_n > 0.5$; d.h. im Monatsmittel lag das Bowen-Verhältnis für den Hartheimer Kiefernwald über 1. Die Verdunstung lag in diesen Monaten unter den standortspezifischen, langfristigen Mittelwerten (Schindler et al., 2004).

Auch im gesamten Zeitraum 1978 - 2001 weisen die Standardabweichungen der langjährigen Monatsmittelwerte von H/R_n und $\lambda E/R_n$ die größten Beträge in den Monaten August bis Oktober auf.

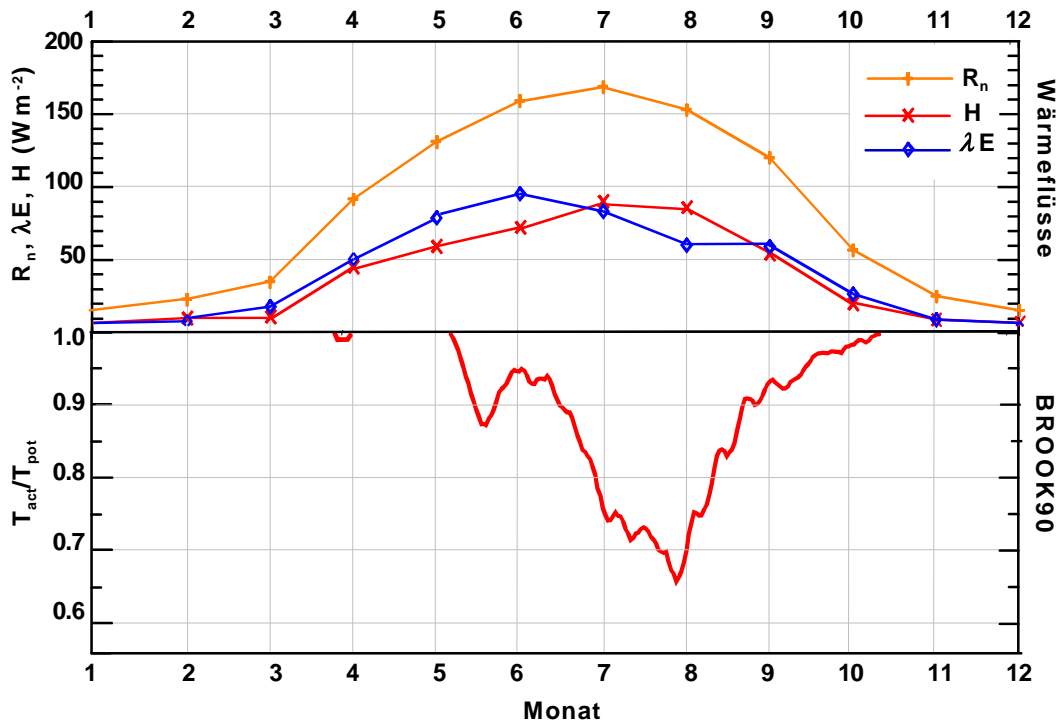


Abbildung 5.30: Langjährige Monatsmittelwerte von Strahlungsbilanz R_n , turbulentem Strom fühlbarer Wärme H und turbulentem Strom latenter Wärme λE sowie langjährige Tagesmittelwerte für den Transpirationsindex T_{act}/T_{pot} des Hartheimer Kiefernwaldes im Zeitraum 1978 - 2001

Wie schon erwähnt, sind beim Hartheimer Kiefernwald steuernde Faktoren für die Partitionierung der turbulenten Flüsse und somit für mögliche sommerliche Trockenperioden (1) die Variabilität des Freilandniederschlags und (2) die den turbulenten Wärmeflüssen zur Verfügung stehende Energie. Neben der hohen interanuellen Variabilität der Niederschläge (Abbildung 5.29) weist die Niederschlagsverteilung im Jahresgang ebenfalls hohe Schwankungen auf. Aufgrund starker konvektiver Niederschlagsereignisse sind im Untersuchungsgebiet mit den höchsten Niederschlagssummen in den Monaten Mai bis Juli zu rechnen. Dies sind allerdings auch Monate mit einer hohen Variabilität der langjährigen Monatsniederschläge (Abbildung 5.33).

Um eine ausreichende Wasserversorgung für den Hartheimer Kiefernwald in den Sommermonaten zu gewährleisten, sind jedoch gerade in diesen Monaten ausreichende Niederschläge wichtig. Aufgrund seiner geringen Mächtigkeit kann der Boden an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim nur begrenzt Niederschläge aus den Winter- und Frühjahrsmonaten speichern. Tracerhydrologische Untersuchungen im Hartheimer Kiefernwald (Jaeger und Holzkämper, 2000) untersuchten die Rolle von Versickerung und Evapotranspiration an diesem Standort. Königer (2002) stellte fest, dass die direkte Grundwasserneubildung an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim aufgrund des geringen Bodenspeichers nicht vernachlässigbar ist. Sie weist allerdings eine große Variabilität in Abhängigkeit von Niederschlag und Verdunstung auf und kann in Trockenjahren sehr gering sein (z.B. im hydrologischen Jahr 1998 nur 5 mm).

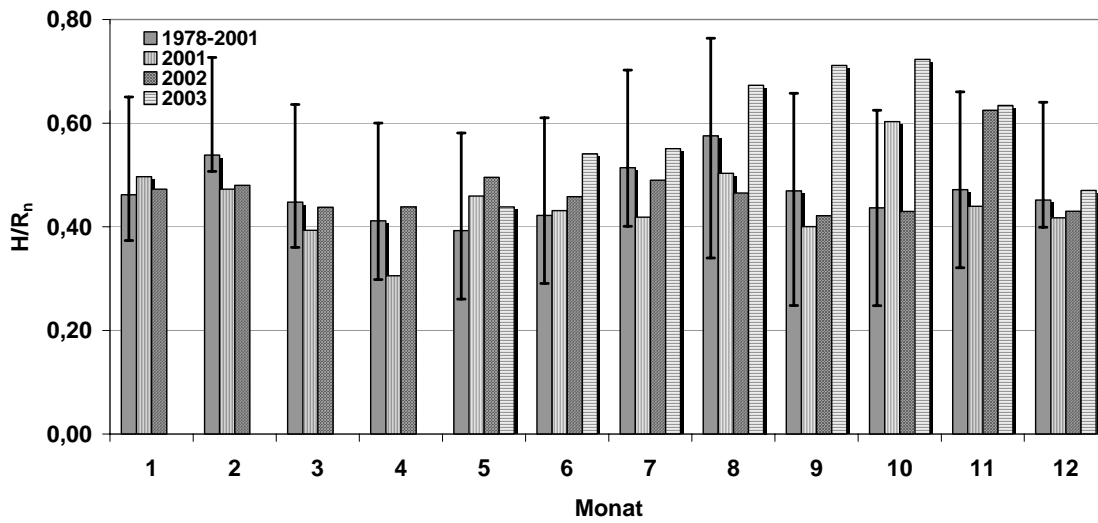


Abbildung 5.31: Monatsmittelwerte des turbulenten Stroms fühlbarer Wärme H , normiert mit der Strahlungsbilanz R_n des Hartheimer Kiefernwaldes im Zeitraum 1978 bis 2001 (mit Standardabweichungen) sowie für die Einzeljahre 2001 - 2003

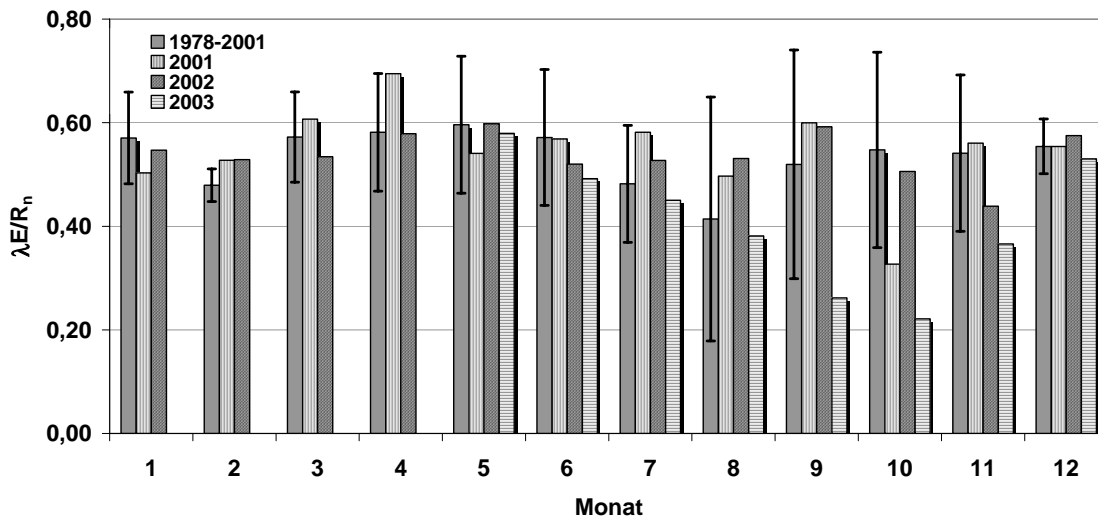


Abbildung 5.32: Monatsmittelwerte des turbulenten Stroms latenter Wärme λE , normiert mit der Strahlungsbilanz R_n des Hartheimer Kiefernwaldes im Zeitraum 1978 - 2001 (mit Standardabweichungen) sowie für die Einzeljahre 2001 bis 2003

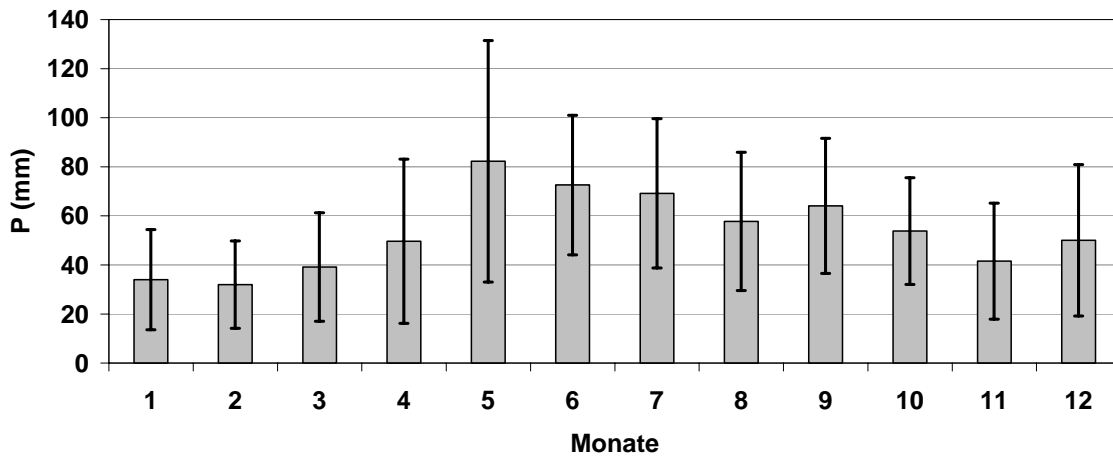


Abbildung 5.33: Mittlere monatliche Summen des Freilandniederschlags P (einschließlich entsprechender Standardabweichungen) des Hartheimer Kiefernwaldes im Zeitraum 1978 - 2001

5.1.4.3 Verdunstung

Die Abhängigkeit der täglichen Verdunstung des Hartheimer Kiefernwaldes von der zur Verfügung stehenden Energie und dem verfügbaren Wasser, angegeben durch den Freilandniederschlag, lässt sich aus der Abbildung 5.34 exemplarisch für die Jahre 2000 bis 2003 entnehmen. Sie enthält auf der Grundlage von Stundenwerten kumulative Jahressummen für das Verdunstungsäquivalent der verfügbaren Energie (VE), des Niederschlags (P) und der Verdunstung (E), bestimmt aus dem mit der aerodynamischen Profilmethode berechneten latenten Wärmefluss. Im Jahr 2003 liegen wegen eines Durchforstungseingriffes für die Monate Januar bis April keine Daten vor. Um dieses Jahr trotzdem in die Zeitreihe 1978 - 2002 einordnen zu können, wurden für diese Monate die mittleren Tagessummen des Verdunstungsäquivalents der verfügbaren Energie, des Freilandniederschlags und der Verdunstung in den Jahren 1999 - 2002 verwendet.

Mit den Ergebnissen für die langfristigen und für die Jahre 2001 bis 2003 normierten Monatsmittelwerte von H und λE sowie mit den Summen des Verdunstungsäquivalents der verfügbaren Energie, der Verdunstung und des Freilandniederschlags ist eine Möglichkeit gegeben, die Witterung während der VERTIKO-Periode 2001 bis 2003 klimatisch einzuordnen.

1. Die Jahre 2001 und 2003 sind jeweils durch ein vergleichsweise hohes Verdunstungsäquivalent gekennzeichnet, in dem fast das gesamte, durch den Freilandniederschlag verfügbare Wasser für die Verdunstung verbraucht wird. Beide Jahre können als überdurchschnittlich trockene Jahre charakterisiert werden. Am Ende der Jahre 2000 und 2002 ist die Freilandniederschlagssumme jeweils größer als das Verdunstungsäquivalent der verfügbaren Energie, wodurch sich die Jahressumme des verdunsteten Wassers relativ zur Verfügung stehenden Freilandniederschlagssumme verringert (Tabelle 5.6). Bei vernachlässigbarer Bodenwasserspeicheränderung bildet die Differenz aus Niederschlag und Verdunstung den Abfluss.

VERTIKO-ALUF2

Tabelle 5.6: Jahressummen von Verdunstungsäquivalent der verfügbaren Energie (VE), Freilandniederschlag (P) und Verdunstung (E) sowie Jahresmittelwerte des Quotienten E/P des Hartheimer Kiefernwaldes in den Jahren 2000 - 2003

Jahr	VE (mm)	P (mm)	E (mm)	E/P
2000	669	738	523	0.71
2001	892	674	563	0.88
2002	727	839	592	0.71
2003	832	579	556	0.96

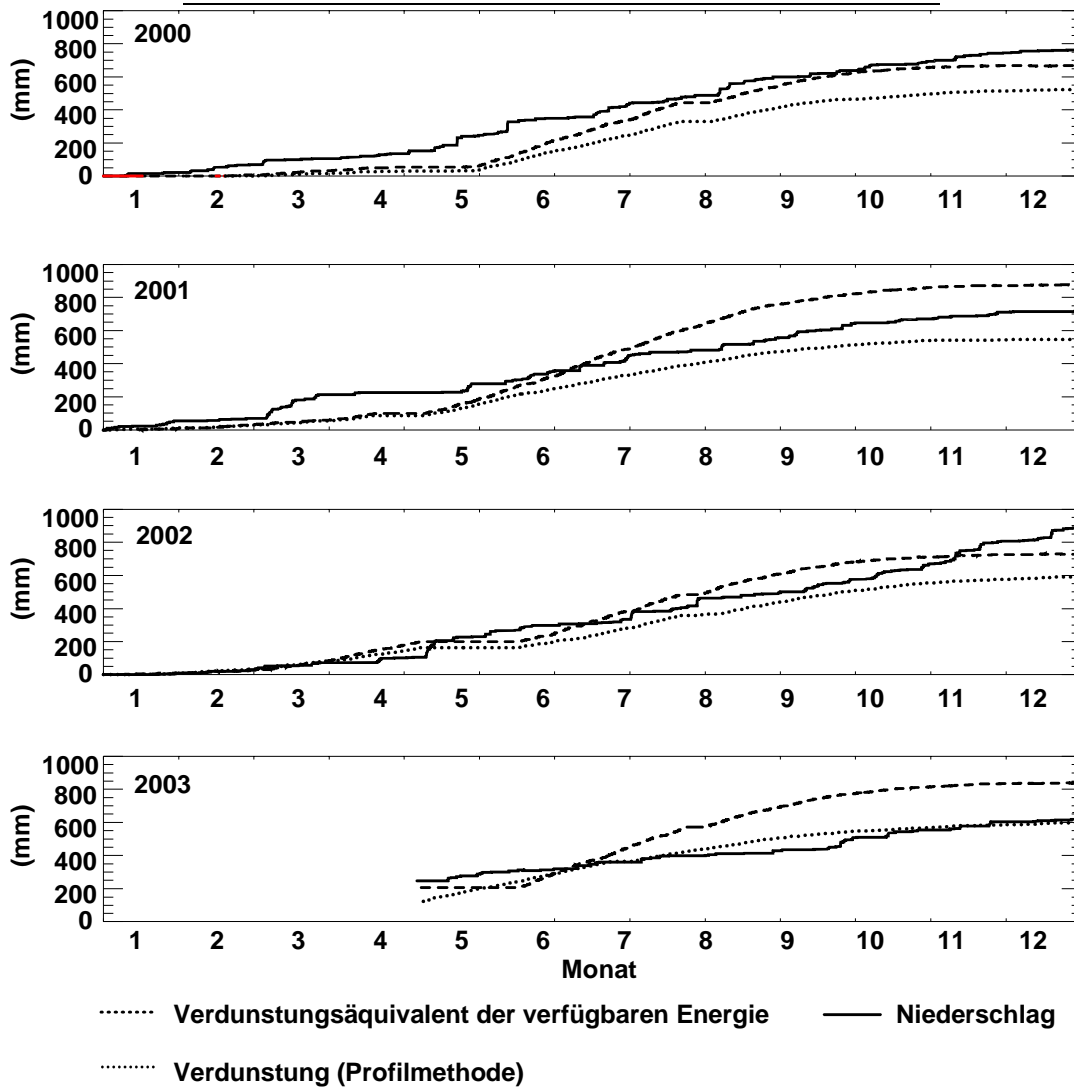


Abbildung 5.34: Kumulative Jahressummen von Verdunstungsäquivalent der verfügbaren Energie (gestrichelte Linie), Freilandniederschlag (durchgezogene Linie) und Verdunstung (gepunktete Linie) des Hartheimer Kiefernwaldes in den Jahren 2000 bis 2003

Für eine Einordnung der VERTIKO – Periode in die langjährige Messreihe der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim muss allerdings die räumliche Distanz des VERTIKO - Zielgebietes zum Harth-

eimer Kiefernwaldes bedacht werden. Insbesondere die Ausprägung des „Hitzesommers“ 2003 weist starke regionale Unterschiede auf:

- Unter dem Einfluss einer über Wochen stabilen Hochdruckbrücke waren für die südliche Oberrheinebene und somit die Forstmeteorologische Messstelle Hartheim die mittleren Monatswerte der Lufttemperatur um 6.5 K (Juni) bzw. 6.3 K (August) höher als die vergleichbaren langjährigen Monatsmittelwerte in der Klimanormalperiode 1961 – 1990 (DWD 2003a, 2003b). Dresden, innerhalb des VERTIKO - Zielgebietes liegend, wies für den Sommer 2003 eine positive Abweichung der Lufttemperatur von 3.6 K (Juni) bzw. 3.3 K (August) auf (Abbildung 5.35).
- Die Niederschlagssummen waren in beiden Regionen vergleichbar geringer als das langjährige Mittel 1961 - 1990: -77% für Freiburg bzw. -71% für Dresden im Juni und -50% für Freiburg und -87% für Dresden im August 2003.

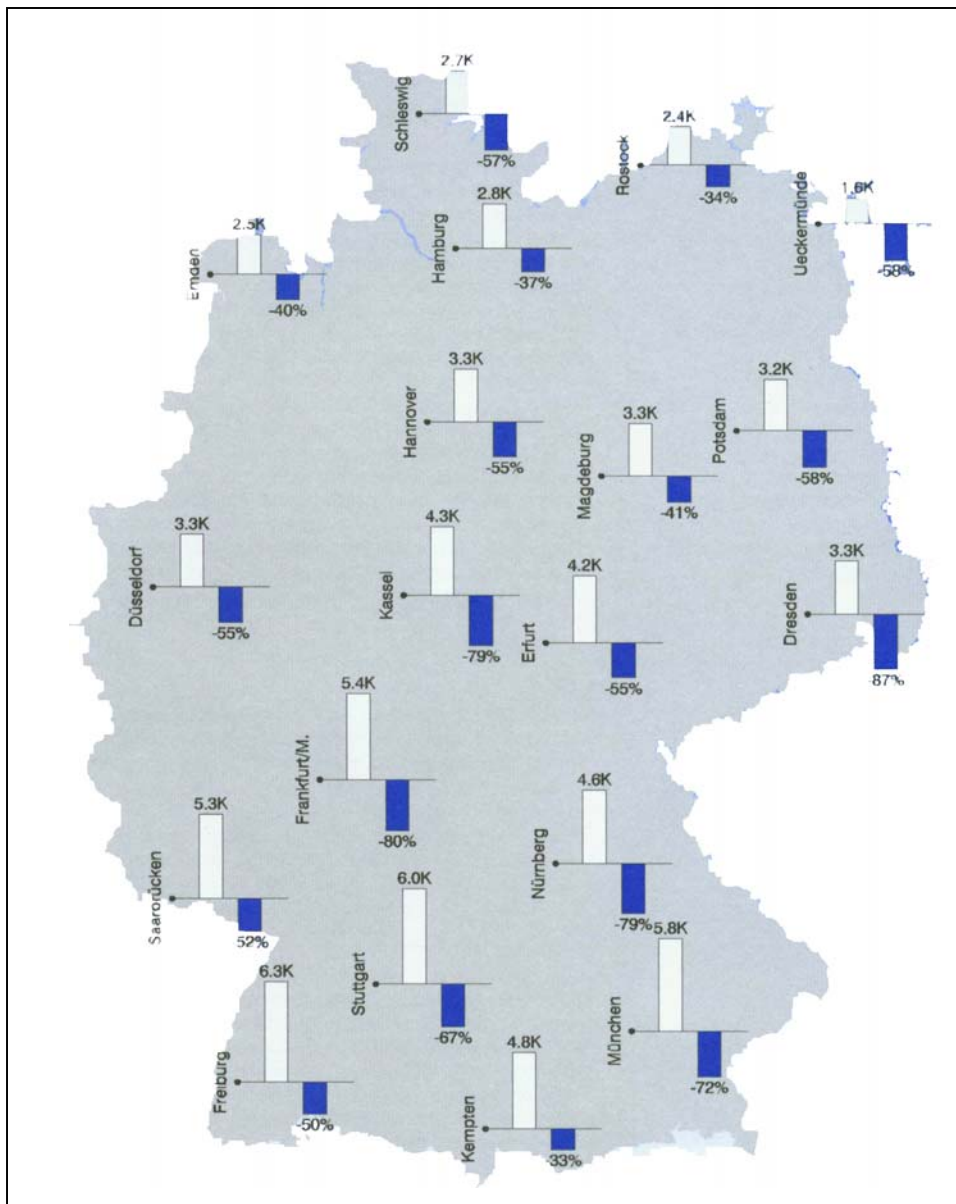


Abbildung 5.35: Abweichungen der Lufttemperatur und des Niederschlags vom langjährigen Mittel 1961-1990 für August 2003 (DWD 2003b)

6 Schlussfolgerungen

Eine Vielzahl funktionaler Zusammenhänge und Wechselbeziehungen zwischen (1) verschiedenen Standortfaktoren von Waldökosystemen einerseits sowie (2) Standortfaktoren und Waldökosystemen andererseits sind bis heute noch nicht vollständig bekannt. Dementsprechend können die möglichen Auswirkungen von Klimaänderungen auf komplexe Ökosysteme aktuell nur begrenzt prognostiziert werden. Eine wichtige Voraussetzung, mögliche zukünftige Szenarien hierzu auf verschiedenen räumlichen und zeitlichen Skalen zu modellieren, bilden ausreichend genaue, physikalisch begründete Parametrisierungsansätze für meteorologische, ökologische und ökophysiologische Prozesse, die für Waldökosysteme relevant sind.

Experimentelle Kampagnen, die die Verknüpfung meteorologischer und ökologischer Fragestellungen untersuchen, sind in den meisten Fällen aus finanziellen und logistischen Gründen zeitlich begrenzt. Um eine Repräsentativität der dabei erzielten Ergebnisse auch für größere Zeitskalen zu erreichen, ist ihre Einordnung in langfristige Untersuchungen wichtig. Vor diesem Hintergrund erlangt die vorliegende Analyse der langjährigen Variabilität von Kenngrößen der aerodynamischen Oberflächenrauigkeit und Komponenten des Energiehaushalts des Kiefernwaldes an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim eine erhebliche Bedeutung, da sie diese erforderliche, langfristige Grundlage bietet.

Für den Hartheimer Kiefernwald konnten sowohl eine Zunahme der mittleren Lufttemperatur insbesondere in den Wintermonaten als auch eine nicht signifikante Abnahme der mittleren Strahlungsbilanz im Untersuchungszeitraum 1978 - 2003 ermittelt werden. Der Nachweis einer kausalen Auswirkung dieser Änderungen auf die Partitionierung der turbulenten Wärmeflüsse und damit auf die Verdunstung des Hartheimer Kiefernwaldes war jedoch nicht möglich. Dies liegt zum einen an der hohen interannuellen Variabilität der steuernden meteorologischen Faktoren, die wahrscheinlich bei der beschriebenen schwachen Tendenz eine noch größere zeitliche Datengrundlage erfordert. Zum anderen werden sämtliche Größen des Wärmehaushalts durch ein komplexes Zusammenspiel zwischen verschiedenen meteorologischen und bestandesspezifischen Faktoren gesteuert.

Die in dieser Untersuchung nachgewiesene Abhängigkeit der untersuchten Kenngrößen der aerodynamischen Oberflächenrauigkeit (Windprofilparameter) vom Bestandeswachstum unterstreicht die Notwendigkeit einer ausreichend genauen Kenntnis der Oberflächenstruktur von Landnutzungen, wenn der turbulente Austausch zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre analysiert wird.

Diese Untersuchung zeigte aber auch deutlich auf, dass für die Bearbeitung der hier zugrundeliegenden Fragestellungen höchste Ansprüche an die langfristige Qualität der zu bearbeitenden Datenmatrix zu stellen sind. Voraussetzung für die Analyse der langjährigen Variabilität komplexer mikrometeorologischer Parameter ist neben der zeitlichen auch eine ausreichende qualitative Homogenität der zugrundeliegenden Daten. Insbesondere die Untersuchung des Einflusses anthropogener Eingriffe in die Bestandesstruktur (Durchforstungen) führte aufgrund der vorhandenen Datengrundlage sowie der Methodik von Durchforstungen im Hartheimer Kiefernwald nicht zu befriedigenden Resultaten.

Vor dem Hintergrund ihrer Rolle im Wasser- und Nährstoffhaushalt stellen langfristige Veränderungen der Verdunstung eines Waldes das Resultat verschiedener, komplexer Faktoren dar. Sie lassen sich nur dann beurteilen, wenn der Wasserhaushalt sowohl auf verschiedenen Zeitskalen, als auch fächerübergreifend vergleichend analysiert wird, um forsthydrologische Konsequenzen von Klimaveränderungen zu quantifizieren und zukünftige klimaabhängige Rahmenbedingungen für das Wachstum und die Vitalität von Waldökosystemen zu charakterisieren.

Für eine prozessorientierte Charakterisierung eines Waldökosystems und die Prognose möglicher Auswirkungen sowohl durch forstwirtschaftliche Eingriffe als auch durch Klimaänderungen auf ein solches Wirkungsgefüge sind neben der langfristigen Messung meteorologischer und forsthydrometeorologischer Parameter weitere intensive, interdisziplinäre Untersuchungen des Stoffhaushalts sowie die Auswirkungen sich ändernder klimatologischer Randbedingungen auf diesen Stoffhaushalt von fundamentaler Bedeutung.

Eine Voraussetzung dafür ist die objektive Einordnung des Untersuchungsstandorts in den regionalen Landschaftskontext und die Überprüfung seiner ausreichenden Repräsentativität. Unter diesem Gesichtspunkt kommt dem Hartheimer Kiefernwald mit seiner spezifischen Bestandesentwicklung und -struktur sowie seinen Wasserhaushaltsbedingungen eher die Rolle eines Laboratoriums für die Entwicklung und Überprüfung von forst- und mikrometeorologischer sowie forstökologischer Methoden zu. Da der Hartheimer Kiefernwald auf einem Trockenstandort in der südlichen Oberrheinebene mit ihren charakteristischen klimatischen Randbedingungen stockt, besitzt die Forstmeteorologische Messstelle Hartheim einen Modellcharakter für die von verschiedenen globalen und regionalen Klimamodellen prognostizierten Klimaszenarien in Mitteleuropa. Daher bietet sich dieser Standort für weitere Untersuchungen experimenteller und modellmäßiger Art an, um ein tieferes Verständnis für die Auswirkungen möglicher Klimaentwicklungen auf Waldökosysteme zu gewinnen. Zusätzlich weist die Forstmeteorologische Messstelle Hartheim, im Gegensatz zu den meisten anderen vergleichbaren forstmeteorologischen Messstandorten, eine einheitliche Vegetationsbedeckung und eine hohe orographische Homogenität auf. Dies sind essentielle Voraussetzungen für ausreichend genaue mikrometeorologische Untersuchungen zum Energie- und Stoffhaushalt eines Waldes auf Bestandesebene.

7 Literatur

- Adrian G, 1992: Wake flows in the Upper Rhine Valley. *Beitr. Phys. Atmosph.* 65, 147-156.
- Arya SPS, 1988: Introduction to Micrometeorology. International Geophysics Series 42. Academic press. London pp 307.
- Aubinet M, Grelle A, Ibrom A, Rannik Ü, Moncrieff J, Foken T, Kowalski AS, Martin P, Berbigier P, Bernhofer C, Clement R, Elbers I, Granier A, Gruenwald T, Morgenstern K, Pilegaard K, Rebmann C, Snijders W, Valentini R, Vesala T, 2000: Estimates of the annual net carbon and water exchange of European forests: the EUROFLUX methodology. *Advances in Ecological Research* 30, 113-175.
- Baldocchi DD, Vogel CA, 1996: Energy and CO₂ flux densities above and below a temperate broad-leaved forest and a boreal pine forest. *Tree Physiol.* 16, 5-16.
- Baldocchi DD, Vogel CA, Hall B, 1997: Season variation of energy and water vapor exchange rates above and below a boreal jack pine forest. *J. Geophys. Res.* 102, 939-951.
- Baldocchi DD, Meyers T, 1998: On using eco-physiological, micrometeorological and biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapor and trace gas fluxes over vegetation: A perspective. *Agric. Forest Meteorol.* 90, 1-25.
- Baldocchi DD, Verma SB, Rosenberg NJ, 1983: Characteristics of Air Flow Above and Within Soybean Canopies. *Boundary-Layer Meteorology* 25, 43-54.
- Baldocchi DD, Falge E, Gu L, Olson R, Hollinger D, Running S, Anthoni P, Bernhofer C, Davis K, Fuentes J, Goldstein A, Katul G, Law B, Lee X, Mahli Y, Meyers T, Munger W, Oechel W, Paw U C, Pilegaard K, Schmid HP, Valentini R, Verma S, Vesala T, Wilson K, Wolfy S, 2001: FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor and energy flux densities. *Bull. Amer. Meteor. Society* 82, 2415-2435.
- Barr AG, King KM, Gillespie TJ, den Hartog G, Neumann HH, 1994: A comparison of Bowen ratio and eddy correlation sensible and latent heat flux measurements above deciduous forest. *Boundary-Layer Meteorology* 71, 21-41.
- Baums A, Grünwald Th, Neumann U, Bernhofer C, 2001: Integration der Kohlenstoffsimulation in das hydrologische Modell BROOK90 - Parameterisierung und Sensitivitätsanalyse. *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik* Nr. 27.
- BayFORKLIM, 1999: Klimaänderungen in Bayern und ihre Auswirkungen. Abschlussbericht des Bayerischen Klimaforschungsverbundes. München. pp 100
- Bernhofer C, 1992: Estimating forest evapotranspiration at a non-ideal site. *Agric. Forest Meteorol.* 60, 17-32.
- Bernhofer C, Blanford J, Siehwolf R, Wedler M, 1996: Applying single and two layer canopy models to derive conductances of a Scots pine plantation from micrometeorological measurements. *Theor. Appl. Climatol.* 53, 95-104.
- Bernhofer C, Aubinet M, Clement R, Grelle A, Grünwald T, Ibrom A, Jarvis P, Rebmann C, Schulze ED, Tenhunen JD, 2003: Spruce forests (Norway and Sitka spruce, including Douglas fir): Carbon and water fluxes and balances, ecological and ecophysiological determinants. In: Valentini R (ed.): *Biospheric Exchanges of Carbon, Water and Energy of European Forests*, Ecological Studies 163, 99-124, Springer, Berlin Heidelberg.
- Berz G, 1969: Untersuchungen zum Wärmehaushalt der Erdoberfläche und zum bodennahen atmosphärischen Transport. *Wiss. Mitt. Meteor. Inst. Univ. München* 16.

- Bowen IS, 1926: The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review* 27, 779-787.
- Braun P, Maurer B, Müller G, Heinemann G, Simmer C, 2001: An integrated approach for the determination of regional evapotranspiration using mesoscale modelling, remote sensing and boundary layer measurements. *Meteorol. Atmos. Phys.* 76, 83-105.
- Brotzge J, Crawford K, 2003: Examination of the surface energy budget: a comparison of eddy correlation and bowen ratio measurement systems. *J. Hydrometeorol.* 4, 160-178.
- Brugger U, 2002: Langzeitliche Entwicklung von Lufttemperatur und Niederschlag als forstmeteorologische Kenngrößen in Baden-Württemberg. Diplomarbeit, Forstwiss. Fak. Univ. Freiburg, 2002.
- Brunt D, 1932: Notes on radiation in the atmosphere. *Quart. J. R. Met. Soc.* 58, 389-420.
- Brutsaert W, 1975: On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research* 11, 742-744.
- Brutsaert W, 1982: Evaporation in the atmosphere. Theory, history and applications. Reidel. Dordrecht. pp 299.
- Businger JA, Wyngaard JC, Izumi Y, Bradley EF, 1971: Flux-Profile Relationships in the atmospheric surface layer. *Journal of the Atmospheric Sciences* 28, 181-189.
- Carlson RE, Enz JW, Baker DG, 1994: Quality and variability of long-term climate data relative to agriculture. *Agric. Forest Meteorol.* 69, 61-74.
- Cellier P, Brunet Y, 1992: Flux-gradient relationships above tall plant canopies. *Agric. Forest Meteorol.* 58, 93-117.
- De Bruin HAR, Moore CJ, 1985: Zero-plane displacement and roughness length for tall vegetation, derived from simple mass conservation hypothesis. *Boundary-Layer Meteorology* 31, 39-49.
- De Bruin HAR, Van den Hurk BJM, Kroon LJM, 1999: On the temperature-humidity correlation and similarity. *Boundary-Layer Meteorology* 93, 453-468.
- Denmead OT, Bradley EF, 1985: Flux-Gradient relationships in a forest canopy. In: Hutchinson BA, Hicks BB (eds): *The Forest-Atmosphere Interaction*. Reidel. Dordrecht, 421-442.
- Dyer A J, 1974: A review of flux-profile relationships. *Boundary-Layer Meteorology* 7, 363-372.
- DWD, 2003a: Witterungsreport Juni 2003.
- DWD, 2003b: Witterungsreport August 2003.
- Falge E, Tenhunen J, Aubinet M, Bernhofer C, Clement R, Granier A, Kowalski A, Moors E, Pilegaard K, Rannik Ü, Rebmann C, 2003: A model-based study of carbon fluxes at ten european forest sites. In: Valentini R (ed.): *Fluxes of Carbon, Water and Energy of European Forests*. Ecological Studies 163, 151-177 .
- Federer CA, 1995: A simulation model for evaporation, soil water, and streamflow, Version 3.1. Computer free-ware and documentation. USDA Forest Service, Durham.
- Feigenwinter C, Bernhofer C, Vogt R, 2004: The influence of advection on the short term CO₂-budget in and above a forest canopy. *Boundary-Layer Meteorology* 113, 201 – 224.
- Fiedler, F.(ed), 1995: *Klimaatlas Oberrhein Mitte-Süd, Atlas climatique du fossé Rhénan méridional*. Atlas und Textband, Zürich, Offenbach, Straßburg. 1-5, pp 212.
- Foken T, 1990: Turbulenter Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Unterlage. Methoden, messtechnische Realisierung, sowie ihre Grenzen und Anwendungsmöglichkeiten. Ber. DWD 180.
- Foken T, 2004: *Angewandte Meteorologie. Mikrometeorologische Methoden*, Springer, Berlin, pp 289.

- Foken T, Wichura B, 1996: Tools for quality assessment of surface-based measurement. *Agric. Forest Meteorol.* 78, 83-105.
- Foken T, Richter S, Müller H, 1997: Zur Genauigkeit der Bowen-Ratio-Methode, *Wetter und Leben* 49, 57-77.
- Fraser AI, 1962: Wind tunnel studies of the forces acting on the crowns of small trees. *Rep. Forest. Res. U.K.* 1962, 17, 37-44.
- Fritsch J, 1998: Energiebilanz und Verdunstung eines bewaldeten Hanges im Hochschwarzwald. *Ber. Meteor. Inst. Univ. Freiburg* Nr. 1.
- Fritschen L, Simpson J, 1989: Surface energy and radiation balance systems: general description and improvements. *J. Appl. Meteorol.* 28, 680-689.
- Frühauf C, 1998: Verdunstungsbestimmungen von Wäldern am Beispiel eines Fichtenbestandes im Tharandter Wald. *Tharandter Klimaprotokolle* Nr 1.
- Frühauf C, Bernhofer C, 1996: Vergleich verschiedener Bestimmungsmethoden für die Evapotranspiration am Beispiel des Ökologischen Meßfeldes im Tharandter Wald. *Wiss. Z. Techn. Univ. Dresden* 45, 68-72.
- Garratt JR, 1992: *The Atmospheric Boundary Layer*. Cambridge atmospheric and space science series. Cambridge University Press, Cambridge, pp 316.
- Garratt JR, 1978: Flux-profile relations above tall vegetation. *Quart. J. R. Met. Soc.* 104, 199-211.
- Garratt, JR, 1990: The internal boundary layer-a review. *Boundary-Layer Meteorology* 50, 171-203.
- Garthe HJ, 1985: Über das langjährige Verhalten der Energiehaushaltskomponenten eines mitteleuropäischen Kiefernwaldes. *Diss. Geowiss. Fak. der Uni Freiburg/Br.*
- Gay L, Vogt R, Bernhofer C, Blanford J, 1996a: Flux agreement above a Scots pine plantation. *Theor. Appl. Climatol.* 53, 33-48.
- Gay L, Vogt R, Kessler A, 1996b: The May-October energy budget of a Scots pine plantation at Hartheim, Germany. *Theor. Appl. Climatol.* 53, 79-94.
- Geyer O, Gwinner M, 1991: *Geologie von Baden-Württemberg*. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Gilgen H, Whitlock CH, Koch F, Müller G, Ohmura A, Steiger D, Wheeler R, 1994: Technical plan for BSRN (Baseline Surface Radiation Network) data management. *World Radiation Monitoring Centre (WRMC), Technical Report 1. Publ. WMO/TD No.443*, pp 57.
- Goldstein AH, Hultman NE, Fracheboud JM, Bauer MR, Panek JA, Xu M, Qi, Y, Guenther AB, Baugh W, 2000: Effects of climate variability on the carbon dioxide, water, and sensible heat fluxes above a ponderosa pine plantation in the Sierra Nevada (CA). *Agric. Forest Meteorol.* 101, 113-129.
- Hädrich F, 1979: Der Wasserhaushalt einer Zweischicht-Pararendzina unter Kiefernjungbeständen im Trockengebiet am südlichen Oberrhein. *Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* 29, 149-158.
- Hädrich F, Stahr K, 1992: Die Böden in der Umgebung von Freiburg i. Br. *Freiburger Geographische Hefte* 36, 129-195.
- Haenel HD, 1993: Surface-layer profile evaluation using a generalization of Robinson's method for determination of d and z_0 . *Boundary-Layer Meteorology* 65, 55-67.
- Hammel K, Kennel M, 2001: Charakterisierung und Analyse der Wasserverfügbarkeit und des Wasserhaushalts von Waldstandorten in Bayern mit dem Simulationsmodell BROOK90. *Forstwissenschaftliche Fakultät der Universität München und Bayerische Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft, Freising.*

- Handorf D, 1996: Zusammenstellung von Qualitätstest zur Anwendung für die Profilmessungen an den LIT-FASS-Monitoringstationen und auf dem Gemeinsamen Messfeld (GM). MOL2-Info Nr.9, Lindenberg.
- Hanks RJ, 1992: Applied soil physics. Springer. New York, pp 159
- Heiderich SU, 1989: Die Bedeutung und Verwendung von Blattflächenindex und Blattflächendichte unter besonderer Berücksichtigung der Forstmeteorologie, nebst einer praktischen Bestimmung dieser Größen in einem Kiefern-Bestand (*Pinus sylvestris* L.). Dipl. Arb. Geowiss. Fak. Univ. Freiburg.
- Högström U, 1988: Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: a re-evaluation. *Boundary-Layer Meteorology* 42, 55-78.
- Högström U, 1996: Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorology* 78, 215-246.
- Högström U, Bergström H, Smedman AS, Halldin S, Lindroth A, 1989: Turbulent exchange above a pine forest, I: fluxes and gradients. *Boundary-Layer Meteorology* 49, 197-217.
- Hoppe AH, 1991: Das Markgräflerland: Entwicklung und Nutzung einer Landschaft, Ber. D. Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br. 81, pp 218.
- Hurtalova T, Matejka F, Janous D, Roznovsky J, 2001: Parameterization of exchange processes over a young spruce forest zero-plane displacement and dynamic roughness length. EGS XXVI General Assembly, Nice, France, March 2001.
- Ibrom A, Schuetz C, Tworek T, Morgenstern K, Oltechev A, Falk M, Constantin J, Gravenhorst G, 1996: Eddy-correlation measurements of the fluxes of CO₂ and H₂O above a spruce stand. *Phys. Chem. Earth* 21, 409-414.
- Idso SB, 1982: A surface air temperature response function for earth's atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology* 22, 227-232.
- Imbery F, Mayer H, 2003: Einfluss der Durchforstung eines Kiefernwaldes auf Kenngrößen des turbulenten Luftmassenaustausches. *Tharandter Klimaprotokolle* 9, 80-82.
- Imbery F, 2004: Langjährige Variabilität von waldbezogenen Oberflächenkenngrößen und ihre Ableitung aus mikrometeorologischen Daten. DACH-MT 2004. Karlsruhe, Deutschland.
- Jaeger L, 1978: Die klimatologischen Meßstation Hartheim des Meteorologischen Instituts der Universität Freiburg i.Br. *Ber. Naturf. Ges. Freiburg* 68, 47-73.
- Jaeger L, Holzkämper S, 2000: Die Bestimmung der Evapotranspiration mit mikrometeorologischen und tra- cerhydrologischen Methoden am Beispiel eines Kiefernwaldes am südlichen Oberrhein. *Ber. Meteor. Inst. Univ. Freiburg* Nr. 5, 85-95.
- Joss U, Graber W, 1996: Profiles and simulated exchange of H₂O, O₃, NO₂ between the atmosphere and the HartX Scots Pine Plantation. *Theor. Appl. Climatol.* 53, 157-172.
- Kaimal JC, Finnigan JJ, 1994: Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement. Oxford University Press, New York, pp 289.
- Kennel M, 1998: Modellierung des Wasser- und Stoffhaushaltes von Waldökosystemen-Fallstudien: Forsthydrologisches Forschungsgebiet Krofdorf, Referenzeinzugsgebiet Grosse Ohe. Forstwissenschaftliche Fakultät der Universität München und Bayerische Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft, Freising.
- Kessler A, Jaeger L, 1999: Long-term changes in net radiation and its components above a pine forest and a grass surface in Germany. *Int. J. Climatol.* 19, 211-226.

- Kessler A, Jaeger L, 2003: Analysis of long time series of long-wave radiation fluxes above a pine forest. *Theor. Appl. Climatol.* 74, 179-189.
- Kessler A, Müller R, Jaeger L, 1988: Der Wasserhaushalt eines Kiefernwaldes und seine Wechselwirkungen mit dem Energiehaushalt. *Erdkunde* 42, 177-188.
- Kirchgäßner A, 2001: Phänoklimatologie von Buchenwäldern im Südwesten der Schwäbischen Alb. Diss. Fakultät für Forst- und Umweltwissenschaften der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.Br.
- Kohler M, Matzarakis A, Mayer H, 1999: Turbulenter Luftmassenaustausch über einem Kiefernwald. *Annal. Meteorol.* 39, 51-53.
- Kohler M, Mayer H, 2000: Turbulenter Luftmassenaustausch zur Flussbestimmung von Spurenstoffen über einem Kiefernwald (Hartheim). Abschlussbericht zum Vorhaben LT2 C. 6. Meteorologisches Institut der Universität Freiburg.
- Königer P, 2002: Tracerhydrologische Ansätze zur Bestimmung der Grundwasserneubildung an einem Trockenstandort. Diss. Geowiss. Fak. Univ. Freiburg. Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg i.Br.
- Königer P, Uhlenbrook S, Leibundgut Ch, Jaeger L, Mayer H, 2001: Isotope hydrological investigation on groundwater origin in the flood plain of the Upper Rhine Valley. In: Seiler, KP, Wohnlich S (eds): *New approaches characterizing groundwater flow*. Sweets & Zeitlinger. Amsterdam, 363-366.
- Köstner B, Biron P, Siegwolf R, Granier A, 1996: Estimates of water vapour flux and canopy conductance of Scots pine at the tree level utilizing different xylem sap flow methods. *Theor. Appl. Climatol.* 53, 105-114.
- Kraus H, 1970: Die Energieumsätze in der bodennahen Atmosphäre. *Ber. DWD* 117.
- Künstle E, Mitscherlich G, Hädrich F, 1979: Gaswechseluntersuchungen in Kiefernbeständen im Trockengebiet der Oberrheinebene. *Allg. Forst- u. Jagdz.* 150, 205-228.
- Kunz E, 1987: Von der Tulla'schen Rheinkorrektur bis zum Oberrheinausbau-150 Jahre Eingriff in ein Naturstromregime. In: Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (ed): *Führer durch Natur- und Landschaftsschutzgebiete Baden-Württembergs Nr. 2: Naturschutzgebiet Limberg am Kaiserstuhl*, 193-217.
- Laubach J, Raschendorfer M, Kreilein H, Gravenhorst G, 1994: Determination of heat and water vapour fluxes above a spruce forest by eddy correlation. *Agric. Forest Meteorol.* 71, 373-401.
- Lee R, 1978: *Forest microclimatology*. New York, Columbia University Press.
- Lee X, Black TA, 1993a: Atmospheric turbulence within and above a Douglas-Fir stand. Part I: Statistical properties of the velocity field. *Boundary-Layer Meteorology* 64, 149-174.
- Lee X, Black TA, 1993b: Atmospheric turbulence within and above a Douglas-fir stand. Part II: Eddy fluxes of sensible heat and water vapour. *Boundary-Layer Meteorology* 64, 369-389.
- Lindner M, Bugmann H, Lasch P, Flechsig M, Cramer W, 1997: Regional impacts of climatic change on forests in the state of Brandenburg, Germany. *Agric. Forest Meteorol.* 84,123-135.
- Lindroth A, 1984: Gradient distribution and flux relations over a rough forest. *Q. J. R. Met. Soc.* 110, 553-563.
- Lindroth A, Iritz Z, 1993: Surface energy budget dynamics of short-rotation willow forest. *Theor. Appl. Climatol.* 47, 175-185.
- Mahrt L, 2000: Surface heterogeneity and vertical structure of the boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology* 96, 33-62.
- Malek, E, 1993: Comparison of the Bowen Ratio-Energy Balance and stability-corrected aerodynamic methods for measurement of evapotranspiration. *Theor. Appl. Climatol.* 48, 167-178.
- Mayer H, 1987: Wind-induced tree sways. *Trees* 1, 195-206.

- Mayer H, Jaeger L, Matzarakis A, Fernbach G, Redepenning D, 2000: Forstmeteorologische Messstelle Hartheim des Meteorologischen Institutes der Universität Freiburg. Ber. Meteor. Inst. Univ. Freiburg Nr. 5, 55-83.
- Meek DW, Hatfield JL, 1994: Data quality checking for single station meteorological databases. Agric. Forest Meteorol. 69, 85-109.
- Meynen E, Schmihüsen J, 1962: Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands. Bundesanstalt für Landeskunde und Raumforschung, Bad Godesberg.
- Monteith, JL, 1973: Principles of environmental physics. Elsevier. London, pp 241.
- Moore KE, Fitzjarrald DR, Sakai RK, Goulden ML, Munger JW, Wofsy SC, 1996: Seasonal variation in radiative and turbulent exchange at a deciduous forest in central Massachusetts. J. Appl. Meteorol. 35, 122-134.
- Morton FI, 1984: What are the limits on forest evaporation. Journal of Hydrology 74, 373-398.
- Nieuwstadt FTM, 1978: The computation of the friction velocity u_* and the temperature scale T^* from temperature and wind profiles by last square methods. Boundary-Layer Meteorology 14, 235-246.
- Ohmura A, 1982: Objective Criteria for rejecting data for bowen ratio flux calculations. J. Appl. Met. 21, 595-598.
- Oke T, 1987: Boundary layer climates. Second edition, University Press. Cambridge, pp 435.
- Panofsky HA, Dutton JA, 1984: Atmospheric turbulence - models and methods for engineering applications. New York, pp 397.
- Parlow E, 1983: Geländeklimatologische Untersuchungen im Bereich der Staufener Bucht unter besonderer Berücksichtigung lokaler Ausgleichsströmungen. Diss. Freiburger Geographische Hefte 20. Geowiss. Fak. Univ. Freiburg .
- Parlow E, Rosner H, 1997: Das Klima des Oberrheingrabens. Freiburger Geographische Hefte 36, 111-124.
- Philipona R, Fröhlich C, Betz C, 1995: Characterization of pyrgeometers and the accuracy of atmospheric long-wave radiation measurements. Applied Optics 34, 1598-1605.
- Pichler H, 1997: Dynamik der Atmosphäre. Spektrum. Berlin, pp 571.
- Press WH, Flannery BP, Teukolsky SA , Vetterling WA , 1992: Numerical Recipes in C: The Art of Scientific Computing. Cambridge University Press. Cambridge, pp 1020.
- Raupach MR, 1994: Simplified expressions for vegetation roughness length and zero-plane displacement as functions of canopy height and area index. Boundary-Layer Meteorology 71, 211-216.
- Reif A, 1996: Vegetation der Trockenaue am Oberrhein zwischen Müllheim und Breisach. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i.Br. 84/85, 81-150.
- REKLIP, 1996: interner Arbeitsbericht.
- Robinson SM, 1961: A method of machine computation of wind profile parameters. In: Lettau, H (Ed), Studies of the three-dimensional structure of the planetary boundary-layer. University of Wisconsin, Madison, 63-70.
- Robinson, DA, Parlagraeco J, 2002: Quality assesment of monthly temperature data. In: 13th conference on applied climatology. American Meteorological Society, Portland, Oregon.
- Rost J, 2003: Vergleichende Analyse der Energiebilanz Zweier Untersuchungsflächen der Landnutzungen "Grasland" und "Wald" in der Südlichen Oberrheinebene. Diss. Fakultät für Forst- und Umweltwissenschaften der Albert-Ludwigs-Universität. Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg i.Br.
- Schäfer, 1977: Närelementehaushalt von Kiefernjungbeständen in der südlichen Oberrheinebene. Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen 7.

- Schindler D, 2004: Characteristics of the atmospheric boundary layer over a Scots pine forest. Diss. Fakultät für Forst- und Umweltwissenschaften der Albert-Ludwigs-Universität. Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg i.Br.
- Schindler, 2003: persönliche Mitteilung.
- Schmugge THJ, Andre JC (eds), 1991: Land surface evaporation. Berlin, Springer-Verlag. pp 424.
- Schröter H, 1985: Verdunstung, Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden. Springer, Heidelberg.
- Shuttleworth WJ, Wallace, JC, 1985: Evaporation from sparse crops - an energy combination theory. Quart. J. R. Met Soc. 111, 839-855.
- Stanhill G, Cohen S, 2001: Global dimming: a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences. Agric. Forest Meteorol. 107, 255-278.
- Stull R, 1988: An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Academic Publishers. London, pp 666.
- Sturm N, 1996: Soil moisture variation and plant water stress at the Hartheim Scots pine plantation. Theor. Appl. Climatol. 53, 123-133.
- Sturm N, 1998: Steuerung, Skalierung und Umsatz der Wasserflüsse im Hartheimer Kiefernwald. Diss. Lehrstuhl für Pflanzenökologie des Bayreuther Instituts für Terrestrische Ökosystemforschung.
- Tajchman S, 1981: Comments on measuring turbulent exchange within and above forest canopy. Bull. Am. Met. Soc. 62, 1550-1559.
- Thom AS, 1971: Momentum absorption by vegetation. Quart. J. R. Met. Soc. 97, 414-428.
- Thom AS, 1975: Momentum, mass and heat exchange. in: JL Monteith (ed): Vegetation and Atmosphere. Vol. 1. London, Acad. Press, 57-109.
- Thom AS, Stewart JB, Oliver HR, Gash JHC, 1975: Comparison of aerodynamic and energy budget estimates of fluxes over a pine forest. Quart. J. R. Met. Soc. 101, 93-105.
- Van Wijk WR, de Vries DA, 1966: Periodic temperature variations in a homogenous soil. in Van Wijk, W.R. (ed.) Physics of Plant Environment. North Holland Publishing Company. Amsterdam, pp. 102-140.
- VDI, 2000: Umweltmeteorologie: Physikalische Modellierung von Strömungs- und Ausbreitungsvorgängen in der atmosphärischen Grenzschicht - Windkanalanwendungen. VDI-Richtlinie 3783 Blatt 12.
- Vickers D, Mahrt L, 1996: Quality Control and flux sampling problems for tower and aircraft data. Journal of atmospheric and oceanic technology 14, 512-526.
- Vogt R, 1988: Die aktuelle Verdunstung eines Kiefernwaldes berechnet für eineinhalb Jahre. Diplomarbeit. Inst. F. phys. Geographie der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg.
- Vogt R, 1995: Theorie, Technik und Analyse der experimentellen Flussbestimmung am Beispiel des Hartheimer Kiefernwaldes. Diss. Stratus 5. Basel.
- Vogt R, Bernhofer C, Gay L, Jaeger L, Parlow E, 1996: The available energy over a Scots pine plantation: what's up for partitioning. Theor. Appl. Climatol. 53, 23-31.
- Vogt R, Jaeger L, 1990: Evaporation from a pine forest – using the aerodynamic method and Bowen ratio method. Agric. Forest Meteorol. 50, 39-54.
- Wedler M, Heindl B, Hahn S, Köstner B, Bernhofer C, Tenhunen JD, 1996: Model-Based Estimates of Water Loss from "Patches" of the Understorey Mosaic of the Hartheim Scots Pine Plantation. Theor. Appl. Climatol. 53, 135-144.

- Wellpott A, Schindler D, Imbery F, Mayer H, 2003: Quantifizierung von Trockenstress für den Hartheimer Kiefernwald (*Pinus sylvestris* L.) mit dem Modell BROOK90. Tharandter Klimaprotokolle 9, 97-99.
- Wicke W, Bernhofer C, 1996: Energy balance comparison of the Hartheim Forest and an adjacent grassland site during the HartX Experiment. *Theor. Appl. Climatol.* 53, 49-58.
- Wieringa J, 1993: Representative roughness parameters for homogeneous terrain. *Boundary-Layer Meteorology* 63, 323-363.
- Wilson KB, Baldocchi DD, 2000: Seasonal and interannual variability of energy fluxes over a broadleaved temperate deciduous forest in North America. *Agric. Forest Meteorol.* 100, 1-18.
- Wisshak K, 1995: Evapotranspiration der Unterwuchsvegetation eines Kiefernforstes in der Oberrheinebene bei Freiburg. Diplomarbeit, BITÖK, Bayreuth.
- Zeller KF, Nikolov NT, 2000: Quantifying simultaneous fluxes of ozone, carbon dioxide and water vapor above a subalpine forest ecosystem. *Environmental Pollution* 107, 1-20.

8 Anhang

Im Anhang sind für die einzelnen Jahre im Zeitraum von 1978 bis 2003 die kombinierten Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie die Monatssummen von Niederschlag P , Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim dargestellt. Der Anhang befindet sich als pdf-Datei (ALFU2-Anhang.pdf) auf der dem Bericht beigelegten CD.

1 Anhang zum Schlussbericht des Teilprojektes ALUF2

Im folgenden sind für die einzelnen Jahre im Zeitraum von 1978 bis 2003 die kombinierten Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie die Monatssummen von Niederschlag P , Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim dargestellt.

1978

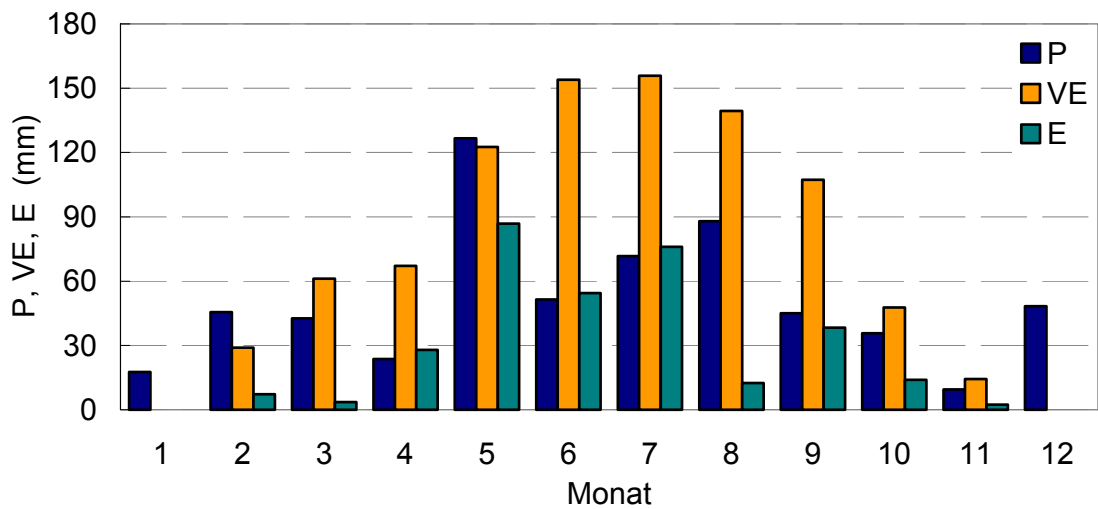
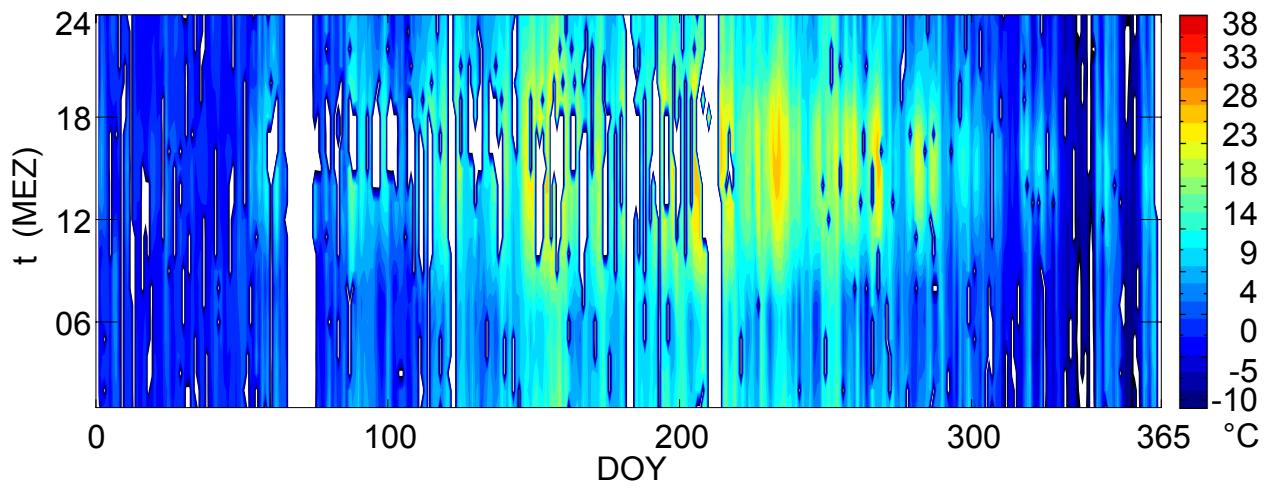
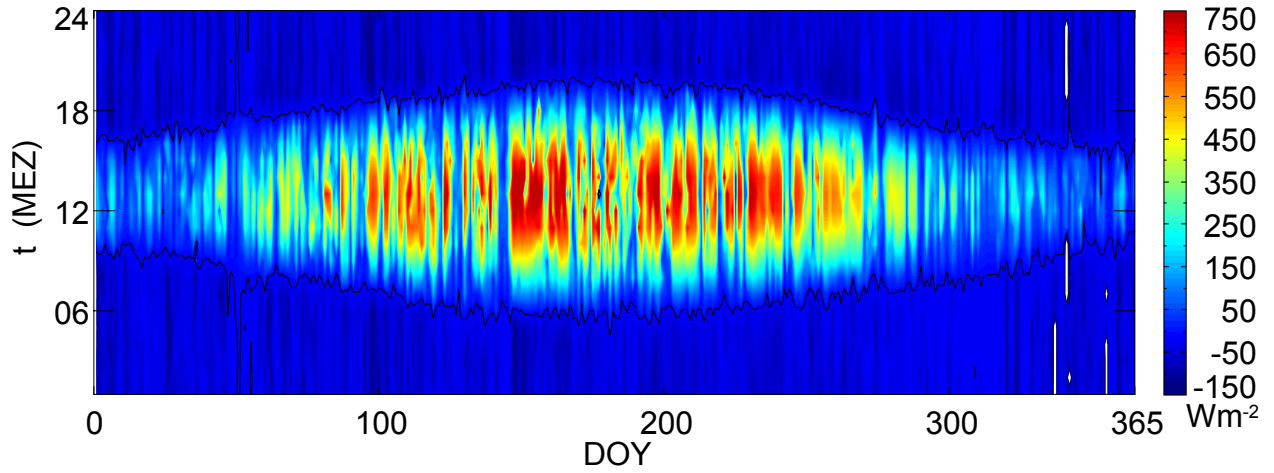


Abbildung A.1: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1978

1979

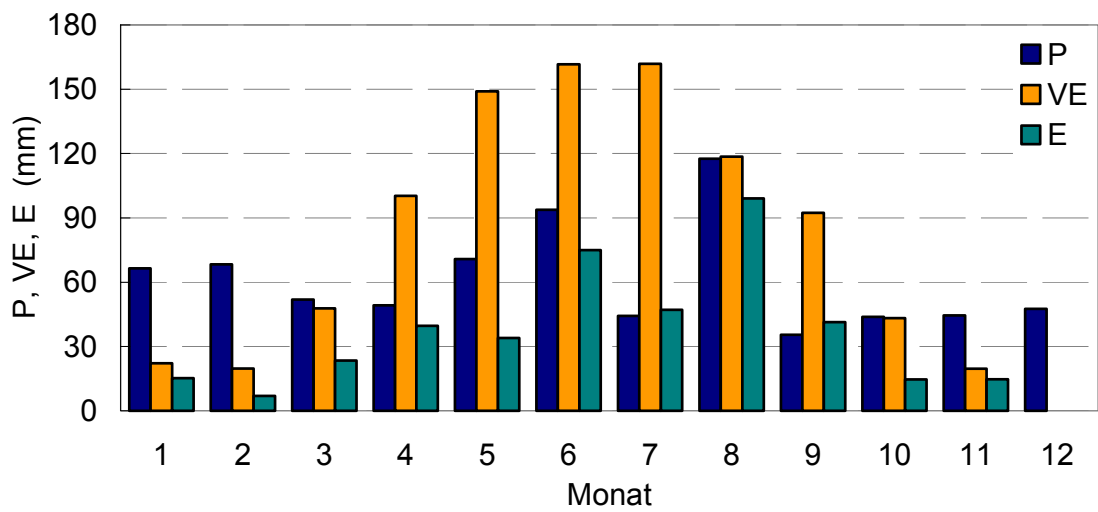
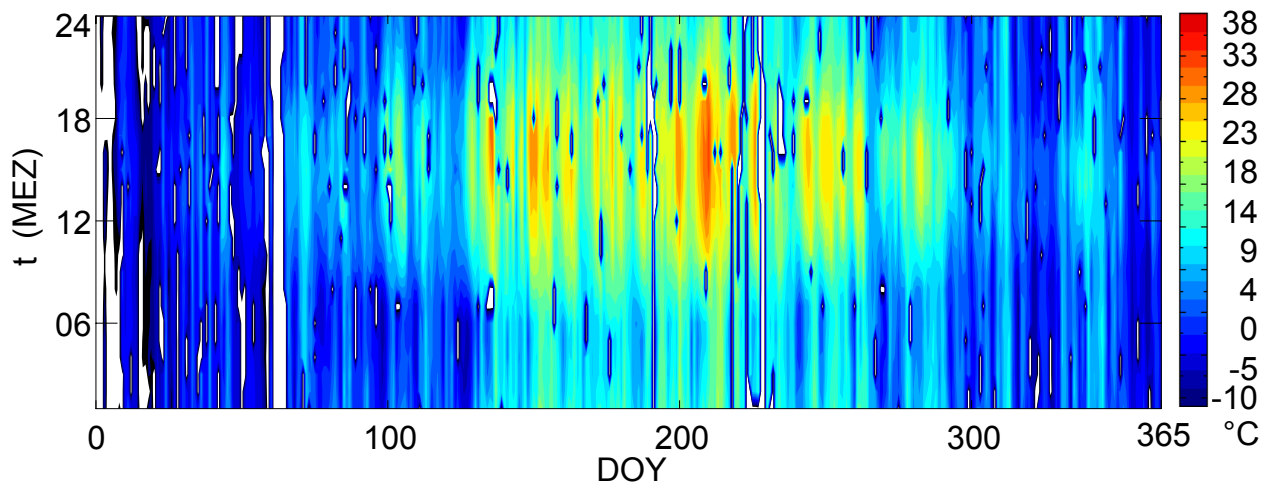
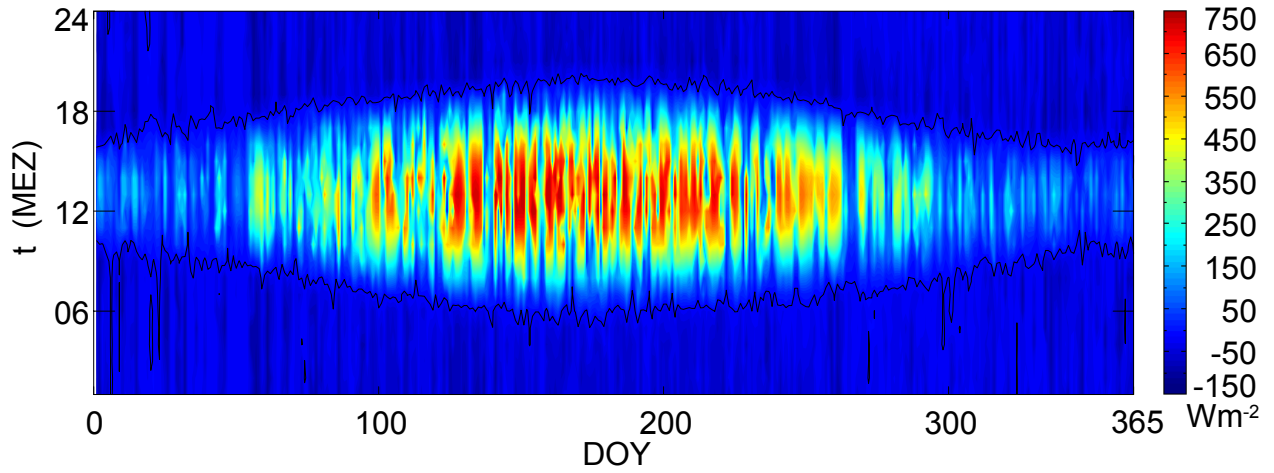


Abbildung A.2: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1979

1980

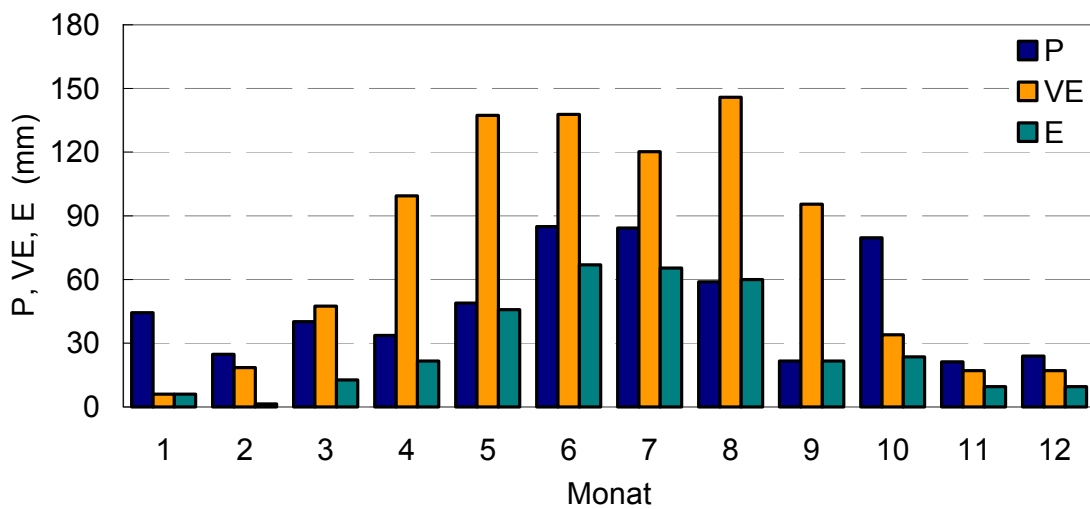
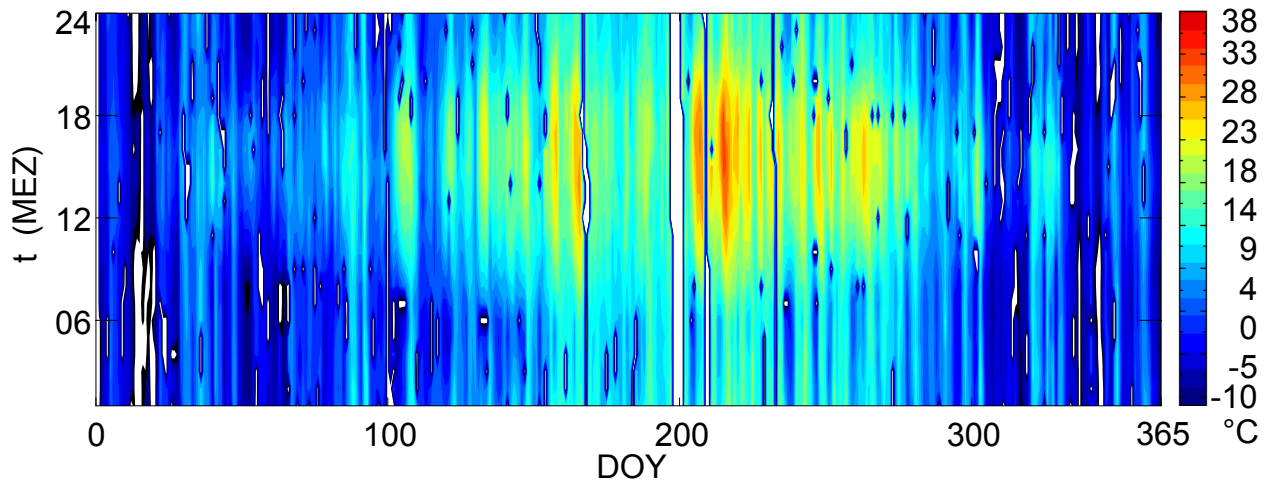
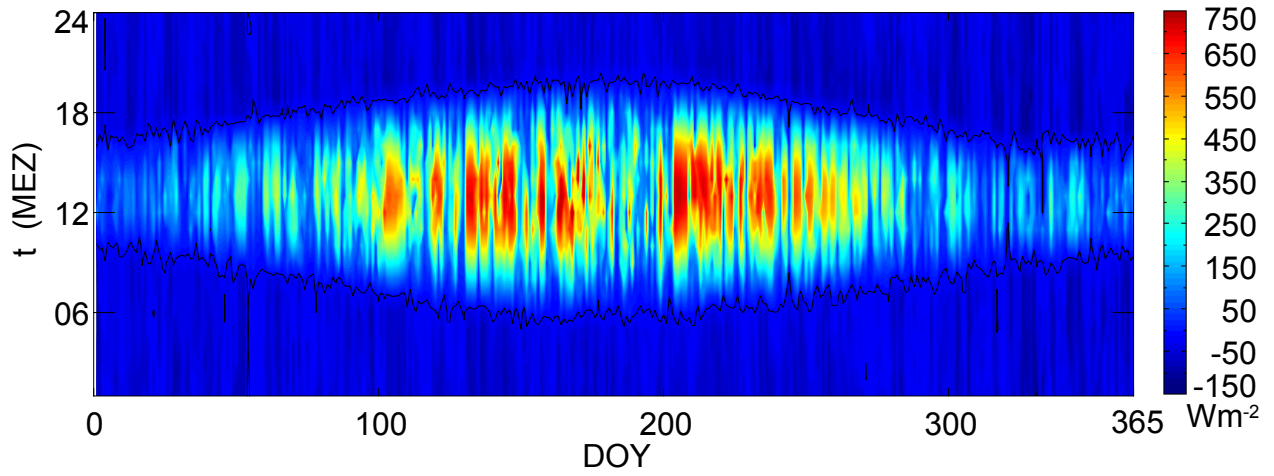


Abbildung A.3: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1980

1981

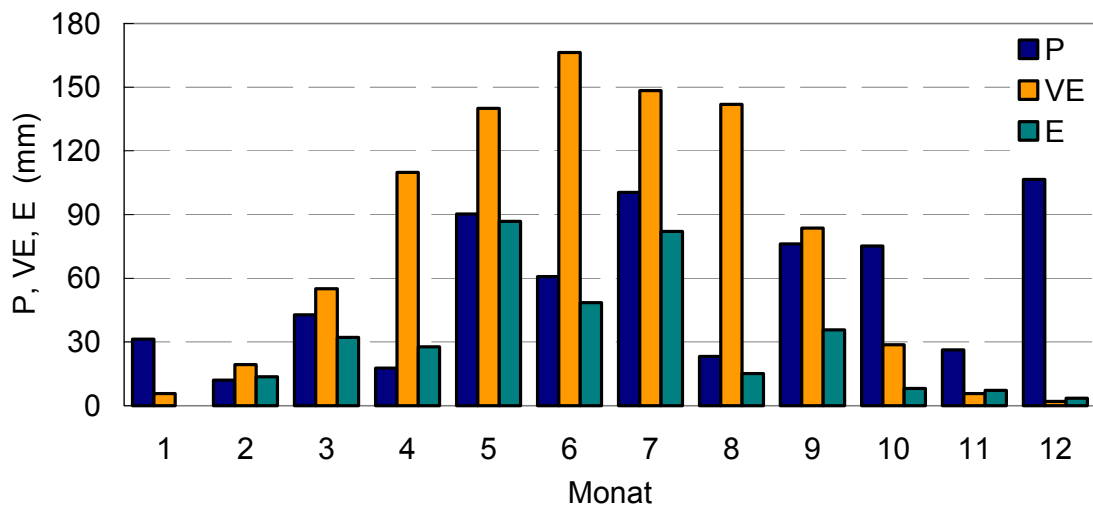
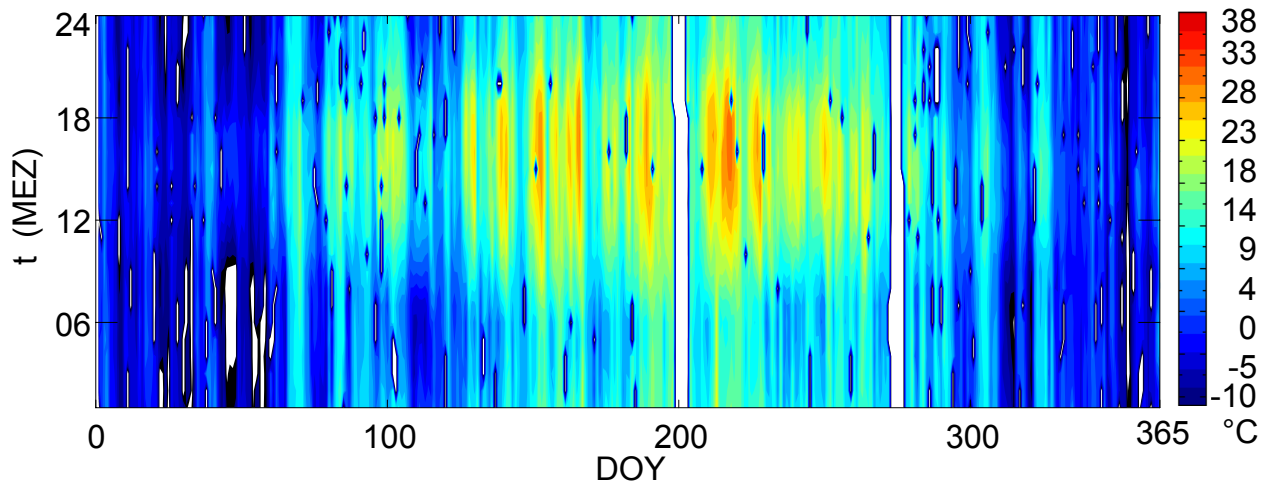
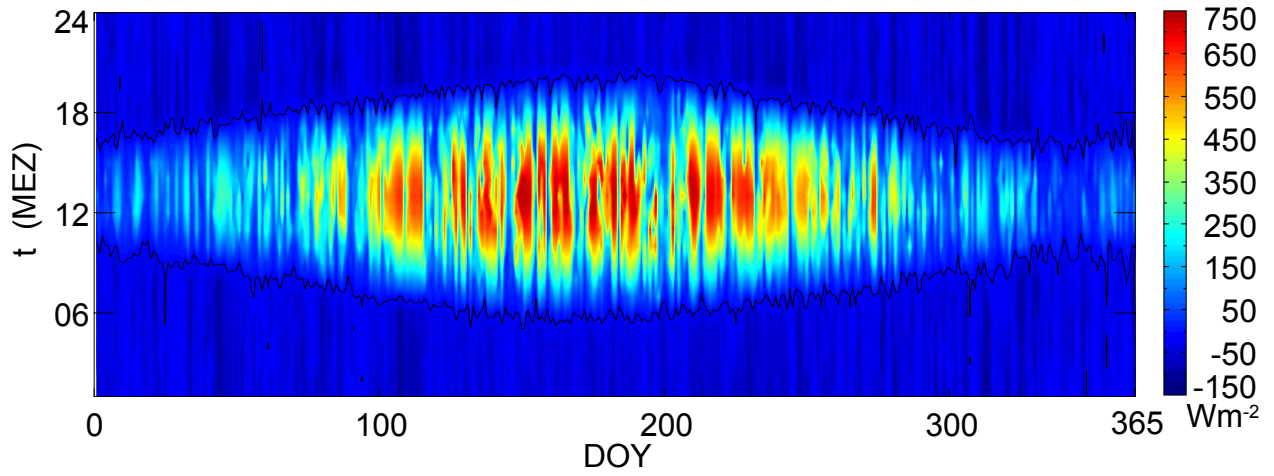


Abbildung A.4: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P , Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1981

1982

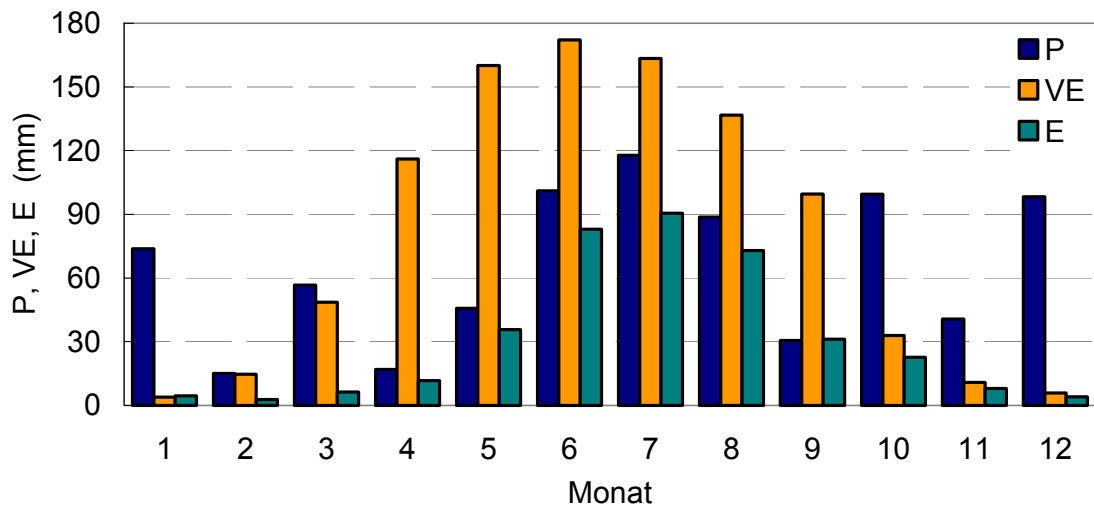
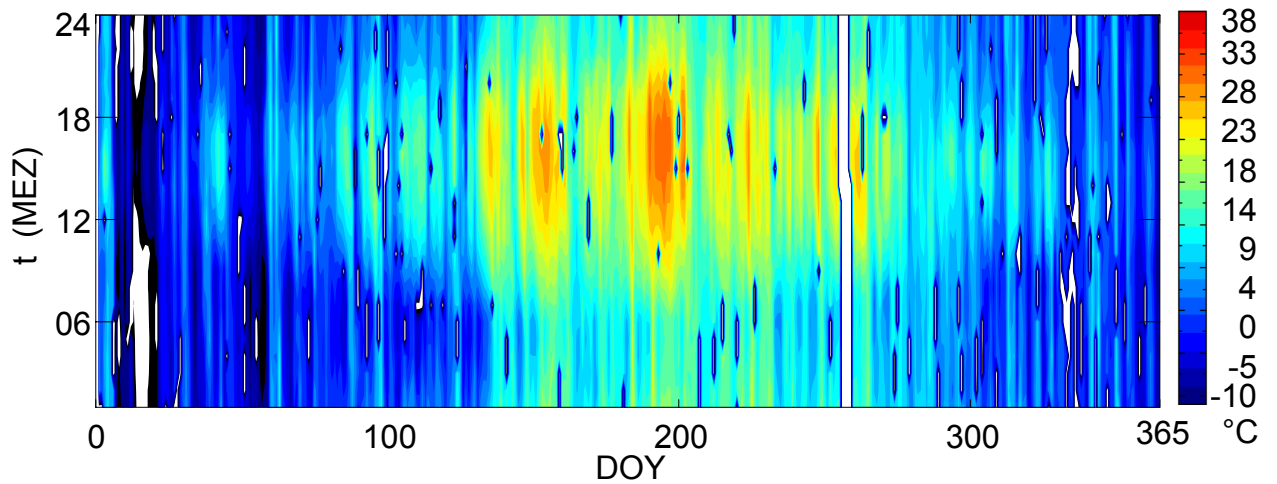
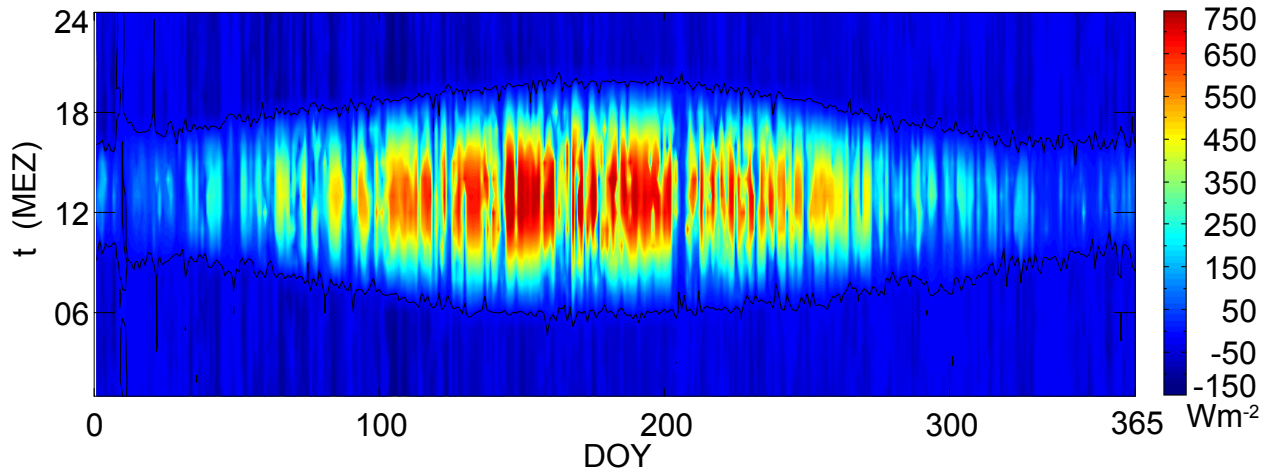


Abbildung A.5: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1982

1983

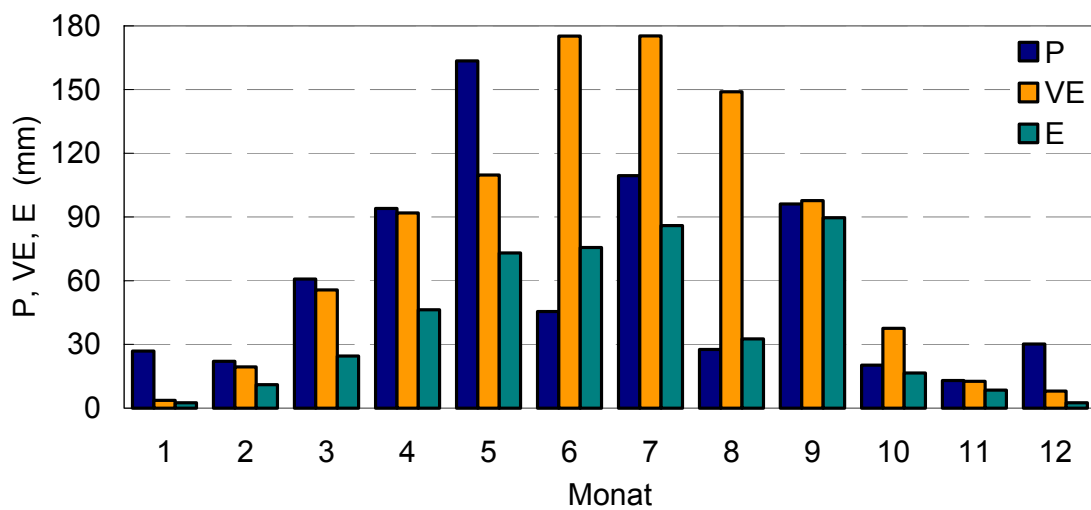
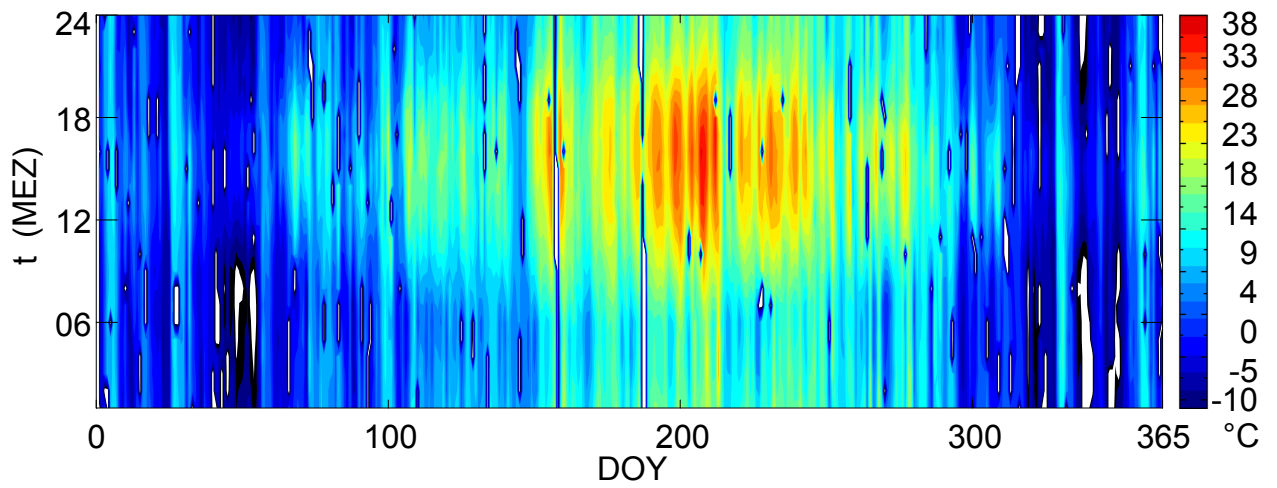
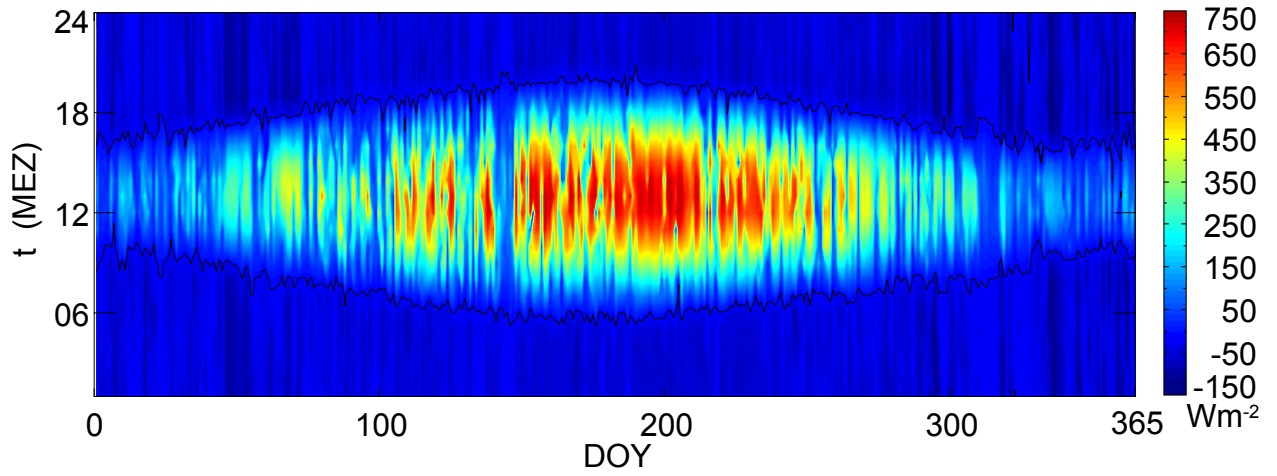


Abbildung A.6: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P , Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1983

1984

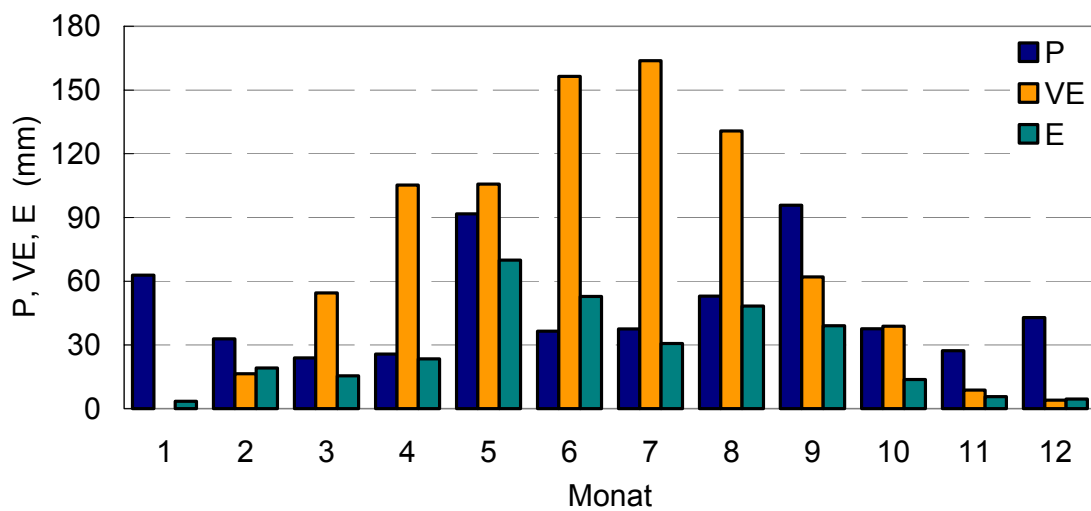
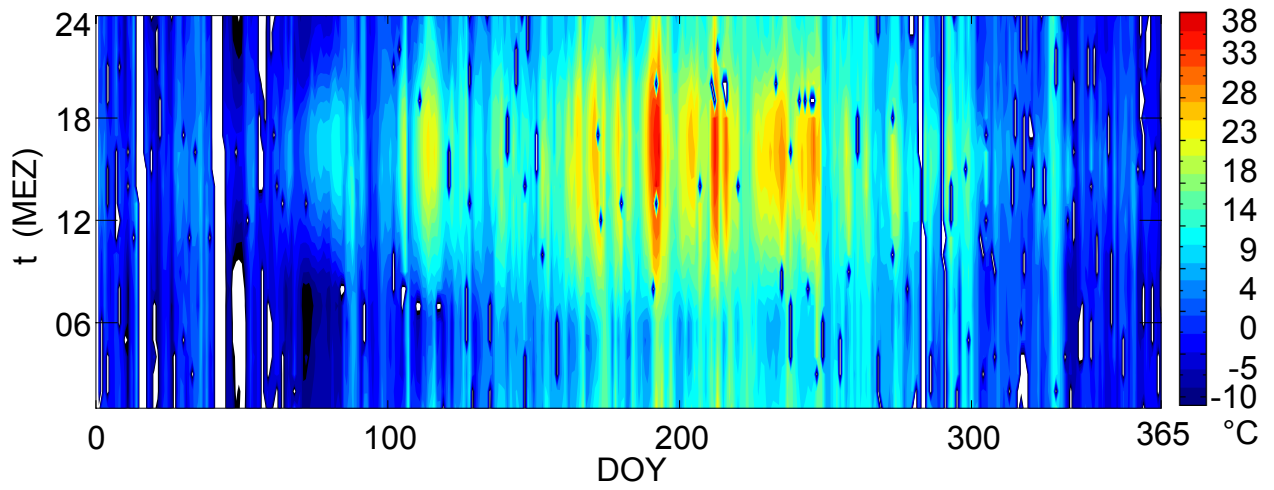
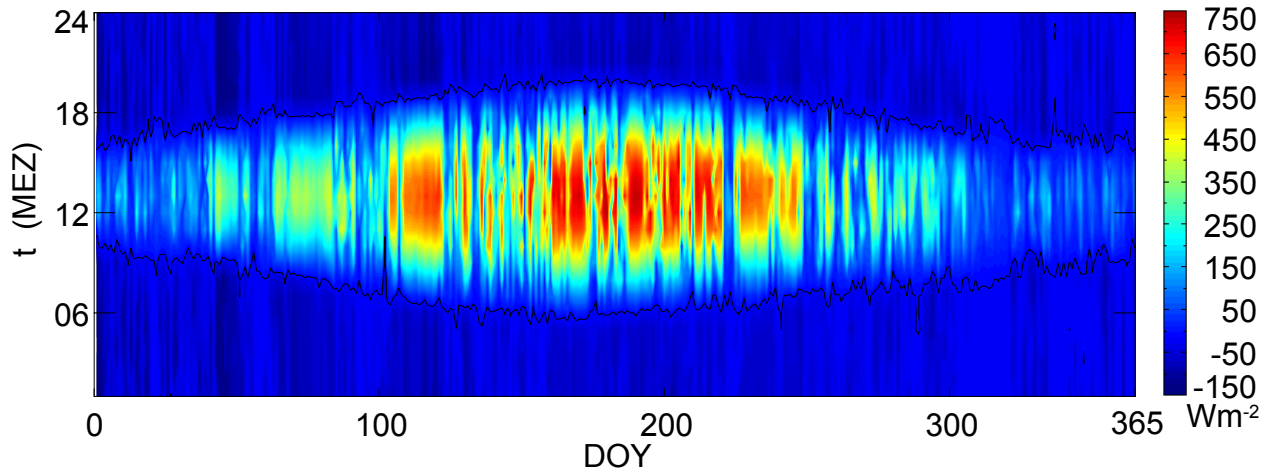


Abbildung A.7: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1984

1985

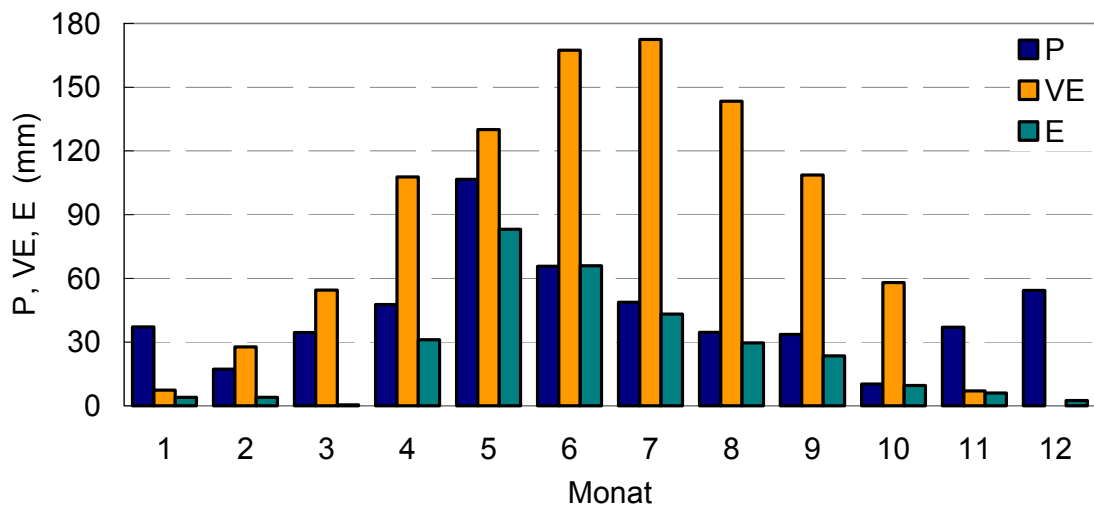
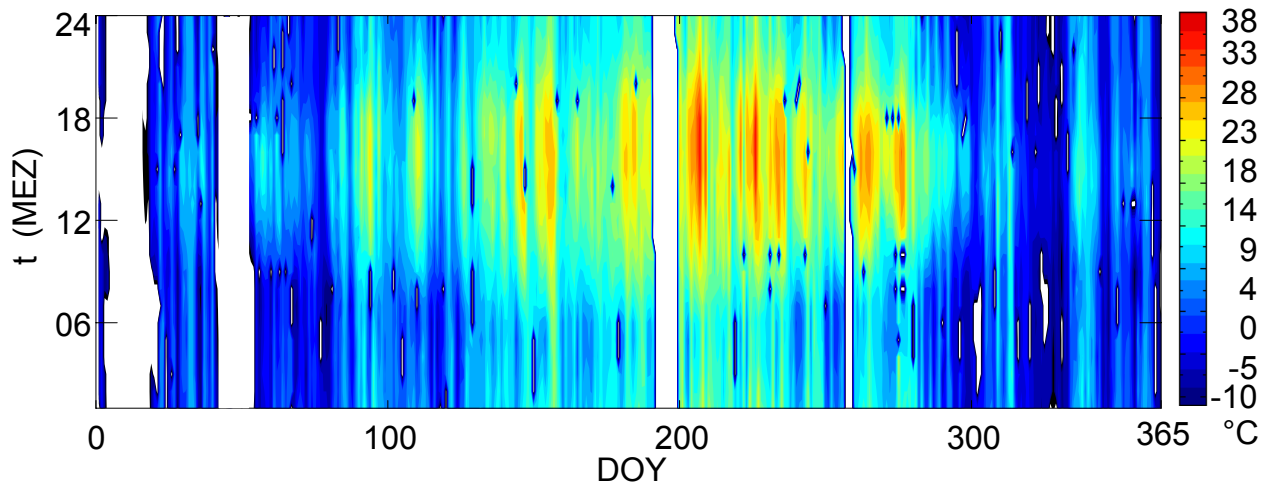
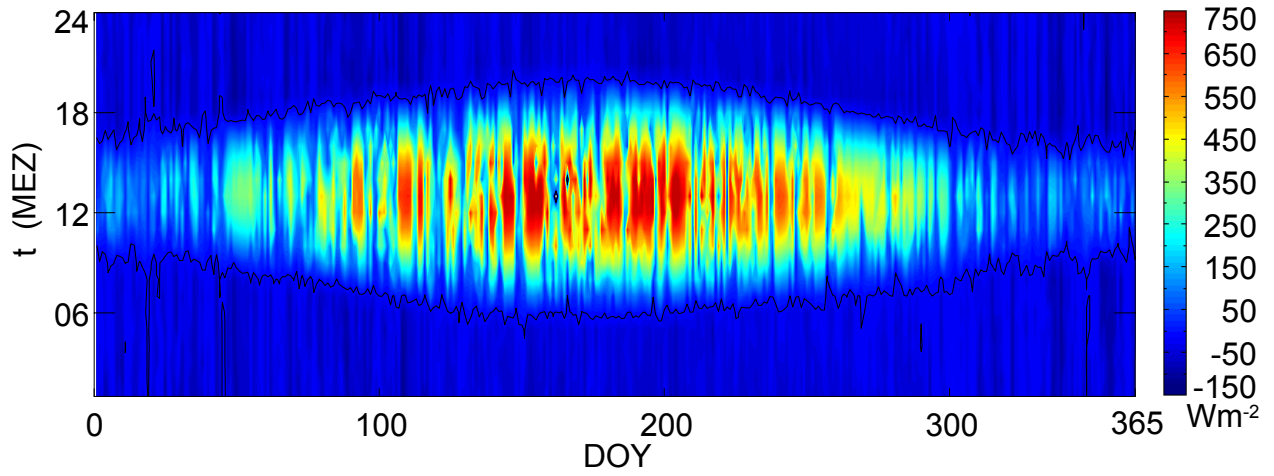


Abbildung A.8: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1985

1986

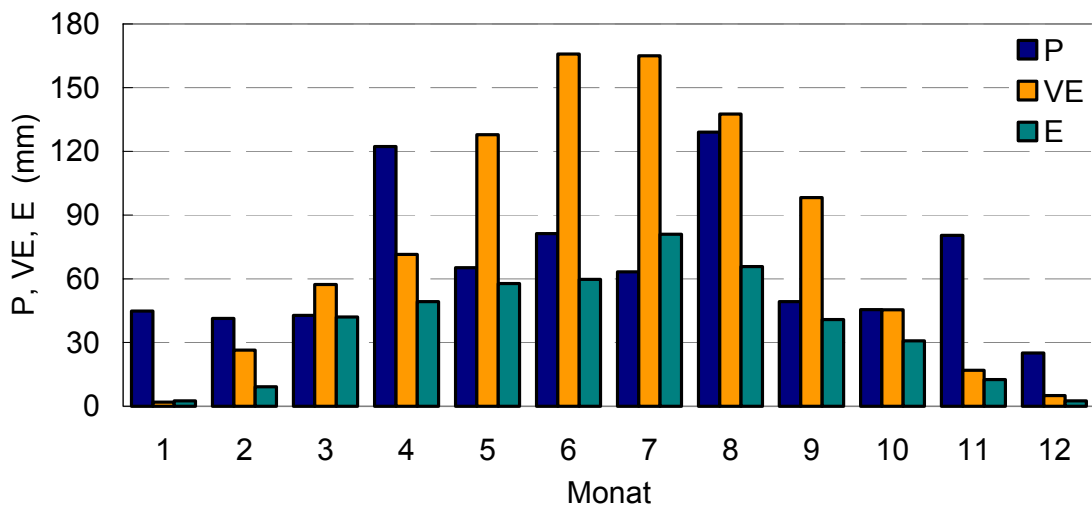
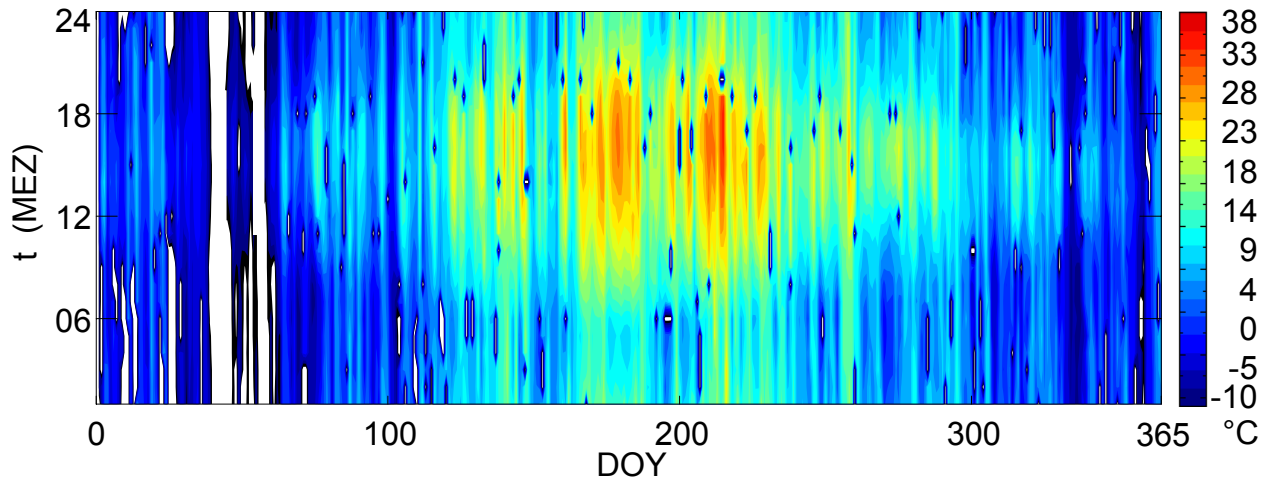
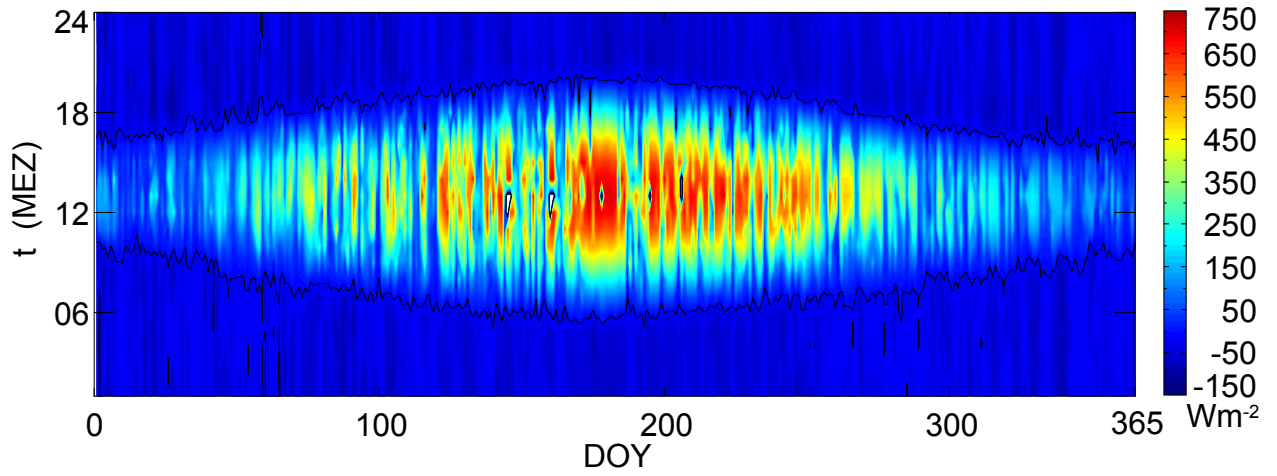


Abbildung A.9: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1986

1987

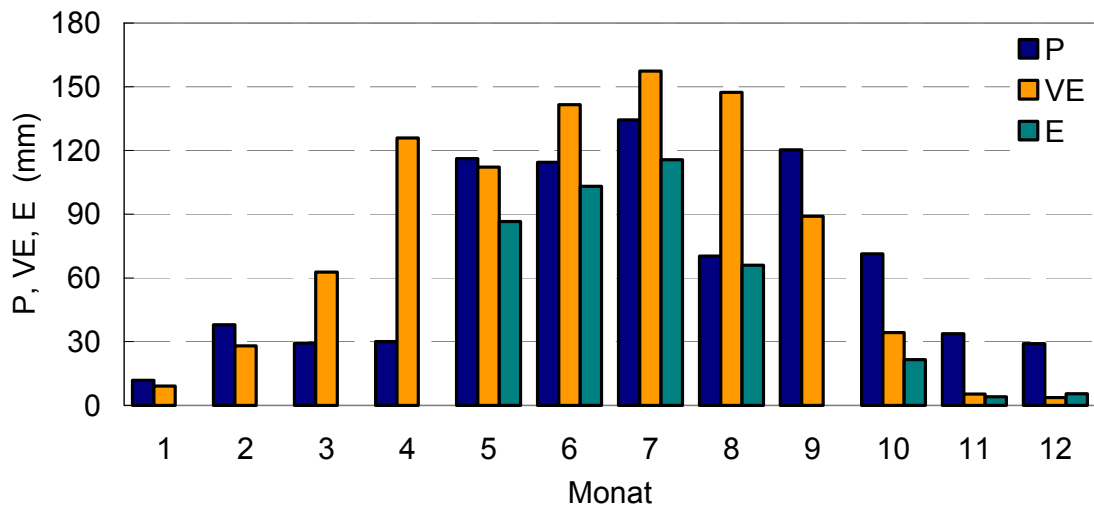
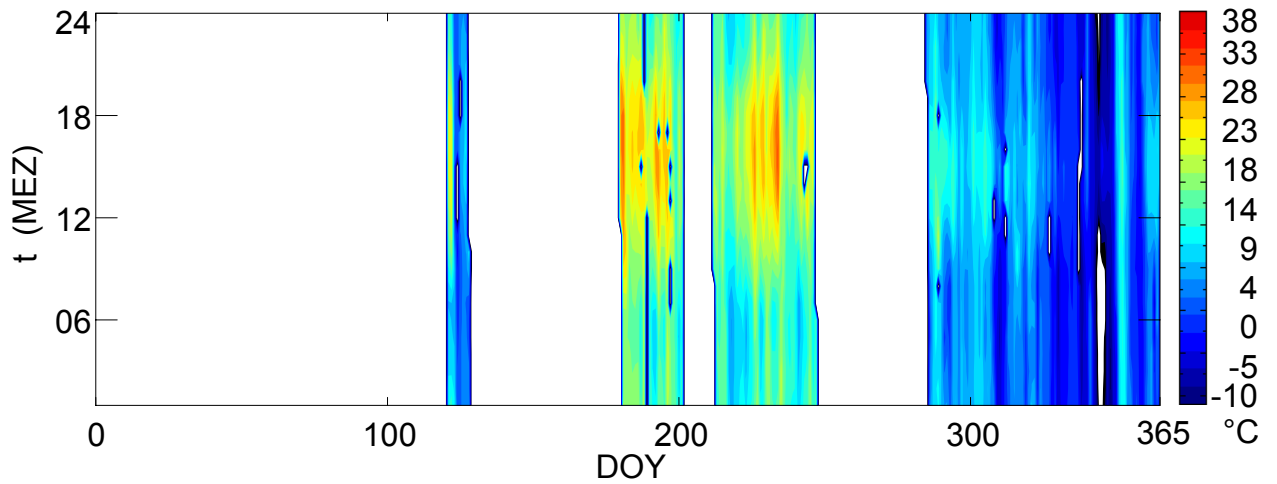
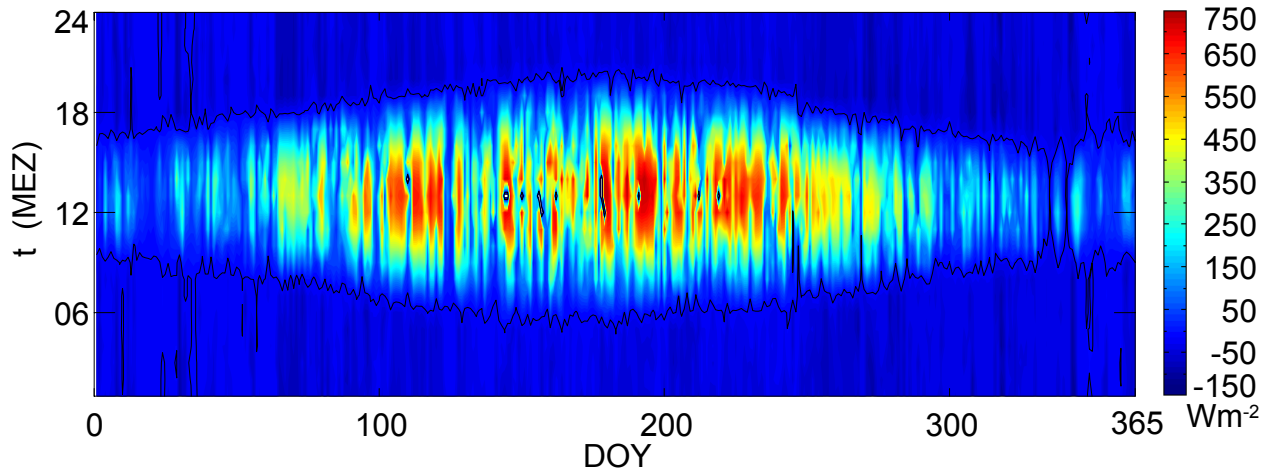


Abbildung A.10: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1987

1988

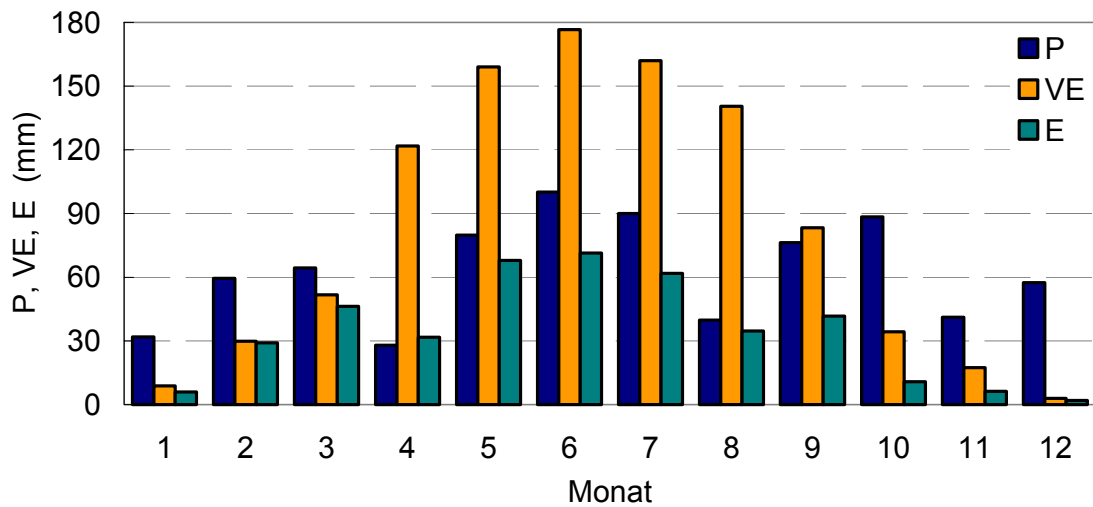
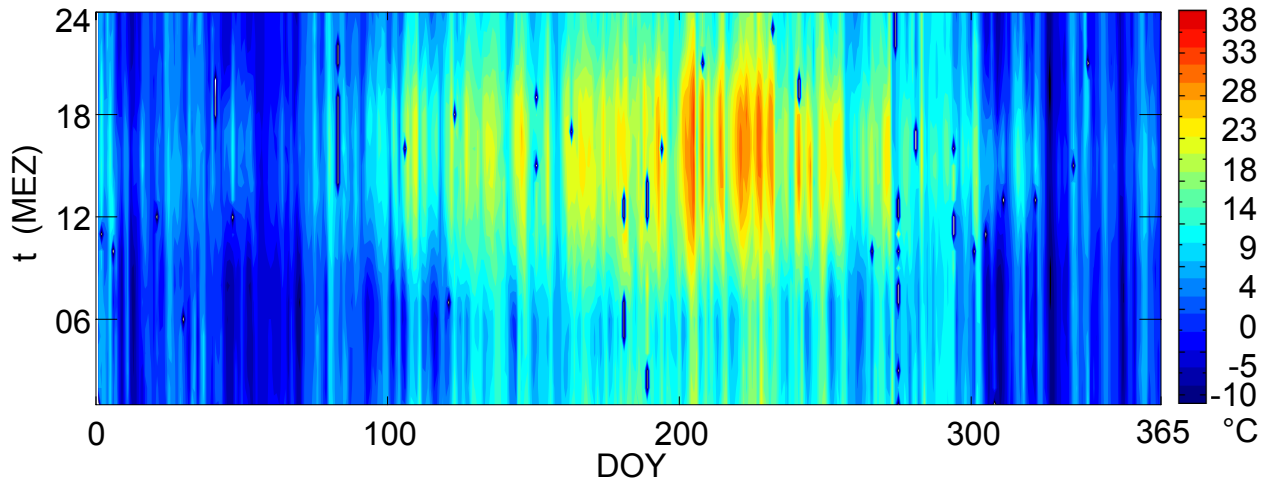
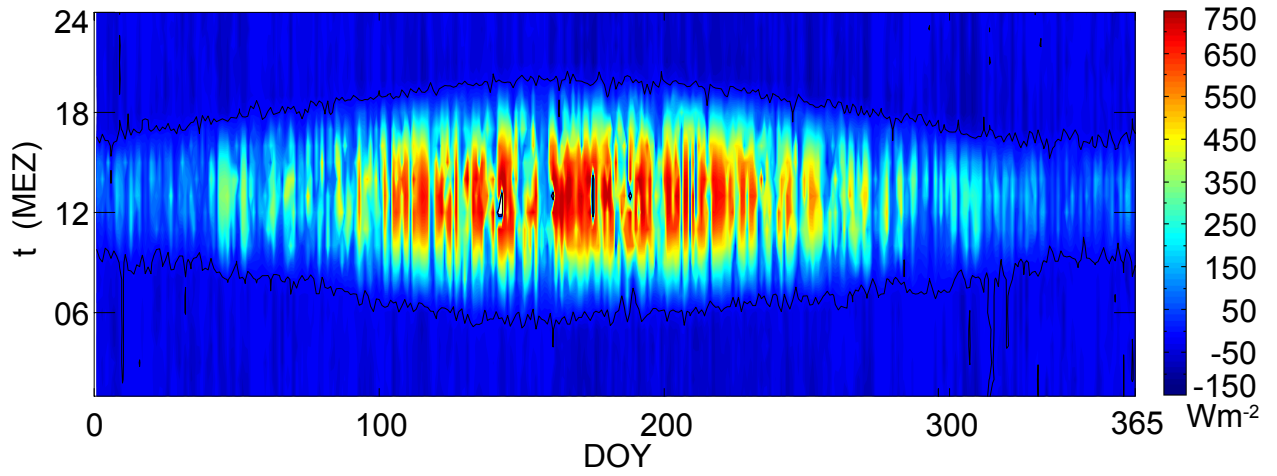


Abbildung A.11: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1988

1989

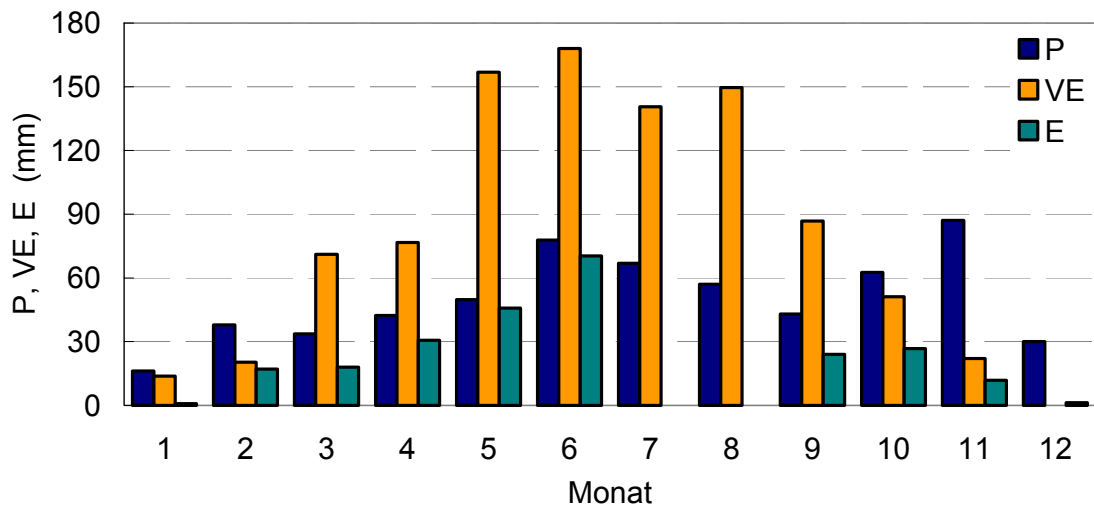
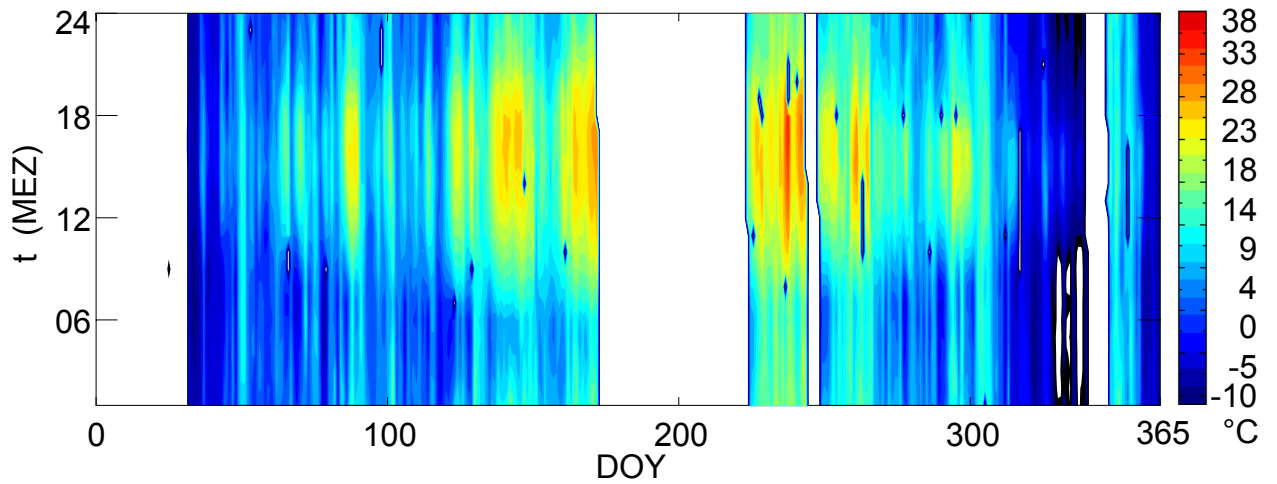
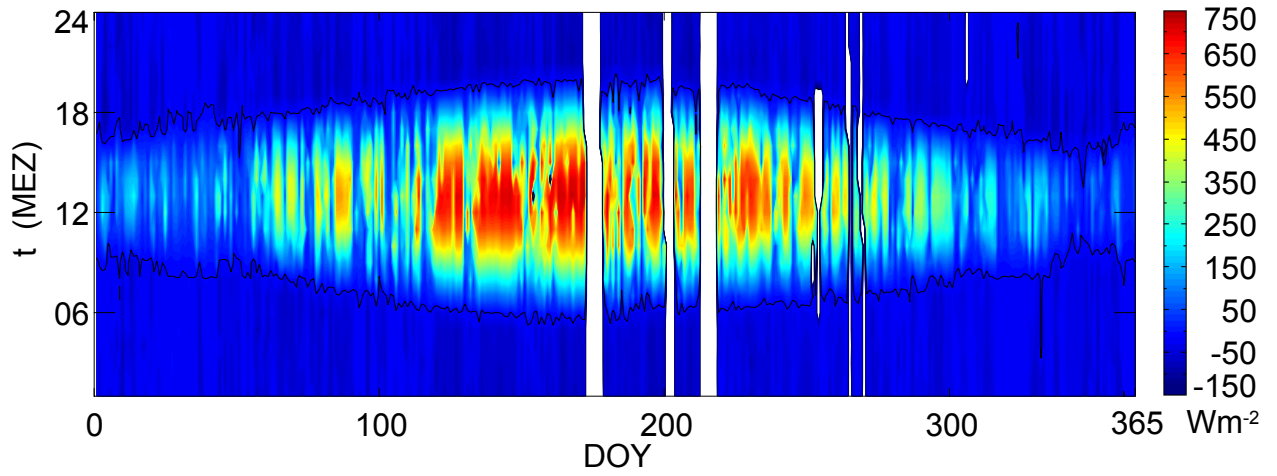


Abbildung A.12: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1989

1990

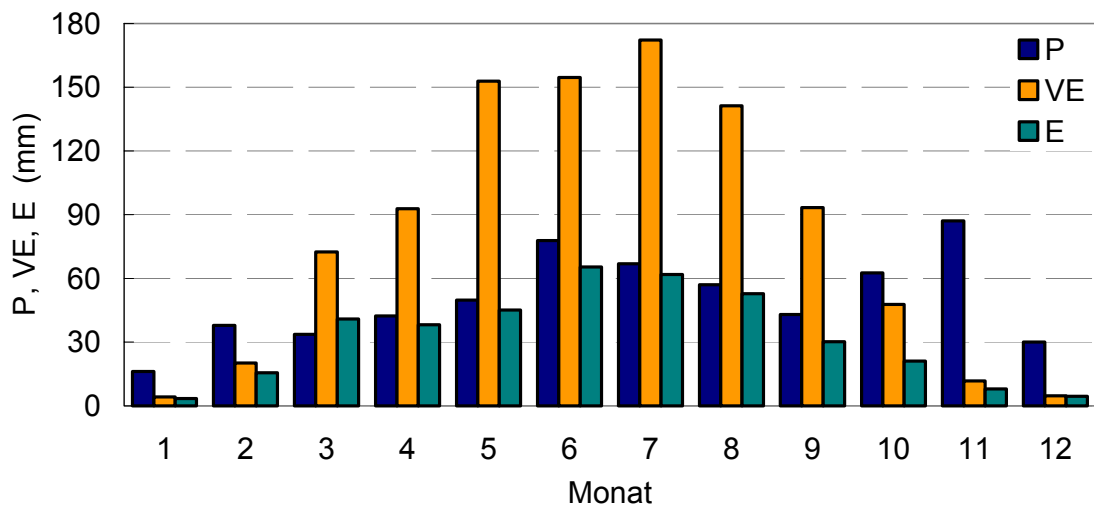
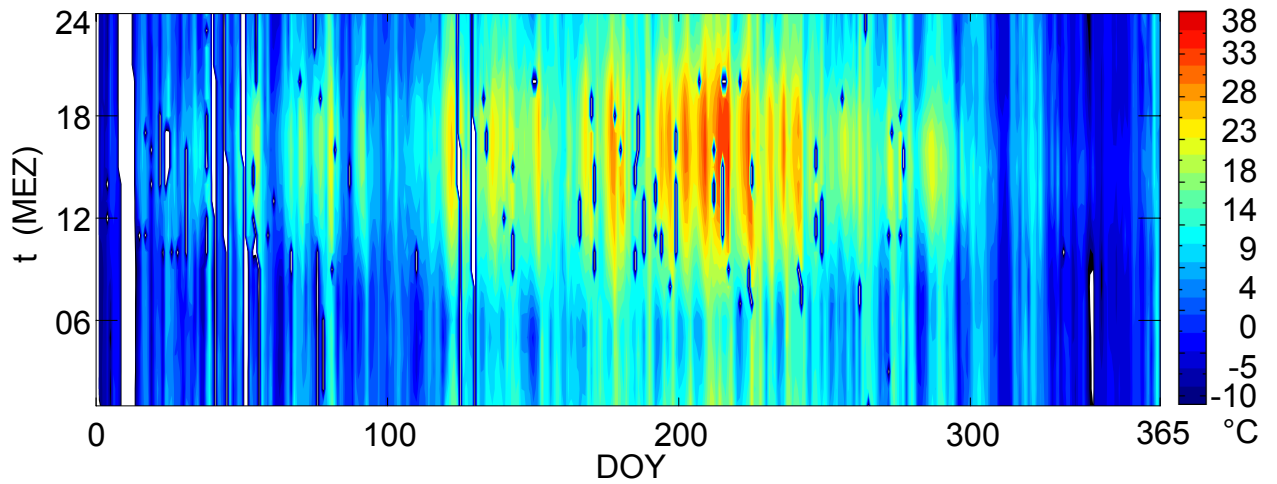
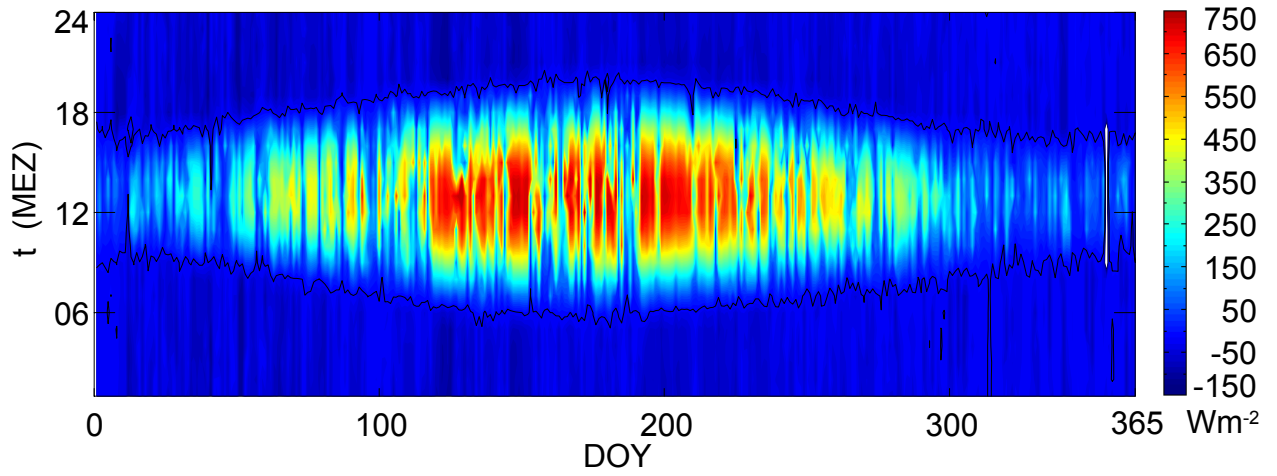


Abbildung A.13: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1990

1991

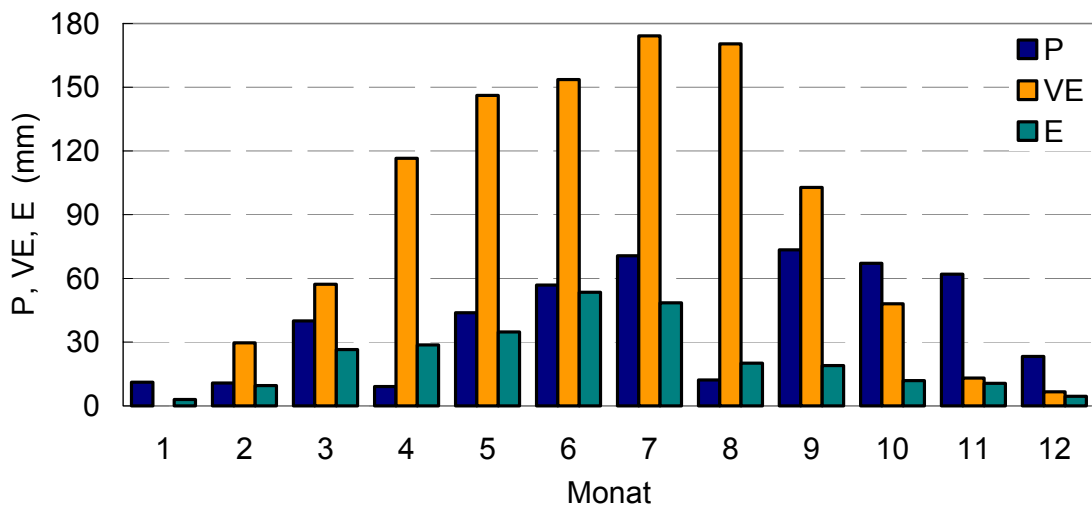
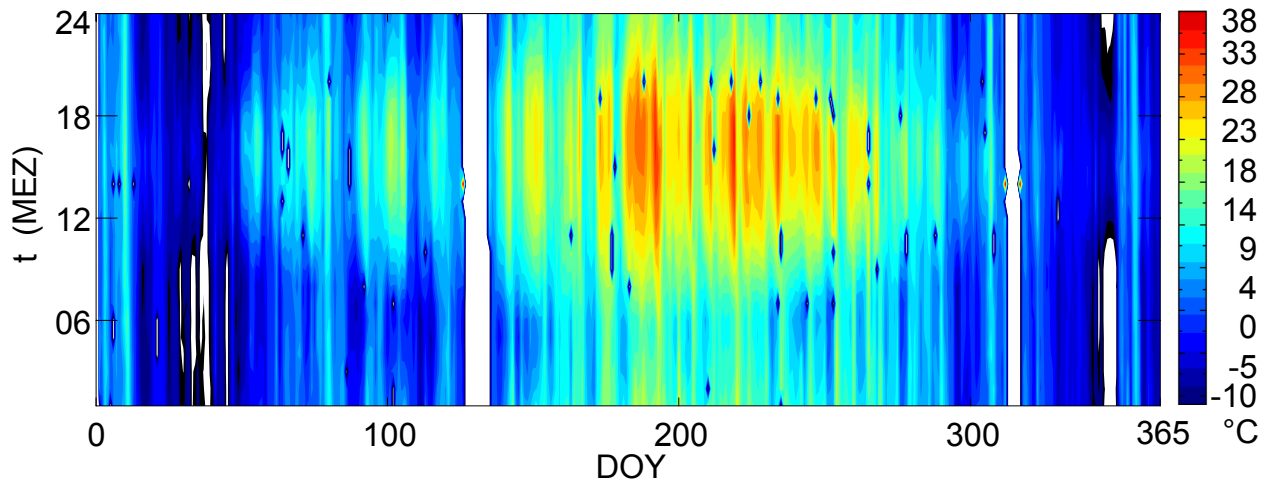
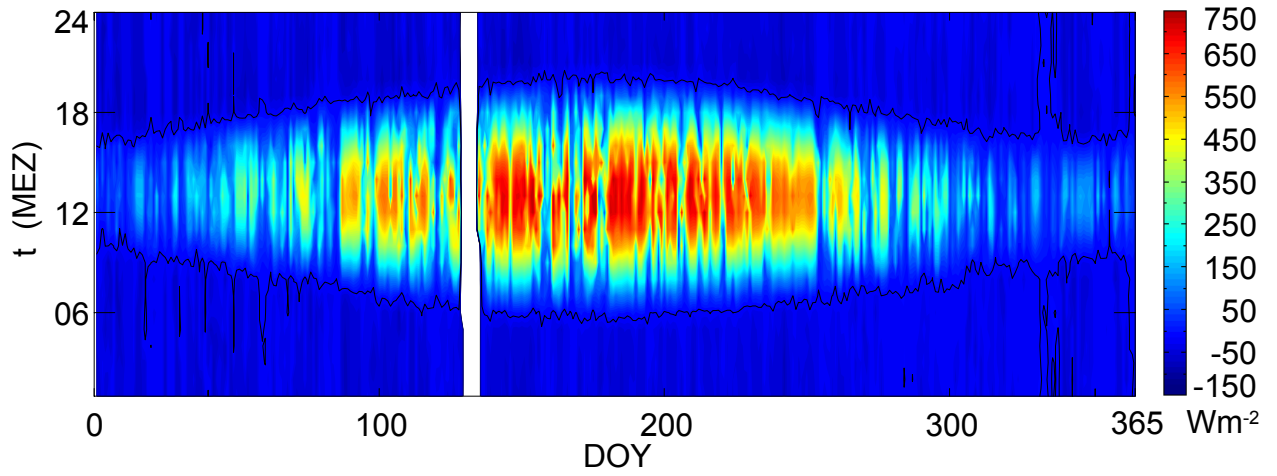


Abbildung A.14: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1991

1992

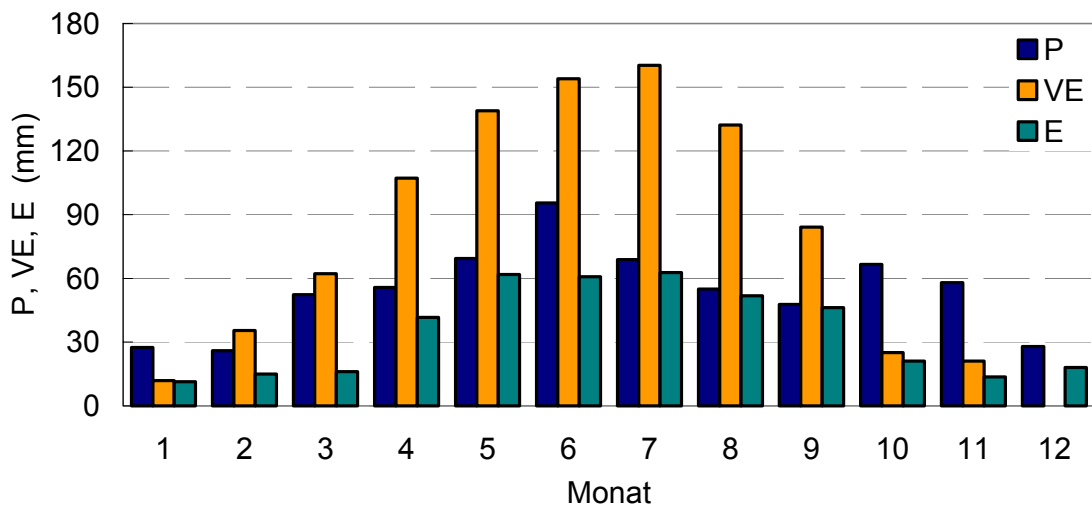
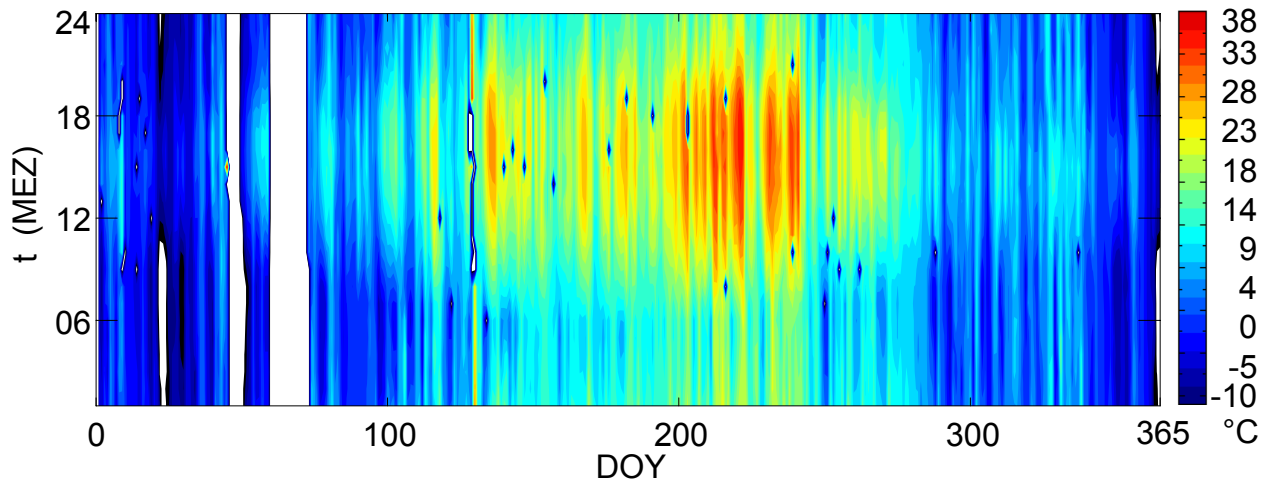
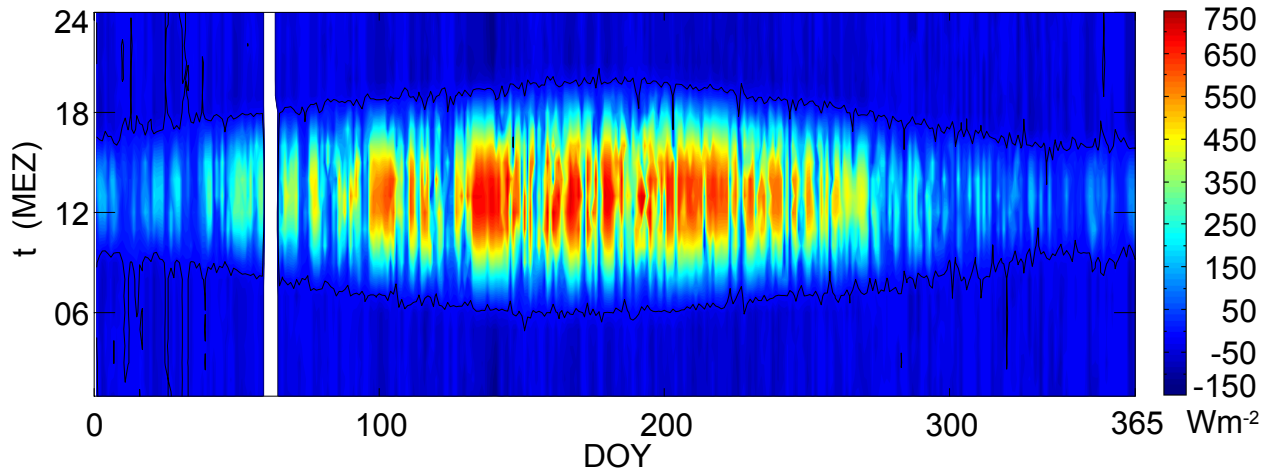


Abbildung A.15: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1992

1993

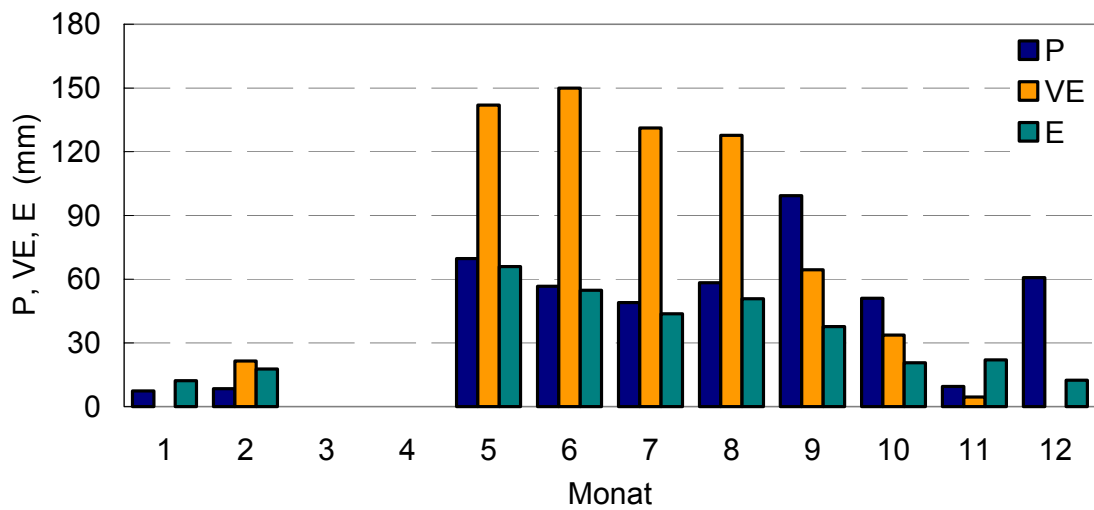
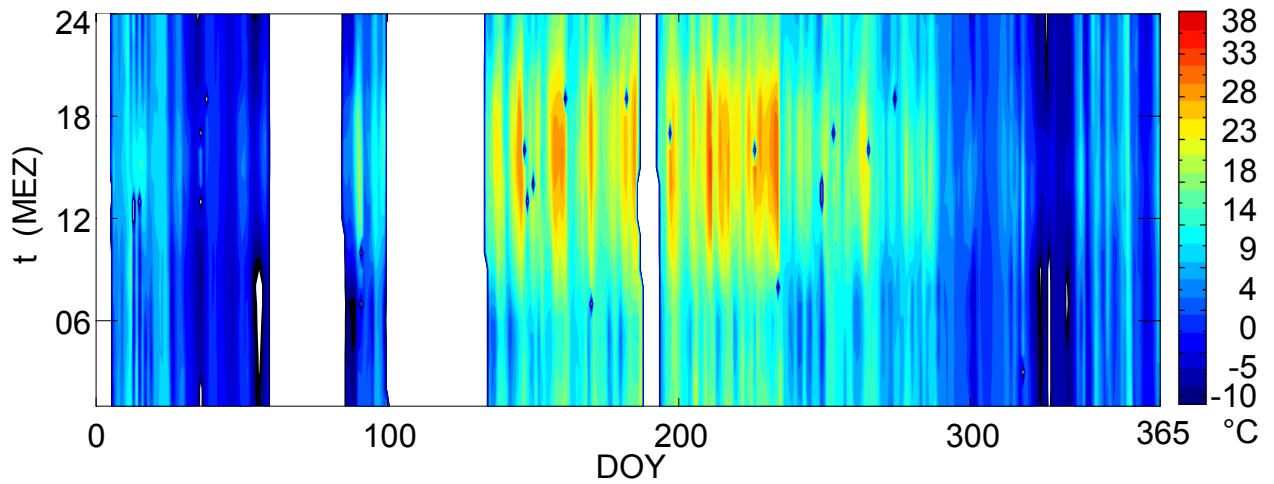
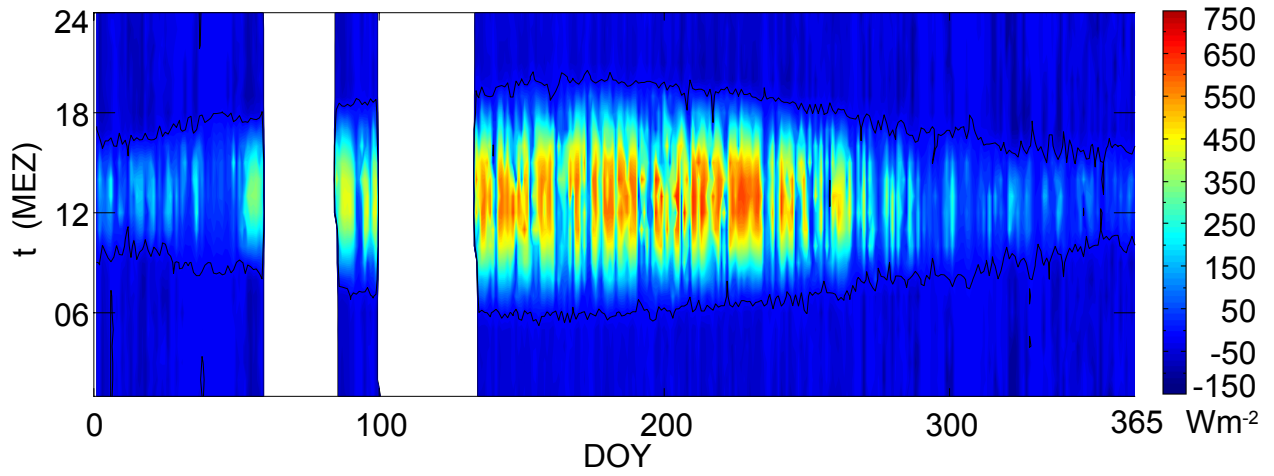


Abbildung A.16: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1993

1994

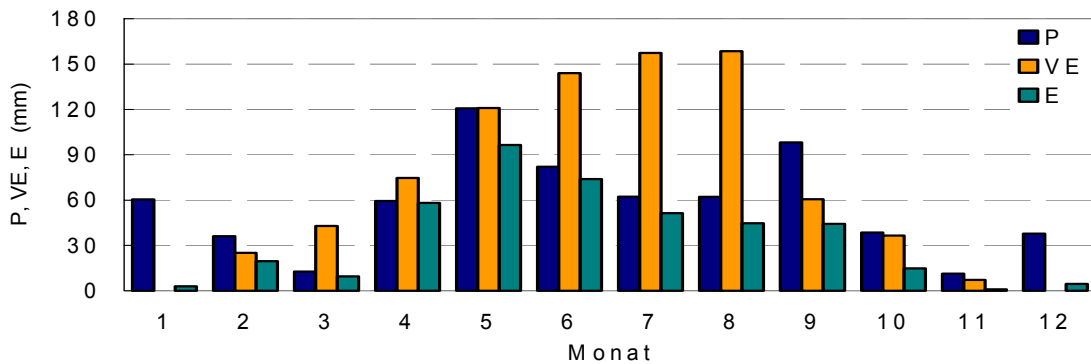
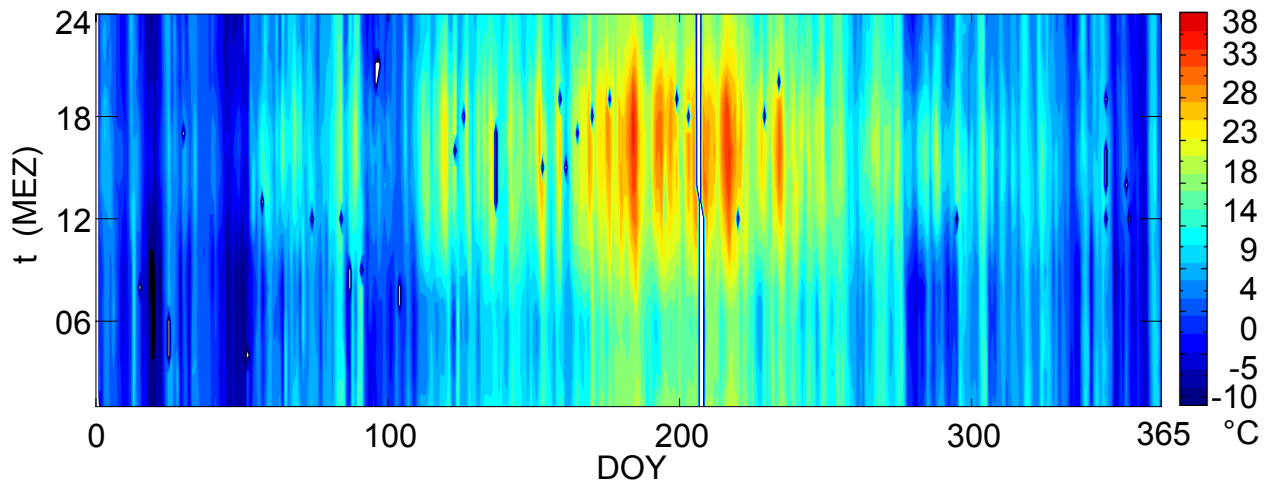
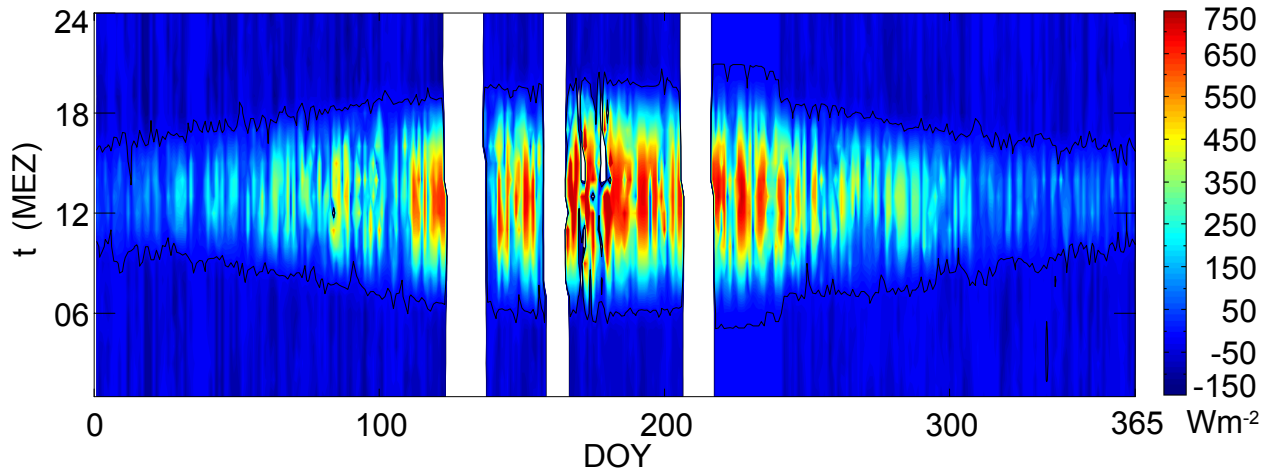


Abbildung A.17: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1994

1995

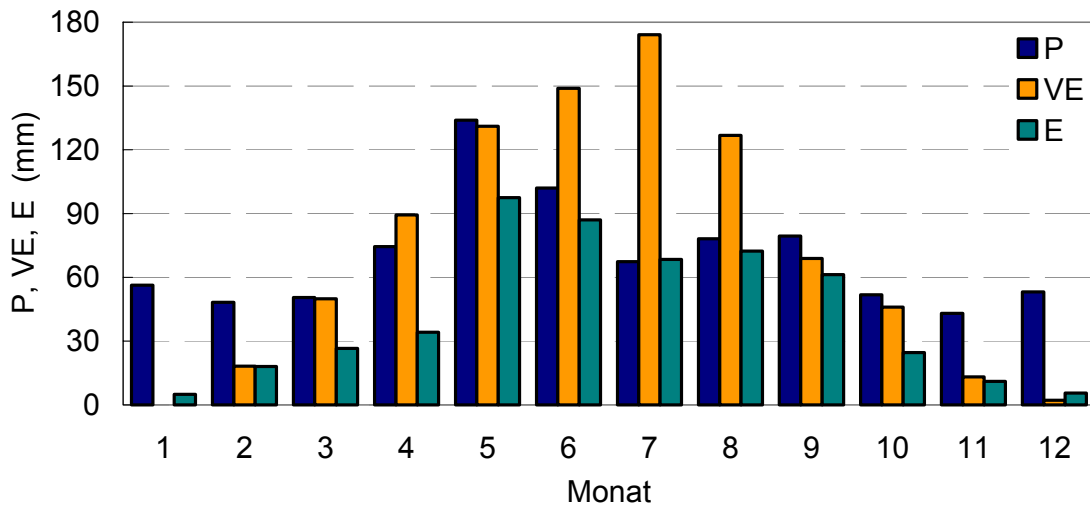
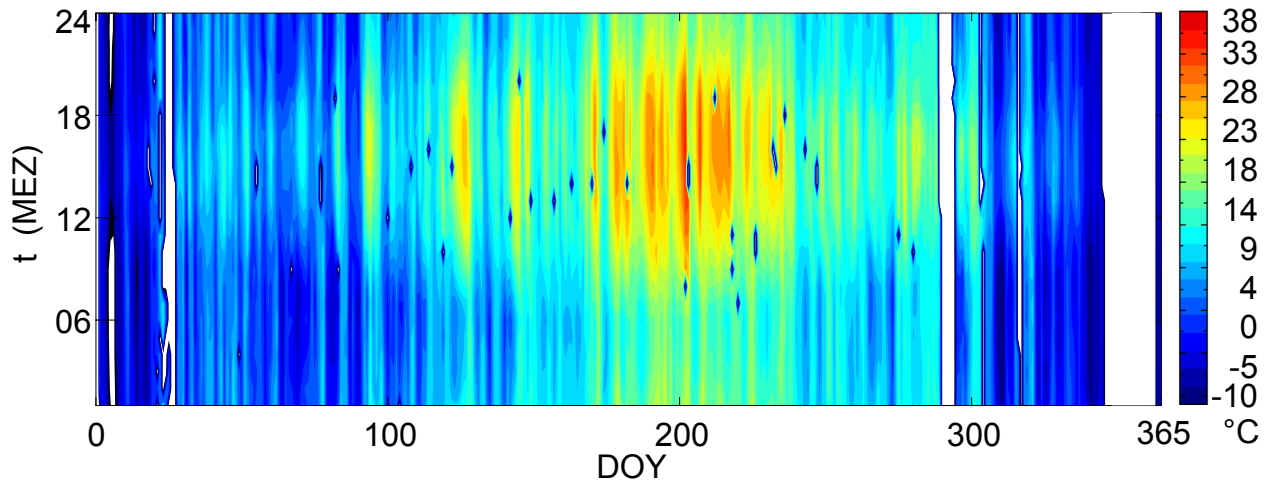
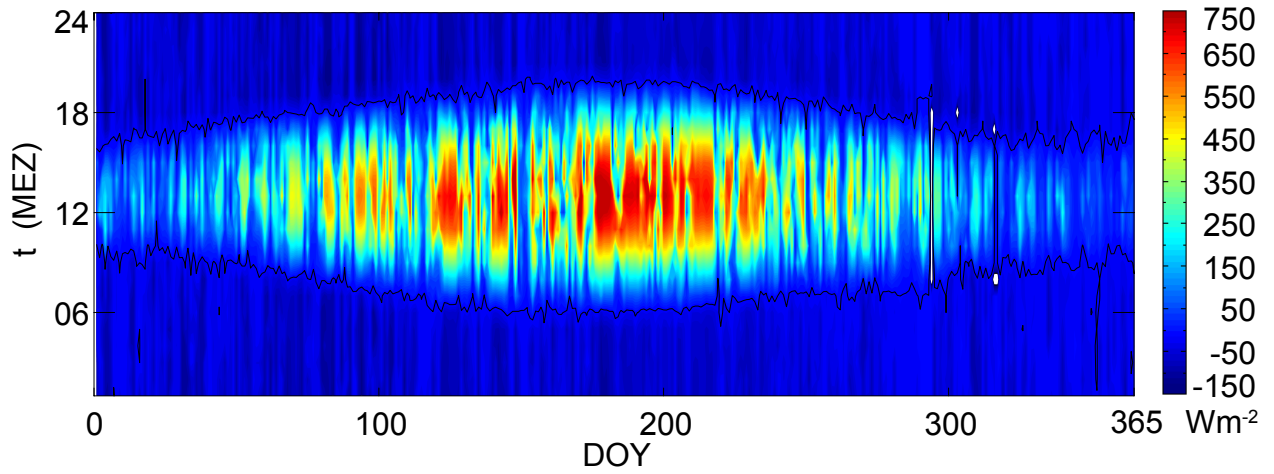


Abbildung A.18: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris*)

VERTIKO-ALUF2

L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1995

1996

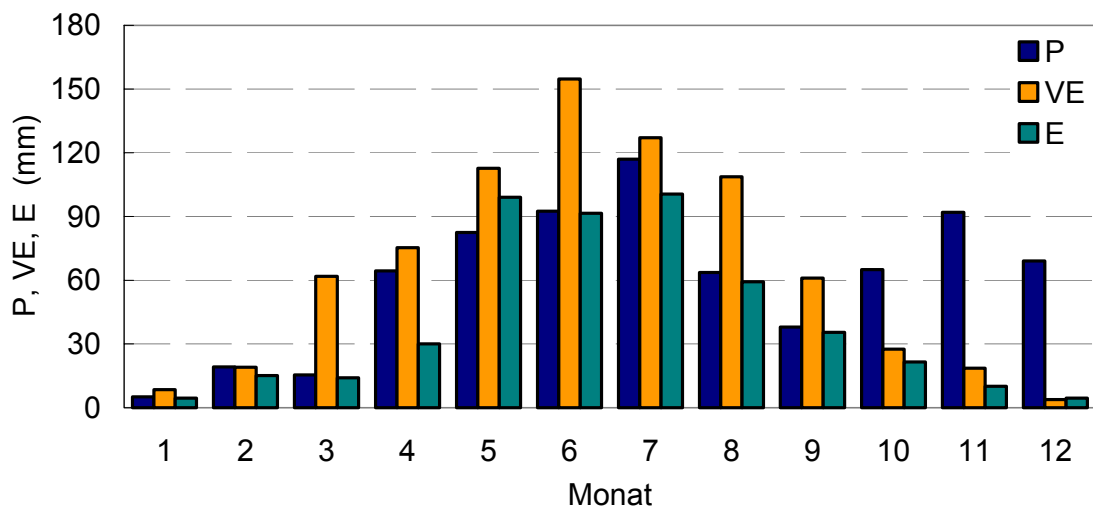
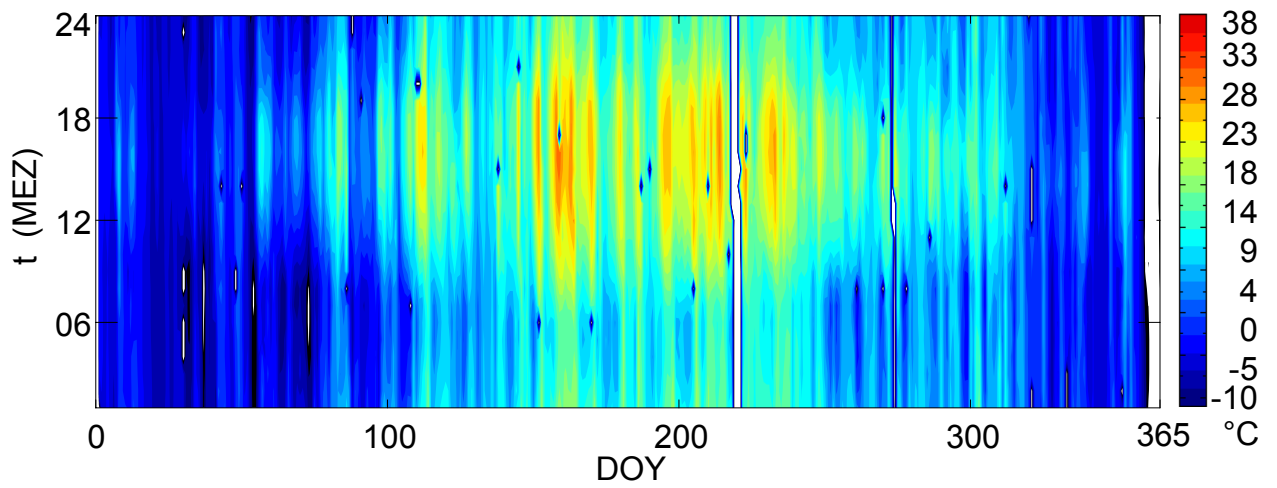
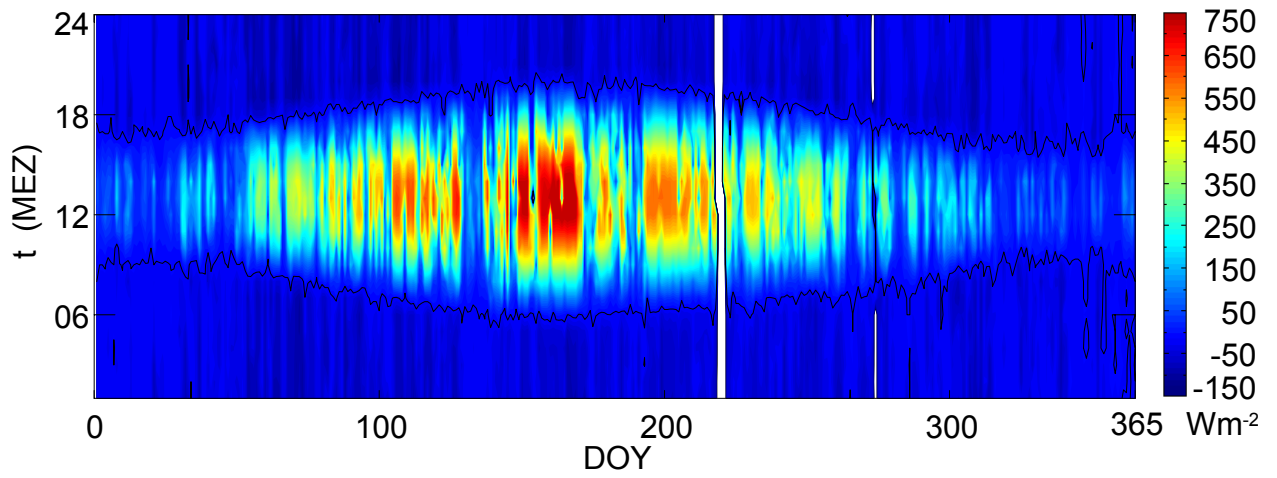


Abbildung A.19: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1996

1997

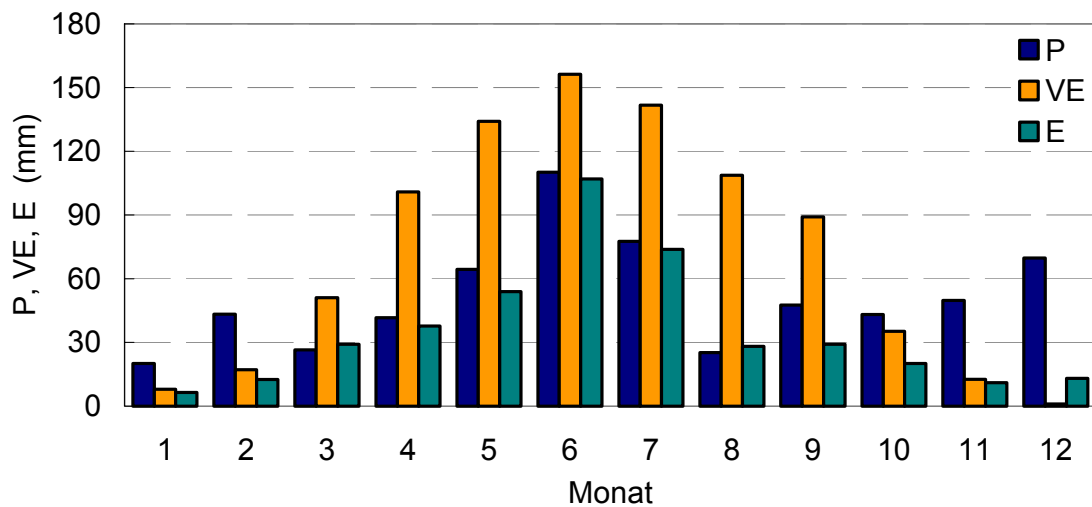
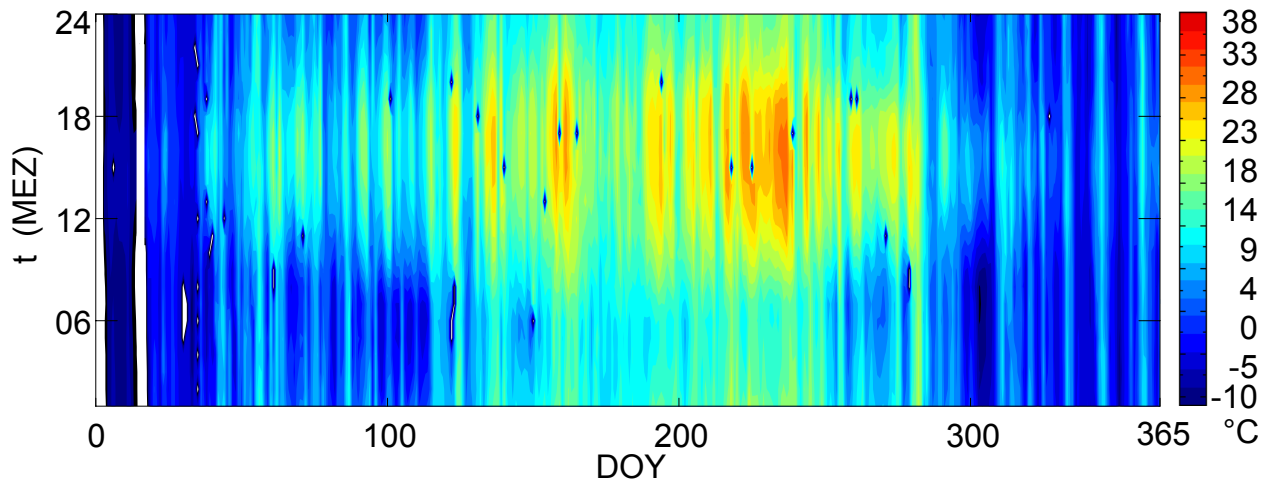
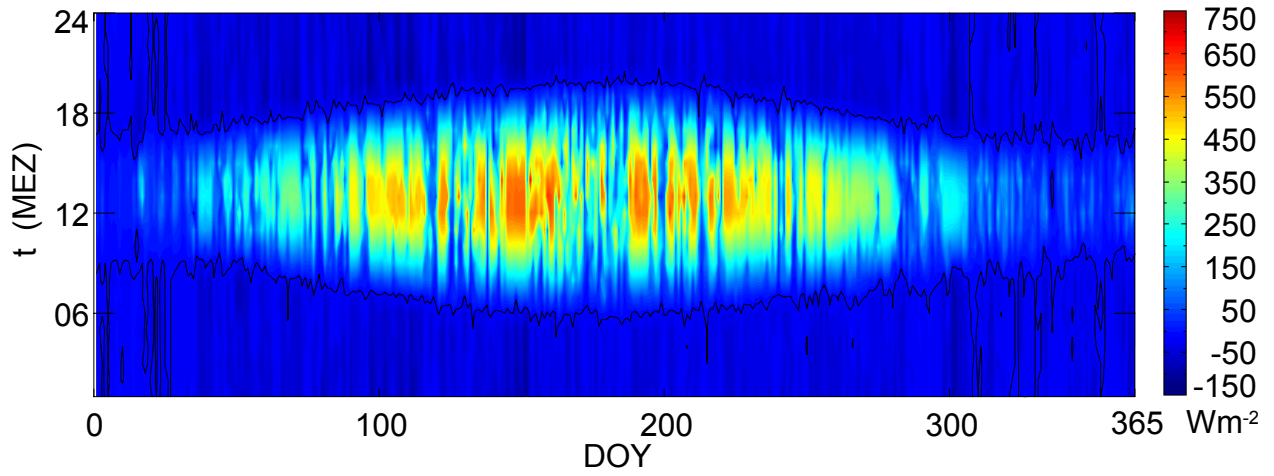


Abbildung A.20: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1997

1998

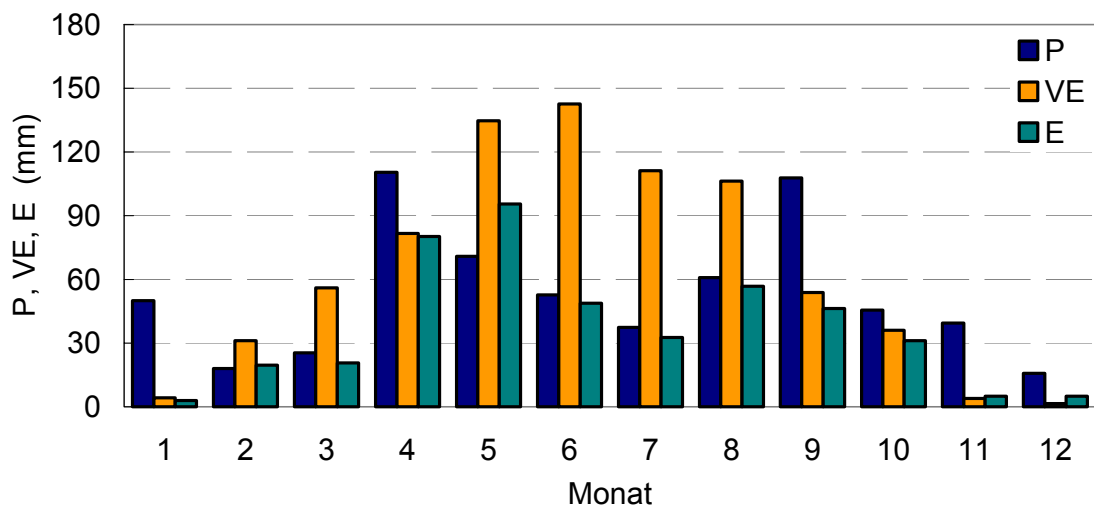
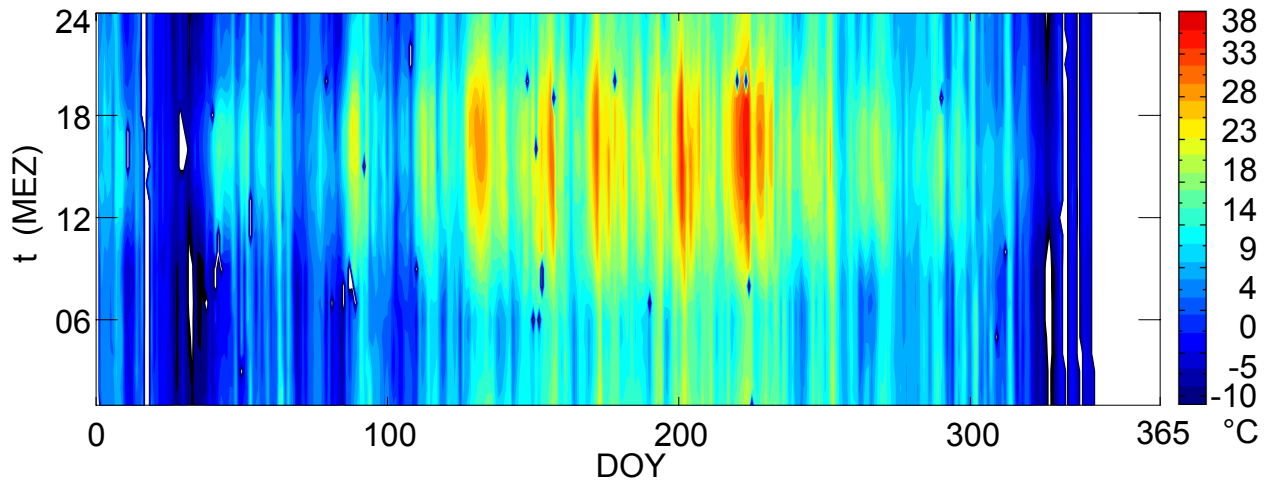
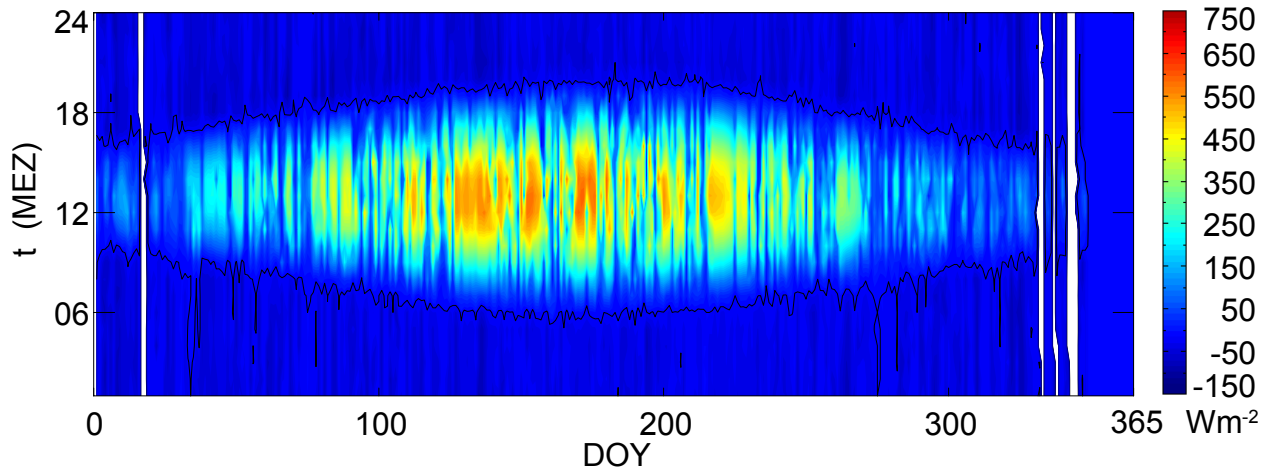


Abbildung A.21: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1998

1999

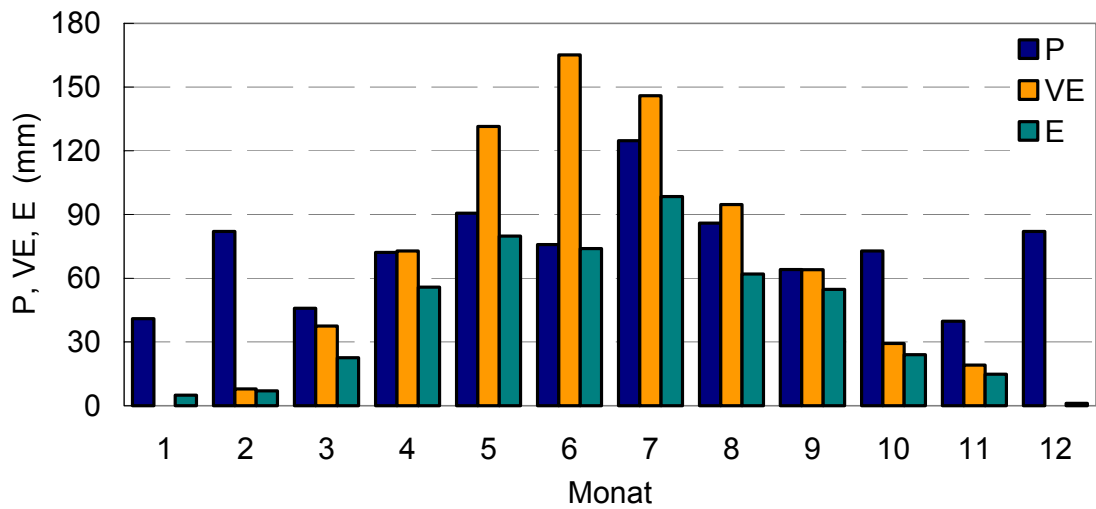
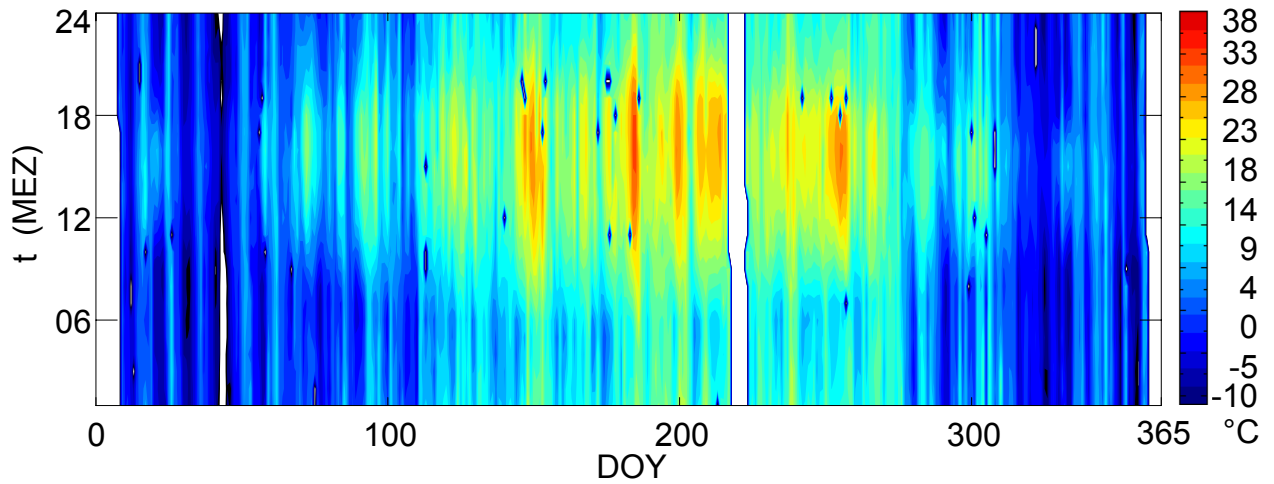
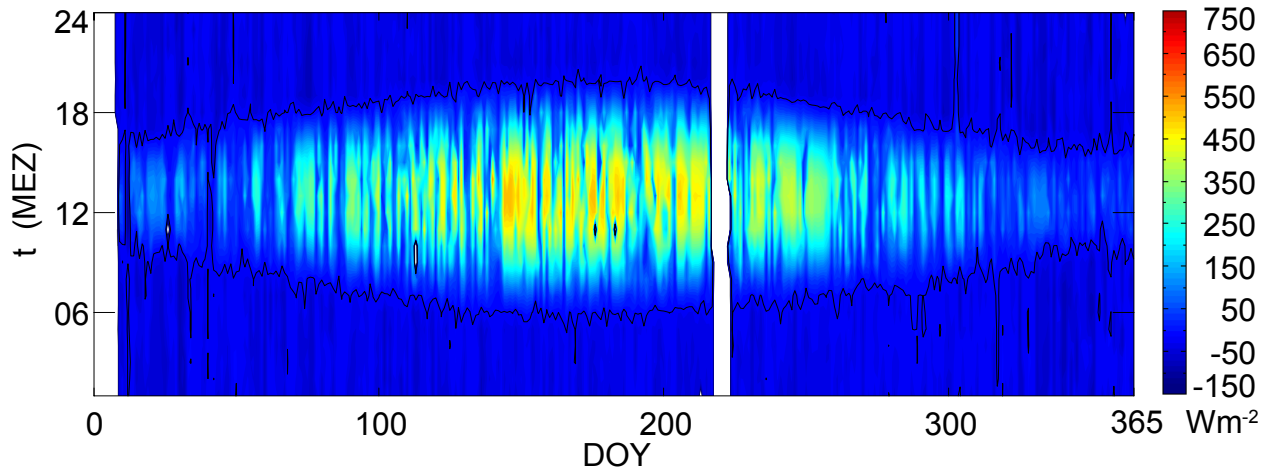


Abbildung A.22: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 1999

2000

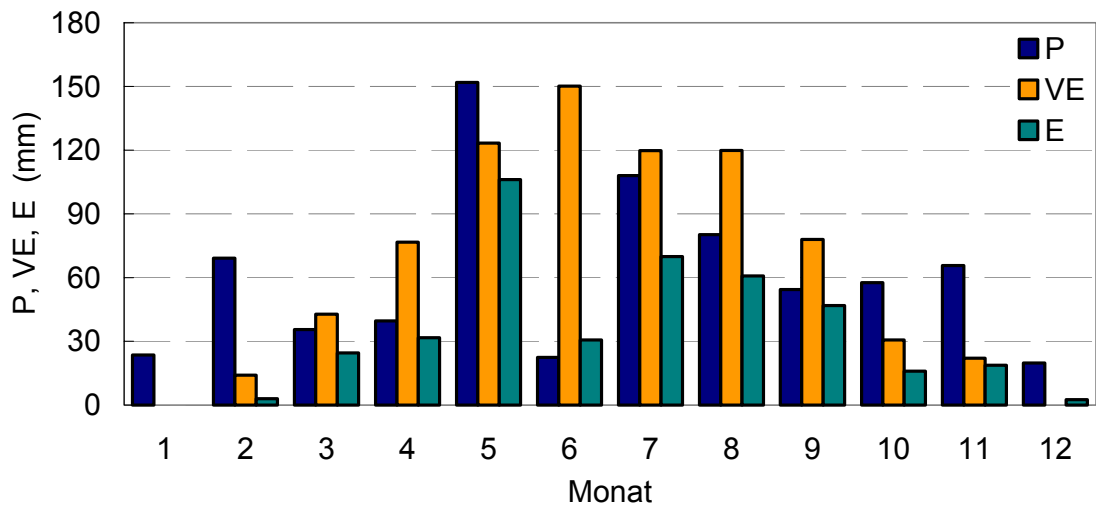
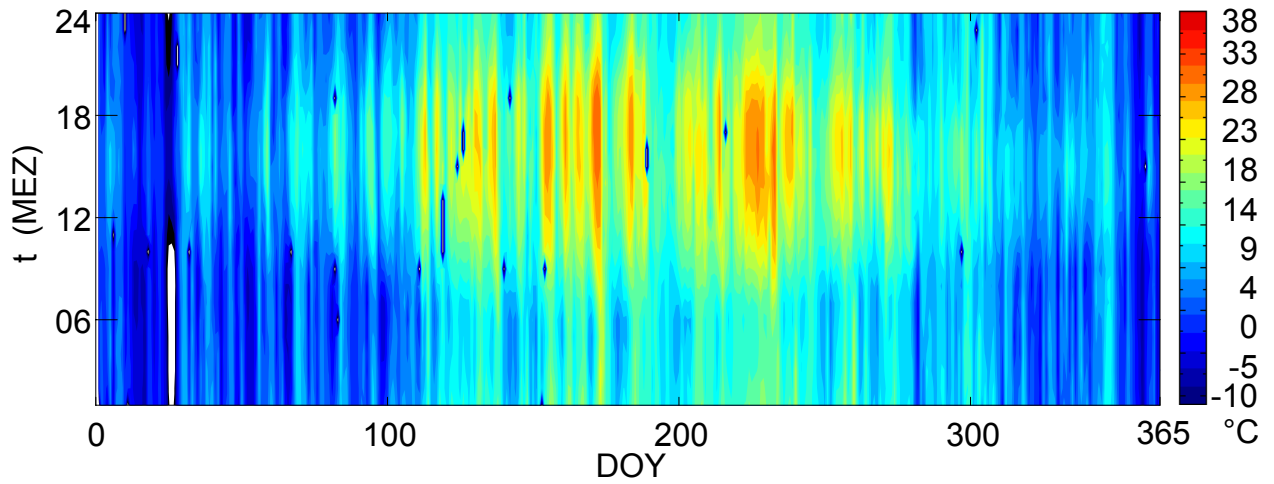
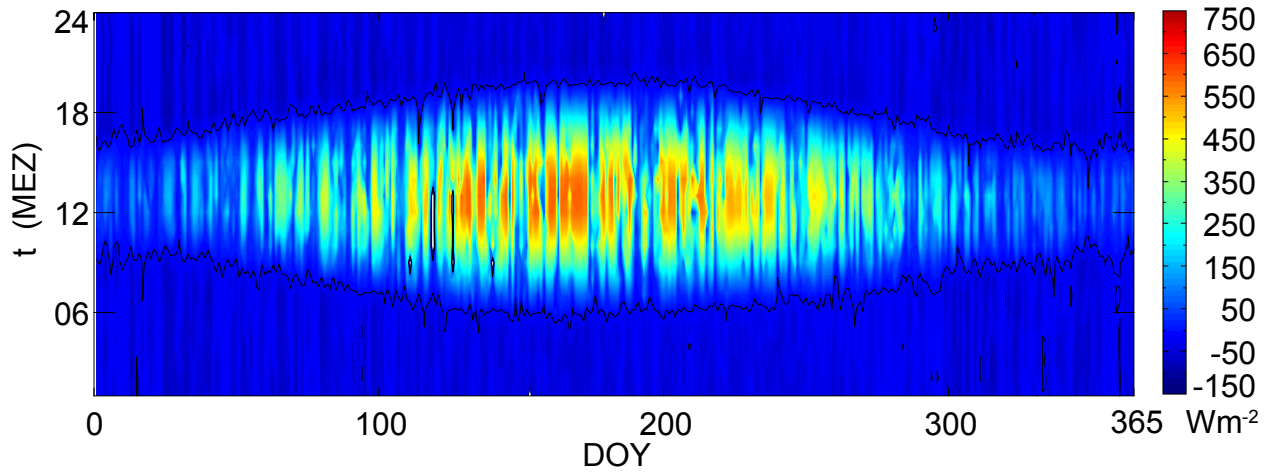


Abbildung A.23: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 2000

2001

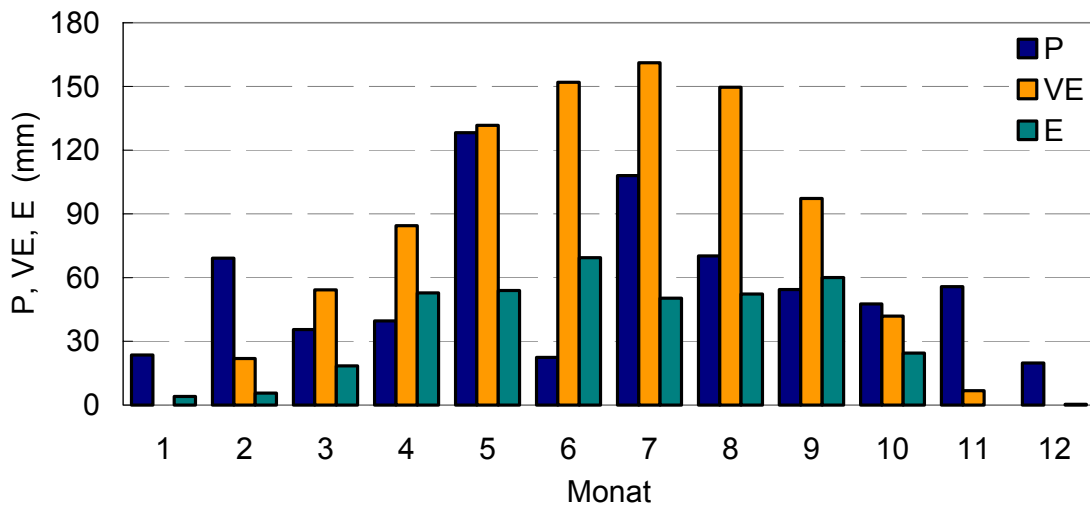
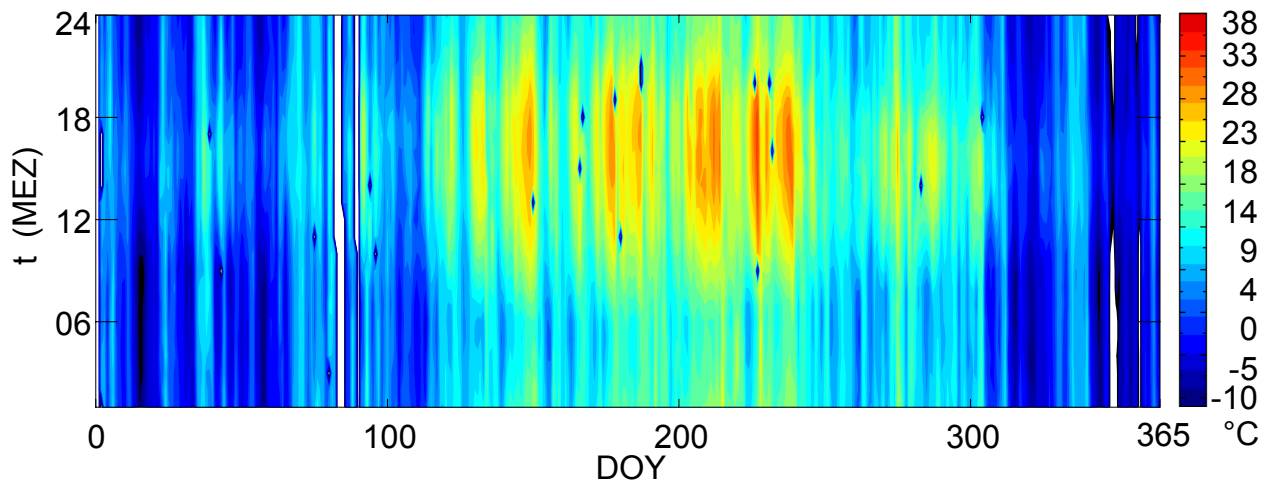
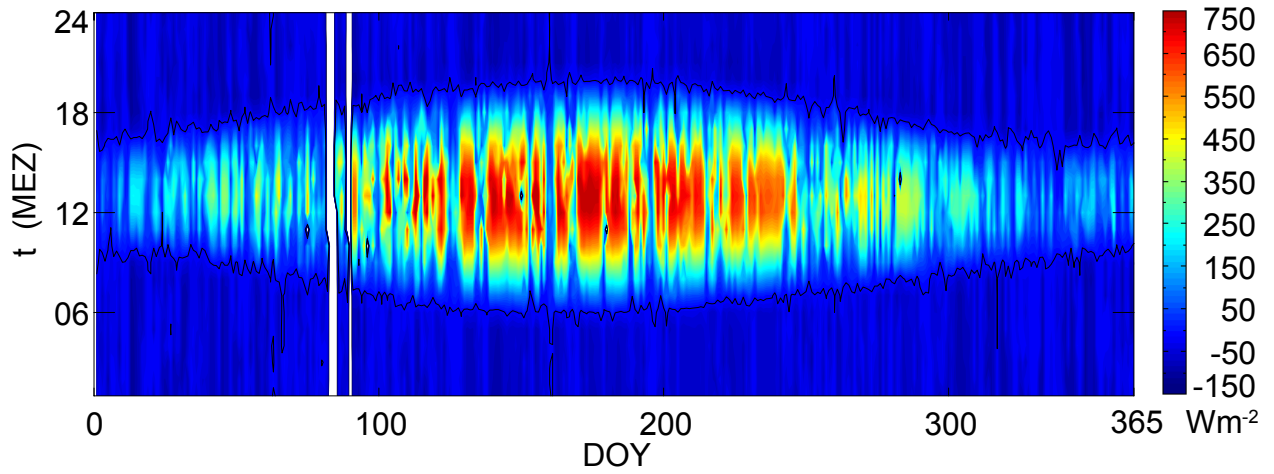


Abbildung A.24: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 2001

2002

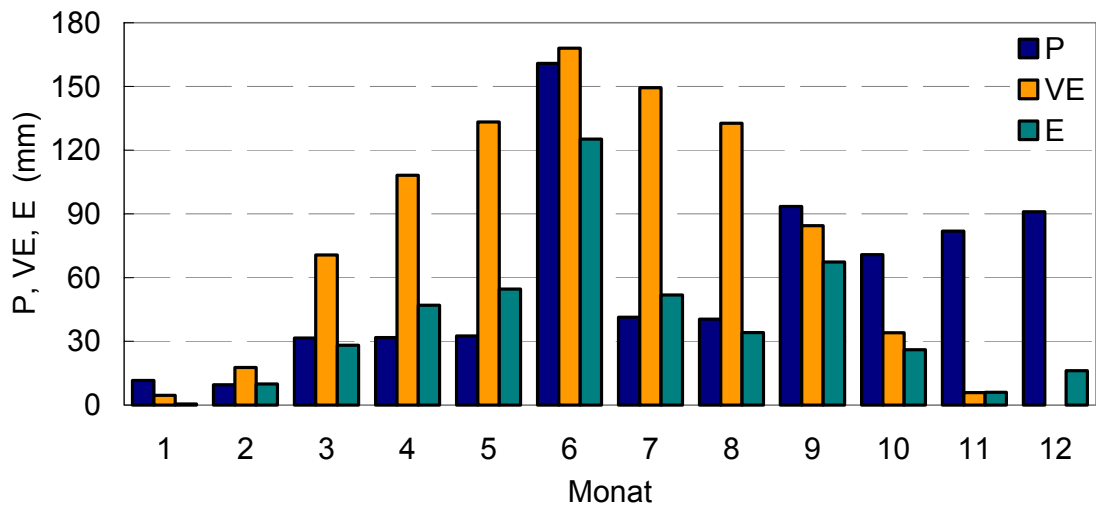
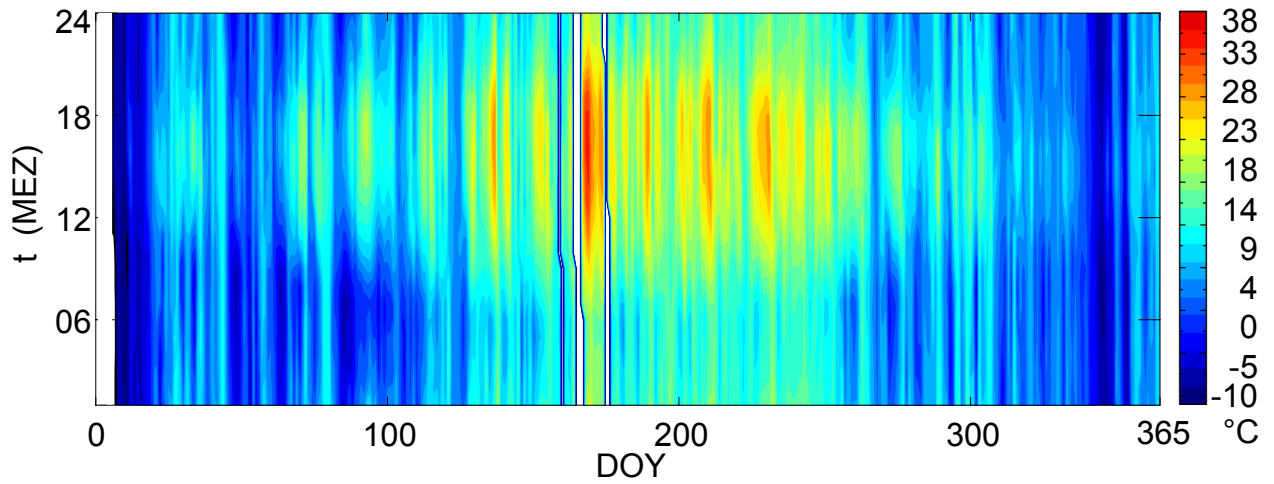
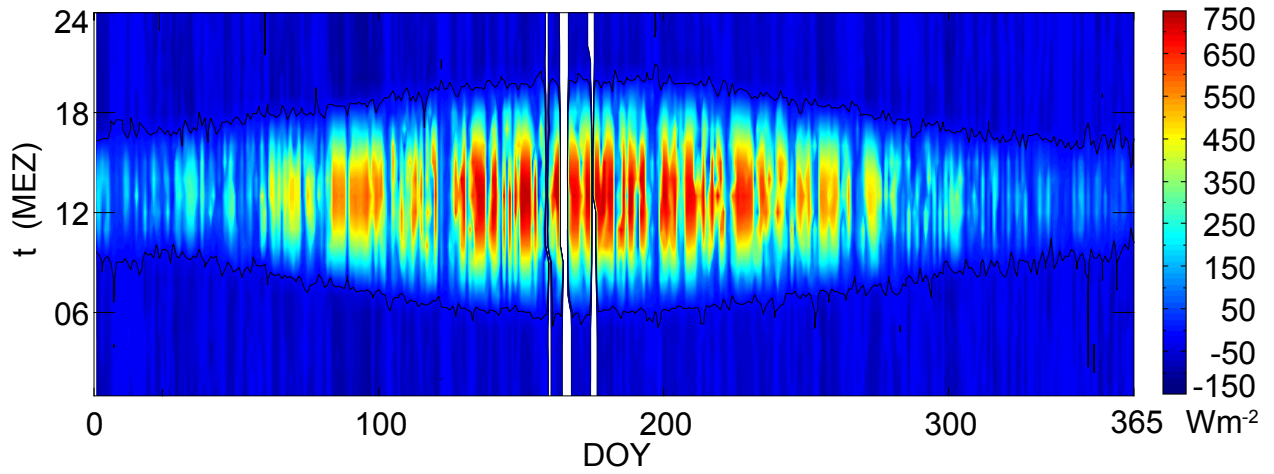


Abbildung A.25: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 2002

2003

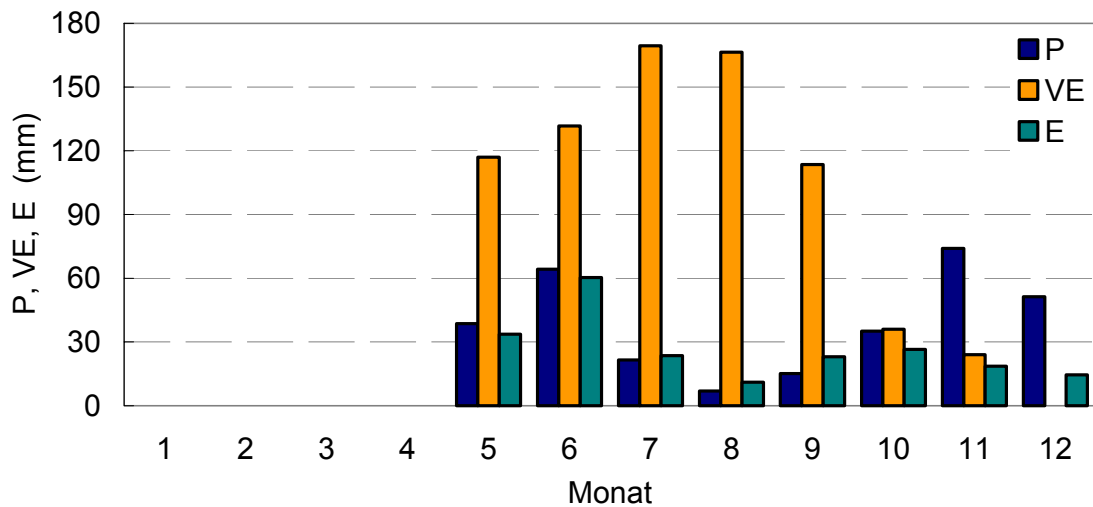
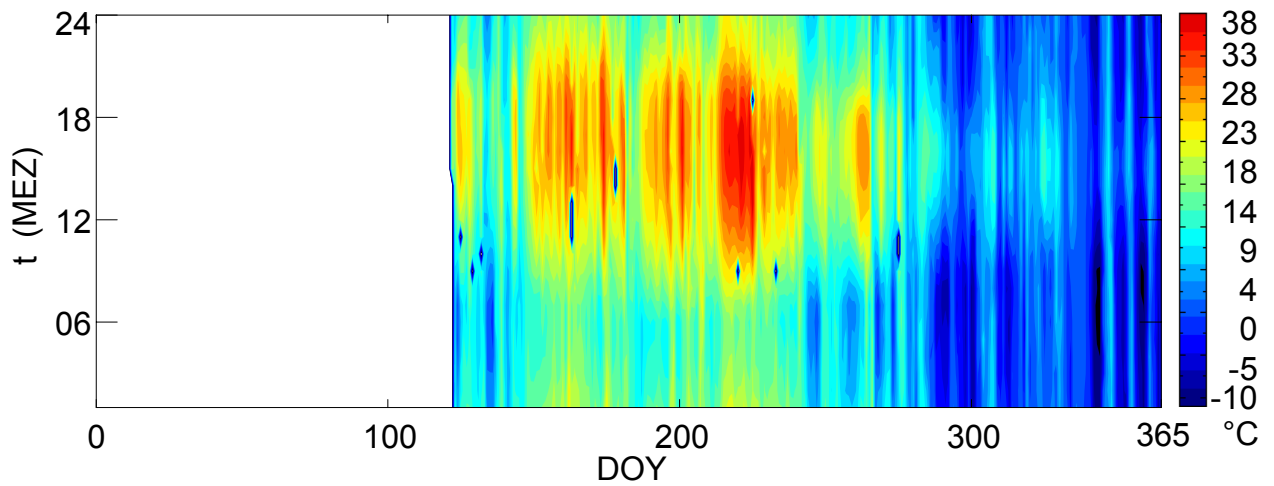
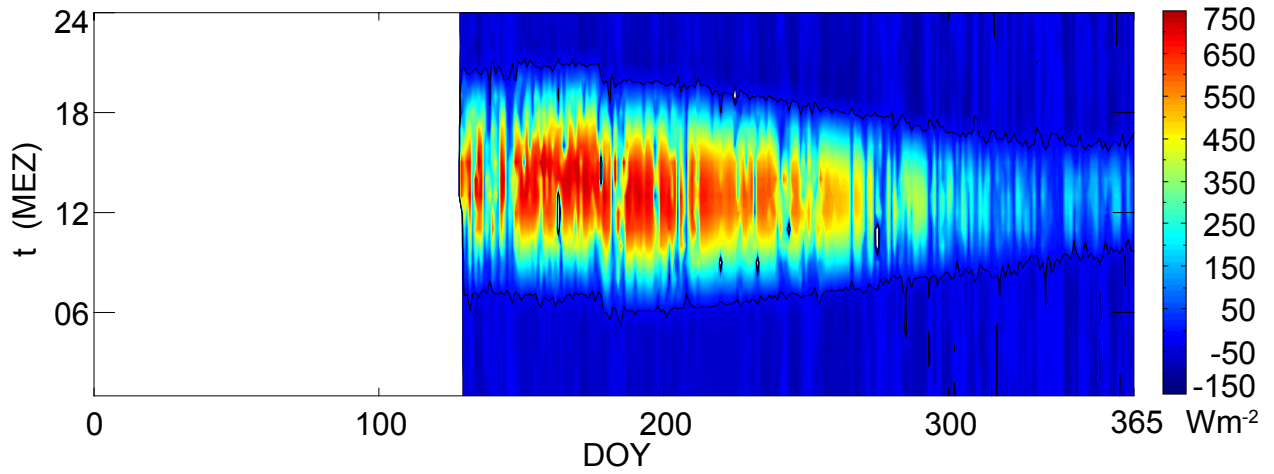


Abbildung A.26: Kombinierte Jahres- und Tagesgänge von Strahlungsbilanz R_n und Lufttemperatur T_a über dem Bestand sowie Monatssummen von Niederschlag P, Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz VE und Verdunstung E des Kiefernwaldes (*Pinus sylvestris* L.) an der Forstmeteorologischen Messstelle Hartheim im Jahr 2003

**Abschlussbericht
zum Forschungsprojekt**

**Energieaustausch über heterogener Unterlage in flachem Gelände
(VERTIKO-DWD1)**

FK 07 ATF37-DWD1

**Berichtersteller:
Bernd Stiller, Frank Beyrich**

**Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium Lindenberg
Am Observatorium 12
15848 Tauche, OT Lindenberg
im Dezember 2004**

Forschungsvorhaben: Energieaustausch über heterogener Unterlage in flachem Gelände

Förderung durch: Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms 2000

Förderkennzeichen: Förderkennzeichen 07 ATF37-DWD1

Projektleiter: Dr. Frank Beyrich, Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg

Projektmitarbeiter: Dr. Bernd Stiller, Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg

Inhaltsverzeichnis

1	Zusammenfassung.....	3
2	Einleitung / Ziele des Vorhabens	9
3	Methoden und Kooperation.....	10
3.1	Mikrometeorologische Langzeitmessungen.....	10
3.1.1	Lage der Messstandorte	10
3.1.2	Boden und Vegetation	11
3.1.3	Messsysteme	13
3.2	Qualitätssicherung und Qualitätskontrolle (QA/QC).....	15
3.2.1	Prinzipien der QA/QC	15
3.2.2	Mehrstufige Qualitätsprüfung.....	16
3.3	Scintillometer-Messungen zur Ableitung flächengemittelter Flüsse	17
3.4	Feldexperimente.....	18
3.5	Kooperationen.....	19
4	Planung und Ablauf des Vorhabens	20
5	Ergebnisse	24
5.1	Anpassung und Qualifizierung der QC-Algorithmen	24
5.1.1	Besonderheiten für ASLBp und ihre Berücksichtigung in der Qualitätskontrolle	24
5.1.2	Besonderheiten für ASLBg.....	25
5.1.3	Anströmbedingungen auf dem GM-Falkenberg (Fetch - Problematik).....	27
5.1.4	Einführung von Funktionalbeziehungen für die Albedo- und Windgeschwindigkeitsprüfung ..	28
5.1.5	Qualitätssicherung und -kontrolle der turbulenten Flüsse	29
5.1.6	Besonderheiten des latenten Wärmeflusses	31
5.1.7	Qualitätskennzeichnung und Datenverfügbarkeit.....	34
5.2	Ausgewählte Ergebnisse aus dem Dauermessprogramm.....	36
5.2.1	Interannuelle Variabilität	36
5.2.2	Vergleich verschiedener Landnutzungen.....	37
5.3	Feldexperimente	39
5.3.1	Die STINHO2-Messkampagne.....	39
5.3.2	Das Experiment LITFASS-2003	42
5.4	Modellvalidierung.....	43
5.4.1	SVAT-Modellierung.....	43
5.4.2	LM-Validierung.....	43
5.4.3	Zum Wasserhaushalt.....	44

VERTIKO-DWD1

6	Bewertung und Verwertbarkeit der Ergebnisse.....	47
7	Fortschritt durch Dritte.....	49
8	Liste der Veröffentlichungen innerhalb bzw. unter Mitarbeit des Projekts	50

1 Zusammenfassung

Mikrometeorologische Messungen von Luft- und Bodenparametern sowie aller wesentlichen Komponenten der lokalen Energiebilanz über niedriger Vegetation (Gras, ASLBg) und hoher Vegetation (Kiefernwald, ASLBp) wurden als Kernaufgabe des Teilprojektes im Verbundvorhaben VERTIKO während des gesamten Projektzeitraumes 2001-2004 durchgeführt. Die Messungen an der Dauermessstation ASLBp wurden durch den notwendig gewordenen Austausch des Geräteträgers im Jahr 2002 zeitweise unterbrochen. Die mikrometeorologischen Messsysteme wurden im Frühjahr 2003 durch Infrarothygrometer (LI-7500, Fa. LiCor Inc., USA) zur direkten Bestimmung der latenten Wärme-flüsse mittels Eddy-Kovarianz-Verfahren für den Dauerbetrieb ergänzt.

Sämtliche Messdaten wurden einer umfassenden Qualitätskontrolle unterzogen. Die Datenprüfung und Qualitätskennzeichnung wurde unter Berücksichtigung der Ergebnisse des VERTIKO-Workshops zur QA/QC mikrometeorologischer Messungen den Erfordernissen einer Harmonisierung im Rahmen des Verbundprojektes angepasst.

Für den Zeitraum Januar 2001 bis Dezember 2003 erfolgte die Übergabe der qualitätsgeprüften mikrometeorologischen Datensätze der Ankerstationen ASLBg und ASLBp in die VERTIKO-Datenbank. Insgesamt wurden damit für eine Messperiode von 3 Jahren (Wiese) bzw. 2 Jahren und 4 Monaten (Wald) umfassende Datensätze zur Nutzung bereitgestellt. Die Daten standen im Projektverbund für die wissenschaftliche Auswertung, für eine vergleichende Betrachtung der Energiebilanz an verschiedenen Waldstandorten in Deutschland und für den Test von Modellen (SVAT-Modelle, Mesoskala-Modelle) sowie von Algorithmen zur Ableitung von Landoberflächenparametern aus Satellitendaten zur Verfügung.

Die Ergebnisse der mehrjährigen Messungen über den Landnutzungsformen Wiese und Wald wurden vergleichend analysiert und interpretiert. Es wurden signifikante Unterschiede in den mittleren Strahlungs- und Energieflüssen gefunden, die bei der Nettostrahlung in einer Größenordnung von 20-25 % liegen und beim fühlbaren Wärme-fluss den Faktor Zwei erreichen können. Bei der Interpretation sind die Eigenschaften der Vegetation und des Bodens gleichermaßen zu berücksichtigen. Saisonale und interannuelle Differenzierungen der lokalen Energieflüsse über den beiden Oberflächen folgen im wesentlichen der Variabilität in den meteorologischen Antriebsbedingungen (Strahlung, Niederschlag).

Auf dem Grenzschicht-Messfeld (GM) Falkenberg und in dessen unmittelbarer Umgebung wurde im Juni / Juli 2002 unter logistischer und organisatorischer Verantwortung von DWD-MOL das Experiment STINHO-2 zur Untersuchung des Einflusses mikroskaliger Heterogenität auf den Vertikalaustausch durchgeführt. Zur Auswertung des STINHO-2 Experimentes wurden umfangreiche Datensätze aufbereitet und den direkt an diesem Teilvorhaben beteiligten Projektpartnern (LIM, UH, UBT), insbesondere für die Durchführung von Large-Eddy-Simulationen (LES), zur Verfügung gestellt. Es erfolgten eine detaillierte Analyse der während STINHO-2 über den Unterlagentypen Gras bzw. Brache

VERTIKO-DWD1

durchgeführten Wärmeflussmessungen mittels Sonic und Scintillometer und die Synthese der einzelnen Messungen zu für die jeweilige Oberfläche repräsentativen Datensätzen.

Im Mai / Juni 2003 wurde am Meteorologischen Observatorium Lindenberg (MOL) und in dessen Umgebung gemeinsam mit dem Forschungsprojekt EVA_GRIPS (Forschungsprogramm DEKLIM) das Feldexperiment LITFASS-2003 durchgeführt, an dem Wissenschaftler von insgesamt 15 Forschungseinrichtungen aus Deutschland, den Niederlanden und der Schweiz beteiligt waren. Im Rahmen dieser Messkampagne wurde ein komplexer unikaler Datensatz zur Charakterisierung von Landoberflächen- und Grenzschichtprozessen über heterogener Unterlage gewonnen. Es kamen u.a. 13 Energiebilanzstationen, 3 Langstrecken-Scintillometer-Systeme, 4 Lidar-Geräte und die Hubschrauber-Schleppsonde Helipod zum Einsatz. Eine Dokumentation zur Messkampagne wurde erarbeitet und im September 2003 vorgelegt.

2 Einleitung - Ziele des Vorhabens

Das Ziel des Teilprojektes **VERTIKO-DWD1** ("Energieaustausch über heterogener Unterlage in flachem Gelände") bestand in der experimentellen Ermittlung der Impuls- und Energieflüsse über heterogenem Gelände (Typ B, d.h. orographisch wenig gegliedert, jedoch stark heterogene Landnutzung) unter Berücksichtigung der Struktur der atmosphärischen Grenzschicht sowie lokaler Unterschiede zwischen verschiedenen Landoberflächenformen auf der Meso- γ - bzw. Micro- α -Scala.

Zur Erreichung dieses Gesamtzieles waren im einzelnen folgende wissenschaftlich-technische Arbeitsziele formuliert worden:

1. Experimentelle Bestimmung der Energie- und Impulsflüsse über einem Waldbestand und an einem Standort mit niedriger Vegetation (Gras) im Dauerbetrieb sowie über weiteren Landnutzungsformen im Rahmen zeitlich befristeter Messkampagnen
2. Quantifizierung der Flüsse unter Berücksichtigung der Struktur der atmosphärischen Grenzschicht sowie Beschreibung ihrer saisonalen und interannuellen Variabilität
3. Fallstudien zur Ableitung flächengemittelter Werte für den turbulenten Wärmefluss aus der Anwendung räumlich integrierender Messverfahren bzw. einfacher Modellansätze (Scintillometer, Budgetmethode) und deren Interpretation unter Einbeziehung der lokalen Flussmessungen
4. Bewertung der experimentell ermittelten Werte für die turbulenten Flüsse im Vergleich mit den Daten operationeller Modellrechnungen mit dem Lokal-Modell (LM) des DWD
5. Bereitstellung komplexer Datensätze zu den Komponenten der Energiebilanz für den Test und die Validierung der aus Satellitendaten abgeleiteten Felder von Landoberflächenparametern sowie von SVAT-Modellen
6. Organisation und logistische Verantwortung einer speziellen Messperiode für Prozessstudien zur Quantifizierung des Einflusses mikroskaliger Heterogenität auf den Vertikalaustausch (STINHO).

3 Methoden und Kooperation

3.1 Mikrometeorologische Langzeitmessungen

Zur Erfüllung der Kernaufgabe des Vorhabens waren mikrometeorologische Langzeitmessungen über verschiedenen Landnutzungsformen die wesentliche Methode. Die in Deutschland dominierenden Landoberflächenformen (z. B. über 30 % Waldbedeckung, vgl. *Statistisches Bundesamt*, 2002) finden sich auch in der Umgebung des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg (MOL) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) wieder. In dem im Rahmen des LITFASS-Projektes des DWD (vgl. Beyrich et al., 2002a) seit 1997 näher untersuchten, 20*20 km² großen Gebiet in der Umgebung des MOL bedeckt Wald etwa 43 % der Fläche, etwa 45 % sind Agrarflächen (Äcker und Wiesen). Der Anteil der Wasserflächen beträgt 7 %, der von Siedlungs- und Verkehrsflächen rund 5 %.

3.1.1 Lage der Messstandorte

Durch DWD-MOL wurden im Rahmen des VERTIKO-Projektes zwei Messstationen kontinuierlich betrieben:

1) **ASLBg** (Anchor Station Lindenberg grass), auf dem Grenzsichtmessfeld (GM) Falkenberg des DWD,

2) **ASLBp** (Anchor Station Lindenberg pine), Meßstelle "Forst Kehrigk" bzw. "Waldstation",

wobei letztere rauhgkeitsbezogen teilweise auch als Energiebilanzstation "Hohe Vegetation" bezeichnet wird. Der nebenstehende Kartenausschnitt zeigt die Lage der Stationen im Umfeld des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg (vgl. auch Neisser et. al., 2002). Einen Eindruck von den topographischen Gegebenheiten beider Standorte vermitteln Abb. 3-2 und 3-3.

Die drittichtigste Landnutzungsart nach Wald und Agrarflächen (Acker, Wiese) bilden die Wasserflächen. Auch dies wird mit dem Kartenausschnitt in Abb. 3-1 illustriert. Zur Charakterisierung des Energieaustausches über Wasser wurden deshalb zusätzlich Messungen über einem See (Großer Kossenblatter See, Station Flacher See = FS) durchgeführt, wobei der Betrieb dieser Messstation aus

vorwiegend logistischen Gründen (u.a. Schutz der Anlage vor Eisdruck, Energieversorgung im Akkubetrieb, eingeschränkte Erreichbarkeit der Station im Winter) auf das Sommerhalbjahr beschränkt blieb (jeweils

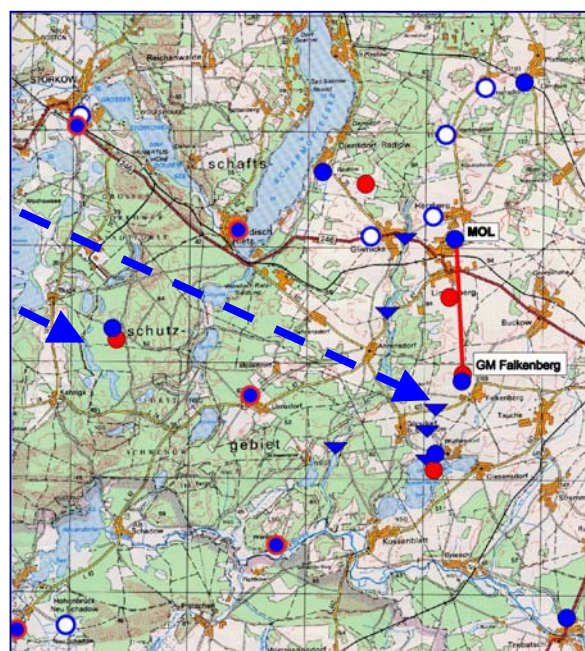


Abb. 3-1 Das Gebiet um Lindenberg mit der Lage von Energiebilanzstationen (roter Kreis, auch zeitweiliger Einsatz), Niederschlagsmessstellen (blauer Kreis, teils mit Globalstrahlungsmessung (blau-rot)) und dem Large-Aperture-Scintillometer-Pfad (rote Linie). Abbildungsgrundlage bildet ein TK100-Ausschnitt, Reproduktionsgenehmigung des Landesvermessungsamtes Brandenburg GB 57/01.

VERTIKO-DWD1

Zeitraum April bis Oktober).

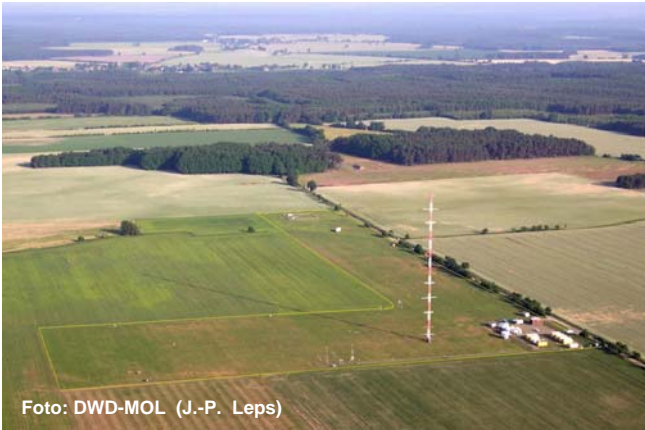


Abb. 3-2 Das Grenzschichtmessfeld (GM) Falkenberg des DWD, Ankerstation ASLBg



Abb. 3-3 Lage der Messstation des MOL im Kiefernwald bei Kehrig, Ankerstation ASLBp

Die Koordinaten der genannten drei Messstandorte lauten:

ASLBp	52° 10' 54" N, 13° 57' 09" E	48 m über NN
ASLBg	52° 10' 02" N, 14° 07' 24" E	73 m über NN
Wasser (FS)	52° 08' 15" N, 14° 06' 37" E	43 m über NN

3.1.2 Boden und Vegetation

Bei der Interpretation der Messdaten bleibt zu beachten, dass sich die Ankerstationen nicht nur hinsichtlich der "Landnutzung" bzw. Vegetationsdecke unterscheiden (hier Gras, dort Kiefernwald), sondern auch hinsichtlich der Bodeneigenschaften (vgl. Tabelle 3-1).

Bodenart	Wald	Wiese
substratsystematisch	Mittelsandiger Feinsand	Sand über Lehm vorherrschend, tlw. Sand über tiefem Lehm, vereinzelt Sand mit schwachen Leimbändern
bodensystematisch	Eisenpodsole und Regosole aus Flugsand, tlw. aus Moränensand	überwiegend Fahlerden, vereinzelt Braunerden und Parabraunerden

Tab. 3-1 Charakterisierung der Bodenart beider Ankerstationen

Für ein volles Verständnis von Landoberflächenprozessen sind die "Oberflächen" als Einheit von Bewuchs und Boden, gegebenenfalls auch unter Einbeziehung der hydrogeologischen Verhältnisse zu betrachten. Es

VERTIKO-DWD1

wäre für die wissenschaftliche Interpretation insbesondere der Flussmessungen sicherlich nicht uninteressant gewesen, Wald über Lehm mit Wiese über Lehm zu vergleichen bzw. beide Vegetationsarten jeweils über Sand zu betrachten. Solche Gegebenheiten sind aber in der heutigen Kulturlandschaft eher selten anzutreffen. In der Umgebung des MOL sind seit Jahrhunderten die "etwas besseren Böden" der agrarischen Nutzung vorbehalten, während auf Sandböden die Plantagen der "anspruchlosen" Kiefer zur Nutzholzgewinnung angelegt wurden. Der Vergleich der "Lindenberger Ankerstationen" ist also ein Vergleich von "Wald auf Sand" mit "Wiese auf Sand über Lehm", dies bleibt durchgängig zu beachten.

Modell-Sensitivitätsstudien von Braun (2002) zeigten einen außerordentlich großen Einfluss der Bodenart auf Struktur und Prozesse in der atmosphärischen Grenzschicht. Er schreibt: "Die dreidimensionalen Simulationen haben gezeigt, dass der Einfluss der Bodenfeuchte auf die Evapotranspiration aufgrund einer unterschiedlichen Behandlung der Bodenhydrologie am stärksten von der Wahl der Bodenart abhängt. Dieser Einfluss überwiegt deutlich den Effekt, den die Vegetation aufgrund unterschiedlicher Vegetationsparameter bewirkt".

Das Teilprojekt DWD1 bereicherte das Verbundvorhaben nicht nur bezüglich eines Standortes im norddeutschen Tiefland, sondern auch bezüglich einzelner Vegetationscharakteristika. In Tabelle 3-2 sind einige Bestandesmerkmale verschiedener Waldstandorte im Projekt VERTIKO vergleichend gegenübergestellt. Es wird ersichtlich, dass es sich bei der Ankerstation ASLBp (Forst Kehrigk) um einen geringstämmigen Kiefernwald handelt, wie er allerdings für weite Teile Brandenburgs charakteristisch ist und dessen Bestandesmerkmale zahlreiche Parallelen zum Kiefernwald im Hartheimer Forst aufweisen (Hinweis: zwar ist die Stammzahl beim in Tab. 3-2 dargestellten Vergleichsstandort „Tharandter Wald“ kleiner, hier handelt es sich aber um einen älteren und zugleich deutlich höheren Fichtenbestand, $LAI > 5$). Die geringe Stammzahl und der dadurch (bei Flächenbezug) deutlich kleiner 100% bleibende Kronenschlussgrad am Standort Forst Kehrigk gestatten eine zeitweise Besonnung des Waldbodens (vgl. dazu Abschnitt 5).

Die Messungen am Standort ASLBg werden durchgeführt über einer mehrere Hektar großen Wiese, die von agrarisch genutzten Flächen mit wechselndem Bewuchs umgeben ist. Die Wiese besteht aus verschiedenen Gräsern (Deutsches Weidelgras - *Lolium perenne*, Weiche Trespe - *Bromus hordeaceus*, Rotschwengel -



Abb. 3-4 Profilinstrumentierung des 30 m-Mastes in einem Kiefernforst bei Kehrigk nach der Neuerrichtung im Sommer 2002

VERTIKO-DWD1

	Tharandter Wald	Hartheimer Wald	Lindenberg (HV)
Bestand	Altfichte (<i>Picea abies</i>)	Kiefer (<i>Pinus silvestris</i>)	Kiefer (<i>Pinus silvestris</i>)
Höhe d. Geländes	375 m ü. NN	201 m ü. NN	48 m ü. NN
Alter (2001)	110 Jahre	40 Jahre	52 Jahre
Stammzahl	450 - 650 ha ⁻¹	4000 ha ⁻¹ (1750 ha ⁻¹ ab 1993)	1700 - 2000 ha ⁻¹
Kronenschlussgrad	90 %	85 %	100% ¹⁾
Grundfläche	35 - 40 m ² ha ⁻¹	38 m ² ha ⁻¹	29 m ² ha ⁻¹
Oberhöhe	30 m	14 m	14 m
Mittelhöhe	26 - 28 m	12 m	12 m
Mittlerer Stammdurchmesser	33 cm	11 cm	14 cm
LAI	7 .. 8 m ² m ⁻²	2.8 m ² m ⁻²	2.. 3 m ² m ⁻²
Quelle der Angaben	Grünwald (2003), Falge et al. (2004)	Vogt (1995), Rost (2004)	verschiedene Quellen
1) hier definiert als Verhältnis aus Kronenfläche zu Gesamtfläche, beinhaltet auch Überdecken von Kronen			

Tab. 3-2 Vergleich verschiedener „Wald-Standorte“ mit Energiebilanzmessungen im Projekt VERTIKO im Jahr 2001

Festuca rubra) mit unterschiedlicher Bewuchsdichte und in natürlicher Weise durchmischt mit zahlreichen (Un-)Kräutern, Leguminosen etc. (u.a. Löwenzahn - *Leontodon autumnalis*, *Taraxacum officinale*, Klee - *Trifolium pratense* bzw. *Trifolium repens*, Gemeines Ferkelkraut - *Hypochoeris radicata*). Die Bestandeshöhe wird durch mehrfache Mahd im Verlaufe eines Jahres auf < 20 cm gehalten.

3.1.3 Messsysteme

Die Tabelle 3-3 gibt einen Überblick über die an den einzelnen Stationen eingesetzte Messtechnik. Für Strahlungs-, Luft und Bodenmessungen (außer Bodenfeuchte) gelten Abtastraten von 1 Hz, für die Bodenfeuchtemessung (10 min)⁻¹. Bei den Turbulenzmessungen beträgt die Abtastrate 20 Hz ab April 2003 (Standorte "Wald" und "Flacher See") bzw. ab Februar 2002 (Gras), zuvor 10 Hz.

Die Mittelungszeit beträgt geräteseitig 10 min. Die Berechnung von 30 min-Mitteln, wie im Projektverbund vereinbart, wurde anhand der 10-min-Mittel (bei Turbulenzdaten unter Beachtung der besonderen Mittelungsverfahren für Streuungen und Kovarianzen) vorgenommen. Für die Datenaufzeichnung wurden Logger (Synmet) der Fa. Lambrecht verwendet.

VERTIKO-DWD1

Messgröße	Sensor	Hersteller	Messhöhe / -tiefe in m			Bemerkungen
			GM	FS 2002-03 ¹⁾	HV bis 03.2002 (ab 12.2002)	
Boden Temperatur ²⁾	Pt-100	TW Geraberg	0.05 0.30	ca. 0.02 ³⁾ 0.10 0.20 0.50 1.00	0.05 0.30	
Feuchte ⁴⁾ Wärmestrom	Trime EZ HP3	IMKO Rimco	0.15 0.05		0.30 0.05	
Strahlung Global kw Bilanz lw Bilanz Netto-Bilanz PAR Oberflächen- temperatur	CM24 CM24 DDPIR - LI190SZ KT 15.82	Kipp & Zonen Kipp & Zonen Eppley - LiCor Heitronics	2.00 2.00 2.00 - 2.00 2.00	2.20 2.20 2.10 - 2.10 2.10	29.10 (28.95) 29.10 (28.95) 29.10 (28.95) - 29.10 (28.95) 29.10 (26.10)	belüftet belüftet belüftet berechnet
Luft Temperatur / Luftfeuchte	HMP35 (bis 2002), dann HMP45D / (Frankenberger- Psychrometer)	Vaisala Friedrichs	0.50 2.40	0.55 2.00	2.00 (2.25) 4.00 (4.05) 9.50 (9.50) 11.50 (12.05) 13.50 (14.55) 18.00 (17.45) 21.00 (21.00) 24.00 (24.15) 29.50 (28.30)	belüftet belüftet belüftet belüftet belüftet belüftet belüftet belüftet belüftet
Wind- geschwindigkeit	F460	Climatronics	0.50 2.40	0.55 2.00	2.00 (2.25) 4.00 (4.05) 9.50 (9.50) 11.50 (12.05) 13.50 (14.55) 18.00 (17.45) 21.00 (21.00) 24.00 (24.15) 29.50 (28.30) 30.50 (30.55)	
Windrichtung Luftdruck	USA-1 PTB220A P6520 RPT410V	METEK Vaisala Ammonit Lambrecht	2.40 1.00	3.85 1.50		
Niederschlag	Pluvio	Ott	1.00	1.00	(26.00) 1.00	ab 11.2002
Turb. Flüsse Impuls sensible Wärme latente Wärme	USA-1 USA-1 LI-7500	METEK METEK LiCor	2.40 2.40 2.40	3.85 3.85 3.85	30.50 30.55 30.50 30.55 30.50 30.55	ab 04.2003
¹⁾ vor 2002 z.T. abweichende Messhöhen der Strahlungs-, Luft- und Turbulenzgrößen ²⁾ insgesamt 12 (HV: 7) Messtiefen bis 1.50 m, in der Tabelle aufgeführte Messungen für VERTIKO-Datenbank ³⁾ Sensor schwimmend ⁴⁾ insgesamt 5 (HV: 6) Messtiefen bis 0.90 m (HV: bis 1.50 m) in der Tabelle aufgeführte Messungen für VERTIKO-Datenbank						

Tab. 3-3 Instrumentierung der mikrometeorologischen Messstationen

In Bezug auf die Instrumentierung der Waldstation (ASLBp) sind bei der Interpretation der Daten leichte

VERTIKO-DWD1

Verschiebungen in der Höhenanordnung der Sensorik mit dem Umbau im Sommer 2002 zu beachten.

Prinzipiell sind alle wichtigen Messsysteme doublert (siehe dazu auch Abschnitt 3.2.2 zur Qualitätssicherung). So ist auch der Waldmast mit Frankenberger Psychrometer und HMP-Sensorik bestückt. Allerdings konnten die Psychrometer nur phasenweise betrieben werden, so dass durchgängige Temperatur- und Feuchtemessdaten lediglich von den HMP-Sensoren vorliegen, was insbesondere bei der Bestimmung der Luftfeuchte die Messgenauigkeit reduziert. Gelegentliche Geber-Wechsel hatten überwiegend die Aufgabe, erkannte Fehler oder Genauigkeitsdefizite zu überwinden. So sind beispielsweise die HMP35-Sensoren in den Jahren 2002 / 2003 sukzessive durch HMP45 ersetzt worden.

3.2 Qualitätssicherung / Qualitätskontrolle (QA/QC)

3.2.1 Prinzipien der QA/QC

Die umfassende Qualitätssicherung (QA, quality assurance) und die ständige, zu großen Teilen automatisierte Qualitätskontrolle (QC, quality control) der Energiebilanzdaten sowie der meteorologischen Basis- bzw. Referenzdaten ist ein weiterer methodischer Baustein des Projektes. Es gibt zur „Qualitätsprüfung“ bzw. „Qualitätssicherung“ meteorologischer Daten eine breite wissenschaftliche Diskussion, die gelegentlich selbst zur Frage: „Was ist eigentlich Qualität“ zurückkehrt. Dies soll hier jetzt nicht erörtert werden. Die „Qualitätssicherung“ im Energiebilanzmessnetz (EBMN) wurde 1998/99 unter Berücksichtigung damaliger Erfahrungen konzipiert (Abb. 3-5) und in den darauffolgenden Jahren am MOL umgesetzt und erweitert.

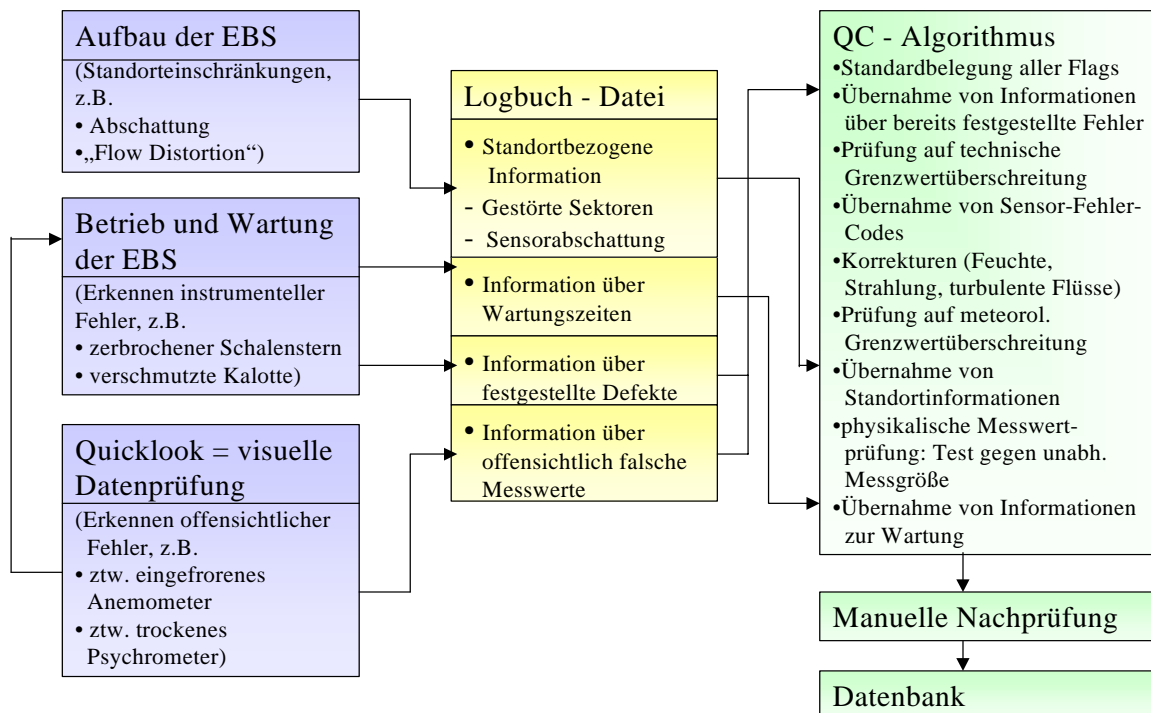


Abb. 3-5 Konzept der QA/QC zu Beginn des Projektes (2001), die Gesamtstruktur hat sich bewährt, einige Aspekte sind hinzugekommen

VERTIKO-DWD1

Etwa zur gleichen Zeit der Entwicklung der Qualitätssicherungskonzeption im EBMN des MOL legten Shafer et al. (2000) ihre Erfahrungen mit Qualitätssicherungsprozeduren in einem bezogen auf die Stationsanzahl umfangreicheren mesometeorologischen Messnetz („Oklahoma Mesonet“) dar. Es ergeben sich viele vergleichbare Erfahrungen zwischen diesem Messnetz im mehrjährigen Betrieb (z.B. Einsatzprobleme der Vaisala-HMP35-Feuchtesensorik, Notwendigkeit eines „*postfield laboratory check*“, Kontrolle langer Reihen) und dem EBMN des MOL. Shafer et al. (2000) begründeten ausführlich die Notwendigkeit, in Ergänzung zur automatisierten Qualitätssicherung eine manuelle Nachbereitung durchzuführen: „*Results from QA processes, combined with human experience and meteorological knowledge, can lead to the discovery of previously unknown microscale phenomena*“. Diese manuelle Nach- und Aufbereitung stellt innerhalb der gesamten Qualitätssicherung einen nicht zu unterschätzenden Aufwand dar.

Eine (teil)automatisierte Qualitätssicherung/-kontrolle soll einerseits fehlerhafte Daten erkennen, andererseits „außergewöhnliche“ (weil seltene oder extreme) Messwerte nicht als Fehler einstufen. Dies bleibt immer wieder eine Herausforderung an die Architektur und die Einzellösungen eines Qualitätssicherungssystems. Fiebrich und Crawford (2001) fassen das Problem in ähnliche Worte: Man braucht ein „*QA system that represents a compromise between having automated QA tests stringent enough to catch bad data, but relaxed enough to permit meteorological observations of real phenomena to be correctly flagged in the archives*“.

Bei der Erfassung der (turbulenten) Flüsse im Energiebilanzmessnetz im Dauerbetrieb stellen sich die Fragen der Zuordnung zwischen Fehler und „extremem Messwert“ noch wesentlich schärfer. So mussten beispielsweise die Schranken für den „*range-test*“ des fühlbaren Wärmestroms unter Berücksichtigung der Erfahrungen aus den Messungen über Wald erweitert werden.

3.2.2 Mehrstufige Qualitätsprüfung

Die einzelnen Komponenten einer mehrstufigen Qualitätsprüfung, die im Zusammenhang mit dem LITFASS-Projekt (vgl. z. B. Beyrich, 2000, bzw. Abb. 3-5) am MOL eingeführt wurde, umfassen im wesentlichen folgende Schritte:

Loggerseitige Tests, Grenzwertprüfung

Kennzeichnung gestörter Messwerte (z. B. Wartung, „*Flow Distortion*“, „*Limited Fetch*“, Abschattung)

Vergleich unabhängiger Messverfahren oder Geräte (z.B. Vergleich der Messwerte HMP und Psychrometer, Schalenstern-Anemometer und Sonic, HMP/Psychrometer und LI-7500)

Prüfung auf Einhaltung physikalischer Gesetzmäßigkeiten (z. B. Prüfung im Profil, Vorzeichenprüfung Wärmefluss - Gradient Temperatur / spezifische Feuchte, Albedoprüfung).

Die Abb. 3-5 verdeutlicht aber auch, dass Qualitätssicherung nicht nur die Prüfung der gewonnenen Daten umfasst, sondern den Gesamtprozess der Datengewinnung im Blick hat. Bereits die Sensor- und Standortauswahl entscheidet über den Qualitätsrahmen. Eine Qualitätskontrolle kann Werte nicht verbessern, sondern nur (vermeintlich) fehlerhafte Werte kennzeichnen. Ebenso kann eine nachgeschaltete

VERTIKO-DWD1

Qualitätskontrolle nicht das ordnungsgemäße Führen eines "Logbuchs" ersetzen. Zwar sollte sie in der Lage sein, grobe durch Wartung verursachte Fehler zu erkennen, unterschwellige Beeinflussungen bleiben jedoch meist unerkannt.

Die Abb. 3-6 zeigt eine Übersicht über die Qualitätssicherung durch redundante Messung bzw. physikalisch basierte Prüfung, wie sie im Energiebilanzmessnetz des MOL im Jahr 2000 konzipiert und im wesentlichen auch umgesetzt wurde.

Parameter	originäre Messung	Vergleich für QC
Temperatur	Pt-100 (Frankenberger)	Pt-100 (HMP)
Luftfeuchte	Psychrometer (Frankenberger)	kapazitiv (HMP)
Windgeschwindigkeit	Schalenstern	Sonic
Windrichtung	Sonic	(z.B. Windfahne)
kw Strahlung	Thermosäule (CM 24)	Photodiode (PAR)
lw Strahlung	Thermosäule (PIR)	pyroelektrisch (KT 15)
Bodenfeuchte	TDR (Trime EZ)	z.B. Bohrstock (Monitoring)
BWS	Thermosäule (Flux Plate)	z.B. T-Profil
turb. Impulsfluss	Sonic	V-Profil
turb. Wärmefluss	Sonic	T-Profil, Scintillometer
turb. Wasserdampf-Fluss	opt. Sensor (Kr, Ly- α , IR)	q-Profil

Die für die Durchführung der physikalisch basierten Tests

Abb. 3-6 Konzeption des Vergleichs unabhängiger Messverfahren im Rahmen der Qualitätssicherung mikrometeorologischer Messungen

zunächst für Stationen über niedriger Vegetation entworfenen Algorithmen und Grenzwerte wurden im Rahmen des Projektes VERTIKO überprüft bzw. weiterentwickelt, dabei insbesondere an die Oberflächenform „Hohe Vegetation“ (Wald) angepasst.

3.3 Scintillometer-Messungen zur Ableitung flächengemittelter Flüsse

Ein dritter methodischer Baustein des Projektes war der Übergang von der Punktmessung zur Betrachtung der Fläche. Während die Eddy-Kovarianz-Methode lediglich für Punktmessungen über quasi-homogener Unterlage geeignet ist, ist die Scintillometrie ein geeignetes Verfahren zur Ermittlung mittlerer Flüsse über einer Fläche, gegebenenfalls auch über heterogenen Oberflächen mit wechselnden Unterlageneigenschaften. Mit einem Scintillometer werden die Intensitätsfluktuationen von Lichtstrahlen nach Ausbreitung über einen Messpfad von einigen Deka- bis zu wenigen Hektometern (beim Laser-Scintillometer) bzw. einigen Kilometern Länge (beim Large-Aperture Scintillometer) gemessen und hieraus als primäre Ausgangsdaten der Brechungsindex-Strukturparameter (C_N^2 , im Bereich des sichtbaren Lichtes entspricht dieser wesentlich dem Temperatur-Strukturparameter, C_T^2) und (beim Zweistrahl-Scintillometer) die innere Skalenlänge der Turbulenz (l_0) abgeleitet. Unter Nutzung von Modellannahmen aus der Ähnlichkeitstheorie lassen sich hieraus flächengemittelte Werte der turbulenten Flüsse bestimmen. Es gilt näherungsweise

$$C_T^2 = C_N^2 \left[\frac{\overline{T^2}}{-0.78 \cdot 10^{-6} p} \right]^2 \left(1 + \frac{0.03}{Bo} \right)^{-2} \quad (3-1)$$

mit Luftdruck p, Lufttemperatur T und Bowen-Verhältnis Bo sowie

$$\varepsilon = v^3 \left(\frac{7.4}{l_0} \right)^4 \quad (3-2)$$

Die Bestimmung des fühlbaren Wärmeflusses H und der Schubspannungsgeschwindigkeit erfolgt über

$$\overline{w'\theta'} = u_* \cdot C_T \cdot (z-d)^{1/3} \cdot \Phi_H^{-1/2} \quad (3-3)$$

$$u_* = \varepsilon^{1/3} \cdot (z-d)^{1/3} \cdot \Phi_\varepsilon^{-1/3} \quad (3-4)$$

wobei Φ_H und Φ_ε "universelle" Funktionen von $(z-d)/L$ sind.

Im Rahmen des VERTIKO-Projektes wurden Messungen sowohl mit Laser-Scintillometern (SLS-20/40) der Fa. Scintec AG als auch mit einem an der Universität Wageningen gebauten Large-Aperture Scintillometer durchgeführt.

3.4 *Feldexperimente*

Auf dem Grenzschichtmessfeld (GM) Falkenberg und in dessen unmittelbarer Umgebung wurde im Juni / Juli 2002 unter logistischer und organisatorischer Verantwortung von VERTIKO-DWD1 das mikrometeorologische **Feldexperiment STINHO-2** zur Untersuchung des Einflusses mikroskaliger Heterogenität auf den Vertikalaustausch durchgeführt.

Dabei wurden insbesondere die Wechselwirkungen einer heterogen geheizten Erdoberfläche mit der turbulenten Atmosphäre untersucht. Ziel dieses Experiments war es weiterhin, konventionelle meteorologische Punktmessungen und vertikal integrierende Messungen mit flächendeckenden Sondierungen des Temperatur- und Windfeldes zu vergleichen. Das Hauptaugenmerk der Untersuchungen war dabei auf die Erfassung und Quantifizierung horizontaler Wärmeflüsse und von deren Divergenzen in der bodennahen Grenzschicht unter realen inhomogenen Oberflächenbedingungen gerichtet. Aus den Messdaten der verschiedenen eingesetzten Messsysteme sollten schließlich die Anfangs- und Randwerte für eine Large-Eddy-Simulation des Turbulenzfeldes mit realen Antriebsbedingungen gewonnen werden.

Die Messungen während des STINHO2-Experimentes konzentrierten sich auf die Erfassung der Entwicklung einer morgendlichen flachen konvektiven Grenzschicht. Eine ausführliche Beschreibung des Experiments und der vorbereitenden Arbeiten für die hochauflösende Large-Eddy Simulation ist in den Abschlussberichten der VERTIKO-Teilprojekte LIM bzw. UH sowie in einer Veröffentlichung zum Teilvorhaben STINHO zu finden (Raabe et al., 2004).

Das **Experiment LITFASS-2003** wurde als Schwerpunkt der experimentellen Aktivitäten des Verbundprojektes EVA_GRIPS (Evaporation at the GRId and Pixel Scale) aus dem ebenfalls vom BMBF geförderten Deutschen Klimaforschungsprogramm (DEKLIM) konzipiert und geplant. Das Gesamtziel dieses Vorhabens bestand in der Bestimmung der Verdunstung über einer heterogenen Landoberfläche auf der Skala einer Gitterbox eines atmosphärischen regionalen Zirkulationsmodells bzw. eines Satellitenbildpixels, basierend auf einer Kopplung von Feldmessungen, numerischen Modellsimulationen und der Analyse von Satellitendaten. Auf der Basis einer im Herbst 2002 abgeschlossenen Kooperationsvereinbarung wurde das LITFASS-2003 Experiment gemeinsam mit dem Verbundvorhaben VERTIKO durchgeführt, da es zahlreiche Parallelen in den inhaltlichen Zielen zwischen VERTIKO und EVA-GRIPS gibt.

3.5 Kooperationen

Während der Projektlaufzeit haben teils sehr enge Kooperationen zu folgenden Arbeitsgruppen bestanden:

DWD-Arbeitsgruppe im Projekt EVA-GRIPS (Projektleiter: Dr. Frank Beyrich, Bearbeiter: Dipl.-Meteorol. Jens-Peter Leps) im Zusammenhang mit der Qualitätssicherung mikrometeorologischer Messdaten im Dauerbetrieb, der Ableitung von Flächenmitteln und der Erarbeitung einheitlicher Korrektur- und Transformationsalgorithmen für die turbulenten Flüsse sowie mit der Durchführung der Messungen im Rahmen von LITFASS-2003,

Arbeitsgruppe VERTIKO-UBT1 (Prof. Thomas Foken, Universität Bayreuth, Abteilung Mikrometeorologie) auf dem Gebiet der Erarbeitung einheitlicher Korrektur- und Transformationsalgorithmen für turbulente Flüsse und der Qualitätsprüfung mikrometeorologischer Messdaten, sowie zu Fragen der Quellflächenanalyse und der Auswertung von Experimenten (Strahlungsvergleich Melpitz 2001, Ultraschallanemometer-Vergleich beim "Vorexperiment zu LITFASS-2003" im Jahr 2002),

Arbeitsgruppe VERTIKO-UBT2 (Dr. Eva Falge) im Zusammenhang mit der Ermittlung von pflanzenphysiologischen Parametern auf dem GM Falkenberg, einem nachfolgendem Daten- und Informationsaustausch für die SVAT-Modellierung und der Mitwirkung an einer gemeinsamen Veröffentlichung,

Arbeitsgruppe VERTIKO-TUD1 (Prof. Dr. Christian Bernhofer) auf dem Gebiet der Harmonisierung von Datenstrukturen und Qualitätsmerkmalen sowie in Bezug auf die Übergabe / Übernahme von komplexen Datensätzen in die gemeinsame Datenbank,

Arbeitsgruppe VERTIKO-TUD2 (PD Dr. Franz Berger) in Verbindung mit der Nutzung von Lindenberger Daten für die Validierung von Algorithmen zur Ableitung von Landoberflächenparametern und Energieflüssen aus Satellitendaten,

Arbeitsgruppe VERTIKO-ALUF1 (Prof. H. Mayer) in Bezug auf die Analyse und Interpretation von mikrometeorologischen Messungen in und über einem Kiefernwald und in Verbindung mit der Teilnahme der Freiburger Gruppe am Experiment LITFASS-2003 sowie mit den Arbeitsgruppen VERTIKO-ULLIM und VERTIKO-UH im Zusammenhang mit der Vorbereitung, Durchführung und Auswertung des STINHO-2-Experimentes bzw. der Teilnahme an LITFASS-2003.

Durch die Ausrichtung von Workshops und die Durchführung mehrerer Experimente gab es darüber hinaus zeitweise Kontakte zu fast allen Arbeitsgruppen.

4 Planung und Ablauf des Vorhabens

Die experimentelle Bestimmung der Energie- und Impulsflüsse über einem Waldbestand (Kiefernwald) und an einem Standort mit niedriger Vegetation (Gras/Wiese) wurde vereinbarungsgemäß im Dauerbetrieb ab 01.01.2001 sichergestellt. Vorausgegangen war eine mehrjährige Phase mit Messkampagnen, Sortentests insbesondere im Hinblick auf Genauigkeitsanforderungen mikrometeorologischer Messungen und der Stabilität in einem Dauermessprogramm sowie Erprobungen von Logger-, Übertragungs- und Verarbeitungssoftware im Rahmen des DWD-internen Forschungs- und Entwicklungsprojektes LITFASS (Lindenberg Inhomogeneous Terrain - Fluxes between Atmosphere and Surface: a long-term Study, vgl. Beyrich, 2001).

Die Daten, die vor dem 01.01.2001 erhoben wurden, dienten neben der Kontrolle des Einsatzverhaltens der Sensorik und der Entwicklung (teil)automatisierter Qualitätsprüfungsalgorithmen in Einzelfällen auch der Ableitung von Korrektur- bzw. Anpassungsprozeduren. Da sich vor 2001 teilweise noch Veränderungen an den Stationskonfigurationen bzw. an den Einsatzbedingungen einzelner Sensoren ergaben, waren diese Daten für eine Integration in die VERTIKO-Datenbank nicht vorgesehen, sind jedoch in der Datenbank des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg für den Zeitraum ab 01.01.2000 (Wiese) bzw. 01.03.2000 (Kiefernwald) verfügbar.

Dies gilt sinngemäß auch für die Daten, deren Erhebung mit zum Teilprojekt gehörte, die aber nicht zur Einspeisung in die VERTIKO-Datenbank vorgesehen waren (Messungen über weiteren Landnutzungsformen im Rahmen von mehrmonatigen Messphasen (siehe Abb. 4.1, See- und Ackerflächen)).

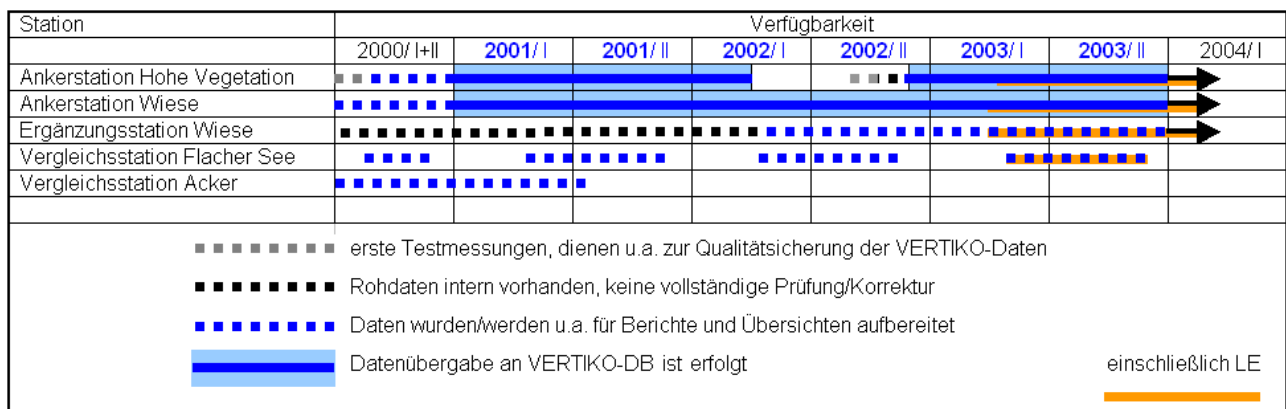


Abb. 4.1 Messperioden, Datenaufbereitung und -übergabe für Anker- und Vergleichsstationen des Teilvorhabens DWD-1 (Phasen mit Bestimmung des latenten Wärmeflusses nach der Eddy-Kovarianz-Methode LE sind orange hervorgehoben)

Die erfassten Daten wurden einer umfassenden, im Rahmen des Verbundprojektes VERTIKO abgestimmten Qualitätsprüfung unterzogen. Diese lag seit 01.09.2001 in Verantwortung des Projektwissenschaftlers.

VERTIKO-DWD1

Jahr 2001

Die Planung ging ursprünglich von einer Projektlaufzeit vom 1.1.2001 bis 31.12.2003 aus. Nachdem sich der Projektbeginn auf den 01.04.2001 verschoben hatte, konnte wegen ausschreibungs- und arbeitsrechtlicher Gründe der Projektwissenschaftler erst verzögert (zum 01.09.2001) eingestellt werden. Damit gab es anfangs einen Verzug in der Bearbeitung bestimmter Teilthemen und in der Datenbereitstellung, der nur allmählich abgebaut werden konnte und erst durch die Gewährung von Aufstockungsmitteln für eine (wie geplant) volle 3-Jahres-Anstellung des Projektwissenschaftlers aufgeholt wurde. Ein wesentlicher Schwerpunkt zu Beginn der Projektbearbeitungszeit war die Anpassung und Weiterentwicklung von Qualitätsprüfungs- und Korrekturalgorithmen (siehe Abschnitt 5.1).

Im Herbst 2001 erfolgte die Teilnahme mit 2 Geräten (Pyranometer CM21 und Pyrgeometer DDPIR) am Strahlungsmessgerätevergleich (20.09.-10.10.2001) während des Experiments STINHO-1 in Melpitz.

Jahr 2002

Zwischenergebnisse zur Datenerhebung an den Ankerstationen ASLBg und ASLBp und zu Fragen der Qualitätssicherung wurden zum 1. VERTIKO-Workshop (Thurnau 10.-12.02.02) in einem eigenen Beitrag vor- bzw. zur Diskussion gestellt (Stiller, 2002).

Wegen des (aus sicherheitstechnischen Gründen) erforderlichen Austausches des 30 m hohen Geräteträgers mussten die Messungen an der Ankerstation ASLBp ab Mitte März für mehrere Monate unterbrochen werden. Die Re-Instrumentierung des Mastes erfolgte schrittweise ab September 2002. Die Messungen in den Monaten September bis November wurden für die Neuanpassung der Qualitätskontrollalgorithmen genutzt, ab 1.12.2002 lagen wieder vollständig qualitätsgeprüfte Datensätze zur Weitergabe an die VERTIKO-Datenbank vor.

Die experimentelle Bestimmung des (turbulenten) Wärmeflusses und des Impulsflusses mittels der Eddy-Kovarianz-Methode erfordert eine "Weiterbehandlung des Messwertes" (Transformation bzw. Korrektur). Auch die Messergebnisse von DWD1 zeigten, dass einige ursprüngliche Ansätze zu (operativen) Korrekturverfahren überdacht werden mussten. Entsprechende Ergebnisse und Auswege wurden zum Workshop "QA-QC" (Thurnau 15.-16.11.2002) in einem eigenen Beitrag vor- und zur Diskussion gestellt. Das Teilprojekt VERTIKO-DWD1 beteiligte sich aktiv an der Vorbereitung und Sicherstellung der VERTIKO-Messphase SOP2, in deren Rahmen in Lindenberg das Experiment STINHO-2 (Prozessstudien zur Quantifizierung des Einflusses mikroskaliger Heterogenität auf den Vertikalaustausch) stattfand.

Jahr 2003

Im Februar 2003 wurde am MOL ein weiterer Workshop innerhalb des Projektverbundes VERTIKO (Thema: "Messen und Parametrisieren") durchgeführt. VERTIKO-DWD1 übernahm die technische Vorbereitung und beteiligte sich mit Beiträgen u.a. zur Frage der Datenverfügbarkeit und zu den Auswirkungen unterschiedlicher Quellflächen"zustände" bei der Ankerstation Wiese (Vergleich mit Daten der Vergleichsstation Wiese, siehe auch Abschnitt 5.3.8).

VERTIKO-DWD1

Die mikrometeorologischen Messsysteme wurden im April bzw. Mai 2003 durch Infrarothygrometer (LI-7500, Fa. LiCor Inc., USA) zur Bestimmung der latenten Wärmeflüsse mittels Eddy-Kovarianz-Verfahren für den Dauerbetrieb ergänzt. Vorausgegangen waren längere Test- und Anpassungsphasen der herstellungsseitig noch nicht völlig ausgereiften Systeme. Die Überführung der Hygrometer in einen Dauerbetrieb erwies sich u.a. als problematisch, da sich im Verlaufe des Jahres Veränderungen in der Kalibrierstabilität (infolge einer Änderung der Temperaturspezifikation durch den Hersteller) sowie Fehler in den ursprünglichen Angaben des Herstellers zur Verzögerungszeit der sensorinternen Signalverarbeitung herausstellten. Die Einbindung der Hygrometer in den Dauermessbetrieb machte zudem ein System-Upgrade der zur Erfassung und Erstverarbeitung aller Turbulenzdaten genutzten Ultraschallanemometer vom Typ USA-1 (Fa. METEK GmbH) erforderlich.

Für den Zeitraum ab April 2003 wurden im Zusammenhang mit der jetzt möglichen Bereitstellung von Messergebnissen zum latenten Wärmefluss die Qualitätssicherungs- und -kontrollalgorithmen den Anforderungen einer geänderten Korrektur/Transformation turbulenter Flüsse bei Kenntnis des latenten Wärmeflusses angepasst. Insbesondere die (Teil-)Automatisierung der Fehlererkennung des verglichen mit laufender Standard-Sensorik witterungsanfälligeren Infrarothygrometers (Ausfälle bei Niederschlag, Tau) erwies sich als anspruchsvolle Aufgabe. Die notwendigen Untersuchungen und der nachfolgende Aufbau angepasster Qualitätsprüfprozeduren für den Dauerbetrieb (Datenflussskette: Logger – Formatierung – Transformation / Korrektur - Qualitätsbewertung – Datenbankeinspeisung) konnten erst zum Jahreswechsel 2003/2004 beendet werden.

Im Mai / Juni 2003 wurde am Meteorologischen Observatorium Lindenberg und in dessen Umgebung gemeinsam mit dem Forschungsprojekt EVA_GRIPS (Forschungsprogramm DEKLIM) das Feldexperiment LITFASS-2003 durchgeführt, an dem Wissenschaftler von insgesamt 15 Forschungseinrichtungen aus Deutschland, den Niederlanden und der Schweiz beteiligt waren. Im Rahmen dieser Messkampagne wurde ein komplexer unikaler Datensatz zur Charakterisierung von Landoberflächen- und Grenzschichtprozessen über heterogener Unterlage gewonnen. Eine Dokumentation zur Messkampagne wurde erarbeitet und im September 2003 vorgelegt.

Im Verlauf des Jahres wurden zur Auswertung des STINHO-2 Experimentes umfangreiche Datensätze von 2002 aufbereitet und den Projektpartnern, insbesondere für die LES, zur Verfügung gestellt. Es erfolgte eine detaillierte Analyse der während STINHO-2 über den Unterlagentypen Gras bzw. Brache durchgeführten Wärmeflussmessungen mittels Sonic und Scintillometer und die Synthese der einzelnen Messungen zu für die jeweilige Oberfläche repräsentativen Datensätzen.

Mit dem inzwischen fast 4jährigen Datenbestand für Nettostrahlung und sensiblen Wärmefluss über Gras und Kiefernforst und ersten Ergebnissen zu den direkt ermittelten latenten Flüssen über beiden Landnutzungen konnte ein Beitrag zur 5. BIOMET-Tagung, Dezember 2003 in Dresden, geliefert werden. Insbesondere wurden Ergebnisse des Vergleichs Wald-Wiese im Tagungsschwerpunkt "Forstmeteorologie" vorgestellt. Bemerkenswert ist die Übereinstimmung der Erkenntnisse aus dem Lindenerger Energiebilanzmessnetz mit Ergebnissen aus dem "Hartheimer Forst", auch hier übernimmt der Kiefernwald die Aufgabe

VERTIKO-DWD1

der "Heizfläche" (die Wärmeabgabe erfolgt bei beiden Wäldern im Vergleich zu den Wiesen über einen wesentlich höheren Fluss fühlbarer Wärme).

Jahr 2004

Die verbleibende Zeit bis zum Ende des Projektes wurde insbesondere genutzt, um die Datenbereitstellung im vereinbarten Umfang abzuschließen. Die Datensätze wurden bis jeweils zum 31.12.2003 für beide Standorte (ASLBg, ASLBp) der VERTIKO-Datenbank zur Verfügung gestellt. Weiterhin sind Dokumentationen und Manuskripte (intern z.B. zum Programmablauf der teilautomatisierten Qualitätskontrolle, extern: Posterbeitrag AFO-Abschlussseminar Bad Tölz, Beitrag für BIOMET-Sammelheft der Meteorol. Zeitschrift (in Vorbereitung)) erarbeitet worden. Damit ist die "Kernaufgabe" des Teilprojektes erfüllt und abgeschlossen. Die intensiven Arbeiten zur Qualitätssicherung von Energiebilanzmessungen über unterschiedlichen Landnutzungen haben zum Ende des Projektes eine stabile Prozessablaufkette für die Datenprüfung und -bearbeitung im weiteren Dauerbetrieb des Energiebilanzmessnetzes hinterlassen. Eine inhaltliche Auseinandersetzung mit den Daten wird, neben den schon erwähnten und noch zu nennenden Veröffentlichungen, auch im Rahmen dieses Endberichtes geführt. Mit der Weiterführung dieser ab 2000 / 2001 begonnenen Zeitreihe von Energiebilanzen über unterschiedlichen Landnutzungen werden sich aber immer wieder neue Erkenntnisse einstellen.

5 Ergebnisse

5.1 Anpassung und Qualifizierung von QC-Algorithmen

5.1.1 Besonderheiten für ASLBp und ihre Berücksichtigung in der Qualitätskontrolle

Eine Prüfung der langwelligen Strahlung (Pyrgeometer) aus dem unteren Halbraum (Ausstrahlung) kann im allgemeinen durch Vergleich mit der gemessenen Oberflächentemperatur (Tsurf, Infrarot-Thermometer) auf der Basis des Stefan-Boltzmann-Gesetzes erfolgen.

Als Prüfkriterium galt zunächst basierend auf entsprechenden Testerfahrungen für die Messung über niedriger Vegetation eine maximale Differenz von 3 K zwischen „Tsurf“ und der aus Rlwu (= langwellige Ausstrahlung) berechneten „Strahlungstemperatur“. Dieser auf die Daten der Waldstation angewandte „Test“ ergab besonders im Sommer häufige Fehlermeldungen. Die Abb. 5-1 zeigt ein charakteristisches Beispiel für den Gang von Strahlungsgrößen sowie von Oberflächen- und Lufttemperatur an einem Strahlungstag (hier: 02.05.2001) mit mehrfacher Verletzung der „Qualitätsforderung“.

Eine Analyse des Auftretens dieser „Fehlwerte“ über längere Zeiträume zeigte, dass es sich um Einflüsse einer zwischen April und September (die Sonnenhöhe ist dann ausreichend) auftretenden Besonnung des Waldbodens handelt. Das Infrarotthermometer war 2001 lot-recht nach unten gerichtet und hatte offensichtlich überwiegend den Waldboden im Blick. Die Zeitpunkte der einzelnen „Tsurf-Maxima“ sind vom Schattenwurf umliegender Bäume abhängig. „Tsurf“ in der bis

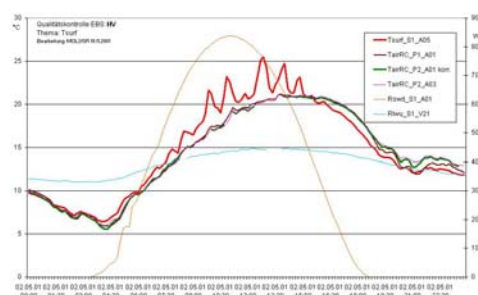


Abb. 5-1 Tagesgang ausgewählter Messwerte (Temperaturen und Strahlungsflüsse) der Ankerstation „Hohe Vegetation“ am 02.05.2001

März 2002 geltenden Konfiguration wird deshalb zu einem größeren Anteil als Oberflächentemperatur des Waldbodens interpretiert werden können. Damit ergeben sich durchaus wichtige Aussagen zu Energieumsätzen über bzw. in Waldvegetation mit einer - nicht nur für „Märkische Wälder“ charakteristischen - lockeren Struktur. Die hier in der Diskussion vorgestellte Oberflächentemperatur „Tsurf“ wurde für die Ankerstationen Lindenberg in der VERTIKO-Datenbank unter „radiative canopy temperature Tc“ abgelegt, ist aber im engen Sinne keine „Bestandstemperatur“! Diese "kleinräumige" Heterogenität, die wohl Auswirkungen auf die Messreihen der Oberflächentemperatur „Tsurf“ hat, spiegelt sich erwartungsgemäß in den Messungen der Energiebilanzkomponenten nicht erkennbar wieder.

Von der Gruppe VERTIKO-UBT wurde der Waldstandort bezüglich der Heterogenität seiner Landnutzungsstruktur in Verbindung Charakterisierung des *Footprint*-Bereiches für die Messungen turbulenter Flüsse analysiert. Göckede (2004) unterstreicht für den Standort ASLBp die "Dominanz der Landnutzungsklasse Nadelwald ... wobei ein Anteil von 85 Prozent auf Quellgebiete, die nahezu homogen aus Nadelwald bestehen, entfällt".

Weitere Besonderheiten der "Waldstation" sind:

- Im Gegensatz zu den anderen Stationen des Energiebilanzmessnetzes standen in mehreren Jahren für die ASLBp aus betriebs- und wartungstechnischen Gründen keine parallelen Lufttemperatur- und Luftfeuchtemessungen der Frankenberger Psychrometer und HMP-Sensoren zur Verfügung.
- Während bei Profilmessungen über niedriger Vegetation von einer Windzunahme mit der Höhe und der Korrespondenz zwischen vertikaler Temperaturdifferenz und (turbulentem) Wärmefluss ausgegangen werden kann, gibt es im „Wald“ eine Entkopplung von Stammraum und der Grenzschicht über dem Bestand. Dies impliziert die Möglichkeit des Auftretens von Windmaxima im Profil (also keine durchgängige Windzunahme mit der Höhe) und auch eine wegen der *Footprint*-Problematik nicht in jedem Fall eindeutige Zuordnung zwischen den in 30 m Höhe gemessenen turbulenten Flüssen und den am Mast ermittelten Temperaturgradienten zwischen Kronenraum und Mastspitze. Hieraus ergab sich die Notwendigkeit von Modifikationen der Qualitätsprüfprogramme für die Profilmessungen mittlerer meteorologischer Größen und, bezogen auf die Flussmessungen, ein erhöhter manueller Nachbearbeitungsaufwand.

5.1.2 Besonderheiten für ASLBg

In Standortbeschreibungen für **ASLBg** (Diskussion Workshop Braunschweig oder auch VERTIKO-Newsletter No. 5, Nov 2003) wurde gelegentlich die erhöhte Häufigkeit des Auftretens nordöstlicher Windrichtungen während der Nachtstunden hervorgehoben. Wie die Abb. 5-2 zeigt, ist der Unterschied in der Tag-Nacht-Häufigkeit von Nordostwinden in Bodennähe unstrittig. Allerdings handelt es sich vermutlich nicht um einen "Kaltluft-Abfluss". Dafür wäre auch die Geländeneigung unzureichend. Eine grobe

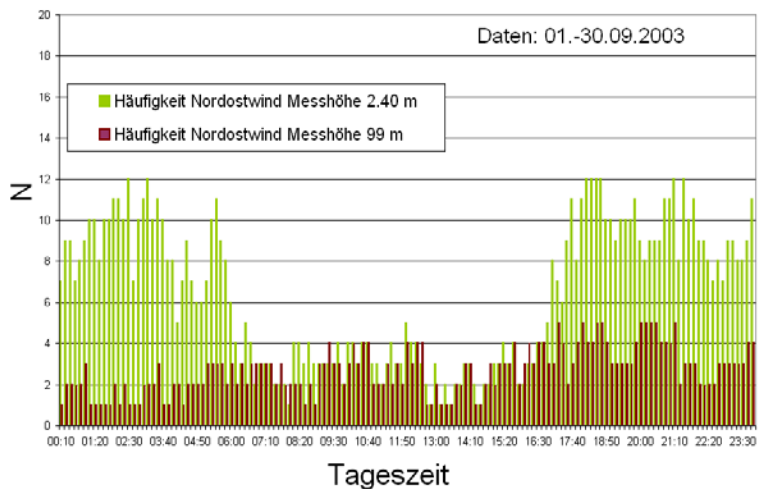


Abb. 5-2 Tagesgang der absoluten Häufigkeit von Nordostwinden (Sektor 0-90 Grad) in 2.40 m (grün) und 99 m (braun) Messhöhe am Standort ASLBg im September 2003

Abschätzung des Gefälles (vgl. Karte in Abb. 5-3) ergibt bei ca. 7 m Höhendifferenz auf 1000 m ein Gefälle von 0,7 % bzw. von nur 0,4° (!). Ein Kaltluftabfluss stellt sich nach zahlreichen empirischen Befunden erst oberhalb einer Geländeneigung von 1° ein. Gerth (1986) nahm "potentielle Kaltluftabflüsse ... dann an, wenn die mittlere Hangneigung 2° überschreitet". Außerdem ist aus Abb. 5-3 ersichtlich, dass in Richtung NE das Gelände bereits wenige 100 m vom GM Falkenberg entfernt wieder leicht abzufallen beginnt, was zusätzlich gegen die Entstehung von Kaltluftabflüssen spricht.

VERTIKO-DWD1

Die erhöhte nächtliche NE-Wind-Häufigkeit ist offenbar in erster Linie Ergebnis der Windrichtungsscherung bei stark stabiler Schichtung. Das Auftreten kräftiger nächtlicher Inversionen wird insbesondere bei antizyklonalen Wetterlagen beobachtet, wobei hier Randlagen zu Hochdruckgebieten über Osteuropa typisch sind. Dabei dominiert dann S oder SE-Wind, der bodennah durch die Linksdrehung zu E- oder NE-Wind wird.

Die Abb. 5-4 zeigt am Beispiel von vier aufeinanderfolgenden Tagen im September 2003 einerseits, dass eine solche starke Windrichtungsscherung auch bei Westwind beobachtet

werden kann (16./17.09.), und andererseits, dass der Bodenwind keine bevorzugte, mit einer Geländeneigung erklärbare Richtung annimmt (18./19.09.).

Während des Experimentes LITFASS-2003 konnten weitere Erkenntnisse zur Heterogenität der Bodenstrukturen (insbesondere auch der Bodenfeuchte) im Bereich des Messfeldes gewonnen werden (vgl. Beyrich, 2004), die aber insgesamt nur schwach ausgeprägt und offensichtlich durchweg natürlichen Ursprungs ist.

Auch über der Landnutzung Wiese (ASLBg) bleibt die "Heterogenität der Vegetation" bei Auswertung der (langwelligen) Ausstrahlung bzw. der mit Infrarotthermometern gewonnenen Oberflächentemperaturen zu beachten. Es ist offensichtlich so, dass das Infrarotthermometer mit geringem Öffnungswinkel nur ein Teilausschnitt des nicht einheitlich geschlossenen Vegetationsmusters aus "Grasbüscheln und sandigen Zwischenräumen" erfasst (Abb. 5-5). Damit ist ein Messergebnis, dass wesentliche höhere Werte für "Tsurf" im Vergleich mit der "Strahlungstemperatur" (berechnet aus der langwelligen Ausstrahlung) ergibt, durchaus plausibel.

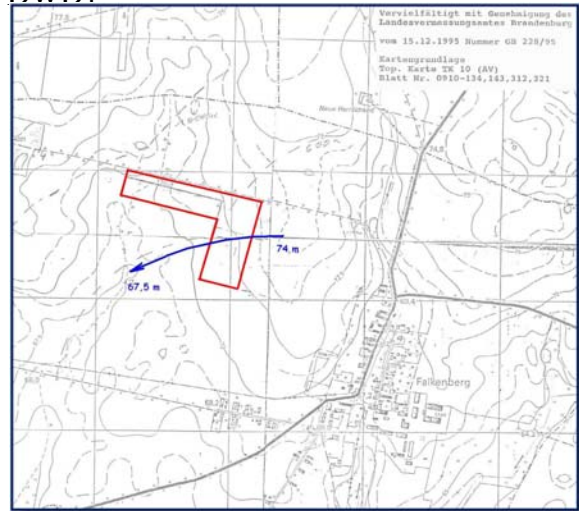


Abb. 5-3 Kartenausschnitt für den Bereich des Messfeldes Falkenberg mit Lage des Messfeldes (rot) und Hangneigung im Bereich der ASLBg

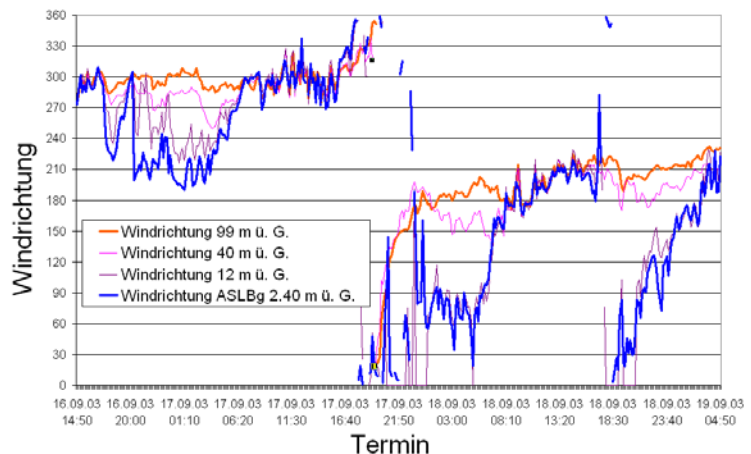


Abb. 5-4 Zeitlicher Verlauf der Windrichtung am 16.-19.9.03 in 4 verschiedenen Höhen an der Ankerstation Wiese (ASLBg) unter Einbeziehung des 99 m-Mastes

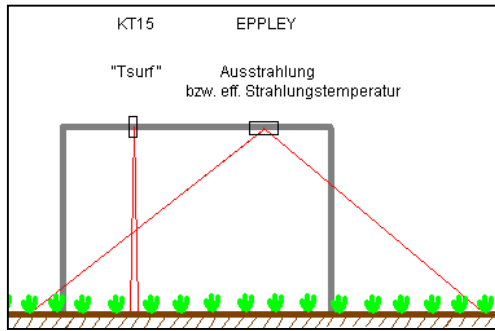


Abb. 5-5 Prinzipskizze zum Unterschied der Messung von langwelliger Ausstrahlung ("Strahlungstemperatur") und Oberflächentemperatur "Tsurf" mit einem Infrarot-Thermometer

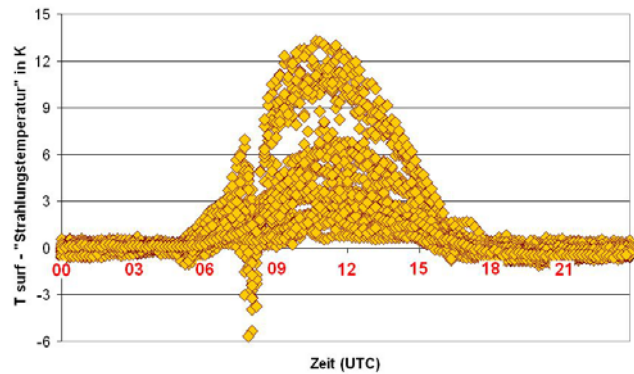


Abb. 5-6 Tagesgang der Differenz "Tsurf - Strahlungstemperatur" (aus langw. Ausstrahlung) für ASLBg im August 2003

Abb. 5-6 zeigt eine solche Situation im Sommer 2003. Bei starker Austrocknung der Böden ist auch der Rasen des Messfeldes Falkenberg "geschädigt". Sandige Zwischenräume haben sich vergrößert. Diese werden offensichtlich auch vom Infrarotthermometer erfasst, denn die Differenz zwischen "Strahlungstemperatur" und Oberflächentemperatur "Tsurf" beträgt in den Mittagsstunden bis zu 13 K. Bezüglich der Qualitätssicherung bzw. im Zuge der Qualitätskontrolle erhalten Oberflächentemperaturen mit solch großen Differenzen zur (mittleren) Strahlungstemperatur der Fläche ein geringwertiges "Qualitätsflag" (hier konkret "Flag 2": "Wert nicht repräsentativ"). Aus Abb. 5-6 ebenfalls ersichtlich ist eine Abschattung der vom KT15 gesehenen Oberfläche gegen 08 UTC.

Für den Monat August 2003 ergaben sich auch Unterschiede zwischen zwei Infrarotthermometer KT15, die an unterschiedlichen Standorten innerhalb des Messfeldes Falkenberg angeordnet sind, von bis zu 8 K. Insbesondere beim Übergang zu einer flächenhaften Betrachtung (Modellierung, Auswertung Satellitenpixel) kann es deshalb sinnvoller sein, auf die aus der (langwelliger) Ausstrahlung berechnete effektive Strahlungstemperatur zurückzugreifen als die Punktmessungen der Oberflächentemperatur zu verwenden. Dabei bleibt aber zu beachten: Während "Tsurf" gegebenenfalls (je nach punktgenauer Anbringung) "zu viel Boden sieht", sieht das Pyrgometer stets "etwas zu viel" Vegetation (teils werden die "Grasbüschel" nur noch von der Seite gesehen).

5.1.3 Anströmbedingungen auf dem GM-Falkenberg (Fetch - Problematik)

Die natürlichen oder logistischen Bedingungen (Größe des Messfeldes, technisch mögliche Standorte) können den Aufstellungsstandort einer Energiebilanzstation derart benachteiligen, dass nicht bei allen Strömungsrichtungen und Stabilitätsbedingungen ein "Signal" der gewünschten Landnutzung gemessen wird. In Fällen, in denen das "Messsignal" bereits von einer benachbarten, andersgearteten Unterlage kommt, kann von einer unzureichenden Wirklänge (fetch) gesprochen werden. Abb. 5-7 zeigt die Standorte zweier Flussmesskomplexe auf dem GM Falkenberg. Die Messstation "4" (roter Kreis) ist die Standardmessstelle, deren Messungen die "Ankerstation" ASLBg im Verbundvorhaben repräsentieren. Sie ist für Süd-, West-

und Nordwestanströmung ideal positioniert. Bei Ostwind ist jedoch der Abstand zum Wiesenrand mit knapp 30 m zu gering. Für diese Strömungsrichtungen wurde eine zweite Turbulenzmessstation "2" eingerichtet (grüner Kreis), an der bei Ostwinden mit ausreichendem fetch die (turbulenten) Wärmeflüsse der Wiese ermittelt werden können.

Die Messergebnisse zwischen der Wiese und den benachbarten Flächen unterscheiden sich nicht durchweg. So sind beispielsweise im Winter/Frühjahr die Differenzen oft sehr gering und kaum sichtbar. In bestimmten Phasen, vor allem im Sommer, können sie aber auch den Faktor 3 erreichen (vgl. Abb. 5-8 für die Periode nach dem 27.07.2002, bei ausbleibender Transpiration über dem gerade abgeernteten Getreidefeld östlich des GM ist der sensible Wärmefluss

wesentlich größer als über einer verdunstungsaktiven Wiese). Eine ausschließlich für das GM repräsentative Zeitreihe von Flussdaten kann also nur aus einer Verknüpfung der Datenreihen der beiden Stationen gewonnen werden. Allerdings haben Untersuchungen über einen längeren Zeitraum gezeigt, dass für 30-minütige Mittel- und Flusswerte eine solche Kombination, insbesondere bei wechselnden Windrichtungen, nicht unproblematisch ist. Nach Diskussion mit den Datennutzern wurde im laufenden Projekt auf eine Vermischung bzw. Kombination beider Stationen für die VERTIKO-Datenbank verzichtet. Für Intensivmessphasen, wie auch für die Zeit des LITFASS-2003-Experiments, wurde jedoch eine kombinierte Berechnung eines "Flusses über Wiese" anhand der jeweils günstigeren Station vorgenommen (liegt beim MOL vor).

5.1.4 Einführung von Funktionalbeziehungen für die Albedo- und Windgeschwindigkeitsprüfung

Parallel zur Anpassung der QC-Tests für die "Waldstation" wurden einige Prüfalgorithmen sowohl für hohe als auch für niedrige Vegetation gemeinsam fortentwickelt. Insbesondere wurden für die Prüfung

- der Albedo bzw. des Verhältnisses PAR-Strahlung / Globalstrahlung,

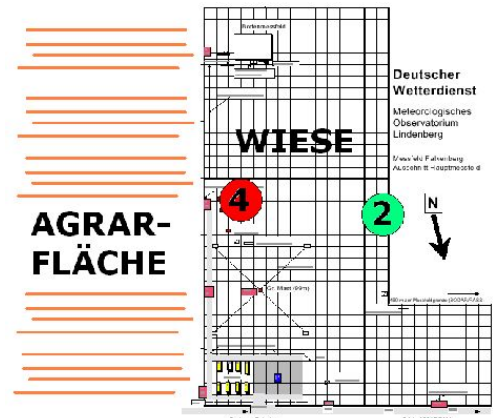


Abb. 5-7 Die Standorte zweier Turbulenzmessstationen "über Wiese", die Station 4 (roter Kreis) wird bei östlichen Winden durch die Agrarfläche (2002: Roggen) beeinflusst (Qualitätsbewertung "Limited Fetch"), dagegen hat bei dieser Strömungsrichtung die Station 2 (grüner Kreis) einen ausreichenden fetch

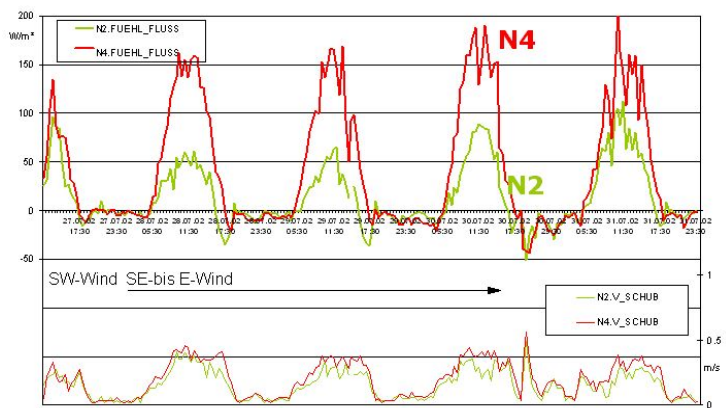


Abb. 5-8 Zeitreihen des fühlbaren Wärmeflusses aus Messungen an den beiden Energiebilanzstationen "über Wiese" mit z.T. unterschiedlichen Quellflächen (Messperiode 27.07. bis 31.07.2002, der Anstieg der Maxima des fühlbaren Wärmeflusses bei N2 von Tag zu Tag korrespondiert mit der Abnahme der Bodenfeuchte).

VERTIKO-DWD1

- der Windgeschwindigkeiten von Ultraschall- und Schalenstern-Anemometer gegeneinander, sowie
- der Schubspannungsgeschwindigkeit gegen die Horizontalwindgeschwindigkeit und gegen die Streuung des Vertikalwindes

die zuvor verwendeten festen Grenzen abgeschafft. Für kleine Strahlungswerte und kleine Geschwindigkeitswerte wird der Toleranzbereich damit größer (vgl. auch Abb. 5-9 und 5-10) und eine Prüfung auch in diesen, zuvor ausgeschlossenen Werte-Bereichen sinnvoll möglich. Dieses Verfahren hat Vorteile gegenüber einer sonst oft anzutreffenden Prüfphilosophie, nur "große Werte" zu prüfen und "kleine Werte" nicht weiter zu betrachten. Für

große Beträge wird die Prüfung aber strenger ! Das ist ein sehr wichtiger Vorteil, beispielweise bei der Strahlungsprüfung über Wasserflächen. Ein starres System von Unter- und Obergrenzen für die Albedo müsste hier Werte bis mindestens 0.4 zulassen (höhere Albedo bei geringer Sonnenhöhe, vgl. Abb. 5-9). Bei hochstehender Sonne ist die Albedo aber kaum höher als 0.1. Das sollte ein Test auch abfragen können !

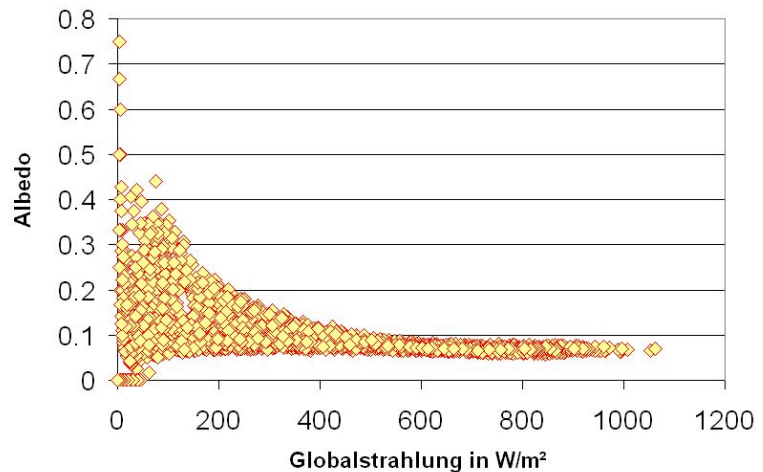


Abb. 5-9 Albedowerte über Wasser (Station "Flacher See") für den Monat Juli 2003

Im Zusammenhang mit "variablen Toleranzbereichen" wurde auch eine Untersuchung zur Problematik der Albedo-Schranken bei Existenz einer Schneedecke durchgeführt und deren Ergebnis im Prüfalgorithmus implementiert. Das Vorhandensein einer Schneedecke muss als Zusatzinformation bereitgestellt werden. Nur in diesen Fällen darf die Albedo Werte bis 1 annehmen (Werte von 0.9...1.0 werden an der Ankerstation ASLBg tatsächlich bei Neuschnee erreicht, über Wald bleibt die Albedo auch bei Schnee meist geringer).

Die Abb. 5-10 (nachfolgende Seite) zeigt ein Beispiel für eine Prüfung der Windgeschwindigkeit im Referenzniveau (Messung: Ultraschallanemometer) der Ankerstation "Wald" durch Vergleich einer Prüfgröße mit Schranken eines zulässigen Wertebereichs, die eine Funktion der Strömungsgeschwindigkeit sind. Die Funktionen der Unter- und Obergrenzen schmiegen sich relativ eng an die Punktwolke zulässiger Werte an, um gestörte Werte tatsächlich auszuschließen. Dies kann, wenn sich bestimmte Voraussetzungen ändern (Messhöhenänderungen, Änderung der Rauigkeitsverhältnisse) durchaus die Wirksamkeit des Tests erschweren (größere Zahl von "Fehlalarmen").

5.1.5 Qualitätssicherung und -kontrolle der turbulenten Flüsse

Im Kapitel 3 "Methoden" (insbesondere in den Abschnitten 3.2.1 und 3.2.2) wurden die Grundzüge der mehrstufigen Qualitätskontrolle beschrieben. Ein wesentliches Element der Qualitätssicherung bestand in der

VERTIKO-DWD1

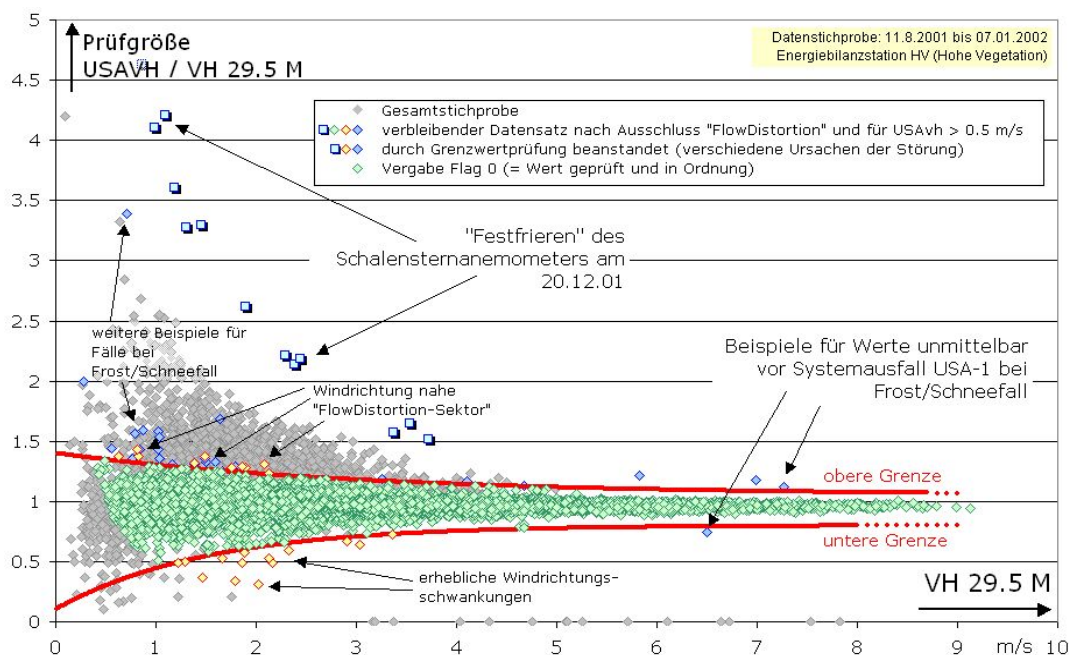


Abb. 5-10 Beispiel zur Qualitätsprüfung der Messdaten im Energiebilanzmessnetz: Test der mit einem Ultraschallanemometer bzw. einem Schalenstern in 29.5 m bzw. 30.5 m Höhe gemessenen Windgeschwindigkeiten gegeneinander: Automatische Erkennung und Ausschluss von fehlerhaften Messwerten durch Eisansatz am Sensor sowie infolge gestörter Anströmung durch Einflüsse der Mastkonstruktion

Vereinheitlichung der Transformations- und Korrekturalgorithmen für turbulente Flüsse. Hierzu wurden im Rahmen des Verbundprojektes intensive Diskussionen geführt (u.a. auf einem speziellen QA-QC-Workshop am 15./16.11.2002 in Thurnau).

Lediglich in der Frage ob der sogenannte "Planar Fit" oder die "Doppelrotation" für die Flussmessungen die geeignete Korrektur-/Transformationsmethode ist und für welche Flüsse sie erfolgen muss, wurde kein Konsens erreicht.

Die Gruppe VERTIKO-DWD1 führt die in Tab. 5-1 genannten Korrekturen bzw. Transformationen durch:

Korrektur/Transformation	Impulsfluss	Fühlbarer Wärme-Fluss	Latenter Wärme-Fluss	Bemerkung
Doppelrotation	ja	Nein	nein	Verzicht auf "Planar Fit" nach sorgfältiger Prüfung der Sensor-Ausrichtung
MOORE-Korrektur	ja	Ja	ja	konstante stabilitätsabhängige Faktoren
Schotanuskorrektur einschl. Crosswindkorrektur	-	Ja	-	<ul style="list-style-type: none"> nach Liu et al.(2001) mit $A=1.5$ wenn LE vorhanden mit LE bzw. entsprechender Kovarianz, sonst mittels Bo-Schätzung aus Profilmessungen von Temperatur- und Feuchte
Webb-Korrektur	-	-	ja	

Tab. 5-1 Korrekturen bzw. Transformationen für Flussmessungen an den Ankerstationen ASLBg und ASLBp

VERTIKO-DWD1

Alle Flüsse werden zunächst einer teilautomatisierten Kontrolle der Messwerte für 10-min-Intervalle unterzogen. Die Impulsflusswerte werden nach einer einfachen Bereichsprüfung gegen die Werte von Windgeschwindigkeit und Vertikalwindvarianz (mit funktionalen Toleranzbereichen, vgl. Abschnitt 5.1.4) getestet.

Für den fühlbaren Wärmefluss HF (bzw. die entsprechenden Kovarianzen) erfolgt ebenfalls zunächst eine einfache Bereichsprüfung, darüber hinaus wird die Übereinstimmung der Vorzeichen des Gradienten der potentiellen Temperatur und des Wärmeflusses getestet, sofern der Betrag von letzterem mehr als 10 W/m² beträgt. Werte des fühlbaren Wärmeflusses größer 100 W/m² werden zusätzlich gegen die zur Verfügung stehende Energie oder wenigstens gegen den Wert der Nettostrahlung R_n getestet. Das Kriterium „HF < R_n“ bzw. „HF < R_n + B“ (B = Bodenwärmestrom) wurde wiederholt in Situationen mit einem deutlichen Rückgang der Nettostrahlung (meist im Zusammenhang mit einem deutlichen Rückgang der kurzwelligen Einstrahlung) nicht erfüllt. Hier gibt es offensichtlich einen Verzögerungseffekt zwischen Einstrahlung bzw. Nettostrahlung einerseits und dem (turbulenten) Wärmetransport andererseits um mindestens ein, in Einzelfällen auch um zwei 10-minütige Messintervalle. Derartige Fälle befinden sich in Übereinstimmung mit Foken et. al. (2001) bzw. Eaton et. al. (1997), die während Sonnenfinsternissen eine zeitliche Verzögerung ... „für alle Parameter, die durch ein turbulentes Regime beeinflusst wurden“ fanden, wobei die Verzögerung bezogen auf die Einstrahlung für den sensiblen Wärmefluss bei Foken et. al. (2001) mit 5 min und bei Eaton et. al. (1997) mit 5-10 min angegeben wurde. Allerdings sahen Foken et. al. (2001) auch einen Zeitversatz gleicher Größenordnung für die Nettostrahlung.

Für die Berechnung der Impuls- und Wärmeflüsse für 30 min-Intervalle wurden nur diejenigen Werte herangezogen, die in allen drei 10-min-Intervallen bereits eine hinreichende Datenqualität aufwiesen. Trotzdem wurde nach dieser 30 min - Berechnung ein Test durchgeführt (für Impulsfluss und beide Wärmeflüsse), der die bisherige Übersicht über QA/QC-Schritte um einen Aspekt erweitert:

"Ausreißertest" für 30min-Werte der turbulenten Flüsse.

Dieser Test ähnelt einem Verfahren von Foken und Wichura (1996), basiert allerdings nicht auf 5-min-Mitteln der turbulenten Flüsse, sondern verwendet nur die drei 10-min-Mittel.

5.1.6 Besonderheiten des latenten Wärmeflusses

Nach einer längeren Test- und Anpassungsphase wurde mit Stichtag 01.04.2003 die Bestimmung des (turbulenten) latenten Wärmeflusses mittels Eddy-Kovarianz-Verfahren in das operationell Messprogramm der Ankerstation ASLBg (Gras/Wiese) aufgenommen, an der Ankerstation ASLBp (Wald) 2 Wochen später. Die Turbulenzmesskomplexe (Ultraschallanemometer USA-1 von METEK) wurden dazu durch Infrarothygrometer (LI-7500) ergänzt.

Im Gegensatz zum Einsatzverhalten der "Sonics" (Ausfälle bei Frost, Schneefall) reagiert das Infrarothygrometer sehr "sensibel" auch auf flüssige Niederschläge einschließlich Tau. Die Ausfallmuster sind dabei mannigfaltig, es treten teils gravierende Messwertschwankungen (Abb. 5-11b) auf, teils aber auch

VERTIKO-DWD1

bei oberflächlicher Kontrolle schwer identifizierbare Fehldifferenzen in der Größenordnung für LE von "nur" 100 W/m² (Abb. 5-11a).

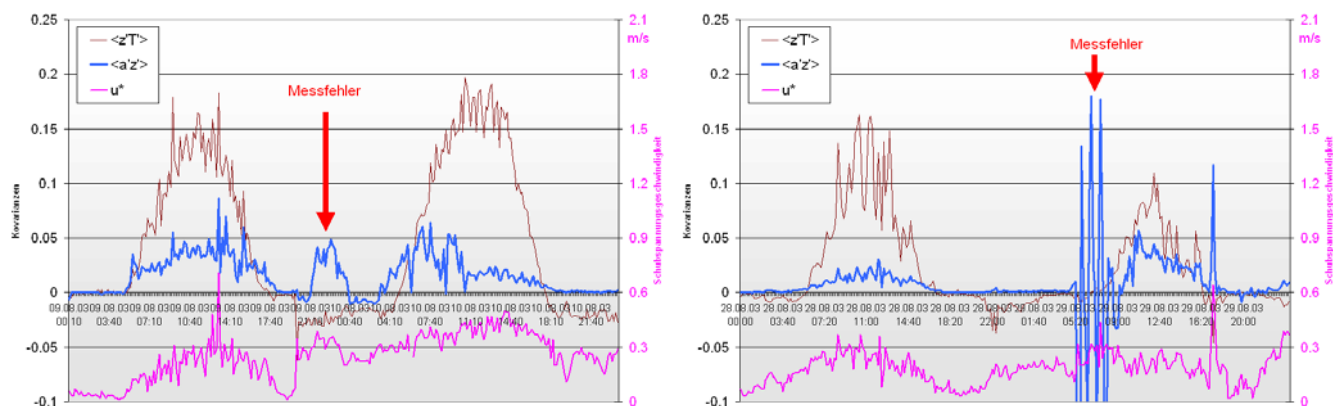


Abb. 5-11a,b Beispiele für einen noch ungeprüften Datensatz (Kovarianzen und Schubspannungsgeschwindigkeit, 10-min-Mittlung) der Ankerstation ASLBg ("Wiese") für zwei Perioden im August 2003 mit typischen Messsignalen bei Niederschlag (Abb. 5-11b (rechts), 28./29. August 2004) und einem eher untypischen, "unauffälligen" Fehlsignal (Abb. 5-11a (links), 09./10. August 2004).

Die Qualitätssicherung der "LE-Messwerte" selbst, aber insbesondere die Verwendung der Kovarianzen $\langle a'z' \rangle$ zur Transformation/Korrektur der Kovarianzen $\langle z'T' \rangle$ ("Schotanuskorrektur") erforderte eine Erweiterung der automatisierten Qualitätskontrolle. Das Qualitätssicherungssystem der latenten Flussmessung umfasst folgende Schritte:

Loggerseitige Tests, Einhaltung der "*Sampling-Quality*" der Sonic-Messungen

Grenzwertprüfung für alle beteiligten Größen (z , a , Kovarianz $\langle a'z' \rangle$)

Grenzwertprüfung für die Standardabweichung der absoluten Feuchte (Sigma_a)

Vergleich der mittleren absoluten Feuchte des Infrarot-Hygrometers mit einem Referenz-Wert aus Psychrometer- oder HMP-Messungen (ein bestimmter Toleranzbereich muss eingehalten werden)

Prüfung auf Einhaltung der Profilbeziehungen (Abnahme der spezifischen Feuchte mit der Höhe bei $\langle a'z' \rangle > 0$ und umgekehrt)

Prüfung auf Einhaltung der Energiebilanz ($\text{LE} < \text{AE} - \text{H} + \text{Toleranz}$)

Bei der Vorprüfung zur Entscheidung der Verwendbarkeit von $\langle a'z' \rangle$ in der Korrektur (Transformation) von $\langle z'T' \rangle$ ist eine Toleranz zur 100%igen Bilanzschließung enthalten, da eine Verzögerung zwischen Energiezufuhr (Nettostrahlung bzw. insbesondere Globalstrahlung) und turbulentem Abtransport zugelassen werden muss.

Der automatisierten Prüfung und Transformation bzw. Korrektur schließt sich eine "manuelle" Nachkontrolle an:

Sichtung der automatisch als "fragwürdig" gekennzeichneten Werte und Entscheidung auf "Höher- oder Abstufung" der Qualitätsflags

Berechnung von 30-min-Mittelwerten turbulenter Flüsse (Beachtung der Kovarianzmittlungs-

VERTIKO-DWD1

beziehungen!) mit erneuter Qualitätskontrolle (Grenzwerttest)

Plots verschiedener Messgrößen und Darstellung abgeleiteter Größen (Beispiel Abb. 5-12, 5-13)

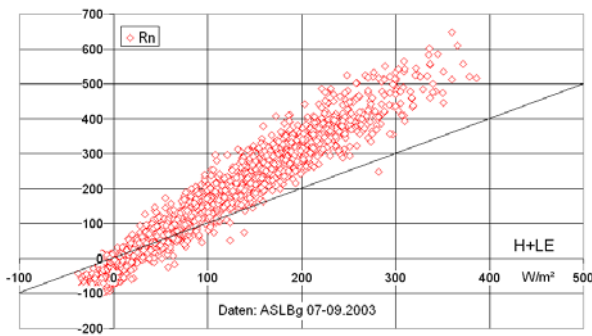


Abb. 5-12 Beispiel für "Nachkontrolle" der ermittelten bzw. berechneten Flüsse (hier 30-min-Mittel, Ankerstation Wiese) durch Betrachtung der Relation zwischen Rn und H+LE

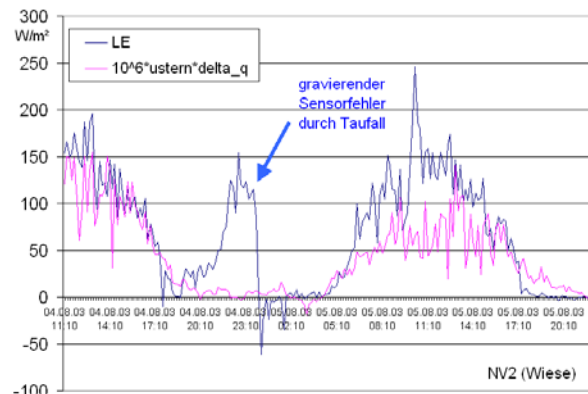


Abb. 5-13 Vergleich der mittels Eddy-Kovarianz-Verfahren ermittelten latenten Flüsse mit einem aus dem Feuchteprofil und der Schubspannungsgeschwindigkeit abgeleiteten Schätzwert für den latenten Wärmefluss (für den neutralen Fall)

Ein vermeintlicher "Ausreißerwert" in Abb. 5-12 (H+LE bei 280 W/m², Rnet nur 250 W/m²) stellte sich beispielsweise als plausibel heraus, da im vorausgegangenen Mittelungsintervall noch ausreichend Energie zur Verfügung stand (die Plausibilität ließ sich aber auch durch Einbeziehung von G und J zum Termin erreichen).

Ein aus spezifischem Feuchtegradienten und Schubspannungsgeschwindigkeit abgeschätzter Wert des latenten Flusses hat sich als sehr hilfreich und (so die Feuchtemessung qualitativ hochwertig war) auch relativ robust bei Beschränkung auf den neutralen Fall erwiesen.

Dabei wurde von folgender Beziehung ausgegangen:

$$LE = -\rho L u_*^2 \frac{\partial q}{\partial u} \Phi_M^{-1} \Phi_E^{-1} \quad (5-1)$$

und zunächst nur der neutrale Fall

$$LE = -\rho L u_*^2 \frac{\partial q}{\partial u} \quad (5-1a)$$

betrachtet. Unter der Annahme $u^*/\delta u = \text{const.}$, was mit

$$\Delta u = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z_2}{z_1} \quad (5-2)$$

durchaus gegeben ist (z.B. für Stationen über niedriger Vegetation mit $z_2=2,40$ und $z_1=0,50$ ist $u^*/\delta u \cong 0,28$, ein Wert, der sich auch aus den Messdaten nachweisen ließ), vereinfacht sich Gleichung (5-1a) zu

$$LE = -0.28 \cdot \rho \cdot L \cdot u_* \cdot \Delta q \quad (5-3)$$

bzw. unter vereinfachenden Annahmen für ρ und L zu

$$LE = -0.86 \cdot 10^6 \cdot u_* \cdot \Delta q \approx -10^6 \cdot u_* \cdot \Delta q \quad (5-3a)$$

VERTIKO-DWD1

Wie das Beispiel in der Abb. 5-13 zeigt, ist die Zunahme des latenten Flusses in den Abendstunden des 04.08.2003 an der Station N2 kein plausibles "meteorologisches Signal", das sich durch die parallele Feuchtemessung mit Psychrometern bestätigen lässt, sondern eine Periode mit taufallbedingten Fehlmessungen.

Derzeit wird dieser Schritt der Qualitätskontrolle noch manuell im Anschluss an die algorithmisierte Vorprüfung durchgeführt (Betrachtung der entsprechenden Kurven). Eine "Automatisierung" wäre dann möglich, wenn

- die Feuchtemessungen an allen Stationen eine hinreichend hohe Qualität besitzen,
- die Stabilitätsberücksichtigung über die universellen Funktionen hinreichend sicher funktioniert und
- Toleranzbereiche bestimmbar sind, die Fehlermeldungen optimal produzieren.

5.1.7 Qualitätskennzeichnung und Datenverfügbarkeit

Die verschiedenen Messdaten bzw. die berechneten Flüsse erhielten alle zunächst eine 10stufige Qualitätsbewertung, wie sie auch für Nutzer der Datenbank des MOL zugänglich ist (bei Direktzugriff bleibt auch zu beachten, dass hier alle Datensätze in UTC abgelegt sind, während für die VERTIKO-Datenbank MEZ als Bezugszeit festgelegt worden ist). Die Tabelle 5-2 zeigt die inhaltliche Abstufung von hoher Qualität mit einem Qualitätsflag 0 hin zu "Datenausfall" und Qualitätsflag 9.

VERTIKO-Flag	MOL-Flag (MOL2)	Bedeutung, Beispiele
0	0	Messwert in Ordnung
1	1	Messwert nachträglich korrigiert / Messwert ergänzt
	2	Messwert in Ordnung, jedoch nicht repräsentativ ("Limited Fetch", große Differenzen Ts zur Strahlungstemperatur aus Ausstrahlungsmessung usw.)
	3	Messwert formal richtig, jedoch keine physikalische Prüfung
	4	Messwert in Ordnung, evtl. gestört (z. B. Arbeiten an der Station, keine Schotanus-Korrektur usw.)
2 (keine Daten)	5	Messwert bei Qualitätsprüfung beanstandet und fragwürdig
	6	Messwert technisch in Ordnung, jedoch gestört (z. B. Abschattung, "Flow Distortion")
	7	Messwert technisch in Ordnung, jedoch physikalisch fragwürdig / unsinnig (z.B. Grenzwertüberschreitung, Psychrometer bei Frost, Windrichtung bei Windstille)
	8	Messwert technisch gestört / Sensorausfall
	9	keine Messung

Tab. 5-2 Zuordnung der Qualitätsflags zu den verschiedenen Fehler- bzw. Störungsmöglichkeiten, wie sie zunächst innerhalb des Energiebilanzmessnetzes am MOL Lindenberg gehandhabt werden und Umfang der Daten, die der VERTIKO-Datenbank zur Verfügung stehen.

VERTIKO-DWD1

Nach Absprache innerhalb des Projektverbundes wurde diese Qualitätsbewertung auf einen dreistufige Qualitätsbewertung reduziert, wobei "gestörte Daten" (Flag 6) bereits nicht mehr gewünscht waren (Tabelle 5-2, linke Spalten). Dieses Vorgehen hat Vor- und Nachteile. Der Vorteil besteht in der alleinigen Weitergabe von Daten mit einer gewissen Qualitätsgarantie. Andererseits entstehen in den Datenreihen Fehlstellen, die vom Nutzer dann gegebenenfalls mit nur einfachem "gap filling" geschlossen werden. Diese ergänzten Reihen können im Einzelfall weniger Informationen liefern, als es die Beibehaltung von gestörten (aber nicht verworfenen !) Daten erbracht hätte. Hier sollte bei ähnlichen Projekten evtl. nochmals nachgesteuert werden.

Die im Projektverbund VERTIKO vereinbarte Regelung, "gestörte Daten" nicht weiterzugeben, führte insbesondere bei den Flussmessungen zu Datenlücken von etwa 30% für den Impulsfluss und den fühlbaren Wärmefluss (Tab. 5-3), während Referenz- bzw. Basisdaten (Lufttemperatur, relative Feuchte, Luftdruck, Bodentemperatur und -feuchte) und auch Strahlungsmessungen mit mehr als 99% verfügbar waren. Lediglich die mit dem Sonic (USA-1 von METEK) ermittelten Windkomponenten kamen nur auf 97% Datenpräsenz im Jahr 2001 (in anderen Jahren aber ähnliche Verhältnisse).

Für den Zeitraum 01.05.2003 bis 31.12.2003 wurde nochmals eine Auszählung durchgeführt, da jetzt auch Daten des latenten Flusses vorlagen (Tab. 5-4). Das Ergebnis für den fühlbaren Fluss zeigt für die Wald-Ankerstation (ASLBp) Ausfälle von weniger als 20%. Bei der Ankerstation Wiese (ASLBg) ist die Verfügbarkeit des fühlbaren Flusses (Flag 0 und 1) etwas geringer als für das Gesamtjahr 2001 (jetzt nur 65,9%). Die gegenüber ASLBp reduzierte Verfügbarkeit von gültigen Flusswerten ist auf die Einschränkungen in den Anströmbedingungen (vgl. Abschnitt 5.2.3) zurückzuführen. Bei beiden Ankerstationen fällt die Verfügbarkeit des latenten Flusses (LE) gegenüber der Verfügbarkeit des fühlbaren Wärmeflusses (H) noch etwas ab (um 10-15%). Dies ist der erhöhten Ausfallneigung des Infrarothygrometers (LI -7500) beispielsweise bei Niederschlag geschuldet.

Element	vorhanden	Verfügbarkeit
Date	17519	100.0%
H	12493	71.3%
H_flag	17519	100.0%
TAU	12481	71.2%
TAU_flag	17519	100.0%
G	17453	99.6%
Rr	17506	99.9%
Rg	17516	100.0%
Rn	17503	99.9%
Ta	17517	100.0%
Pa	17491	99.8%
Tc	17483	99.8%
Rh	17517	100.0%
Ts1	17445	99.6%
Ts2	17337	99.0%
WD	17052	97.3%
WS	17052	97.3%
ZL	12431	71.0%
P	17518	100.0%
Richz	12273	70.1%
SWC	17455	99.6%

Tab. 5-3 Nach dem QA/QC-Prozess verbleibender Datenvorrat für die Ankerstation ASLBg im Jahr 2001 (Flussmessungen sind insbesondere von "Flow Distortion" und Ausfällen bei Frost betroffen)

	ASLBg H	ASLBg LE	ASLBp H	ASLBp LE
VERTIKO Flag 0	59,3 %	48,8 %	77,4 %	62,8 %
VERTIKO Flag 1	6,6 %	5,6 %	3,1 %	4,0 %
VERTIKO Flag 2	34,1 %	45,7 %	19,5 %	33,2 %

Tab. 5-4 Datenverfügbarkeit (Flag 0 und 1) und Datenlücken (Flag 2) für den Zeitraum 01.05.2003 bis 31.12.2003

5.2 *Ausgewählte Ergebnisse aus dem Dauermessprogramm*

5.2.1 *Interannuelle Variabilität*

Ein Beispiel zur Variabilität wesentlicher Energiebilanzkomponenten über einen Zeitraum von mehreren Jahren ist in Abb. 5-14 gezeigt. Während die Strahlungsbilanz (Nettostrahlung) R_n zwischen den Jahren um weniger als 15 % variiert (die Jahresmittelwerte 2001-2003 betragen über Wiese 45 - 46 - 52 W/m^2), fällt die Intensität des fühlbaren Wärmeflusses über Wiese (ASLBg) im Sommerhalbjahr 2002 vergleichsweise (deutlich) ab.

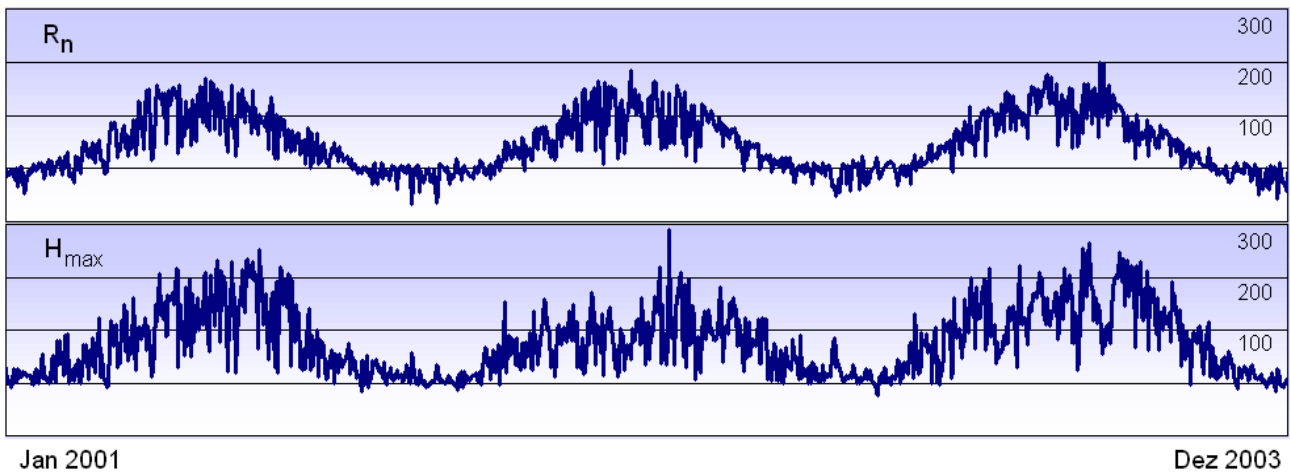


Abb. 5-14 Tagesmittelwerte der Nettostrahlung und Tagesmaximum des fühlbaren (turbulenten) Wärmeflusses im Verlauf von 3 Jahren (Ankerstation Wiese ASLBg)

Im Jahr 2002 war, bedingt durch die niederschlagsreichere Witterung und höheren Bodenwasservorrat der turbulente Energietransport zu größeren Teilen über den latenten Wärmefluss vollzogen worden. Der Anteil des sensiblen Flusses fiel entsprechend geringer aus. Ansonsten folgt der sensible Wärmefluss im Jahresgang dem "Strahlungsantrieb".

Die Auswertung der vorliegenden Daten kann unter den verschiedensten Aspekten erfolgen. Abb. 5-15 und Abb. 5-16 zeigen entsprechende Beispiele. Im oberen Teilbild der Abb. 5-15 wird zunächst gezeigt, dass - durch den Strahlungsantrieb bedingt - die Hauptstrukturen (Lage der Maxima und Minima) des Jahresganges des sensiblen Wärmeflusses für zwei Jahre übereinstimmen. Aber auch Größenordnung und jahreszeitliche Verteilung der Fälle mit abwärtsgerichtetem Wärmefluss unterschieden sich zwischen 2001 und 2002 nur

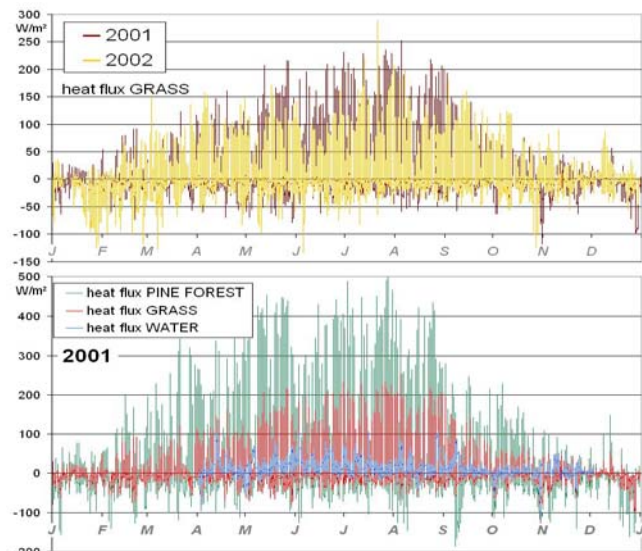


Abb. 5-15 Vergleich des sensiblen Wärmeflusses im Jahresgang zwischen 2001 und 2002 für die Landnutzung Wiese, (oben) bzw. verschiedene Oberflächen (Wiese, Wald und Wasser) für 2001

wenig. Dagegen sind Unterschiede in Phasen mit aufwärtsgerichtetem Wärmefluss (Werte $> 0 \text{ W/m}^2$) vor allem in den Monaten Juni bis September deutlicher ausgeprägt (in 2001 mehrfach Witterungsperioden mit Tagesmaxima von 150 bis 200 W/m^2 , während des feuchteren Sommers 2002 oft nur bis 100 W/m^2).

5.2.2 Vergleich verschiedener Landnutzungen

Im unteren Teilbild der Abb. 5-15 sind sehr eindrucksvoll die Unterschiede des Einflusses der Unterlage auf den (sensiblen) Wärmefluss dargestellt: Während für Wasserflächen der Wärmefluss selten 50 W/m^2 übersteigt, ist über dem Kiefernwald der sensible Wärmefluss in den Maxima oft doppelt so hoch wie über Gras. Die Abb. 5-16 zeigt die Änderung des (mittleren) Tagesganges des sensiblen Wärmeflusses im Jahresverlauf. Neben unterschiedlichen Maximalbeträgen des (mittleren) Flusses verschieben sich auch die Wechselzeiten zwischen auf- und abwärtsgerichtetem Wärmefluss erheblich.

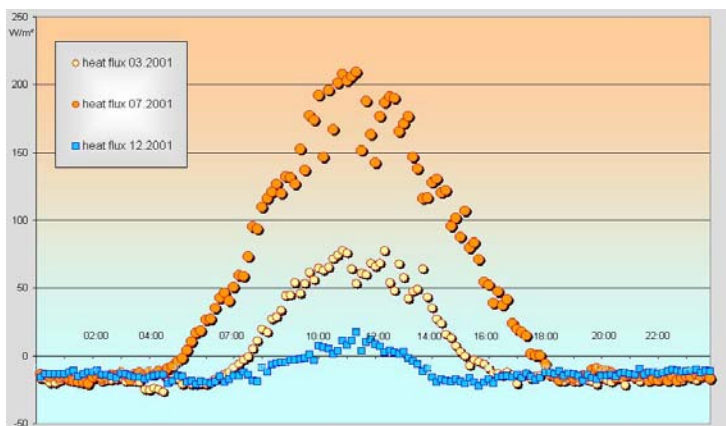


Abb. 5-16 Mittlere Tagesgänge des (turbulenten) sensiblen Wärmeflusses über hoher Vegetation für 3 verschiedene Monate im Jahr 2001 (Zeitangabe in UTC)

Mit dem Vorliegen von Energiebilanzdatensätzen für mehrere Jahre und über verschiedener Unterlage wurde die Teilaufgabe der Quantifizierung der lokalen Unterschiede zwischen verschiedenen Landoberflächenformen auf der Meso- γ - bzw. Micro- α -Scala und die Beschreibung ihrer saisonalen und interannuellen Variabilität möglich und durchgeführt.

Die Abb. 5-17 stellt mittlere Tagesgänge von Strahlungsbilanz und fühlbarem Wärmefluss über den Landnutzungsformen Wald und Wiese für je einen Sommer- und einen Wintermonat einander gegenüber. Die Strahlungsbilanzen unterscheiden sich unabhängig von der Jahreszeit um etwa 25 %, wobei die Waldvegetation durch eine geringere Albedo den höheren Energiegewinn erzielt. Bezüglich der Wärmeabgabe durch den fühlbaren (turbulenten) Wärmefluss sind die Unterschiede wesentlich deutlicher. Sowohl im Winter als auch im Sommer ist der fühlbare Wärmefluss über Wald tagsüber mehr als doppelt so hoch wie über Wiese.

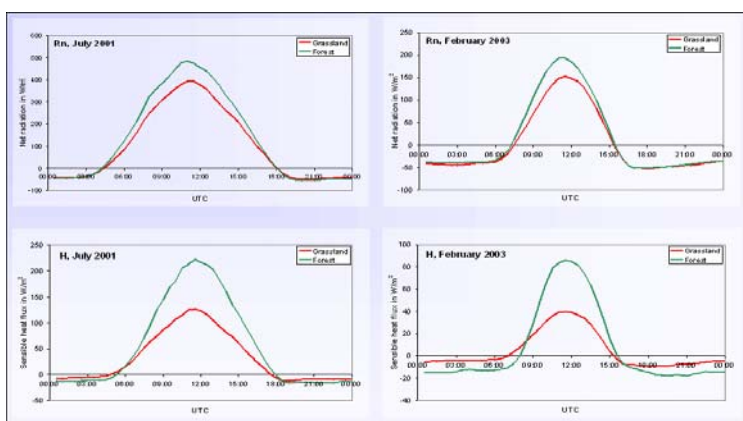


Abb. 5-17 Mittlere Tagesgänge von Nettostrahlung und sensiblen Wärmefluss für die Monate Juli 2001 und Februar 2003 jeweils für die Ankerstation "Gras" und "Wald"

VERTIKO-DWD1

Es sei allerdings nochmals darauf hingewiesen, dass bei der Interpretation dieser Auswertungen zu beachten ist, dass sich die Standorte nicht nur bezüglich der Landnutzung (Vegetation) unterscheiden, sondern sich auch über unterschiedlichen Böden befinden.

Abb. 5-18 zeigt an einem Beispiel Ergebnisse der vergleichenden Betrachtung von fühlbarem und latenter Wärmefluss für einen Übergangsmonat im Jahr 2003. Während der sensible Fluss bereits in den frühen Abendstunden das Vorzeichen wechselt, hält der latente, "aufwärtsgerichtete" Wärmefluss bis in die späten Abendstunden an (im Monatsmittel!), allerdings bei abnehmenden Beträgen. Die Unterschiede im sensiblen Wärmefluss (über Wald tagsüber wesentlich größer als über Wiese) bestätigen sich erneut. Die Zeiten des "Vorzeichenwechsels" des sensiblen

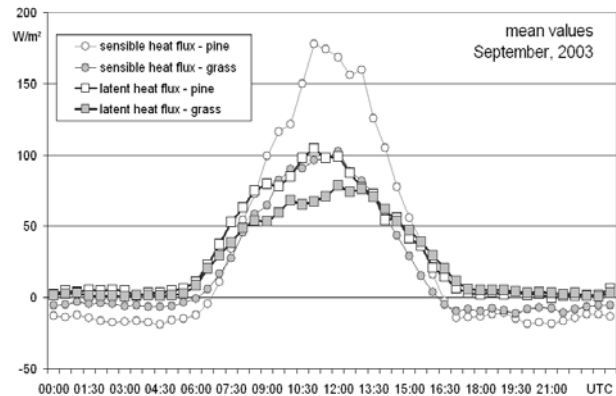


Abb. 5-18 Mittlere Tagesgänge des sensiblen und latenten (turbulenten) Wärmeflusses für den Monat September 2003 an den Ankerstationen

Wärmeflusses differieren zwischen Wald und Wiese morgens und abends nur wenig, wobei eine leichte Verzögerung bei der Waldvegetation nicht zu übersehen ist (wie auch bereits in Abb. 5-17 ersichtlich).

Die genannten Aussagen sind auch bei der abschließenden Betrachtung eines Vergleichs von drei Landnutzungen für den Monat Juli 2003 (Abb. 5-19) reproduzierbar. Zunächst bestätigt sich erneut eine deutliche Differenzierung in den strahlungsphysikalischen Eigenschaften der 3 verschiedenen Unterlagen. Die höhere Albedo der Wiese führt zur geringsten Nettostrahlung. Der Strahlungsgewinn der Waldoberfläche ist (tags) erwartungsgemäß höher als über Wiese, wird aber noch vom See übertroffen, der in den Mittagstunden über 95% der einfallenden Strahlung absorbiert. Nachts ist beim See der Strahlungsverlust am größten, weil hier offensichtlich die warme Wasseroberfläche über längere Zeit einen höheren langwelligen Energiebetrag abstrahlt. Zu beachten bleibt bei der Nettostrahlung der auch noch im Monatsmittel ersichtliche leichte Einbruch in den Mittagstunden als Ursache für eine leichten Rückgang der turbulenten Wärmeflüsse zur gleichen Zeit.

Im Monatsmittel erreicht der latente Wärmefluss an allen 3 Stationen über Mittag Werte von etwa 120 W/m²

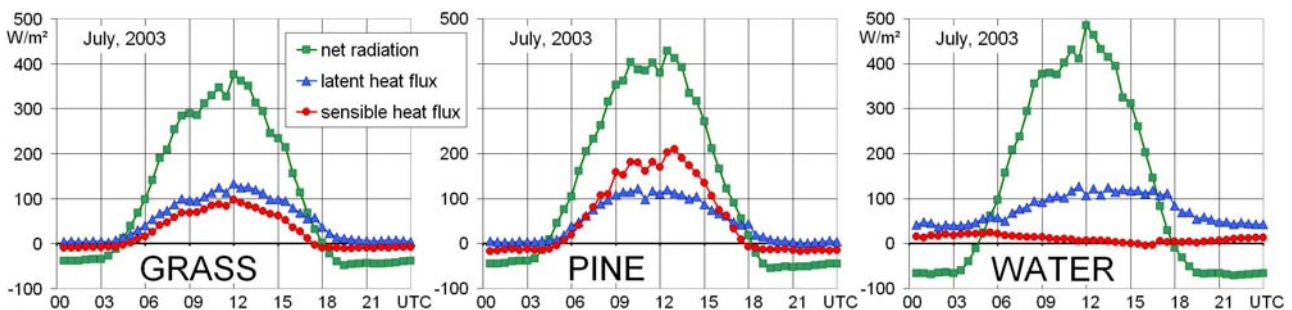


Abb. 5-19 Vergleich der mittleren Energieflüsse der drei Landnutzungen Wiese (ASLBg), Wald (ASLBp) und Wasser (Kossenblatter See) für den Monat Juli 2003.

und differiert somit zwischen den 3 Landnutzungen kaum. Dies wäre nicht ohne weiteres zu erwarten, da sich die Bedingungen für die Transpiration, auch unter Beachtung des Bodenwasservorrats, zwischen Wald und Wiese unterscheiden und die vollständige Wasserdampfsättigung an der Wasseroberfläche nochmals andere Voraussetzungen für die Verdunstung liefert. Offensichtlich wirkt hier aber der für alle drei Landnutzungen ähnliche Verdunstungsanspruch der unteren Luftschichten (Wasserdampfgehalt) ebenso wie der dynamische (Transport-)Antrieb nivellierend. Insgesamt verdunstet die Wasseroberfläche aber stärker, da auch nachts noch eine signifikante Verdunstung anhält. Die verbleibende Energie beim See wird überwiegend in die Erwärmung des Wassers umgesetzt bzw. nachts dort entnommen. Der fühlbare Wärmefluss ist im Monatsmittel äußerst klein, im konkreten Monat bis auf die Abendstunden leicht positiv. Für Wiese und Wald wird tags ein beträchtlicher Teil des Strahlungsgewinns, der nicht über den latenten Fluss umgesetzt wird, über den fühlbaren Fluss abtransportiert. Bei auch im Juli höheren Strahlungsbilanzwerten für Wald ist der fühlbare Fluss hier entsprechend höher.

5.3 *Feldexperimente*

5.3.1 *Die STINHO2-Messkampagne*

Im Juni / Juli 2002 wurde auf dem Grenzschichtmessfeld (GM) Falkenberg des MOL und in dessen unmittelbarer Umgebung unter Beteiligung mehrerer Partner aus dem VERTIKO-Verbund (Universität / IfT Leipzig, Universität Bayreuth, TU Braunschweig) sowie in Kooperation mit dem DEKLIM-Projekt EVA_GRIPS und als integraler Bestandteil der VERTIKO - Intensivmessphase SOP-2 das Feldexperiment STINHO-2 (Prozessstudien zur Quantifizierung des Einflusses mikroskaliger Heterogenität auf den Vertikalaustausch) durchgeführt. Zur Erzeugung möglichst ausgeprägter thermischer Kontraste wurde für dieses Experiment in unmittelbarer Nachbarschaft zum Messfeld Falkenberg eine Fläche von etwa 2 ha umgepflügt und in eine Brache verwandelt.

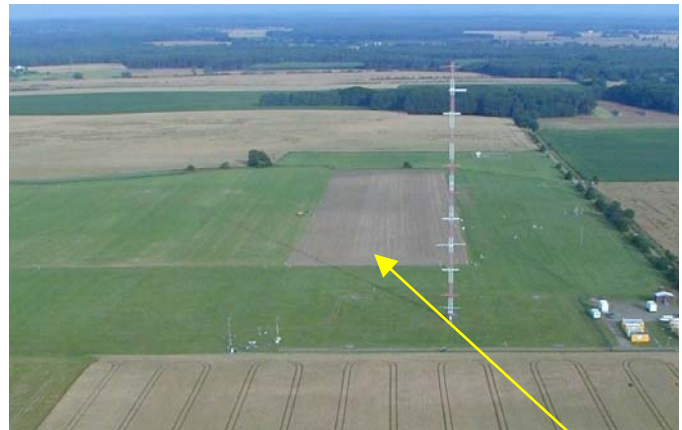


Abb. 5-20 Die Struktur der Unterlage zum STINHO2-Experiment, ein Teilstück der Wiese wurde in Brache umgewandelt

Neben der Sicherstellung des eigenen Messprogramms wurde durch den DWD die logistische Planung, Vorbereitung und Durchführung der Messkampagne geleistet. MOL hat aus dem Zeitraum des Experimentes einen umfangreichen Datensatz meteorologischer Standard- und Zusatzmessungen bereitgestellt (Vertikalprofile von Temperatur, Feuchte und Wind aus Mast-, Sodar- und Radiosondenmessungen, Energiebilanzkomponenten über Gras, aber auch Strukturdaten wie Bewuchshöhe und z_0 oder abgeleitete Parameter wie die Grenzschichthöhe). Es wurde eine Dokumentation zu den Messungen im STINHO-2-

Zeitraum vorgelegt.

Im Rahmen des Experiments STINHO-2 wurde, bevor die Geräte über unterschiedlichen Oberflächen aufgestellt wurden, ein Messgerätevergleich mehrerer Laser-Scintillometer (Surface-Layer Scintillometer SLS-20/40 der Fa. Scintec AG) durchgeführt.

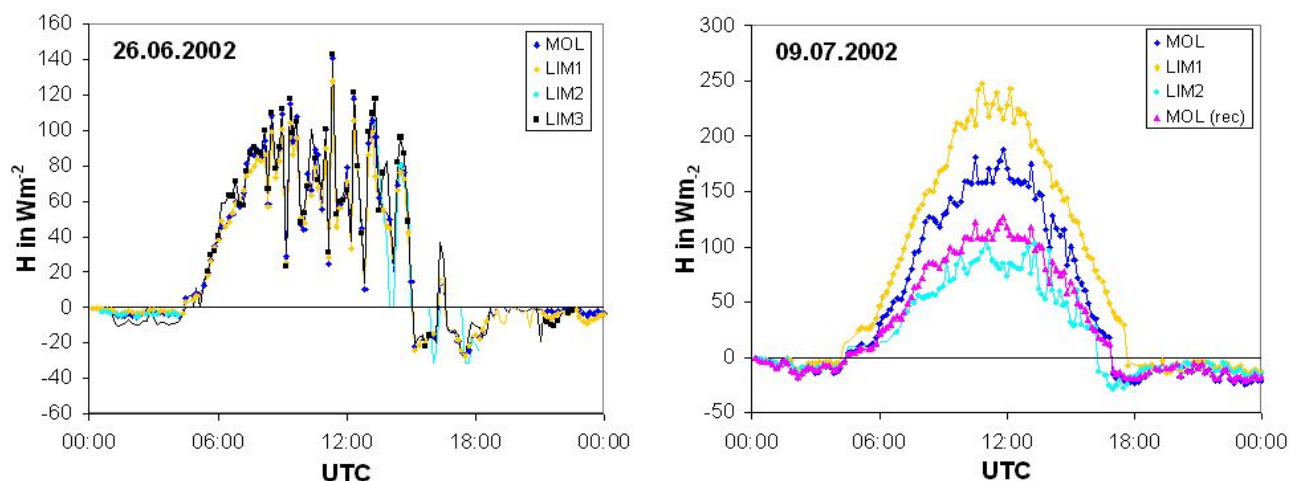


Abb. 5-21 Tagesgänge der aus Parallelmessungen mit verschiedenen Scintillometern über einheitlicher Unterlage abgeleiteten Werte von fühlbarem Wärmefluss am 26.6.2002 (links) und Messungen über verschiedenen Unterlagen am 09.07.2003 (rechts, Daten LIM1 bis LIM3 von LIM / IfT Leipzig zur Verfügung gestellt)

Durch die Vergleichsmessungen sollte die messgerätetechnisch bedingte Unsicherheit der aus den Scintillationsmessungen abgeleiteten Werte für die turbulenten Flüsse von Impuls und Wärme unter Berücksichtigung verschiedener Messkonfigurationen untersucht werden. Es zeigte sich, dass die aus dem Parallelbetrieb abgeleitete Mess-Unsicherheit (Abb. 5-21, linke Seite, Beispiel für Werte des Wärmeflusses vom 26.06.2002, die mittlere quadratische Abweichung ist $< 10 \text{ W/m}^2$) deutlich kleiner ist als das Signal unterschiedlicher Landoberflächeneigenschaften (Abb. 5-21 rechte Seite, Beispiel für Werte des Wärmeflusses vom 09.07.2002). Am 09. Juli lag die Windrichtung zwischen 0600 UTC und 1800 UTC relativ konstant zwischen 120° und 150° , das Scintillometer 1 der Gruppe LIM/IFT (Legende "LIM1") ist mithin repräsentativ für die Brache, "LIM2" für das kurze Gras auf dem GM, "MOL" repräsentiert den Einfluss der dem Grenzschichtmessfeld Falkenberg östlich benachbarten Getreide- und Grasflächen (dies bedingte auch die Notwendigkeit einer Wärmeflussberechnung unter der Annahme einer um die abgeschätzte Verdrängungsschichtdicke des Getreidefeldes (0.80 m) reduzierten Pfadhöhe ("MOL (rec)").

Zwischen diesen drei Oberflächenformen Gras - Brache - Getreide sind deutliche Unterschiede im Betrag des gemessenen turbulenten Wärmeflusses zu erkennen. Die höheren Werte des fühlbaren (turbulenten) Wärmeflusses lokal über Brache gehen einher mit einer Verlängerung des Zeitraumes mit aufwärtsgerichtetem Wärmefluss. Nach einer detaillierten Analyse der während STINHO-2 über den Unterlagentypen Gras bzw. Brache durchgeführten Wärmeflussmessungen mittels Sonic und Scintillometer erfolgte die Synthese der einzelnen Messungen zu für den jeweiligen Oberflächentyp repräsentativen Datensätzen. Der Tagesgang des fühlbaren Wärmeflusses über beiden Unterlagen ist in Abb. 5-22

VERTIKO-DWD1

dargestellt. Zur Erzeugung des "Composite" H_{Acker} bzw. H_{Wiese} wurden die Messwerte aller verfügbaren Systeme unter Berücksichtigung ihrer jeweiligen Footprint-Sektoren und der mit verschiedenen Tests bewerteten Datenqualität gewichtet gemittelt. Ersichtlich ist ein zwischen den beiden benachbarten Flächen etwa um den Faktor zwei verschiedener fühlbarer Wärmestrom. In Verbindung mit stärkerer Bewölkung ist gegen

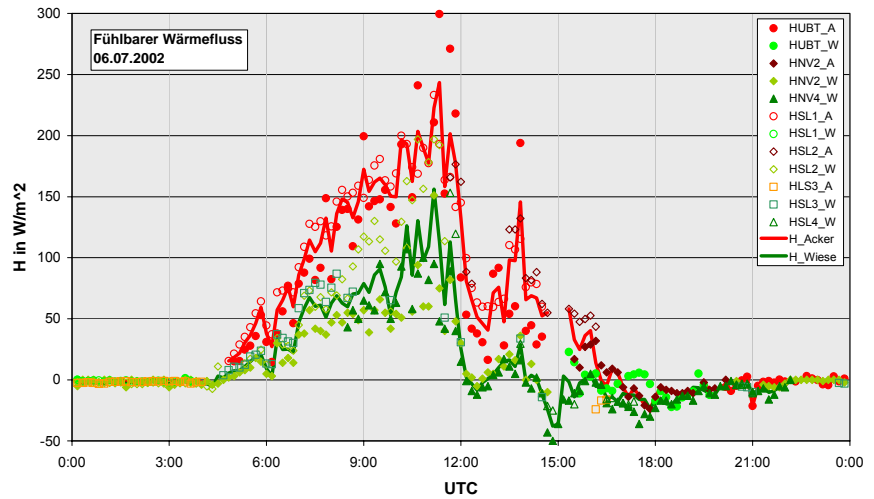


Abb. 5-22 Tagesgang des fühlbaren Wärmeflusses am 06. Juli 2002 über Brache (freier Acker, rot) und über Wiese (grün) in unmittelbarer Nachbarschaft, Messungen mittels mehrerer "Laser-Scintillometer" (HSL1 ... HSL4) und Sonics (HUBT, HNV2, HNV4)

Mittag ein drastischer Rückgang zu beobachten, wobei über der Wiese bereits am frühen Nachmittag phasenweise ein abwärtsgerichteter Wärmefluss gemessen wurde.

Durch die am Teilprojekt STINHO beteiligten Partner erfolgten weitere Untersuchungen zu den Auswirkungen derartiger Fluss-Differenzen auf den horizontalen Wärmetransport. Es wurde gezeigt (vgl. dazu Abschlussbericht FK 07 AFT37-UH), dass die Divergenzen horizontaler Wärmeflüsse einen größeren Einfluss auf die lokale Energiebilanz haben können als die Divergenzen der vertikalen Wärmeflüsse. Neben der Erfassung und der Quantifizierung der horizontalen turbulenten Wärmeflüsse und deren Divergenzen konnten durch die Simulation Transferkoeffizienten für den horizontalen turbulenten Transport abgeleitet werden.

Im Rahmen von STINHO-2 bzw. SOP2 wurden von DWD1 auch erstmals Infrarothygrometer LI-7500 zur direkten experimentellen Bestimmung des latenten Wärmeflusses nach der Eddy-Kovarianz Methode eingesetzt. Abb. 5-23 zeigt den zeitlichen Verlauf des Bowen-Verhältnisses $Bo = H/LE$ für die erste Julidekade 2002. Nach Niederschlägen Ende Juni und bei anfänglich höherer Bodenfeuchte ist zu Beginn dieses Zeitraumes der latente etwa doppelt so hoch wie der sensible Wärmefluss, mit allmählich zurückgehender Transpiration erreichen nach etwa einer Woche beide dieselbe Größenordnung.

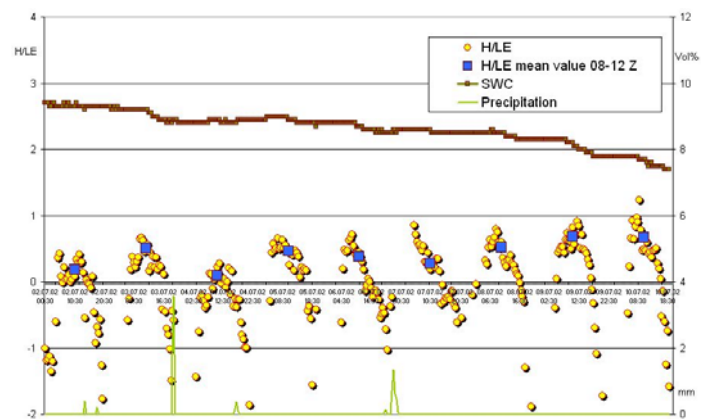


Abb. 5-23 Das aus den Eddy-Kovarianz-Messdaten (nach Transformation bzw. Korrektur) berechnete Bowen-Verhältnis $Bo=H/LE$ auf dem Messfeld Falkenberg für den Zeitraum 02. bis 10. Juli 2002 zeigt über "Wiese" eine Abhängigkeit von Niederschlag und Bodenwassergehalt (SWC)

5.3.2 *Das Experiment LITFASS-2003*

Die Betrachtung der Meso- γ -Scala war insbesondere während LITFASS-2003 möglich. Das Experiment LITFASS-2003 (vgl. Beyrich, 2004) wurde als Schwerpunkt der experimentellen Aktivitäten des Verbundprojektes EVA_GRIPS (EVAporation at the GRId and Pixel Scale) konzipiert und diente vorrangig der Bestimmung von flächengemittelten Werten der Energieflüsse und der Verdunstung über einer heterogenen Landoberfläche auf der Skala einer Gitterbox eines atmosphärischen regionalen Zirkulationsmodells bzw. eines Satellitenbildpixels.

Ein wichtiges Ergebnis aus diesem Experiment zeigt Abb. 5-24. Aus der Anwendung räumlich integrierender Messverfahren (Scintillometer, hier LAS) wurden Werte für den fühlbaren Wärmefluss abgeleitet, die sich in sehr guter Übereinstimmung befinden mit den Ergebnissen gewichtet gemittelter lokaler Flussmessungen über den jeweils im Footprint-Bereich der Scintillometer typischen Landoberflächenformen.

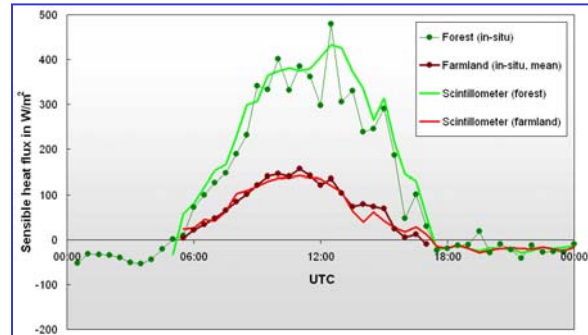


Abb. 5-24 Tagesgang des fühlbaren Wärmeflusses am 25.05.2003 über unterschiedlichen Landnutzungen, Vergleich lokaler Flussmessungen mittels Eddy-Kovarianz-Verfahren und Anwendung räumlich integrierender Messverfahren (Scintillometer, hier LAS)

Die Abb. 5-25 zeigt die Differenzierungen der turbulenten Flüsse zwischen den Landnutzungen und von Tag zu Tag. Die interdiurnen Änderungen werden u.a. vom "Strahlungsantrieb" und dem Feuchtevorrat beeinflusst. So reicht beispielweise am 23.05.2003 die im Tagesverlauf zur Verfügung gestellte Energie (bei mehrschichtiger Bewölkung!) lediglich aus, ca. 1 mm Wasser zu verdunsten. Der fühlbare Wärmefluss zur Atmosphäre ist in der Tagessumme nahe null. Die Phase vom 27.05.03 bis zum 05.06.03 war dann niederschlagsarm bzw. -frei. Die Verdunstung über Vegetation war in dieser Zeit stark eingeschränkt (der

jetzt ausbleibende Niederschlag verschärfte die Austrocknung des Bodens im Zusammenhang mit einem mehrmonatigen Defizit des Niederschlags in den vorausgegangenen Monaten. Erst die Gewitter mit örtlichen Niederschlagsmengen bis 45 mm in den Abendstunden des 05.06.2003 und nochmals am 08.06.2003 führten über einen erhöhten Bodenwasservorrat zu höheren Verdunstungsraten. Gleichzeitig ging

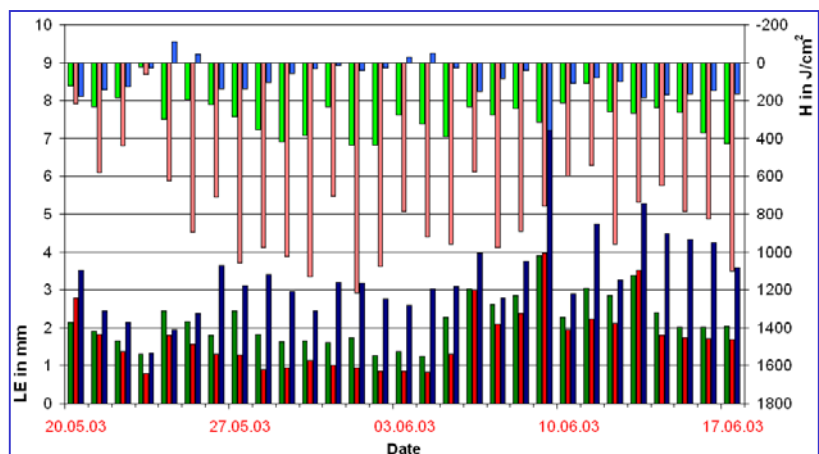


Abb. 5-25 Tageswerte der latenten und fühlbaren Wärmeflüsse für 3 charakteristische Landnutzungen (Wiese (grün), Wald (rot), Wasser (blau)) während LITFASS-2003 (19.05.-17.06.2003)

der für den fühlbaren Wärmefluss verbleibende Energievorrat zurück. Aus Abb. 5-25 ebenfalls ersichtlich werden die bereits oben diskutierten typischen Differenzierungen über den Landnutzungsformen Wiese, Wald und Wasser.

5.4 Modellvalidierung

5.4.1 SVAT-Modellierung

Durch die Projektgruppe VERTIKO-UBT2 wurde ein Vergleich verschiedener SVAT-Modelle anhand der Daten der Ankerstationen für die "Special Observation Periods" durchgeführt, Daten der Ankerstation Lindenberg wurden der Projektgruppe in Ergänzung zu Datenbankdaten zur Verfügung gestellt und die Ergebnisse gemeinsam interpretiert. Es entstand eine gruppenübergreifende Veröffentlichung (Falge et. al. 2004), auf die an dieser Stelle zu den inhaltlichen Fragen verwiesen wird.

5.4.2 LM-Validierung

Eine Bewertung der experimentell ermittelten Werte für die turbulenten Flüsse im Vergleich mit den Daten operationeller Modellrechnungen mit dem Lokal-Modell (LM) des DWD wird im DWD inzwischen regelmäßig durchgeführt, die Ergebnisse stehen im „Quarterly Report of the Operational NWP System at DWD“ zur Verfügung.

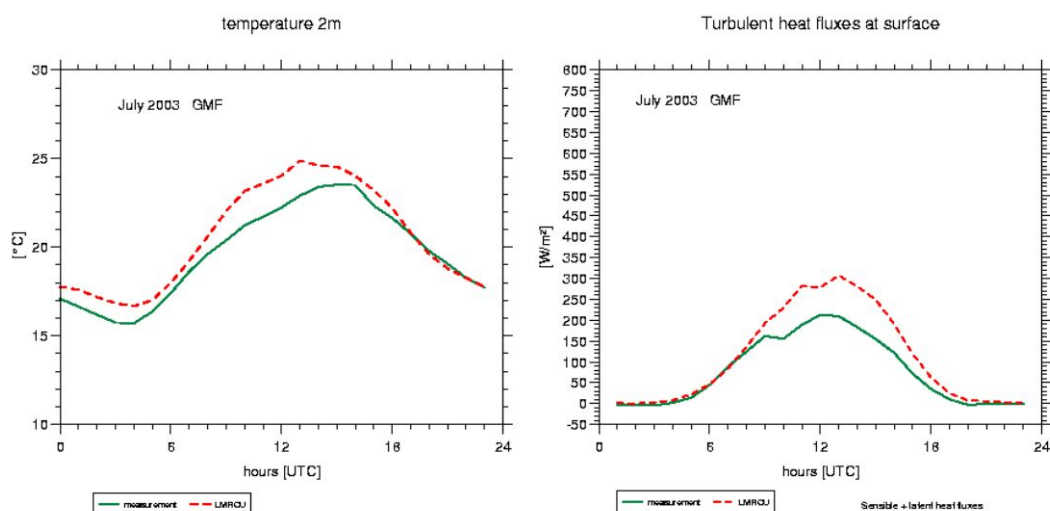


Abb. 5-26 Vergleich von Messungen und Modellrechnungen (DWD Lokalmodell LM) für den Bezugspunkt GMF (Grenzschichtmessfeld Falkenberg), mittlere Werte für Juli 2003 nach "LM-Validierung - Quarterly Report"

Die Abb. 5-26 zeigt an einem Beispiel, wie die wichtige Zielgröße "Lufttemperatur in 2 m Höhe" durch das Modell im Monatsmittel überschätzt (zu hoch vorhergesagt) wird, außerdem wird das Tagesmaximum zeitlich zu früh simuliert. Die Überschätzung der Lufttemperatur tagsüber geht mit einer Überschätzung des turbulenten Wärmetransports einher und könnte dort eine Ursache haben. Allerdings zeigen die nächtlichen Differenzen, dass auch andere Prozesse noch weiterer Untersuchungen und einer Verbesserung der

entsprechenden Modellparametrisierungen bedürfen.

5.4.3 Zum Wasserhaushalt

Nach Installation der latenten Flussmessungen (im Dauerbetrieb) - und der erkennbar verbleibenden Schließungslücke der Energiebilanz - wurden verschiedene Untersuchungen und Betrachtungen zur Plausibilität der "Verdunstungsmessung" durchgeführt. So wurde für mehrere Monate auch ein Vergleich der (täglich unter www.agrowetter.de veröffentlichten) mit dem Modell AMBETI für den Standort 10393 berechneten Tagesverdunstungswerte durchgeführt. Es ergab sich eine relativ gute Übereinstimmung im Gang der Tagesverdunstung zwischen Modell (für einen 6 km entfernten Standort) und Messwert (umgerechnete Tagessummen aus den mittels Eddykovarianzmethode bestimmten Halbstundenflüssen) auf dem GM Falkenberg. Unterschiede der Einzelwerte gelegentlich auch größer 1 mm sind dabei allerdings nicht zu vermeiden.

Da die Energiebilanz ($H + LE$ gegen AE) bei Verwendung von Eddy-Kovarianz-Methoden in der Regel nicht völlig geschlossen werden kann, wurden im Zusammenhang mit der Qualitätsbewertung der Messdaten

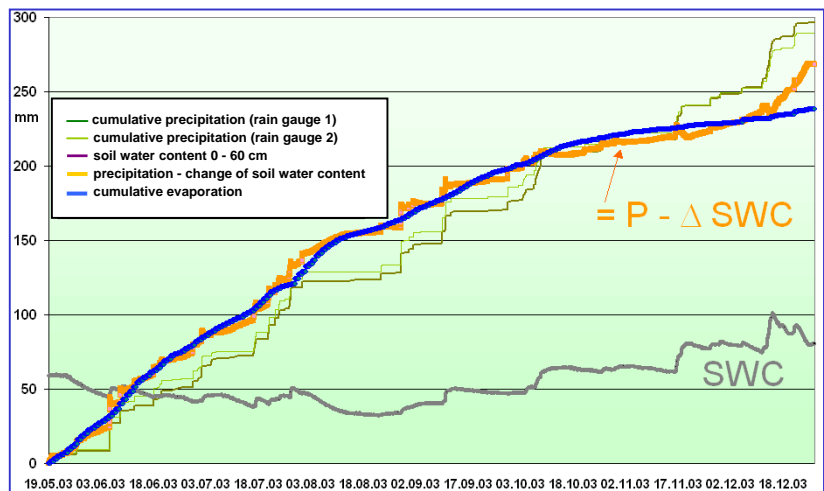


Abb. 5-27 Beispiel für Plausibilitätsbetrachtungen zu den experimentell ermittelten Werten für die turbulenten Flüsse, hier: Vergleich latenter Wärmefluss (Verdunstungstageswerte) im Wasserhaushalt (Starttermin: 19.05.2003, Standort: ASLBg)

weitere Überlegungen (Einfluss vernachlässigter Komponenten wie Bestandwärmestrom), Fehlerabschätzungen und Plausibilitätsbetrachtungen zu den Werten der turbulenten Flüsse notwendig. Die Abb. 5-27 zeigt eine solche Untersuchung für den latenten Wärmefluss am Standort ASLBg (Wiese / Gras). Der latente Wärmefluss ist einerseits eine Energiehaushaltskomponente, gleichzeitig aber auch wichtiger Bestandteil des Wasserhaushaltes. Deshalb war es naheliegend, für einen längeren Zeitraum (Mai bis Dezember 2003) die Veränderung des Wasserhaushaltes zu verfolgen. Der gewählte Zeitabschnitt hatte, von einigen Tagen im Dezember 2003 abgesehen, keinen nennenswerten "Abfluss- und Versickerungsereignisse". Somit wurde der Wasserhaushalt vorrangig vom Niederschlag, der Verdunstung und der Änderung des Bodenwasservorrats bestimmt. Wie die Abb. 5-27 zeigt, liegen die kumulierten Werte für den Wasservorrat (Niederschlag plus Entnahme aus Bodenwasser) und die Verdunstung nahe beieinander.

Literatur

- Arya, S. P., 2001: *Introduction to Micrometeorology*. San Diego: Academic Press, 390 S.
- Beyrich, F. (Ed.), 2000: The LITFASS-98 Experiment 25.5.1998-30.06.1998 Experiment Report. *DWD, Forschung und Entwicklung, Arbeitsergebnisse Nr. 62*, 78 S.
- Beyrich, F. (Ed.), 2001: Zusammenfassung der Ergebnisse aus dem Projekt LITFASS. *DWD, Forschung und Entwicklung, Arbeitsergebnisse Nr. 70*, 70 S.
- Beyrich, F., H.-J. Herzog, J. Neisser, 2002a: The LITFASS project of DWD and the LITFASS-98 experiment. The project strategy and the experimental setup. *Theor. Appl. Climatol.* **73**, 3-18
- Beyrich, F., S. H. Richter, U. Weisensee, W. Kohsiek, H. Lohse, H. A. R. de Bruin, Th. Foken, M. Göckede, F. Berger, R. Vogt and E. Batchvarova, 2002b. Experimental determination of turbulent fluxes over the heterogeneous LITFASS area: Selected results from the LITFASS-98 experiment. *Theor. Appl. Climatol.* **73**, 19-34
- Beyrich, F., H.A.R. de Bruin, W.M.L. Meijninger, J.W. Schipper, H. Lohse, 2002c: Results from one-year continuous operation of a large-aperture scintillometer over a heterogeneous landscape. *Boundary-Layer Meteorol.* **105**, 85-97
- Beyrich, F. (Ed.), 2004: Verdunstung über einer heterogenen Landoberfläche - Das LITFASS 2003 Experiment - Ein Bericht. *DWD, Forschung und Entwicklung, Arbeitsergebnisse Nr. 79*, 105 S.
- Braun, F. J., 2002: Mesoskalige Modellierung der Bodenhydrologie. *Wissenschaftl. Ber. Inst. Meteorol. Klimaforschung Univ. Karlsruhe Nr. 30*, 231 S.
- Eaton, F.D., J. R. Hines, W.H. Hatch, R.M. Cionco, J. Byers, D. Garvey, D.R. Miller, 1997: Solar eclipse effects in the planetary boundary layer over a desert. *Boundary-Layer Meteorol.* **83**, 331-346
- Fiebrich, C.A., K.C. Crawford, 2001: The Impact of Unique Meteorological Phenomena Detected by the Oklahoma Mesonet and ARS Micronet on Automated Quality Control. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **82**, 2173-2187
- Foken, Th., B. Wichura, 1996: Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agric. Forest Meteorol.* **78**, 83-105
- Foken, Th., B. Wichura, O. Klemm, J. Gerchau, M. Winterhalter, T. Weidinger, 2001: Micrometeorological measurements during the total solar eclipse of August 11, 1999. *Meteorol. Z.* **10**, 171-178
- Foken, Th. 2003: *Angewandte Meteorologie - Mikrometeorologische Methoden*. Springer Berlin - Heidelberg, 289 S.
- Frühauf, C., 1997: Verdunstungsbestimmung von Wäldern am Beispiel eines hundertjährigen Fichtenbestandes im Tharandter Wald. *TU Dresden: Tharandter Klimaprotokolle Bd. 1*, 186 S.
- Gerth, W.-P., 1986: Klimatische Wechselwirkungen in der Raumplanung bei Nutzungsänderungen. *Offenbach: Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 171*, 85 S.
- Göckede, Abschlussbericht Teilprojekt VERTIKO-UBT2, Bayreuth 2004
- Grünwald, Th., 2003: Langfristige Beobachtung von Kohlendioxidflüssen mittels Eddy-Kovarianz-Technik

VERTIKO-DWD1

- über einem Altlichtenbestand im Tharandter Wald. *TU Dresden: Tharandter Klimaprotokolle* **Bd. 7**, Dresden, 148 S.
- Liu, H., Th. Foken, G. Peter, 2001: New equations for sonic temperature variance and buoyancy heat flux with an omnidirectional sonic anemometer. *Boundary-Layer Meteorol.* **100**, 459-468
- Neisser J., W. Adam, F. Beyrich, U. Leiterer and H. Steinhagen, 2002: Experimental Boundary Layer Studies at the Meteorological Observatory Lindenberg as a part of the "Lindenberg Column": Facilities and selected results, *Meteorol. Z.*, **11**, 241-253
- Raabe, A., K. Arnold, A. Ziemann, M. Schröter, S. Raasch, J. Bange, P. Zittel, Th. Foken, M. Göckede, F. Beyrich, B. Stiller, 2004: STINHO - Structure of turbulent transport under INHOMogeneous surface conditions - a micro-a-scale field experiment and LES modelling. *Meteorol. Z.*, (eingereicht)
- Rost, J., 2004: Vergleichende Analyse der Energiebilanz zweier Untersuchungsflächen der Landnutzungen "Grasland" und "Wald" in der südlichen Oberrheinebene. *Ber. Meteorol. Inst. Univ. Freiburg* **Nr. 9**, 233 S.
- Shafer, M.A., C.A. Fiebrich, D.S. Arndt, S.E. Fredrickson, T.W. Hughes, 2000: Quality Assurance Procedures in the Oklahoma Mesonet. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **17**, 474-494
- Statistisches Bundesamt, 2002: Land- und Forstwirtschaft, Fischerei, Auszug aus der Fachserie 3, Reihe 5.1 Bodenfläche nach Art der tatsächlichen Nutzung 2001, Wiesbaden
- Stiller, B., 2002: Ankerstation Lindenberg – Verfügbarkeit der Messungen, Präsentationsdatei 13Stiller.pdf auf CD: 1. VERTIKO-Workshop Modelle, 10.-12. Februar 2002, Dokumentation der Beiträge
- Vogt, R. 1995: Theorie, Technik und Analyse der experimentellen Flussbestimmung am Beispiel des Hartheimer Kiefernwaldes. *Stratus* **H. 3**,

6 Bewertung und Verwertbarkeit der Ergebnisse

Das Teilvorhaben VERTIKO-DWD1 umfasste 6 Arbeitsziele, diese wurden erfüllt.

1. Die experimentelle Bestimmung der Energie- und Impulsflüsse über einem Waldbestand und an einem Standort mit niedriger Vegetation (Gras) im Dauerbetrieb erfolgte vereinbarungsgemäß für den gemeinsamen Datenaustausch bis 31.12.2003. Eine Datenübergabe an die VERTIKO-Datenbank erfolgte für Daten bis Qualitätsflag 4.
2. Beispiele für die Quantifizierung der Flüsse und für die Beschreibung ihrer saisonalen und interannuellen Variabilität wurden in diesem Bericht gegeben.
3. Fallstudien zur Ableitung flächengemittelter Werte für den turbulenten Wärmefluss aus der Anwendung räumlich integrierender Messverfahren bzw. einfacher Modellansätze (Scintillometer, Budgetmethode) und deren Interpretation in Beziehung zu lokalen Flussmessungen unter Nutzung von Daten wurden während der Experimente STINHO-2 und LITFASS-2003 durchgeführt.
4. Eine Bewertung der experimentell ermittelten Werte für die turbulenten Flüsse im Vergleich mit den Daten operationeller Modellrechnungen mit dem Lokal-Modell (LM) des DWD erfolgt inzwischen regelmäßig im Rahmen der Modellüberwachung.
5. Es wurden komplexe Datensätze zu den Komponenten der Energiebilanz für den Test und die Validierung der aus Satellitendaten abgeleiteten Felder von Landoberflächenparametern sowie von SVAT-Modellen bereit gestellt. An entsprechenden Veröffentlichungen wurde mitgearbeitet (z. B. Falge et. al., 2004).
6. Im Rahmen der SOP-2 des Verbundprojektes VERTIKO wurde im Juni / Juli 2002 in Lindenberg ein spezielles Experiment zur Untersuchung des Einflusses kleinskaliger Inhomogenitäten auf den Vertikalaustausch (STINHO-2) durchgeführt.

Im Projekt VERTIKO wurde eine umfangreiche Datenbank mit mehrjährigen Datenreihen mikrometeorologischer Messungen verschiedener Standorte aufgebaut, die über das Projekt hinaus für weitere vergleichende Analysen und Untersuchungen sowie zum Test und für die Validierung verschiedener Typen von numerischen Simulationsmodellen und von Algorithmen zur Ableitung von Landoberflächenparametern aus Satellitendaten zur Verfügung stehen. Das Teilprojekt VERTIKO-DWD1 hat zu diesem Datensatz durch die Bereitstellung von Messungen zweier für das nordostdeutsche Tiefland typischer Unterlagen beigetragen. Von Bedeutung ist dies insbesondere für die unmittelbare Vergleichbarkeit der Austauschprozesse über niedriger und hoher Vegetation unter einheitlichen topographischen und regionalklimatischen Bedingungen.

Ein Teil des im Projekt VERTIKO für den Standort Forst Kehrigk zusammengestellten Datensatzes wird als zusätzlicher Beitrag des Referenzstandortes Lindenberg zur *Co-ordinated Enhanced Observation Period*

VERTIKO-DWD1

(CEOP) im Rahmen des *Global Energy and Water Cycle Project* (GEWEX) an das *CEOP Central Data Archive* übergeben werden.

Die im Rahmen des Projektes realisierten Modifikationen und Erweiterungen der teilautomatischen Qualitätskontrolle der mikrometeorologischen Messdaten wurden am MOL in die Algorithmen zur Prüfung und Bereitstellung dieser Daten im Routinebetrieb integriert.

Darüber hinaus hat die wissenschaftliche Aufbereitung und Analyse der Messungen zum besseren Verständnis der Austauschprozesse von Energie und Wasserdampf über verschiedenen Landnutzungsformen beigetragen, in Fachdiskussionen immer wieder für Interesse und z.T. Überraschung sorgte insbesondere die Erkenntnis der signifikant höheren turbulenten Transporte fühlbarer Wärme über dem märkischen Kiefernwald. Ergebnisse aus der wissenschaftlichen Datenanalyse sind für eine Publikation in Fachzeitschriften bereits eingereicht bzw. vorgesehen.

7 Fortschritt durch Dritte

Die Projektteilnehmer analysierten durch eine ständige Verfolgung der Fachliteratur, durch den Besuch von Fachkongressen sowie durch den Kontakt zu anderen Arbeitsgruppen die Fortschritte auf dem Fachgebiet während der Durchführung des Vorhabens. Folgende relevante Tagungen fanden im Projektzeitraum statt und wurden von den Projektmitarbeitern auch zum Teil im Rahmen anderer Forschungsaktivitäten besucht:

- 15th Symposium on Boundary Layers and Turbulence der AMS, 15.-19. Juli 2002, Wageningen, Niederlande
- Workshop 'Quality Control of Eddy-Covariance Measurements', 15.-17. November 2002, Schloss Thurnau bei Bayreuth
- Symposium Land-Atmosphere-Interaction im Rahmen der General Assembly of the EGU, 6.-11. April 2003, Nizza, Frankreich
- 5. BIOMET - Tagung "Mensch - Pflanze - Atmosphäre" des Fachausschusses BIOMET der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft, 3-5 Dezember 2003, Dresden
- 16th Symposium on Boundary Layers and Turbulence der AMS, 9-13 August, 2004, Portland / Maine, USA DACH-2003, Deutsch-Österreichisch-Schweizerische Meteorologentagung, 6.-10. September 2004, Karlsruhe
- DACH-2003, Deutsch-Österreichisch-Schweizerische Meteorologentagung, 6.-10. September 2004, Karlsruhe

Dabei wurden insbesondere die Qualitätssicherungsstrategien anderer Gruppen im nationalen und internationalen Maßstab intensiv verfolgt. Bezüglich der Anwendung des "Planar Fit" – Verfahrens zur Rotation der Flussmessungen gibt es keine einheitliche Auffassung. Auch anderen Gruppen gelingt es nicht, einen störungsfreien Betrieb von Turbulenzmesskomplexen zu bewerkstelligen. Eher entstand der Eindruck, dass der personelle Bedarf für die Qualitätssicherung oft unterschätzt wird (vgl. z. B. Shafer et. al. 2000 zum Oklahoma Mesonet). Im bilateralen Austausch wurden insbesondere die Ergebnisse langjähriger Messungen über einem Kiefernwald im Hartheimer Forst und zeitweilig vergleichende Messungen an einem Wiesenstandort im Rheintal (Bremgarten) durch das Meteorologische Institut der Albert-Ludwig Universität Freiburg in Relation zu den Ergebnissen an den Standorten Falkenberg / Forst Kehrigk aufmerksam analysiert und diskutiert.

**Abschlussbericht
zum Forschungsprojekt**

**Unsicherheit der Schätzung vertikaler Flüsse über
inhomogenem Gelände
(VERTIKO-DWD2)**

FK 07 ATF37-DWD2

Berichtersteller:

Antje Lohse, Michael Wagner, Valeri Goldberg

**Technische Universität Dresden
Institut für Hydrologie und Meteorologie
Professur Meteorologie
01062 Dresden
im Dezember 2004**

Forschungsvorhaben: Unsicherheit der Schätzung vertikaler Flüsse über inhomogenem Gelände

Förderung durch: Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms 2000

Förderkennzeichen: Förderkennzeichen 07 ATF37-DWD2

Projektleiter: Prof. Dr. Gerhard Adrian, Deutscher Wetterdienst Offenbach, Prof. Dr. Christian Bernhofer, Technische Universität Dresden, Institut für Hydrologie und Meteorologie

Projektmitarbeiter: Antje Lohse, Michael Wagner, Dr. Valeri Goldberg, Technische Universität Dresden, Institut für Hydrologie und Meteorologie

Inhalt

1. Zusammenfassung
2. Einleitung / Zielstellung des Projektes
3. Methoden
 - 3.1 Berechnung der turbulenten Flüsse für die Messkampagnen
 - 3.2 Sensitivitätsuntersuchung externer Parameter
 - 3.3 Untersuchung der Oberflächenalbedo
 - 3.4 Untersuchung physikalischer Bodenparameter
 - 3.5 Vergleich unterschiedlicher Modellauflösungen
 - 3.6 Vergleich eines 1-D-Grenzschichtmodells mit dem Lokal Modell
4. Ergebnisse und Diskussion
 - 4.1 Berechnung der turbulenten Flüsse für die Messkampagnen
 - 4.2 Sensitivitätsuntersuchung externer Parameter
 - 4.3 Untersuchung der Oberflächenalbedo
 - 4.4 Untersuchung physikalischer Bodenparameter
 - 4.5 Vergleich unterschiedlicher Modellauflösungen
 - 4.6 Vergleich eines 1-D-Grenzschichtmodells mit dem Lokal Modell
5. Schlussfolgerungen
6. Literatur

1. Zusammenfassung

Die Aufgabe des Teilprojektes DWD 2 bestand in der Bestimmung der turbulenten Flüsse für das VERTIKO Untersuchungsgebiet mit Hilfe des Lokal Modells vom DWD. Das Ziel dabei war die Ermittlung der Unsicherheiten dieser Flüsse durch fehlerbehaftete externe Parameter.

Für die VERTIKO – Messkampagnen (SOP1 bis SOP3) wurden die turbulenten Flüsse im Untersuchungsgebiet mit dem Lokal Modell bestimmt. Für diese Zeiträume wurde außerdem ein Vergleich der Modellergebnisse mit Daten von den Ankerstationen Lindenberg, Melpitz und Tharandt durchgeführt. Dieser Vergleich zeigte, dass das LM die Variabilität der Flüsse recht gut wiedergibt. Allerdings treten erhebliche Abweichungen bei der Quantität der beiden turbulenten Wärmeströme auf. So wird der latente Wärmestrom durch das Modell generell überschätzt. Durch die Sensitivitätsuntersuchungen konnte gezeigt werden, dass die externen Vegetationsparameter Pflanzenbedeckungsgrad, Blattflächenindex und Wurzellänge alle einen sehr starken Einfluss auf beide Wärmeströme haben. Der Einfluss der Wurzellänge ist dabei am größten. Bei allen Parametern wirkt sich eine Erhöhung stärker auf den latenten Wärmestrom aus als eine Reduktion. Der sensible Wärmestrom reagiert genau entgegengesetzt. Die Untersuchung des Parameters Oberflächenalbedo im LM zeigte, dass eine fehlende Vegetationsunterscheidung hinsichtlich der Pflanzenalbedo zu erheblichen Fehlern beim sensiblen Wärmestrom führen kann. Aber auch der latente Wärmestrom und die kurzweilige Strahlungsbilanz werden dadurch beeinflusst. Es ist daher notwendig, die Pflanzenalbedo im Modell besser zu parameterisieren und eine Differenzierung der Vegetationsarten vorzunehmen. Bei den ebenfalls untersuchten physikalischen Bodenparametern zeigte vor allem das Porenvolumen einen starken Einfluss auf den latenten Wärmestrom. Da es hinsichtlich der Spannweite der einzelnen Parameter bei den Bodenarten deutliche Unterschiede gibt, kann die zu hohe Verdunstung über Sand den Verdunstungswerten von sandigem Lehm und Lehm wenigstens angenähert werden.

Ein zusammen mit dem TP TUD1 durchgeführter Vergleich von Vertikalprofilen des Grenzschichtmodells HIRVAC mit Ergebnissen des Lokal Modells zeigt hinsichtlich des Verlaufes gute Übereinstimmungen in der atmosphärischen Grenzschicht, wenn HIRVAC mit Daten aus dem LM initialisiert wird. Im HIRVAC ist im Gegensatz zum LM eine Vegetationsdifferenzierung vorhanden und es wird außerdem die Rolle der Vegetation für die Verdunstung stärker berücksichtigt. Somit ist es möglich und auch sinnvoll, die Ergebnisse der HIRVAC Simulationen für eine Verbesserung des Bodenmoduls TERRA im LM zu nutzen.

2. Einleitung / Zielstellung des Projektes

Die Aufgabe dieses Projektes war die Bestimmung der Flüsse von Impuls, Wärme und Wasserdampf für das Untersuchungsgebiet von VERTIKO mit Hilfe des nichthydrostatischen mesoskaligen Lokal-Modells (LM) des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Dabei sollten die Unsicherheiten (Fehlerschranken) der Flüsse im Lokal Modell, welche durch fehlerhafte externe Parameter des Erdboden-Vegetationsmodells auftreten können, abgeschätzt werden.

Die Berücksichtigung der Wechselwirkung zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre ist ein notwendiger Bestandteil aller Klima- oder Wettervorhersagemodelle, da die Erdoberfläche die wesentliche Quelle beziehungsweise Senke für Impuls, Wärme, Wasser oder Wasserdampf für die Atmosphäre darstellt. Diese Quellen und Senken werden durch sogenannte SVAT-Schemata (Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer-Modell) realisiert. Von ihrer Struktur her bestehen diese Modelle meist aus einer Kette von Parameterisierungen einzelner Prozesse, die häufig durch ein Netzwerk von Widerständen und Potentialdifferenzen analog zu elektrischen Netzwerken abgebildet werden können. Deshalb unterscheiden sich viele dieser Modelle durch eine mehr oder weniger aufwendige Aufteilung dieser Widerstände und können deshalb auch technisch relativ einfach immer mehr erweitert werden. Allerdings nimmt mit jeder Erweiterung die Anzahl der benötigten Parameter zu. Dabei müssen die relevanten Prozesse im Erdboden und in der Vegetationsschicht mehr oder weniger aufwendig parameterisiert werden. Bei der Bereitstellung dieser benötigten externen Parameter werden in der Regel sehr einfache „Modelle“ eingesetzt. So werden beispielsweise aus einer Kartierung der Landnutzung die externen Parameter wie Albedo, Rauigkeitslänge oder Vegetationsparameter (LAI, Pflanzenbedeckung, Wurzellänge) abgeschätzt. Außerdem wird auch versucht, den Vegetationszustand über Messungen von Satelliten abzuschätzen, was allerdings nur über wolkenfreien Gebieten möglich ist. Allerdings ist auch diese Methode mit Fehlern behaftet, obwohl in letzter Zeit hier deutliche Fortschritte erzielt wurden. Erschwerend kommt hinzu, dass die zugrunde liegenden Landnutzungskartierungen nach Kriterien durchgeführt werden, die in keinem Zusammenhang mit den physikalisch begründeten, abzuleitenden Parametern stehen. Aus diesen Gründen und aufgrund ihrer horizontalen Auflösung können diese Parametersätze die vorherrschenden Bedingungen nur eingeschränkt widerspiegeln. Die Anwendbarkeit der SVAT-Schemata in dreidimensionalen atmosphärischen Modellen wird also deutlich durch die Unsicherheit in den externen Parametern beschränkt.

Der Schwerpunkt der Arbeit lag in Sensitivitätsuntersuchungen zu den externen Vegetationsparametern (Plant Cover, LAI und Rauigkeit), zur Oberflächenalbedo sowie von verschiedenen Bodenparametern. Außerdem wurde das Modell mit unterschiedlichen Gitterweiten gerechnet und deren Auswirkung auf die Ergebnisse der turbulenten Flüsse untersucht.

3. Methoden

3.1 Berechnung der turbulenten Flüsse für die Messkampagnen

Für die Arbeit wurde das Lokal Modell mit einer Version vom Mai 2002 des Deutschen Wetterdienstes verwendet. Dabei handelt es sich um ein mesoskaliges nichthydrostatisches, ungefiltertes, numerisches Wettervorhersagemodell, welches seit Dezember 1999 operationell beim DWD eingesetzt wird. Es arbeitet derzeit mit einer standardmäßigen horizontalen Auflösung von 7 km (ca. $0,0625^\circ$) und einem Zeitschritt von 40 s. Vertikal werden im Modell 35 Schichten aufgelöst, wobei sich bereits 10 Schichten bis 1500m über der Modellorographie befinden. Die Rand- und Startwerte werden dem LM durch das Globalmodell (GME) vorgegeben, welches eine Gitterweite von 64 km hat, und stündlich eingelesen. Als SVAT wird das Modell TERRA verwendet, das die Transporte von Wärme und Wasser im Erdboden über mehrere Schichten beschreibt. In der verwendeten Version des LM wird mit dem 2-Schicht-TERRA gerechnet. Dieses gibt die Oberflächentemperatur und die Feuchte als Eingangsdaten für den atmosphärischen Teil des Lokal Modells aus.

Das für die Arbeit verwendete Rechengebiet des LM hat die Größe von 128 x 128 Gitterpunkten. Es umfasst einen Großteil der Bundesrepublik Deutschland von den Alpen bis zur Nord- bzw. Ostseeküste und reicht im Osten bis in die Mitte Polens. Um den Einfluss der Randbedingungen auf die Ergebnisse zu minimieren, befindet sich mit dem VERTIKO Zielgebiet ($50,5^\circ - 52,5^\circ$ N und $12,5^\circ - 14,5^\circ$ E) das eigentliche Untersuchungsgebiet in der Mitte dieses Rechengebietes. Für die Berechnung einer 24 stündigen LM-Vorhersage für das Rechengebiet werden 800 MB Rechnerkapazität bei einer Rechendauer von ca. 2 Stunden benötigt.

Zum Erreichen des Projektzieles wurde in einzelnen Schritten vorgegangen. Als erstes wurden die Ergebnisse der LM Rechnungen mit Daten der Ankerstationen verglichen. Dabei wurden die Zeiträume der Messkampagnen gewählt, da für diese Zeiten eine große Menge an Daten zur Verfügung stand. Dann wurden die externen Parameter ausgewählt, welche für eine genauere Untersuchung in Frage kamen. Entscheidend war hier die für die Parameter zur Verfügung stehenden Informationen und die Sensitivität des Modells auf diese Parameter. Dann wurden mit dem Modell Rechnungen mit den veränderten Parametersätzen durchgeführt und ausgewertet. Die Auswertung fand zum einen für die Gitterpunkte der Ankerstationen und für das Untersuchungsgebiet VERTIKO statt.

3.2 Sensitivitätsuntersuchung externer Parameter

Die Eigenschaften der Landoberfläche werden dem Lokal Modell durch externe Parameterfelder zur Verfügung gestellt. Diese Felder enthalten Angaben zu Orographie, Landanteil, Bodentyp und verschiedenen Vegetationsparametern (siehe Tabelle 1). Die jahreszeitliche Veränderung der

Vegetationsparameter wird dabei durch einen vom Tag des Jahres abhängigen Vegetationsfaktor berücksichtigt.

Tabelle 1: Externe Parameterfelder des Lokal Modells mit Angaben zur Datenquelle und Auflösung

Parameter	Datenquelle	Auflösung
Orographie	GTOPT30	30``x30``
Landanteil	CORINE	ca. 7 km
Rauhigkeitslänge	GTOPO30 + CORINE	ca. 7 km
Pflanzenbedeckungsgrad	CORINE	ca. 7 km
Blattflächenindex	CORINE	ca. 7 km
Wurzeltiefe	CORINE	ca. 7 km
Bodentyp	DSM	5` x 5`

Für die Sensitivitätsuntersuchung wurden die Vegetationsparameterparameter LAI, Pflanzenbedeckungsgrad und Wurzellänge gewählt. Es sollte dabei ermittelt werden, wie stark die vom Modell berechneten turbulenten Flüsse und Strahlungsbilanzen auf eine Veränderung dieser Parameter reagieren. Dies ist besonders wichtig, da bei der Abschätzung und der Mittelung der externen Parameter bereits Fehler auftreten können, die dann die Ergebnisse in unterschiedlichem Maße beeinflussen können.

Bei der Untersuchung wurden die ausgewählten Parameterfelder einzeln verändert. Dafür wurden die Werte der Felder um 5 %, 10 % und 20 % erhöht bzw. verringert. Für die Parameterfelder von LAI und Pflanzenbedeckungsgrad wurde außerdem ein Vergleich mit Fernerkundungsdaten durchgeführt. Um Rückschlüsse auf die Größe möglicher vorhandener Ungenauigkeiten schließen zu können. Informationen zum Parameter Wurzellänge standen derzeit noch nicht zur Verfügung, es soll aber ein neuer Datensatz für das Untersuchungsgebiet zusammengestellt werden.

3.3 Untersuchung der Oberflächenalbedo

Die Oberflächenalbedo wird dem Lokal Modell nicht als externes Parameterfeld vorgegeben, sondern dieser Parameter wird in der Subroutine „organize_radiation“ aus der Pflanzenalbedo und der Bodenalbedo berechnet.

Der Wert für die Bodenalbedo ist eine Funktion des Bodenwassergehaltes und der Tiefe der oberen Bodenschicht (siehe Gleichung 3.1 und 3.2). Die Oberflächenalbedo für Landoberfläche ergibt sich dann, unbeachtet der Schneebedeckung, aus der Pflanzenalbedo für den vegetationsbedeckten Anteil der Gitterpunkte (Pflanzenbedeckungsgrad) und der Bodenalbedo für den Anteil der Gitterpunkte ohne Pflanzenbedeckung (siehe Gleichung 3.3).

$$salb = salbw / zwb \tag{3.1}$$

$$albso = alb_soil - salb \cdot w_gl \tag{3.2}$$

VERTIKO-DWD2

$$\text{albso} = \text{snow} \cdot \text{alb_snow} + (1 - \text{snow}) \cdot (\text{vege} \cdot \text{alb_pl} + (1 - \text{vege}) \cdot \text{albso}) \quad (3.3)$$

mit:

- salb = Faktor der Albedo für verschiedene Bodenarten
- salbw = Anstieg der solaren Albedo in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte
- zwb = Stärke der obersten Bodenschicht der
- alb_soil = solar Albedo for dry soil
- w_g1 = Bodenfeuchte der ersten Bodenschicht
- alb_pl = Solar albedo for ground covered by plants
- alb_snow = solar Albedo for ground covered by snow
- vege = plant cover
- albso = solare Oberflächenalbedo

Bei der Betrachtung der Auswirkung der Oberflächenalbedo wurde der Einfluss der Pflanzenalbedo und der Bodenalbedo auf die berechneten Flüsse im LM getrennt untersucht.

Für die Pflanzenalbedo ist im Lokal Modell der Wert auf 0.15 festgesetzt. Es erfolgt dabei keine Unterscheidung zwischen verschiedenen Vegetationstypen. Zur Untersuchung der Auswirkung einer Änderung dieser Albedo auf die Ergebnisse des Modells wurde der Wert für die Vegetationsalbedo von 0.5 bis auf 2.5 in Schritten von 0.5 geändert. Untersucht wurden vor allem die Auswirkung auf die turbulenten Wärmeströme und die Strahlungsbilanz sowie die Temperatur in 2m Höhe.

Bei der Untersuchung der Bodenalbedo wurde ähnlich vorgegangen. Im Lokal Modell ist für jeden der vorhandenen 9 Bodentypen eine Albedo vorgegeben und ein Faktor für deren Änderung mit der Bodenfeuchte. Die Werte für die Albedo wurden auch hier einheitlich für alle Böden von 0,2 bis 0,35 mit einer Schrittweite von 0.5 geändert.

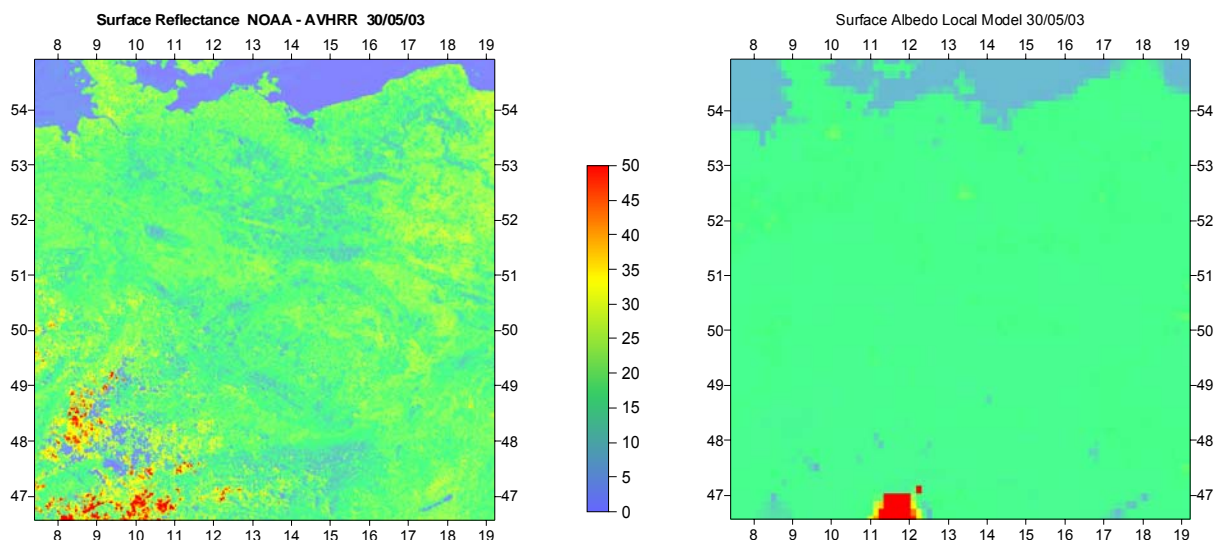


Abbildung 1: Vergleich der Oberflächenalbedo von Fernerkundungsdaten (links) mit dem Lokal Modell (rechts) für den 30.05.2003

Zum Vergleich und für eine bessere Einordnung der Güte der Oberflächenalbedo im Lokal Modell erfolgte ein Vergleich mit Daten aus der Fernerkundung. Die Daten hierfür wurden vom Teilprojekt TUD2 zur Verfügung gestellt. Die Breitbandalbedo wurde dabei berechnet aus den Kanälen eins und zwei von NOAA. Der Vergleich beider Datensätze für das Rechengebiet ist in Abbildung 1 dargestellt. Es ist zu erkennen, dass die Albedo im Lokal Modell über Wasser im allgemeinen mit 7 % und über Landoberflächen fast einheitlich mit 15,4 % parameterisiert wird. Das heißt, die verschiedenen Landnutzungen sind im Modell bezüglich ihres Reflexionsvermögens nicht zu unterscheiden, obwohl sie in der Realität teilweise stark von einander abweichen. Lediglich große Städte, wie z.B. Hamburg haben eine höhere Albedo von bis zu 21 %. Die Schneebedeckung in den Alpen ist durch die hohe Albedo von bis zu 70 % deutlich abgrenzbar. Bei den Daten aus der Fernerkundung stellt sich das gesamte Gebiet deutlich heterogener dar. Vor allem über Land treten Flächen mit einer relativ geringer Albedo von 5 bis 10 % auf, die im Lokal Modell völlig fehlen. Diese Daten wurden für das Gebiet des VERTIKO Untersuchungsgebietes auf das Gitter des LM gemittelt und als Eingangsdaten für das Modell genutzt.

3.4 Untersuchung physikalischer Bodenparameter

Das Modell unterscheidet zwischen neun Bodenarten, wobei vier davon keine Böden im eigentlichen Sinne sind: Eis, Fels, Sand, sandiger Lehm, Lehm, toniger Lehm, Ton, Torf und Wasser. Bei dieser Einteilung wird deutlich, dass die Klassifizierung der Böden nur sehr grob erfolgt. Für die Untersuchung wurden allerdings nur die fünf hauptsächlich im VERTIKO – Gebiet vorkommenden Bodenarten Sand, sandiger Lehm, Lehm, toniger Lehm und Ton betrachtet. Dabei stellt Lehm die bei weitem häufigste Bodenart im Gebiet dar, wie in Abbildung 2 zu sehen ist. Weniger häufig sind sandiger und toniger Lehm.

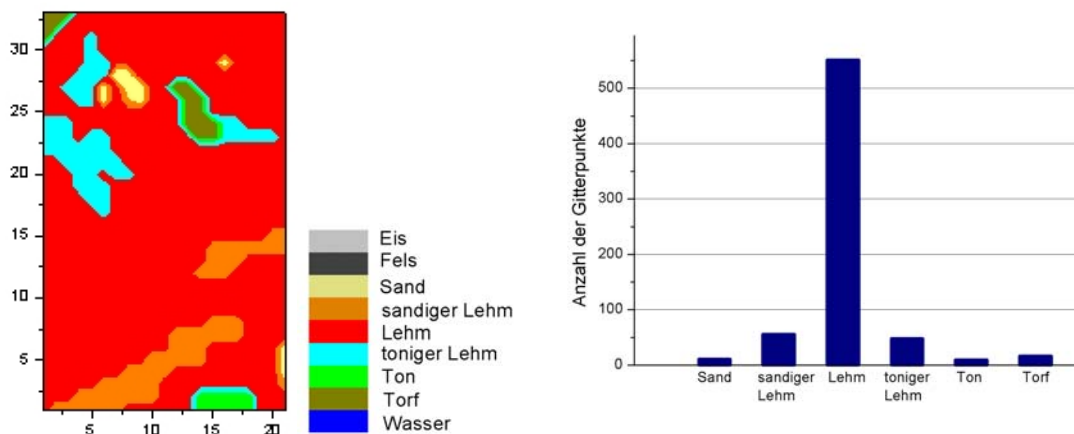


Abbildung 2: Verteilung der Bodenarten im Lokal Modell für das VERTIKO Untersuchungsgebiet (links) und Histogramm mit der Häufigkeitsverteilung der Bodenarten (rechts)

Die physikalischen Bodenparameter, welche für das im Lokal Modell enthaltene SVAT TERRA benötigt werden, sind in der Datei data_soil für die jeweilige Bodenart aufgeführt. Für die Sensitivitätsstudie wurden folgende physikalische Bodenparameter ausgewählt:

VERTIKO-DWD2

- Porenvolumen (PV)
- Feldkapazität (FK)
- Permanenter Welkepunkt (PWP)
- Minimales Infiltrationsvermögen (MIR)

Die Werte dieser Parameter wurden dabei nicht willkürlich verändert, sondern es wurden Angaben aus der Literatur genommen, welche in Tabelle 1 mit den gefunden Minima und Maxima zusammengestellt sind. Bei einem Vergleich ist festzustellen, dass sich die im LM verwendeten Werte fast immer nah beim Minimum befinden oder wie im Falle des Permanenten Welkepunktes die Werte im LM geringer waren, als in der Literatur gefunden wurden.

Es wurden für die Studie Rechnungen mit den jeweiligen Minima und Maxima Werte der Bodenparameter durchgeführt. Dabei wurden die Auswirkungen auf das gesamte Untersuchungsgebiet betrachtet. Außerdem wurden die einzelnen Bodenarten noch mal getrennt betrachtet, unabhängig von ihrer Verteilung im Gebiet. Zum Schluss erfolgte noch ein Vergleich der Modellergebnisse mit Messungen an der Ankerstationen.

Tabelle 2: Literaturangaben und Werte des LM der betrachteten physikalischen Bodenparameter für die untersuchten Bodenarten

		Sand	sandiger Lehm	Lehm	toniger Lehm	Ton
Porenvolumen [Vol.anteil]	von	0.340 ¹	0.325 ¹	0.300 ³	0.370 ¹	0.482 ²
	LM	0.364	0.445	0.455	0.475	0.507
	bis	0.440 ¹	0.510 ¹	0.555 ¹	0.575 ¹	0.590 ¹
Feldkapazität [Vol.anteil]	von	0.110 ¹	0.260 ^{LM}	0.300 ¹	0.335 ¹	0.463 ^{LM}
	LM	0.196	0.260	0.340	0.370	0.463
	bis	0.255 ¹	0.420 ¹	0.475 ¹	0.505 ¹	0.560 ¹
Permanenter Welkepunkt [Vol.anteil]	von	0.020 ¹	0.100 ^{LM}	0.110 ^{LM}	0.185 ^{LM}	0.257 ^{LM}
	LM	0.042	0.100	0.110	0.185	0.257
	bis	0.068 ²	0.220 ¹	0.300 ¹	0.330 ¹	0.400 ¹
min. Infiltration [kgs ⁻¹ m ⁻²]	von	0.0035 ^{LM}	0.0007 ¹	0.0005 ¹	0.0005 ¹	0.0001 ¹
	LM	0.0035	0.0023	0.0010	0.0006	0.0001
	bis	0.0756 ¹	0.0047 ¹	0.0070 ²	0.0015 ¹	0.0008 ¹

¹ Finnern *et al.* (1996), ² Pielke (1984), ³ Schachtschabel (1998)

3.5 Vergleich unterschiedlicher Modellauflösungen

Die vorgesehene Untersuchung der Sensitivität der Modellergebnisse bezüglich der Modellauflösung konnte nur eingeschränkt durchgeführt werden, da das Lokal Modell mit der angestrebten horizontalen Auflösung von 1 km nicht zur Verfügung stand. Es wurde daher nur ein Vergleich der vorhandenen Modellauflösungen vorgenommen.

VERTIKO-DWD2

Für den Vergleich unterschiedlicher horizontaler Auflösungen wurden mit dem Lokal Modell neben der standardmäßigen Auflösung von 7 km auch Rechnungen mit Gitterweiten von 14 km und 2,8 km durchgeführt. Dabei wurde jedoch ein verkleinertes Rechengebiet verwendet, da ansonsten die Rechenzeit für die 2,8 km Auflösung bei einem auf 20 s verkürzten Zeitschritt zu lang wäre. Dieses neue Rechengebiet umfasst mit der 7 km Auflösung 80 x 80 Gitterpunkte, für 14 km Auflösung 40 x 40 Gitterpunkte und für die 2,8 km Auflösung 200 x 200 Gitterpunkte. Auch hier wurde darauf geachtet, dass sich das VERTIKO Untersuchungsgebiet in der Mitte des Rechengebietes befindet, um den Einfluss der Randbedingungen so gering wie möglich zu halten. Die beiden Rechengebiete und das VERTIKO Untersuchungsgebiet sind in Abbildung 3 dargestellt. Es musste darauf geachtet werden, dass für einen Vergleich die Rechengebiete für alle Auflösungen gleich groß gewählt wurden, da unterschiedliche Rechengebiet auch für gleiche horizontale Auflösungen zu Abweichungen bei den Modellergebnissen führten. Für die Rechnungen standen die benötigten externen Parameterfelder des DWD mit den entsprechenden Auflösungen zur Verfügung. Allen verwendeten Parameterfeldern liegen die gleichen Ausgangsdaten zu Grunde (siehe Tabelle 1), sie unterscheiden sich nur hinsichtlich ihrer horizontalen Auflösung. Die Auswertung der LM Ergebnisse erfolgte jeweils für das VERTIKO Zielgebiet.



Abbildung 3: Rechengebiete des Lokal Modells und VERTIKO Untersuchungsgebiet (orange)
Schwarz: im Projekt verwendetes Rechengebiet, 128x128 Gitterpunkte
Blau: verkleinertes Rechengebiet für den Vergleich der unterschiedlichen Modellauflösungen, 80x80 Gitterpunkte

3.6 Vergleich eines 1-D-Grenzschichtmodells mit dem Lokal Modell

Im Rahmen des Projektes wurde eine Vergleich des Lokal Modells mit dem 1 dimensionalen Grenzschichtmodell HIRVAC in Zusammenarbeit mit dem Teilprojekt TUD1 durchgeführt. Das Modell HIRVAC simuliert die meteorologischen Prozesse in einer vertikal hoch aufgelösten atmosphärischen Grenzschicht bis zu einer Höhe von 2 km, wobei die ersten Dekameter bis zu 60 der

insgesamt 120 Modellschichten enthalten. Die Vegetation wird durch Zusatzterme in den prognostischen Grundgleichungen (Impuls, Wärme, Feuchte, TKE) in Abhängigkeit von der Vertikalverteilung der Biomasse berücksichtigt. Durch die schichtweise Koppelung des Grenzschichtmoduls mit einem Photosynthesemodul (Entwicklung der Uni Bayreuth) kann sowohl die physikalische als auch die physiologisch basierte Wechselwirkung von Atmosphäre und Vegetation für unterschiedliche Vegetationsarten (Fichte, Kiefer, Buche, Gras, Ackerpflanzen) untersucht werden. Als Anfangswerte verwendet das Modell Vertikalprofile von T , q , und v_h , die entweder analytisch vorgegeben werden oder extern von einem Mesomodell eingelesen werden können.

Im speziellen Fall wurden dem HIRVAC als Anfangswerte die Vertikalprofile vom LM vorgegeben. Für die Parameter R_G , R_A und T_{B50} wurden außerdem Messwerte als Startwerte verwendet. Durch die Verwendung der Randwerte vom LM anstatt analytischer für das Grenzschichtmodell, erfolgte quasi eine „Kopplung“ beider Modelle, wodurch die Vergleichbarkeit der Modellergebnisse erst ermöglicht wird. Verglichen wurden schließlich die berechneten Vertikalprofile von T und q für die Ankerstationen.

4. Ergebnisse und Diskussion

4.1 Berechnung der turbulenten Flüsse für die Messkampagnen

Für den Zeitraum der Messkampagnen SOP 2 und 3 wurden mit dem Lokal Modell die turbulenten Flüsse für Impuls, Wärme und Wasserdampf sowie die Lufttemperatur und die Strahlungsbilanz für das VERTIKO Untersuchungsgebiet berechnet. Für die Gitterpunkte der Ankerstationen Melpitz, Lindenberg und Tharandt wurden die Modellergebnisse mit den gewonnenen Messwerten verglichen, um einen Anhaltspunkt für die Güte der Modellrechnungen zu bekommen. Außerdem sollte damit gezeigt werden, dass das LM die Variabilität der Flüsse wiedergeben kann. Dabei muss allerdings beachtet werden, dass hier eine Vergleich von Punkt- und Flächendaten vorgenommen wird. Daher kann keine genaue Übereinstimmung der Werte von Modell und Messung erwartet werden.

Die Ergebnisse des Vergleiches für die Messkampagne SOP 3 vom Mai bis Juni 2003 sind in Abbildung 4 exemplarisch für die Ankerstationen Tharandt und Lindenberg dargestellt. Die Diagramme zeigen, dass das Lokal Modell im Großen und Ganzen in der Lage ist, die Variabilität des Verlaufes der Lufttemperatur und der Strahlungsbilanz über den Vergleichszeitraum wiederzugeben. Dabei zeigt sich, dass die Übereinstimmungen bei der Lufttemperatur besser sind als bei der Strahlungsbilanz. Auch zwischen den einzelnen Ankerstationen gibt es im Hinblick auf die Güte der Übereinstimmung deutliche Unterschiede.

VERTIKO-DWD2

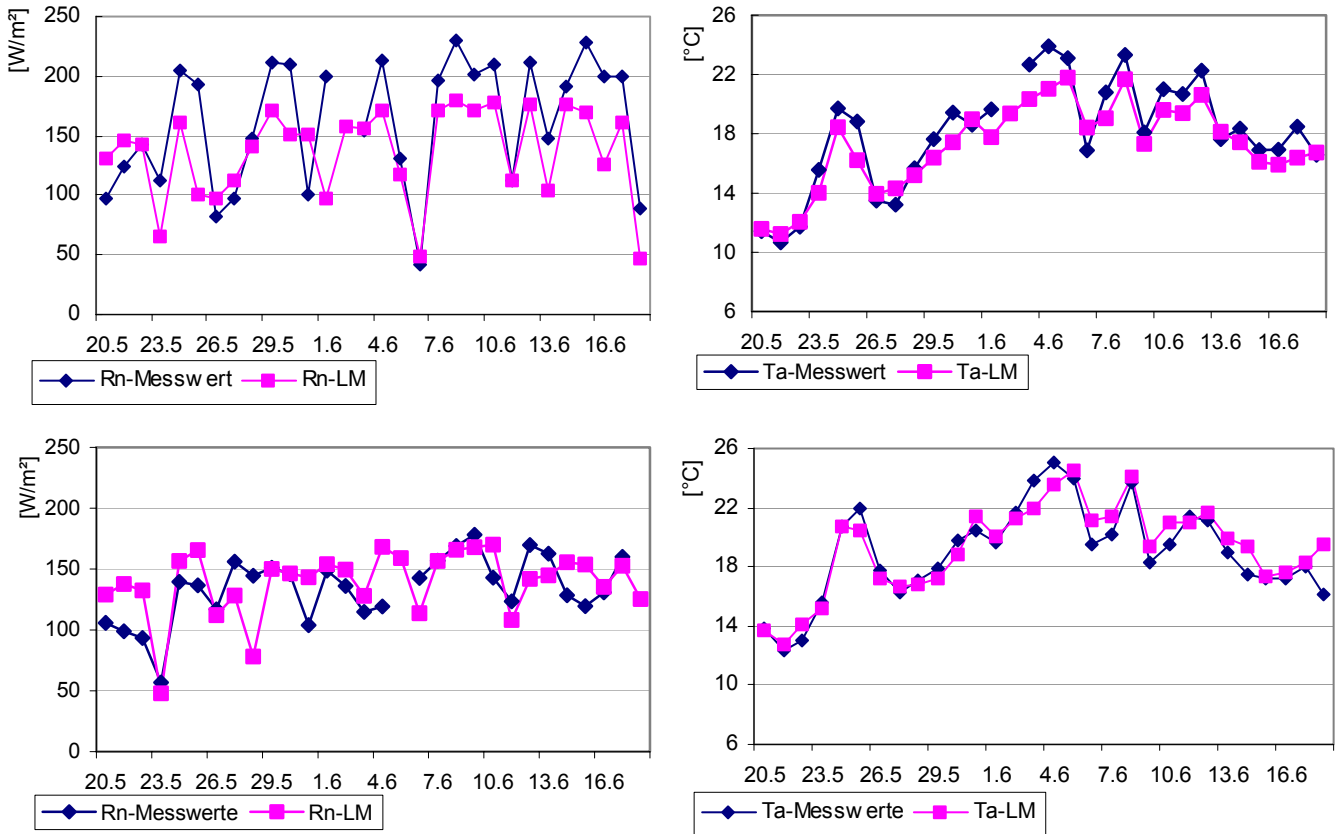


Abbildung 4: Verlauf der Temperatur (rechts) und der Strahlungsbilanz (links) für die Messkampagne vom 20.05. bis 18.06.2003 an den Ankerstationen Tharandt (oben) und Lindenberg (unten). Dargestellt ist ein Vergleich von Messwerten mit Ergebnissen des Lokal Modells.

Betrachtet man sich den Verlauf der Strahlungsbilanz für die Ankerstation Tharandt ist auffällig, dass die Maximalwerte der Messung durch das Modell in keinem Fall erreicht werden. Die Modellergebnisse liegen zum Teil bis zu $100 W/m^2$ unter den Messwerten. Am Gitterpunkt Lindenberg sieht das Ergebnis dagegen anders aus. Hier berechnet das Modell in den meisten Fällen höhere Werte als die Messung, wobei aber die Abweichungen nicht so groß sind. Beim Vergleich der Lufttemperatur ist zu erkennen, dass die Übereinstimmung zwischen Modellergebnissen und den Messwerten deutlich besser ist als bei der Strahlungsbilanz. Die Abweichungen betragen in der Regel nur 1 bis $2 ^{\circ}C$. Allerdings werden auch in diesem Fall die Maximalwerte der Messung vom Modell beim Gitterpunkt Tharandt nicht erreicht. Die Temperaturen aus dem LM liegen meist unter den Messwerten. Am Gitterpunkt Lindenberg ist ein solcher Trend nicht zu erkennen. Die Abweichungen des Lokal Modells sind hier sowohl positiv als auch negativ.

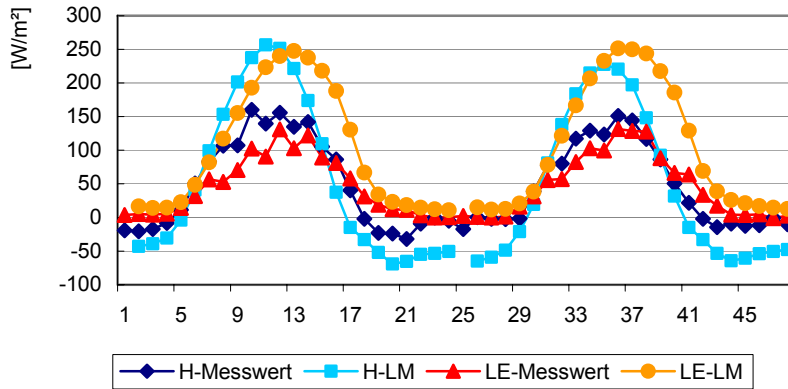


Abbildung 5: Verlauf des latenten und sensiblen Wärmestromes für den 29./30.05.2003 an der Ankerstation Lindenberg

Ein Vergleich der Modellergebnisse mit den Messwerten für die beiden turbulenten Wärmeströme für die gesamte Messperiode ist recht schwierig, da es an den Ankerstationen immer wieder zu Datenausfällen kam. So liegen zum Beispiel für die Ankerstation Melpitz für diese Zeit keine Werte für den latenten Wärmestrom vor. In Abbildung 5 ist ein Vergleich der Messwerte mit den Ergebnissen des Lokal Modells für die turbulenten Wärmeströme an der Ankerstation Lindenberg für zwei Tage dargestellt. Es wird deutlich, dass beide Wärmeströme aus dem Modell tagsüber deutlich über den gemessenen Werten liegen. Die Abweichung beträgt dabei bis zu 100 W/m^2 beim sensiblen Wärmestrom, die Unterschiede bei der Verdunstung liegen sogar noch darüber. Die starke Überschätzung der Verdunstung ist an allen Ankerstationen zu beobachten und tritt immer auf, wenn auch unterschiedlich stark. Erklären lässt sich dies mit der ungenügend genauen Bestimmung der Bodenfeuchte und dem fehlenden unterirdischen Abfluss im Bodenmodul des Modells. Außerdem muss bei der Betrachtung der Ergebnis auch berücksichtigt werden, dass auch die Messwerte zum Teil fehlerbehaftet sind. Hier sei nur die Problematik der Schließungslücke erwähnt. Daher ist davon auszugehen, dass die tatsächliche Verdunstung über der gemessenen liegen muss, in etwa zwischen den Messwerten und dem Modellergebnissen.

4.2 Sensitivitätsuntersuchungen

Im Projekt wurden Sensitivitätsuntersuchungen für die Vegetationsparameter Pflanzenbedeckungsgrad, Wurzeltiefe und Blattflächenindex (LAI) durchgeführt.

Die Ergebnisse der Sensitivitätsuntersuchung des Pflanzenbedeckungsgrades sind in Tabelle 3 als Flächenmittel für das VERTIKO Untersuchungsgebiet zusammengefasst. Es wurde festgestellt, dass eine Veränderung des Pflanzenbedeckungsgrades die größten Auswirkungen auf die Oberflächenalbedo (alb) und die beiden turbulenten Wärmeströme ($shflx$ und $lhflx$) hat. So führt zum Beispiel eine Erhöhung der Pflanzenbedeckung von 10 % zu einer im Mittel 2 % kleineren Oberflächenalbedo. Der sensible Wärmestrom sinkt dabei sogar um 3,7 % und der latente Wärmestrom steigt um ca. 6 % an. Die Strahlungsbilanz ($swave$ und $lwave$) wird nur unwesentlich beeinflusst und die Temperatur ($temp$) ist praktisch unabhängig von einer Änderung des

VERTIKO-DWD2

Pflanzenbedeckungsgrades. Auch die beiden Impulsströme (vflx und uflx) werden nur unwesentlich durch die Pflanzenbedeckung beeinflusst. Die Änderungen der Parameter bei einer Erhöhung bzw. Verringerung des Pflanzenbedeckungsgrades läuft in fast allen Fällen symmetrisch ab. Eine Ausnahme bildet hierbei der latente Wärmestrom. Bei ihm wirkt sich eine Zunahme des Pflanzenbedeckungsgrades stärker aus als eine Abnahme. So steigt bei einem um 10 % höheren Pflanzenbedeckungsgrad der latente Wärmestrom um 6 % wohingegen er bei einer Verringerung des Pflanzenbedeckungsgrades um 10 % nur um 1 % abnimmt.

Tabelle 3: Ergebnisse für die Sensitivitätsuntersuchung des Pflanzenbedeckungsgrades im Lokal Modell. Dargestellt sind die Flächenmittel der Abweichungen vom Standardwert der Pflanzenbedeckung (Standard) für das VERTIKO Untersuchungsgebiet.

	Standard	+05 %	-05 %	+10 %	-10 %	+20 %	-20 %
vflx	0,04 N/m ²	-0,14 %	0,19 %	-0,24 %	0,36 %	-0,46 %	0,74 %
uflx	-0,07 N/m ²	0,21 %	-0,07 %	0,29 %	-0,21 %	0,49 %	-0,48 %
swave	272,49 W/m ²	0,20 %	-0,20 %	0,40 %	-0,41 %	0,79 %	-0,79 %
shflx	-31,39 W/m ²	-1,92 %	2,00 %	-3,74 %	4,13 %	-7,05 %	6,75 %
lwave	-117,84 W/m ²	-0,23 %	0,25 %	-0,46 %	0,52 %	-0,87 %	1,08 %
lhflx	-100,27 W/m ²	4,38 %	0,87 %	6,03 %	-1,01 %	9,13 %	-5,03 %
temp	298,68 K	-0,03 %	0,03 %	-0,06 %	0,07 %	-0,12 %	0,15 %
alb	15,84 %	-1,13 %	1,13 %	-2,11 %	2,26 %	-4,51 %	4,51 %

Die Ergebnisse für die Sensitivitätsuntersuchung des Blattflächenindex in Tabelle 4 sehen ähnlich aus wie beim Pflanzenbedeckungsgrad. Allerdings spielt der LAI für die Oberflächenalbedo im Modell keine Rolle. Daher wurde dieser Parameter in der Tabelle nicht aufgeführt. Die größten Auswirkungen hat eine Änderung des Blattflächenindexes auch in diesem Fall auf den sensiblen und latenten Wärmestrom. Bei einer Erhöhung des LAI um 10 % sinkt hier der sensible Wärmestrom um ca. 5 % und der latente Wärmestrom steigt um ca. 6 %. Alle anderen Parameter werden durch eine Änderung des LAI nur unwesentlich beeinflusst. Die Temperatur ist auch hier unabhängig vom LAI und zeigt keine Veränderung. Wie schon beim Pflanzenbedeckungsgrad ist die Veränderung des latenten Wärmestromes nicht gleichmäßig für eine Zu- bzw. Abnahme des Blattflächenindexes. Auch hier wirkt sich eine Erhöhung stärker aus als eine Abnahme. Im Vergleich mit dem Pflanzenbedeckungsgrad reagieren die turbulenten Wärmeströme auf eine Veränderung des LAI etwas sensitiver.

Tabelle 4: Ergebnisse für die Sensitivitätsuntersuchung des Blattflächenindex. Dargestellt sind die Gebietsmittel der Abweichungen vom Standardwert des Blattflächenindex (Standard).

	Standard	+05 %	-05 %	+10 %	-10 %	+20 %	-20 %
vflx	0,04 N/m ²	-0,14 %	0,17 %	-0,17 %	0,38 %	-0,50 %	0,79 %
uflx	-0,07 N/m ²	0,22 %	-0,15 %	0,33 %	-0,30 %	0,62 %	-0,52 %
swave	272,49 W/m ²	0,04 %	-0,04 %	0,07 %	-0,08 %	0,14 %	-0,17 %
shflx	-31,39 W/m ²	-2,44 %	2,52 %	-4,74 %	5,21 %	-9,03 %	11,01 %
lwave	-117,84 W/m ²	-0,26 %	0,28 %	-0,50 %	0,56 %	-0,95 %	1,18 %
lhflx	-100,27 W/m ²	4,20 %	1,03 %	5,67 %	-0,69 %	8,40 %	-4,41 %
temp	298,68 K	-0,04 %	0,04 %	-0,07 %	0,08 %	-0,14 %	0,17 %

VERTIKO-DWD2

Vor allem der sensible Wärmestrom zeigt bei einer Abnahme des LAI größere Veränderungen und steigt z.B. bei einem um 10 % verringertem Blattflächenindex um über 5 %. Damit reagiert er auf eine Abnahme deutlich empfindlicher als der latente Wärmestrom. Dieser wiederum ist besonders sensitiv gegenüber eines Anstieges des LAI. Dies kommt zustande, da ein LAI-Sättigungseffekt auf die Verdunstung im TERRA nicht simuliert wird.

Die Ergebnisse für die Sensitivitätsuntersuchung der Wurzeltiefe sind in Tabelle 5 aufgeführt. Wie bereits bei den vorherigen Untersuchungen zeigen sich die größten Änderungen bei den beiden turbulenten Wärmeströmen, wobei diesmal die Veränderungen beim sensiblen Wärmestrom zum Teil höher sind als beim Latenten. Bei beiden Wärmeströmen sind die Änderungen bei der Wurzeltiefe höher als beim Blattflächenindex und der Pflanzenbedeckung. So steigt bei einer Erhöhung der Wurzeltiefe um 5 % der latente Wärmestrom ebenfalls um 5 % an. Im Gegenzug sinkt der sensible Wärmestrom um 4 %. Auch hier wirkt sich wie bei den anderen Vegetationsparametern ein Anstieg bzw. Abnahme der Wurzeltiefe unterschiedlich auf die beiden Wärmeströme aus. Der latente Wärmefluss reagiert deutlich sensitiver auf eine Erhöhung der Wurzeltiefe als auf eine Abnahme. Beim sensiblen Wärmestrom ist es dagegen umgekehrt. Dieser reagiert stärker auf eine Abnahme. Alle anderen untersuchten Parameter zeigen wie bereits bei den vorhergehenden Sensitivitätsuntersuchungen hingegen kaum eine Reaktion auf eine veränderte Wurzeltiefe. Auch ist aus den Ergebnissen zu erkennen, dass die Änderung der turbulenten Wärmeströme nicht linear mit der Veränderung der Wurzeltiefe verläuft.

Aufgrund der durchgeführten Sensitivitätsuntersuchungen lässt sich feststellen, dass die turbulenten Wärmeströme am stärksten auf eine Veränderung der Vegetationsparameter im Modell reagieren. Dabei hat eine Veränderung der Wurzeltiefe den größten Einfluss gefolgt vom Blattflächenindex und dem Pflanzenbedeckungsgrad. Für die Berechnung der Verdunstung ist eine Zunahme der Vegetationsparameter von größerer Bedeutung als eine Abnahme, wohingegen der sensible Wärmestrom genau entgegengesetzt reagiert. Für die anderen untersuchten Parameter (Impulsströme, Temperatur und Strahlungsbilanz) spielen die Vegetationsparameter eine untergeordnete bis gar keine Rolle.

Tabelle 5: Ergebnisse für die Sensitivitätsuntersuchung der Wurzeltiefe. Dargestellt sind die Gebietsmittel der Abweichungen vom Standardwert der Pflanzenbedeckung (Standard).

	Standard	+05%	-05%	+10%	-10%	+20%	-20%
vflx	0,04 N/m ²	-0,12 %	0,17 %	-0,14 %	0,26 %	-0,26 %	0,60 %
uflx	-0,07 N/m ²	-0,05 %	0,16 %	-0,27 %	0,48 %	-0,67 %	0,95 %
swave	272,49 W/m ²	0,04 %	-0,04 %	0,09 %	-0,09 %	0,17 %	-0,19 %
shflx	-31,39 W/m ²	-3,89 %	4,07 %	-7,57 %	8,40 %	-14,45 %	17,74 %
lwave	-117,84 W/m ²	-0,37 %	0,39 %	-0,73 %	0,80 %	-1,42 %	1,67 %
lhflx	-100,27 W/m ²	4,99 %	0,21 %	7,20 %	-2,34 %	11,36 %	-7,86 %
temp	298,68 K	-0,04 %	0,04 %	-0,08 %	0,09 %	-0,16 %	0,18 %

4.3 Untersuchung der Oberflächenalbedo

Die Ergebnisse für die Sensitivitätsuntersuchung der Albedo zeigen, dass Änderungen bei den Ergebnissen des Lokal Modells sowohl durch die Pflanzenalbedo als auch durch die Bodenalbedo zustande kommen.

Welche Auswirkung eine Verringerung der Pflanzenalbedo von 0,15 auf 0,10 auf die daraus resultierende Oberflächenalbedo im Modell hat, ist in Abbildung 6 für das VERTIKO Untersuchungsgebiet zu sehen. Der rote Bereich am oberen Ende der Abbildung stellt den Großraum Berlin dar. Für den größten Teil des Gebietes ist eine deutliche Abnahme der Albedo von 15 % (grün) auf 11 % (blau) zu erkennen. Die Stärke der Änderung der Oberflächenalbedo ist auch vom Pflanzenbedeckungsgrad abhängig. So sind Gitterzellen mit einem hohen Pflanzenbedeckungsgrad natürlich stärker von einer Änderung der Pflanzenalbedo betroffen als Gitterpunkte mit einer geringen Pflanzenbedeckung.

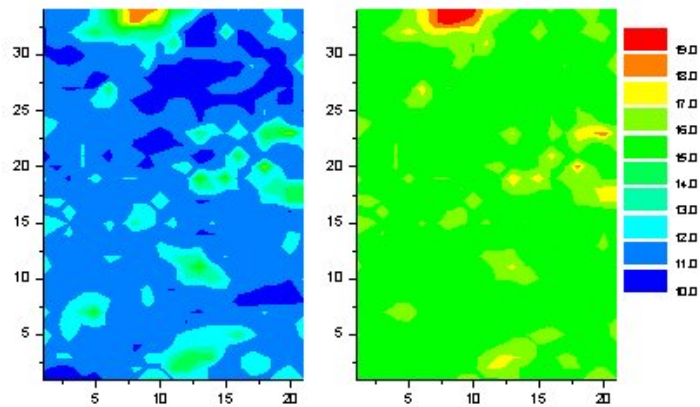


Abbildung 6: Oberflächenalbedo des VERTIKO-Gebietes am 30.05.2003 für die Pflanzenalbedo von 0,10 (links) und dem standardmäßigen Wert von 0,15 (rechts)

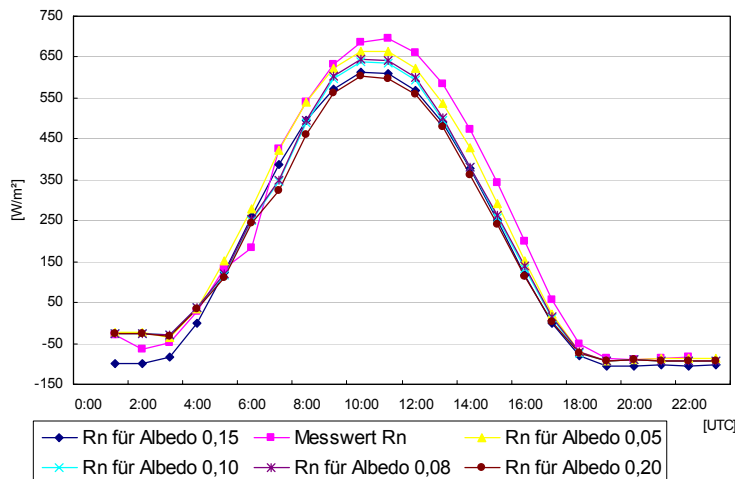
In Tabelle 6 sind die flächengewichteten Ergebnisse für das VERTIKO Untersuchungsgebiet bei einer Änderung der Pflanzenalbedo aufgeführt. Der Mittelwert der Oberflächenalbedo steigt bei einer Erhöhung der Pflanzenalbedo von 0,15 auf 0,20 um über 25 % an. Die damit verbundene Veränderungen bei den turbulenten Flüssen sind beim sensiblen Wärmestrom am größten. Dieser nimmt um ca. 8 % ab. Die Änderungen des latenten Wärmestromes und der kurzwelligen Strahlungsbilanz sind zwar geringer, jedoch mit einer Abnahme von über 3 % auch noch recht deutlich. Kaum eine Auswirkung hat die Änderung der Pflanzenalbedo auf die Temperatur. Auch die Impulsströme und der Wind reagieren nicht auf Veränderungen der Albedo, daher sind sie hier auch nicht dargestellt.

VERTIKO-DWD2

Tabelle 6: Ergebnisse der Sensitivitätsuntersuchung für die Pflanzenalbedo. Dargestellt sind die Gebietsmittel der Abweichungen vom Standardwert 0,15 (erste Spalte).

	Standard	alb-pl=0,05	alb-pl=0,08	alb-pl=0,10	alb-pl=0,20
Temperatur	296,85 K	0,18 %	0,12 %	0,09 %	-0,10 %
Albedo	15,82 %	-50,60 %	-35,42 %	-25,30 %	25,30 %
H	-48,31 W/m ²	15,09 %	10,69 %	7,69 %	-7,94 %
LE	-104,08 W/m ²	6,39 %	4,53 %	3,26 %	-3,36 %
Rs	261,69 W/m ²	6,77 %	4,80 %	3,46 %	-3,58 %
RI	-95,56 W/m ²	0,84 %	0,61 %	0,44 %	-0,44 %

Ein Vergleich der mit unterschiedlichen Pflanzenalbeden berechneten Strahlungsbilanzen für die Ankerstationen Tharandt und Lindenberg mit Messwerten ist in Abbildung 7 dargestellt. Der Vergleich an der Ankerstation Tharandt (Landnutzung Fichte) zeigt, dass bei einer Verringerung der Pflanzenalbedo im Modell auf 0,10 eine bessere Übereinstimmung mit den Messwerten erzielt wird. An der Ankerstation Lindenberg (Landnutzung Gras) ist das Ergebnis gerade entgegengesetzt. Hier liefert der Modelllauf mit einer Pflanzenalbedo von 0,20 eine bessere Übereinstimmung mit den Messwerten. Erklären lässt sich dies durch die unterschiedlichen Albeden der jeweils vorhandenen Vegetation. An der Ankerstation Tharandt habe wir bei der vorherrschenden Landnutzung Fichte eine relativ geringe Albedo von ca. 0,08. Bei der Landnutzung Gras, welche an der Ankerstation Lindenberg vorhanden ist, ist die Albedo mit ca. 0,20 viel höher. Dies zeigt, dass mit einer Anpassung der Pflanzenalbedo im Lokal Modell an die tatsächlich vorhandene Oberflächenalbedo die Modellergebnisse für den jeweiligen Gitterpunkt verbessert werden können. Es ist daher durchaus sinnvoll, eine Differenzierung der Pflanzenalbedo für verschiedene Vegetationstypen vorzunehmen.



VERTIKO-DWD2

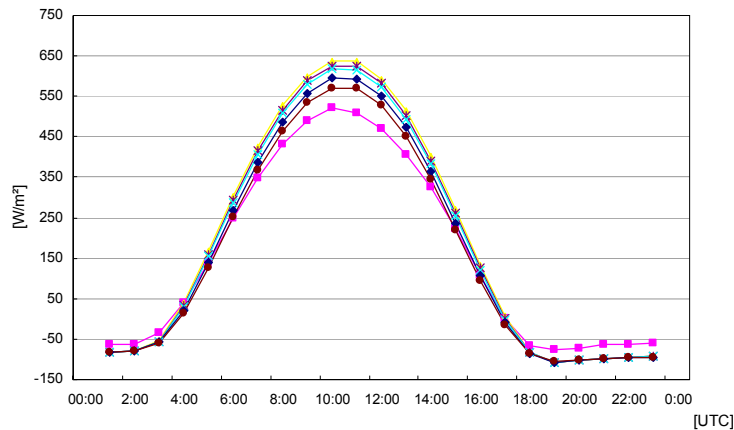


Abbildung 7: Vergleich der Strahlungsbilanz aus den Ergebnissen des Lokal Modells mit verschiedenen Werten der Pflanzenalbedo und Messwerten am 29.05.2003 für die Gitterpunkte Lindenberg (oben) und Tharandt (unten)

Die Ergebnisse für eine Änderung der Bodenalbedo für das VERTIKO Gebiet in Tabelle 7 sind vergleichbar mit den Ergebnissen für die Pflanzenalbedo, jedoch fallen die Unterschiede bei einer Veränderung der Albedo deutlich geringer aus. Der geringere Einfluss der Bodenalbedo lässt sich mit der hohen Pflanzenbedeckung während der Vegetationszeit erklären. Ohne Pflanzenbedeckung ist der Einfluss der Bodenalbedo auf die Modellergebnisse genauso groß wie der oben gezeigte Einfluss der Pflanzenalbedo. Da im Modell bereits eine Unterscheidung zwischen einzelnen Bodenarten hinsichtlich ihrer Albedo getroffen wird, ist die Schwankungsbreite der Bodenalbedo nicht so groß. Daher kann davon ausgegangen werden, dass die im Modell verwendeten Werte durchaus repräsentativ sind und nicht in so starkem Maße fehlerbehaftet wie die Pflanzenalbedo.

Tabelle 7: Ergebnisse der Sensitivitätsuntersuchung für die Bodenalbedo. Dargestellt sind die Gebietsmittel der Abweichung vom Standard des LM (erste Spalte).

	Standard	alb-s=0,20	alb-s=0,25	alb-s=0,35
Temperatur	296,85 K	0,00 %	0,00 %	-0,09 %
Albedo	15,82 %	-6,16 %	-0,07 %	12,11 %
H	-48,31 W/m^2	1,98 %	-0,11 %	-4,25 %
LE	-104,08 W/m^2	0,75 %	0,02 %	-1,44 %
Rs	261,69 W/m^2	0,85 %	0,00 %	-1,70 %
RI	-95,56 W/m^2	0,11 %	-0,01 %	-0,23 %

Um die Qualität der Werte für die Oberflächenalbedo im LM zu überprüfen, wurde ein Vergleich mit Daten aus der Fernerkundung durchgeführt. In beiden Fällen liegen die Werte der Oberflächenalbedo in einem Bereich von 7 bis 27 % für die Fernerkundung bzw. 10 und 20 % für das LM. Jedoch zeigen die Werte des Lokal Modells eine deutlich geringere Heterogenität, was auf die fehlende Vegetationsunterscheidung im Modell zurückgeführt werden kann. Es fehlen vor allem über dem Land die Bereiche der Albedo unter 10 %, welche bei der Fernerkundung recht häufig auftreten. Die Ursache dafür liegt in der fehlenden Vegetationsunterscheidung im LM. Durch die Festsetzung der Vegetationsalbedo im Modell mit 15 % sind keine geringeren Werte der Oberflächenalbedo möglich.

4.4 Untersuchung physikalischer Bodenparameter

Bei der Untersuchung des Einflusses der Bodenparameter auf die Ergebnisse des Lokal-Modells zeigt sich, dass die turbulenten Flüsse besonders sensitiv gegenüber einer Veränderung des Porenvolumens sind. Bei einer Verringerung des Porenvolumens sinkt der sensible Wärmestrom und anders herum. Der latente Wärmestrom verhält sich entgegengesetzt, d.h. bei einer Verringerung des Porenvolumens steigt er an. Das gleiche Verhalten der turbulenten Wärmeströme ist bei einer Änderung der Parameter permanenter Welkepunkt und Feldkapazität zu beobachten. Jedoch reagieren die Wärmeströme hier nicht ganz so sensitiv. Die kurzwellige Strahlungsbilanz ist kaum von den Bodenparametern abhängig, im Gegensatz zur langwelligen Strahlungsbilanz. Letztere reagiert vor allem auf das Porenvolumen und den maximalen permanenten Welkepunkt sowie beim Sand ein geringem Maße auf die Feldkapazität. Auf die Impulsströme haben das Porenvolumen und der permanente Welkepunkt verstärkten Einfluss, wenn auch die Abweichungen im Vergleich zu den absoluten Mittelwerten relativ gering sind. Auch ist die Richtung der Änderung der Impulsflüsse nicht eindeutig. Die Temperatur zeigt ebenfalls eine geringe Sensitivität aufgrund der Veränderung von Porenvolumen bzw. permanenten Welkepunkt. Die Änderungen sind aber mit ± 1 K relativ gering. Auch die Albedo zeigt nur eine sehr geringe Sensitivität. Bei einer Verringerung des Porenvolumens kommt es zur Erhöhung der Albedo, jedoch nur im Promillebereich. Tabelle 6 zeigt einen Überblick über den Einfluss der Bodenparameter auf die jeweiligen LM Ergebnisse.

Tabelle 8: Zusammenfassung der Abhängigkeiten der LM Ergebnisse von den Bodenparametern (+ Erhöhung, - Verringerung, 0 keine signifikante Veränderung)

	minPV	maxPV	minFK	maxFK	minPWP	maxPWP	minMIR	maxMIR
SHTFL	+	-	+	-	0	-	0	0
LHTFL	-	+	-	+	0	+	0	0
NSWRS	0	0	0	0	0	0	0	0
NLWRS	+	-	0	0	0	-	0	0
VFLX	0	0	0	0	0	0	0	0
UFLX	0	0	0	0	0	0	0	0
TEMP	0	0	0	0	0	0	0	0

In Abbildung 8 sind zwei Box-Chart Diagramme für die Bodenarten Sand und Lehm dargestellt. Sie zeigen die durch die Bodenparameter hervorgerufenen Veränderungen des latenten Wärmestromes für die jeweilige Bodenart. Daraus wird ersichtlich, dass die Bodenarten unterschiedlich stark auf die Veränderung eines Bodenparameters reagieren. So sind die Schwankungen des latenten Wärmestromes bei einer Veränderung des permanenten Welkepunktes bei Lehm deutlich größer als bei Sand. Das Gleiche lässt sich für fast alle anderen Bodenparameter auch feststellen. Dies lässt sich auch damit erklären, dass die in der Literatur gefundenen Schwankungsbereiche der einzelnen Bodenparameter bei Lehm deutlich größer sind als bei Sand.

VERTIKO-DWD2

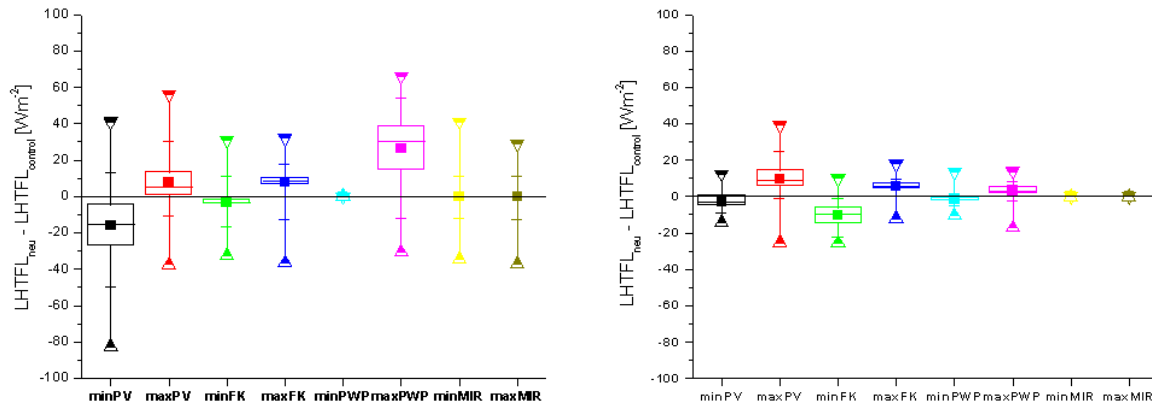


Abbildung 8: Box-Chart-Diagramme für die Bodenarten Lehm (links) und Sand (rechts) für die jeweils geänderten Bodenparameter

Durch die unterschiedlichen Schwankungsbreiten der einzelnen Bodenarten, kann die Verdunstung im Mittel bei Sand, sandigem Lehm und Lehm einander angeglichen werden. Dies gelingt beispielsweise, wenn bei Sand das maximale und bei den anderen Böden das minimale Porenvolumen eingesetzt wird. Es kommen dann jeweils latente Wärmeströme von etwa -110 Wm^{-2} zustande. Bei weiteren, allerdings unrealistischen Veränderungen der Bodenparameter könnte die Verdunstung über Sand tatsächlich kleiner als bei sandigem Lehm und Lehm werden. Die Veränderung der Bodenparameter kann allerdings nicht die Modellierung des unterirdischen Abflusses ersetzen.

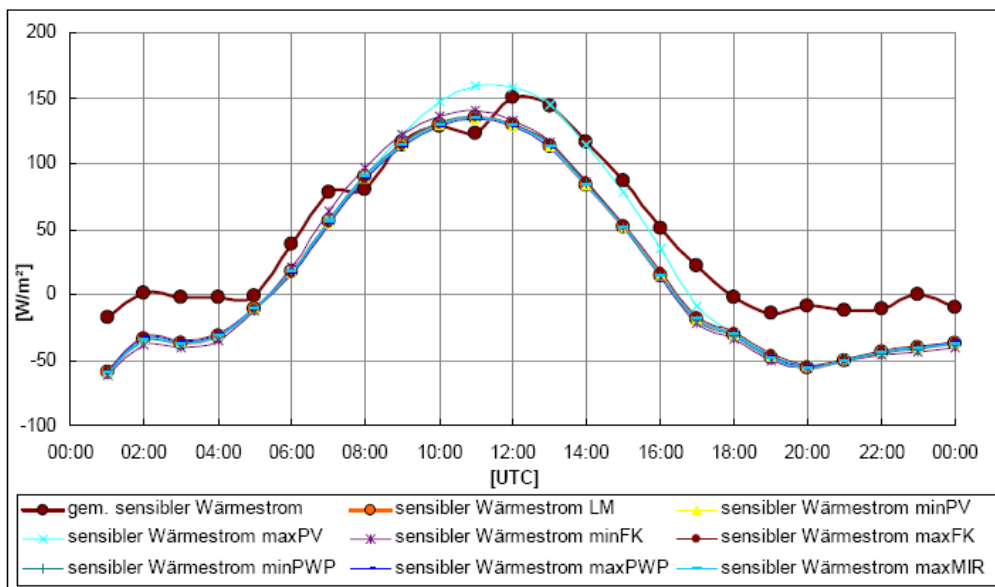


Abbildung 9: Tagesgang des latenten Wärmestromes am 30.05.2003 für den Gitterpunkt Lindenberg, Vergleich der Modellergebnisse mit Messwerten

VERTIKO-DWD2

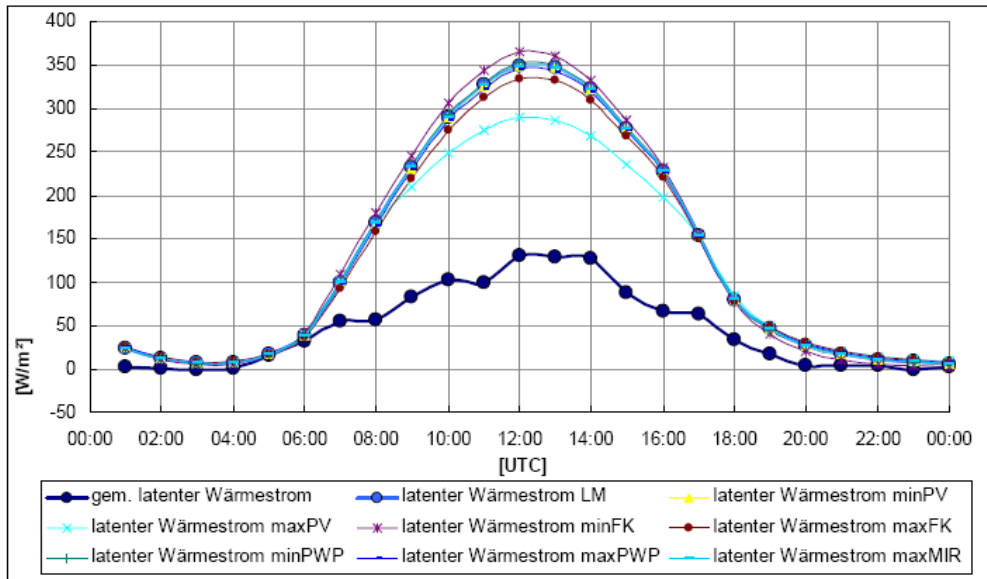


Abbildung 10: Tagesgang des sensiblen Wärmestromes am 30.05.2003 für den Gitterpunkt Lindenberg, Vergleich der Modellergebnisse mit Messwerten

Das Verhalten der turbulenten Wärmeströme in Abhängigkeit von einer Änderung der Bodenparameter ist in den Abbildungen 9 und 10 für den Gitterpunkt Lindenberg dargestellt. Es zeigt sich, dass die Modellergebnisse nur bei der Verwendung des maximalen Porenvolumen deutlich besser mit den Messwerten übereinstimmen. Vor allem der sensible Wärmestrom kann dadurch den Messungen angeglichen werden. Hingegen wird der latente Wärmestrom im Modell immer noch deutlich überschätzt.

4.5 Vergleich unterschiedlicher Modellauflösungen

Betrachtet man die Ergebnisse von unterschiedlichen Modellauflösungen, so können im Mittel über das Untersuchungsgebiet nur geringe Unterschiede festgestellt werden. Ein Vergleich der Ergebnisse der turbulenten Wärmeströme für das VERTIKO Gebiet mit unterschiedlichen Modellauflösungen ist in Abbildung 11 dargestellt. Es lässt sich erkennen, dass die Unterschiede bei den Impulsströmen am größten sind. Mit der höheren Auflösung nehmen auch die Werte beider Impulsströme zu. Dies lässt sich zum Teil mit den erhöhten Rauigkeitslängen im Modell bei einer Auflösung von 2,8 km erklären. Eine geringere Auswirkung hat die Gitterweite auf die Strahlungsbilanz aber auch hier ist eine geringe Zunahme mit höherer Auflösung zu beobachten. Die beiden turbulenten Wärmeströme und die Temperatur scheinen hingegen von der Auflösung des Modells unabhängig zu sein. Bei allen Parametern ist eine Zunahme der Standardabweichung mit zunehmender Auflösung zu erkennen. Es zeigt sich auch bei der Betrachtung der flächenhaften Verteilung der LM-Ergebnisse bei einer höheren Auflösung eine größere Heterogenität des Untersuchungsgebietes. So können z.B. größere Veränderungen der LM-Ergebnisse an Gitterpunkten mit Wasserbedeckung beobachtet werden. Diese Punkte konnten bei der geringeren Auflösung von 7 km noch nicht aufgelöst werden.

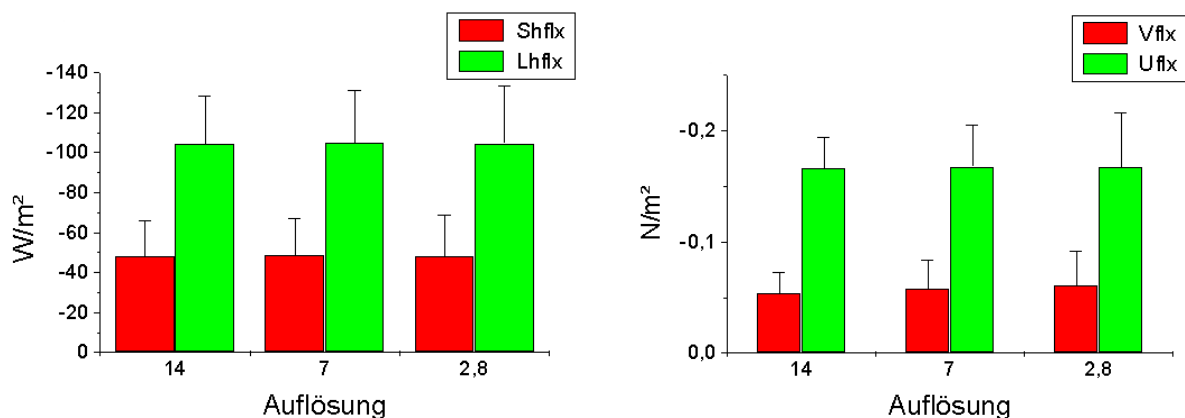


Abbildung 11: Gebietsmittel und Standardabweichung der Modellergebnisse für Rechnungen mit 14 km, 7 km und 2,8 km Auflösung für das VERTIKO Gebiet

4.6. Vergleich von einem 1-D-Grenzschichtmodell mit dem Lokal Modell

Es wurde ein Vergleich der Vertikalprofile von LM und HIRVAC für durchgeführt. Dabei wurden zusätzlich Radiosondendaten von der Ankerstation Lindenberg verwendet, welche von Herrn Beyrich vom Teilprojekt DWD1 zur Verfügung gestellt wurden.

Die Abbildung 12 zeigt die Vertikalprofile der Temperatur vom Lokal Modell und dem Modell HIRVAC für den Gitterpunkt Lindenberg. Es ist zu erkennen, dass die beiden Profile recht gut übereinstimmen. Nur in der Nacht sind die Abweichungen größer und HIRVAC liefert deutlich höhere Werte als das LM.

Die Ergebnisse für die spezifische Luftfeuchtigkeit sind in Abbildung 13 dargestellt. Hier erfolgte auch ein Vergleich mit den vorhandenen Radiosondendaten. Dabei ist eine sehr große Abweichung der HIRVAC Werte von den anderen Werten zu erkennen. Auch die Ergebnisse des Lokal Modells liegen noch deutlich über den Radiosondendaten aber der Verlauf des Vertikalprofils stimmt hier relativ gut überein. Vergleich man die standardisierten Werte sind die Unterschiede viel geringer. Dabei wird auch deutlich, dass das HIRVAC durchaus in der Lage ist den Verlauf der Luftfeuchte bis in eine Höhe von 1000m gut wiederzugeben. In höheren Bereichen werden die Unterschiede zunehmend größer, was sich mit den oberen Randbedingungen des Modells erklären lässt. Es muss beachtet werden, dass die Initialisierungsprofile zwischen LM und HIRVAC verschieden sind. HIRVAC wird zu Beginn initialisiert, wohingegen die Startprofile des Lokal Modells durch Messungen assimiliert und nachgeführt werden und daher auch nicht völlig unabhängig von dem Radiosondenprofil sind. Damit lässt sich die gute Übereinstimmung zwischen diesen beiden Profilen erklären. Das Problem beim HIRVAC ist hingegen, dass das Grenzschichtmodell ohne „entrainment“ aus der freien Atmosphäre rechnet. Daher strebt die Feuchte dem oberem Randwert zu. Dieser Effekt wirkt sich bei Feuchte deutlich stärker aus als bei der Temperatur.

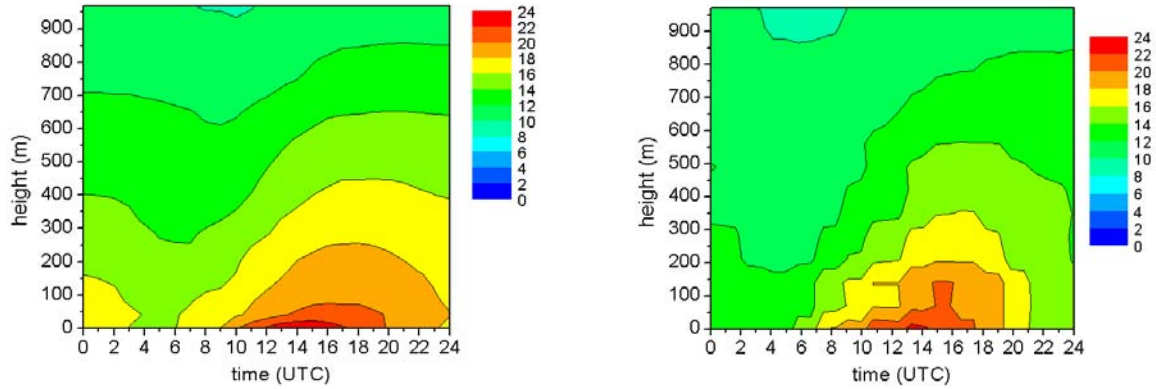


Abbildung 12: Temperaturverlauf in °C bis in eine Höhe von 1000m am 27.05.2003.
links: HIRVAC-Output mit einem analytischen Startprofil und Randbedingungen 2. Ordnung
rechts: Ergebnis des LM, die Werte wurden auf die Auflösung des HIRVAC interpoliert

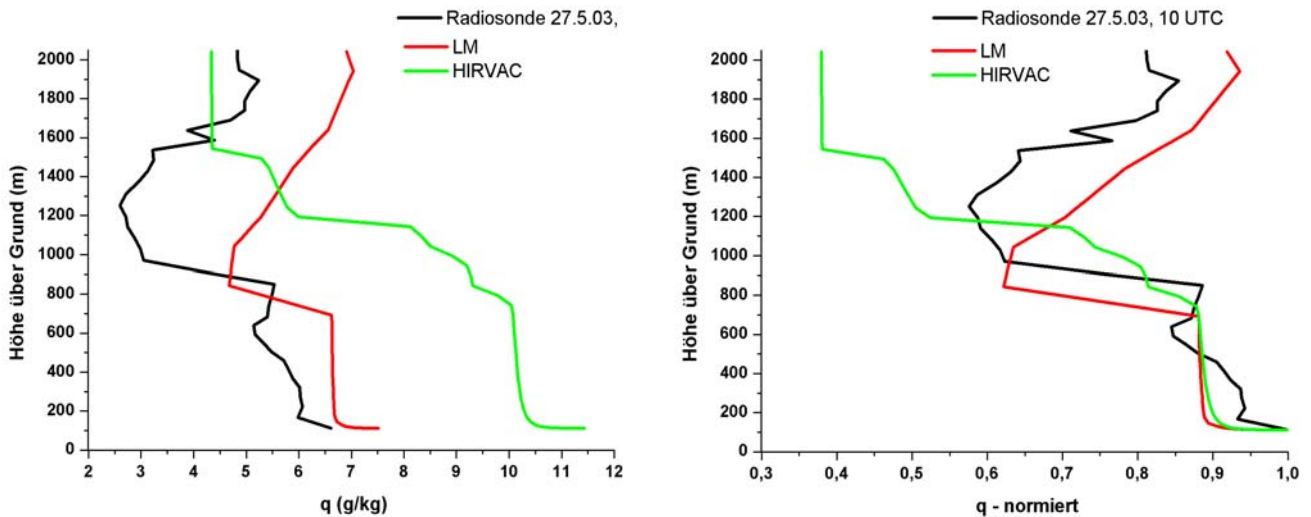


Abbildung 13: Vergleich der Feuchtigkeitsprofile bis in 2000m Höhe für den 27.05.2003
Links: Vertikalprofile der Luftfeuchte von LM, HIRVAC (Gras) und Radiosonde
Rechts: Vertikalprofile der standardisierten Werte der Luftfeuchte von LM, HIRVAC und Radiosonde

5. Schlussfolgerungen und Verwertbarkeit der Ergebnisse

Bei dem Vergleich der Ergebnisse des Lokal Modells mit Messwerten von den Ankerstationen konnte festgestellt werden, dass das LM durchaus in der Lage ist, die Variabilität der Flüsse wiederzugeben. Es treten aber vor allem für die turbulenten Wärmeströme deutliche Unterschiede bei der Quantität der Flüsse auf. So wird die Verdunstung durch das Modell permanent überschätzt. Dafür gibt es viele Gründe. Zum Einen fehlt im Modell eine Simulation des unterirdischen Abflusses, wodurch zu hohe Bodenfeuchten in den tieferen Bodenschichten auftreten. Auch sind die Anfangswerte der Bodenfeuchte für das Modell stark fehlerbehaftet. Ein anderes Problem ist die fehlende Ankopplung der Verdunstung an die Transpirationsregelung der Vegetation (v.a Wald) bei Wasserstress.

Durch die durchgeführten Sensitivitätsuntersuchungen konnte gezeigt werden, dass auch Fehler bei den externen Parametern für die Fehler bei der Berechnung des latenten Wärmestromes eine Rolle spielen können. So wurde festgestellt, dass die Wurzellänge der wichtigste Vegetationsparameter im Lokal Modell bei der Berechnung der turbulenten Flüsse ist. So führt zum Beispiel eine Überschätzung der Wurzellänge zu einer um über 7 % höheren Verdunstung. Etwas geringer ist der Einfluss der externen Parameter Pflanzenbedeckungsgrad und Blattflächenindex. Auch hier führt eine Überschätzung der Parameter zu einer höheren Verdunstung. In entgegengesetzter Richtung gilt dies auch für den sensiblen Wärmestrom. Alle anderen betrachteten LM Ergebnisse werden hingegen durch diese Vegetationsparameter nur sehr gering oder gar nicht beeinflusst. Große Fehler können auch durch die Albedo verursacht werden. Vor allem die Pflanzenalbedo spielt dabei eine große Bedeutung, da im Modell eine Differenzierung zwischen unterschiedlichen Vegetationstypen fehlt. So ist für Waldflächen die verwendete Albedo von 0,15 zu hoch. Dies hat vor allem Auswirkungen auf die kurzweilige Strahlungsbilanz und den sensiblen Wärmestrom. Die kurzweilige Strahlung kann zum Beispiel bei einer Verringerung der Pflanzenalbedo auf 0,08 um 5 % erhöht werden. Damit kann die bei dem Vergleich der LM Ergebnisse mit den Messwerten an dieser Station häufig auftretende Unterschätzung der Strahlungsbilanz verbessert werden. Wie die Ergebnisse dieser Untersuchung zeigen, ist also eine Verbesserung der Parameterisierung der Pflanzenalbedo im Lokal Modell durchaus sinnvoll. Es sollte eine Unterscheidung der Albedo für unterschiedliche Vegetationstypen getroffen werden. Man kann generell sagen, dass die Eigenschaften der Vegetation im Modul TERRA vor allem im Hinblick auf die Verdunstung zu wenig berücksichtigt werden. Für eine Verbesserung der Verdunstungsberechnung im Lokal Modell ist außerdem eine Simulation des unterirdischen Abflusses unbedingt erforderlich.

Einen Einfluss auf die Ergebnisse des Lokal Modells haben auch einige physikalische Bodenparameter. So wirkt sich das Porenvolumen relativ stark auf den latenten und sensiblen Wärmestrom aus. Bei einer Erhöhung des Porenvolumens sinkt zum Beispiel der latente Wärmestrom. In besonderem Maße ist dies bei Sandböden zu beobachten. So kann in begrenztem Maße durch eine Erhöhung des Porenvolumens bei Sand, die gegenüber Lehm erhöhte Verdunstung verringert werden. Auch die Parameter permanenter Welkepunkt und Feldkapazität haben einen Einfluss auf die Berechnung des latenten Wärmestromes im Modell, wenn auch in geringerem Maße. Die minimale Infiltrationsrate kann hingegen vernachlässigt werden.

Bei dem Vergleich der Vertikalprofile zwischen HIRVAC und LM zeigten sich gute Übereinstimmung in der mittleren atmosphärischen Grenzschicht bei synchronisierten Anfangswerten für einzelne Gitterpunkte. Größere Abweichungen treten dann beim Übergang zur freien Atmosphäre auf. Auch im Bereich der Vegetation gibt es Unterschiede zwischen den Modellen, da im HIRVAC eine Vegetationsdifferenzierung vorhanden ist, welche im LM nur sehr eingeschränkt vorliegt. Daher sollten die Ergebnisse der HIRVAC-LM-Sensitivitätsuntersuchungen für eine Verbesserung der Bodenmodulparametrisierung im LM genutzt werden.

6. Literatur

- Mölders, N. (1999): *Einfache und akkumulierte Landnutzungsänderungen und ihre Auswirkungen auf Evapotranspiration, Wolken- und Niederschlagsbildung*. Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut für Meteorologie der Universität Leipzig und dem Institut für Troposphärenforschung e. V. Leipzig, Leipzig
- Adrian, G.; Frühwald, D. (2002): *Design der neuen Modellkette GME/LM*. PROMET 3/4, 106-110
- Steppeler, J.; Doms, G.; Adrian, G. (2002): *Das Lokal-Modell LM*. PROMET 3/4, 123-128
- Heise, E. (2002): *Parametrisierungen*. PROMET 3/4, 130-141
- Grabe, F. (2002): *Simulation der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre, Vegetation und Erdoberfläche bei Verwendung unterschiedlicher Parametrisierungsansätze*.
Wissenschaftlicher Bericht des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe Nr. 28
- Steppeler, J.; Doms, G.; Schättler, U.; Bitzer, H. W.; Gassmann, A.; Damrath, U.; Gregoric, G. (2003): *Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM*. Met. Atmos Phys 82, 75-96
- Finnern, H. et al. (1996): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. 4. Aufl., Hannover
- Pielke, R.A. (1984): *Mesoscale Meteorological Modeling*. Academic Press, London
- Schachtschabel, P. (1998): *Lehrbuch der Bodenkunde*. 14. Aufl., Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart

**Abschlussbericht
zum Forschungsprojekt**

**Kontinuierliche Messungen von vertikalen Energie-, Wasser- und
Spurengasflüssen über Fruchtfolgegliedern eines Ackerstandortes
(VERTIKO-FAL)**

FK 07 ATF37-FAL

Berichtersteller:
Stefan Schaaf, Ulrich Dämmgen

**Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft
Institut für Agrarökologie
Bundesallee 50
38116 Braunschweig
im Dezember 2004**

Forschungsvorhaben: Zeitliche und räumliche Variabilität der Wasserdampf-, Kohlendioxid- und Stickstoffflüsse an bewaldeten Mittelgebirgsstandorten

Förderung durch: Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms 2000

Förderkennzeichen: Förderkennzeichen 07 ATF37-TUD1

Projektleiter: Prof. Dr. Ulrich Dämmgen, Prof. Dr. Hans-Joachim Weigel, Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft, Institut für Agrarökologie, Bundesallee 50, 38116 Braunschweig

Projektmitarbeiter: Stefan Schaaf, Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft, Institut für Agrarökologie, Bundesallee 50, 38116 Braunschweig

1 Zusammenfassung

Im Rahmen des BMBF-Projektes VERTIKO wurden hochaufgelöste Datensätze zum Vertikaltransport von Spurengas-, Aerosol- und Energieflüssen für ein definiertes Areal erstellt. Das Zielgebiet, das sich auf einer $2 \times 2^\circ$ -Gitterfläche südlich von Berlin bis zum Erzgebirge erstreckt, enthält exemplarisch die verschiedenen Landnutzungstypen Deutschlands (Grünland, Acker-, Wald-, Stadt- und Wasserflächen). Ein großer Anteil des Zielgebietes ist landwirtschaftlich genutzt, so dass zur Quantifizierung von Stoff- und Energieflüssen über Ackerflächen das 20 ha große Versuchsgelände der Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft (FAL) in Braunschweig, als eine externe Teststation, im Gegensatz zu festen Ankerstationen innerhalb des Zielgebietes, herangezogen wurde. Die auf dem Testgelände der FAL in Braunschweig durchgeführten mikrometeorologischen Messungen sind zusätzlich in das Braunschweiger Kohlenstoffprojekt „Atmospheric Flux Monitoring and Free Air Carbon Dioxide Enrichment (FACE)“ eingebettet. Das Braunschweiger Kohlenstoff-Projekt stellt eine Kombination aus mikrometeorologischen Flussmessungen atmosphärischer Spurengase und weiterer Luftinhaltsstoffe sowie eines großflächigen kammerlosen CO_2 -Anreicherungsexperimentes mittels der sog. Free Air Carbon Dioxide Enrichment (FACE)-Technik dar. Das im Hinblick auf die Kombination dieser beiden Ansätze einzigartige Experiment ist speziell darauf konzipiert Informationen zur Vorhersage möglicher Konsequenzen von Klimaänderungen auf Agrarökosysteme zu gewinnen.

Neben den Flussmessungen, die mit unterschiedlichen Methoden, wie der Eddy-Kovarianz-, Gradient- und auch Kammermethode durchgeführt wurden, konnte auch ein SVAT (Soil Vegetation Atmosphere Transfer)-Modell zur Simulation des Spurengas-, Aerosol- und Energieaustausches über Ackerflächen entwickelt und verifiziert werden. Darüber hinaus wurden methodische Untersuchungen im Hinblick auf die Genauigkeit der Messungen unternommen und hieraus Fehlereinschätzungen bzw. -korrekturen abgeleitet.

Einleitung

Das irdische Klima wird maßgeblich von den Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Biosphäre bestimmt. Die ablaufenden Austauschprozesse von Energie und Spurenstoffen in der atmosphärischen Grenzschicht haben ihre Quellen und Senken auf der Oberfläche. Dabei wird der Energie- und Materieaustausch deutlich von der Oberflächenbeschaffenheit bestimmt. Ein Unsicherheitsfaktor ist das Maß der Heterogenität einer Landoberfläche für eine ausreichend genaue Beschreibung der Flüsse oberhalb der Fläche.

Als übergeordnetes Projektziel sollten mit Hilfe einer Kombination aus Punktmessungen an Anker- und Teststationen über homogenem Gelände und der satellitengestützten Fernerkundung atmosphärische Flüsse auf heterogene Flächen übertragbar gemacht werden. Als Teilnehmer des Verbundprojektes VERTIKO sind hierbei die Aufgaben der FAL-Braunschweig adäquate und zeitlich

hochaufgelöste Mess- und Modelldatensätze zur Beschreibung des Vertikalaustausches von Energie- und Spurenstoffen über landwirtschaftlich genutzten Flächen bereitzustellen.

2 Standortcharakteristiken, Versuchsaufbau und Methoden

Auf dem ca. 20 ha großen Versuchsgelände (siehe Abb.1) der Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft (FAL) in Braunschweig (52°18'N, 10°26'E; 79 m ü. N.N) wird neben einer CO₂-Freilandbegasungsanlage (FACE) eine mikrometeorologische Versuchsanlage zur Bestimmung atmosphärischer Flüsse von Energie, Spurengasen und Aerosolen betrieben (siehe WEIGEL & DÄMMGEN, 2000, DÄMMGEN et al., 2002).

Die Messungen wurden zum einem am mikrometeorologischen Messturm (10 m) selbst und zum anderen in einem maximalen Radius von ca. 200 m um diesen herum mit verschiedenen Verfahren wie Eddy-Kovarianz, Gradient und dynamischer Kammer durchgeführt (siehe Abb.2). Eine Feldstation des Deutschen Wetterdienstes (DWD) lieferte zusätzliche Klima- und Bestandesdaten. Darüber hinaus betreibt das Luftüberwachungssystem Niedersachsen (LÜN) eine Messstation, die an das Versuchsgelände der FAL angrenzt und kontinuierliche Messungen von Spurengas- und Aerosolkonzentrationen liefert.

Die klimatischen Verhältnisse an der Versuchsstation sind gekennzeichnet durch eine mittlere Jahrestemperatur von 8.8°C, eine mittlere Julitemperatur von 17°C und einem Jahresniederschlag von 618 mm a⁻¹ im langjährigen Mittel. Etwa die Hälfte des jährlichen Gesamtniederschlages fällt während der Vegetationsperiode (Mai-September). Der Bodentyp ist ein Cambisol / Lehmsandboden mit einem pH-Wert von 6.5 und einem mittleren organischen Materiegehalt (C_{org}) von 1.4%. Boden-, Nährstoff- und Pestizidmanagement werden nach den vor Ort üblichen landwirtschaftlichen Praktiken durchgeführt. Es muss davon ausgegangen werden, dass die Nähe zur Versuchsstation der FAL mit Ihrer Viehhaltung und Bewirtschaftung die Konzentration einiger untersuchter Luftinhaltsstoffe beeinflusst. Die Fruchtfolge während der Untersuchungszeit stellte sich wie folgt dar: Zuckerrübe (2001), Winterweizen (2001-2002), Wintergerste (2002-2003), Weidelgras (Zwischenfrucht).

Neben den standardmeteorologischen Messungen (Netto-, Globalstrahlung, Windgeschwindigkeit, Temperatur, Luftfeuchte, Niederschlag) wurden nachfolgende Parameter für die Ackerfruchtfolge gemessen bzw. modelliert:

- *Impuls-, sensibler und latenter Wärmestrom*: Eddy-Korrelation, Auflösung: 0.5 h.
- *CO₂- und H₂O-Fluss*: Eddy Korrelation (MONCRIEFF et al., 1997), dynamische Kammermessung (BURKART, 1998), Auflösung: 0.5 h.
- *SO₂, O₃ und NH₃*: Gradientmessung (Bowen-Ratio-, Ratiometrische Methode, siehe Grünhage et al., 2000) mittels konventionellen Gasmonitoren und AMANDA: rotierender Ringspaltdenuder (WYERS et al., 1993), Auflösung: 0.5 h.
- *NH₃⁻, HNO₃⁻, HNO₂⁻, SO₂⁻, NH₄⁺, NO₃⁻, SO₄²⁻, Na⁺ und Cl-Konzentrationen*: Ringspaltdenudern und Filterpacksystemen KAPS (ZIMMERLING et al., 1996). Flussmodellierung:

VERTIKO-FAL

SVAT (Soil Vegetation Atmosphere Model) Simulation mit dem Widerstandsmodell PLATIN (SCHAAF et al., 2004).

- *Sedimentierende Partikel*: Niederschlag, Na, K, Mg, Ca, Al, NH₄-N, NO₃-N, PO₄-P, SO₄-S, Cl und Schwermetalle, Auflösung: Niederschlag 0.5 h; Deposition als Bulk- und Nassdeposition unter Verwendung von stabilisierten Rotenkamp-Sammlern (DÄMMGEN et al., 2004), Auflösung: 1 Monat.

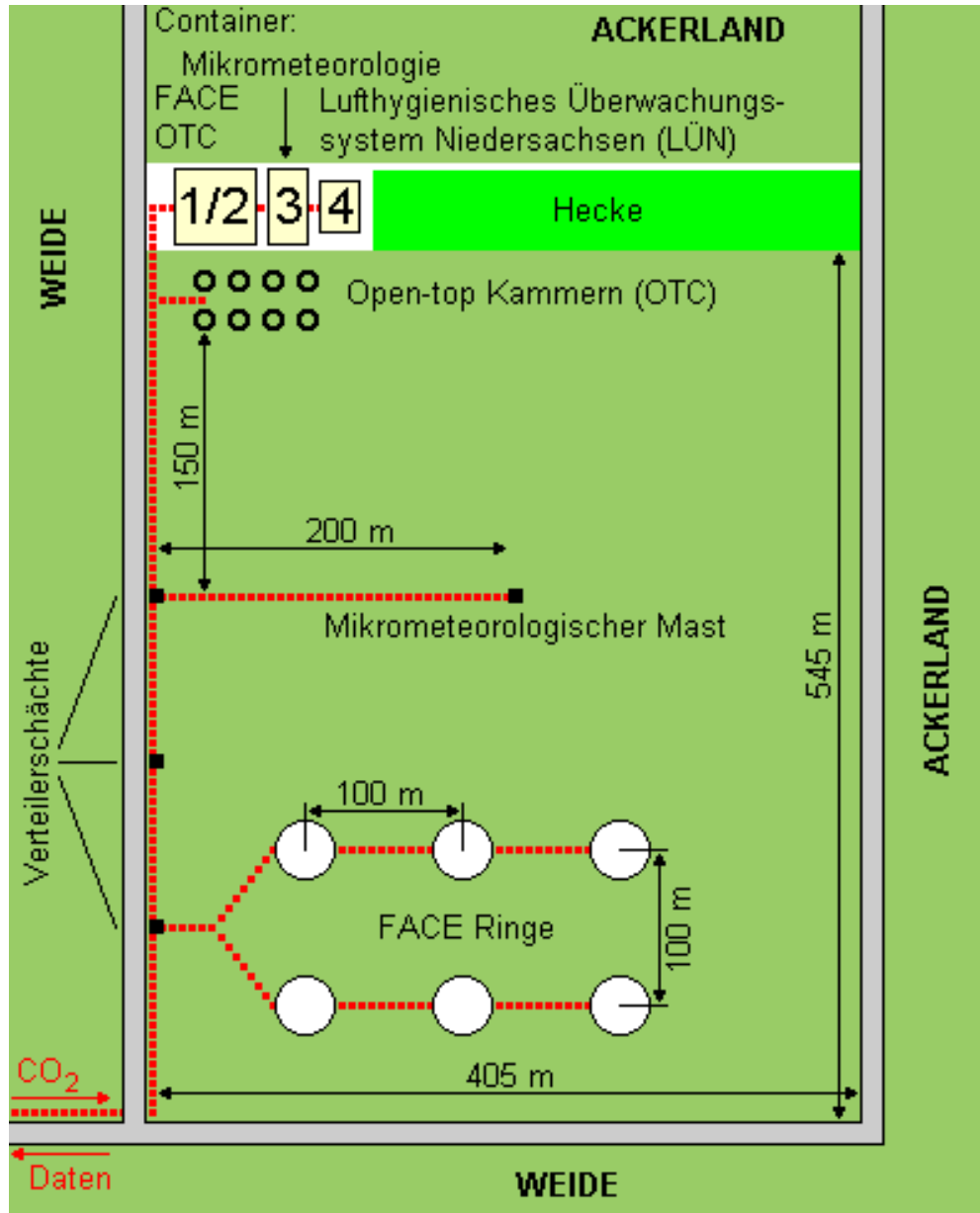


Abbildung 1:

Größe, Aufbau und Instrumentierung des Versuchsfeldes der FAL Braunschweig.



Abbildung 2:

Mikrometeorologischer Messmast (links), Gas Monitoring (Grüner Container), Eddy-Kovarianz-System (Mitte) und Standardmeteorologie (rechts) zur Bestimmung der Energie- und Gasflüsse über der Versuchsfläche.

3 Ergebnisse und Diskussion

Vertikale Flüsse von Wasserdampf und Kohlenstoffdioxid über einer Ackerfruchtfolge wurden mit Hilfe von Gradienten-, Eddy-Kovarianz- (closed- und open-path-Systeme) und mit Kammermessungen durchgeführt. Zur Qualitätssicherung wurden die mit den einzelnen Methoden bestimmten Fluss- und Energiedaten untereinander verglichen und auf Plausibilität geprüft. Vergleiche mit direkten Messungen der Energiebilanz und der mit dem Erntegut abgeführten Kohlenstoffmenge ergaben, dass die Messungen des Gradient- und Kammerverfahrens in den richtigen Größenordnungen lagen. Messungen mit dem closed-path-Eddy-Kovarianz-System dagegen ergaben deutlich zu kleine Flüsse sowohl für Kohlenstoffdioxid als auch für Wasserdampf (siehe SCHAAF et al. 2004). Die Korrekturen auf Grundlage von Spektralanalysen führten zu erhöhten Flüssen. Die Energiebilanz konnte jedoch nicht zufriedenstellend geschlossen werden. Dagegen war die Anwendung eines open-path-Systems unmittelbar erfolgreich. Das SVAT-Modell PLATIN (PLant ATmosphere INteraction), das auf verschiedene Ackerfrüchte adaptiert wurde, war in der Lage die Energiebilanzglieder zutreffend wiederzugeben (siehe auch FALGE et al., 2004). Die mit den korrigierten closed-path-Datensätzen, die

mit der Kammer und dem SVAT-Modell bestimmten Kohlenstoff-Nettoflüsse entsprachen den geernteten Kohlenstoffmengen.

Zur Qualitätssicherung mikrometeorologischer Messungen insbesondere der Lufttemperatur- und Windgeschwindigkeitgradienten sowie der mittels Eddy-Kovarianz-Verfahrens erfassten Impuls- und sensiblen Wärmeströme, wurden methodische Untersuchungen im Hinblick auf Genauigkeit und räumliche Repräsentativität durchgeführt (siehe DÄMMGEN et al., 2004 und DÄMMGEN & SCHAAF, 2002). Dabei waren die Fehler der Einzelmessung bei einer zeitlichen Auflösung von 30 Minuten im wesentlichen auf Inhomogenitäten des Bestandes zurückzuführen und lagen etwa in der Größenordnung von 20 %. Eine Verbesserung der Messgenauigkeit und Repräsentativität der Flussmessungen kann im wesentlichen nur durch die Erhöhung der Instrumentenanzahl und des Mittelungszeitraumes erreicht werden.

Bei der Bestimmung von N- und S-Depositionen in Agrarökosysteme wurde das auf die Fruchtfolge angepasste SVAT-Modell verwandt. Als Eingangsgrößen dienten zum einen meteorologische Grundgrößen wie Globalstrahlung, Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur, Luftfeuchte, etc. sowie die mit Denuder-Filter-Sammlern bestimmten Konzentrationen der verschiedenen N- und S-Spezies (Gase: NH_3 , HNO_3 , HNO_2 , SO_2 und Aerosole: $\text{NH}_4\text{-N}$, $\text{NO}_3\text{-N}$, $\text{SO}_4\text{-S}$). Bei der Flussmodellierung der Gase wurden deren Kompensationspunkte, mit Ausnahme von Ammoniak, mit Null angesetzt. Das Ammonium-Protonen-Verhältnis im Apoplasten, das zur Modellierung des Kompensationspunktes für Ammoniak diente, konnte aus NH_3 -Gradient-Messungen mit Hilfe des AMANDA-Gradientsystems abgeleitet werden. Im Untersuchungszeitraum ergab sich ein durchschnittlicher N-Eintrag von ca. 27 $\text{kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ N, während der S-Eintrag bei etwa 9 $\text{kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ S anzusiedeln war. Eine ausführliche Diskussion der Ergebnisse kann SCHAAF et al.(2004) entnommen werden. Des weiteren wurden SVAT Modellierungen zum Ammoniakverlust aus Pflanzenbeständen unter Herbizidbehandlung durchgeführt (Manderscheid et al., 2004).

Schlussfolgerungen / weitere Verwertbarkeit der Ergebnisse

Die in den Versuchsjahren 2001 bis 2003 durchgeführten Arbeiten dienten vorrangig dem Ziel flächenrepräsentative und hochaufgelöste Datensätze über einer Ackerfruchtfolge zu erzeugen. Wie beschrieben wurden sowohl die gemessenen als auch modellierten Flüsse einer Qualitätskontrolle unterzogen und auf Plausibilität geprüft. Für ihre weitere Verwendung, z.B. um grid-basierende Modellrechnungen transversaler Flüsse über heterogenem Gelände zu ermöglichen, wurden die gesammelten Datensätze in einer zentralen Datenbank bereitgestellt. Darüber hinaus konnten durch die umfangreichen Messungen auf der Versuchfläche zahlreiche Bestandescharakteristiken vor allem im Hinblick auf Senken bzw. Quelleneigenschaften von Agrarökosystemen für atmosphärische Spurenstoffe abgeleitet werden.

4 Literatur

- BURKART, S. (1998): Entwicklung eines Systems zur Messung des photosynthetischen Gasaustausches von Pflanzenbeständen und seine Anwendung zur Untersuchung des Einflusses erhöhter atmosphärischer Kohlendioxid-Konzentrationen und weiterer Wachstumsfaktoren auf Sommerweizen. Landbauforsch. Völknerode. Sonderheft 184, 144 p.
- DÄMMGEN U., GRÜNHAGE L., SCHAAF S. (2004): The precision and spatial variability of meteorological parameters needed to determine vertical fluxes of air constituents. Presented in J. Appl. Bot.
- DÄMMGEN U., FRÜHAUF C., SCHAAF S., SCHOLZ-SEIDEL C., GRÜNHAGE L. (2002): Assessment of vertical fluxes of air constituents between agricultural crops and ambient air. A contribution to subproject BIATEX-2. Proceedings from the EUROTRAC-2 symposium 2002. Margraf Verlag, Weikersheim 2002.
- DÄMMGEN U., SCHAAF S. (2002): Accuracy and spatial representativity of heat flux measurements. A contribution to subproject BIATEX-2. Proceedings from the EUROTRAC-2 symposium 2002. Margraf Verlag, Weikersheim 2002.
- FALGE E., RETH S., BRÜGGEMANN N., BUTTERBACH-BAHL K., GOLDBERG V., OLTCHEV A., SCHAAF S., SPINDLER G., STILLER B., QUECK R., KÖSTNER B., BERNHOFER C. (2004): Comparison of surface energy exchange models in Vertiko. Presented in Ecological Modelling.
- MANDERSCHIED R., SCHAAF S., MATSSON M., SCHJOERRING, J.K (2004): Glufosinate treatment of weeds results in ammonia emission by the plants. Presented in Agriculture, Ecosystems & Environment.
- MONCRIEFF J.B., MASSHEDER J.M., DE BRUIN H., ELBERS J., FRIBORG T., HEUSINGVELD B., KABAT P., SCOTT S., SOEGAARD H., VERHOF A. (1997): A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapor and carbon cycle. J. Hydrol. 188-189, 589-611.
- GRÜNHAGE L., HAENEL H. D., H.-J. JÄGER (2000): The exchange of ozone between vegetation and atmosphere: Micrometeorological measurement techniques and models. Environ. Pollut. 109, 373-392.
- SCHAAF S., DÄMMGEN U., GRÜNHAGE L., BURKART S. (2004): The assessment of water vapour and carbon dioxide fluxes above arable crop – A comparison of methods. Presented in Meteorol. Zeitschrift.
- SCHAAF S., DÄMMGEN U., GRÜNHAGE L. (2004): Deposition of atmospheric N and S species to arable crops. Presented in Env. Poll.
- WEIGEL H.-J., DÄMMGEN U. (2000): The Braunschweig Carbon Project : Atmospheric flux monitoring and Free Air Carbon Dioxide Enrichment (FACE). J. Appl. Bot. 74:55-60.
- WYERS G.P., OTJES R.P., SLANINA J. (1993): A continuous-flow denuder for the measurement of ambient concentrations and surface-exchange fluxes for ammonia. Atmos. Environ. 27A, 2085-2090.
- ZIMMERLING R., DÄMMGEN U., KÜSTERS A, GRÜNHAGE L., JÄGER H.-J. (1996): Response of a grassland ecosystem to air pollutants. 4. The chemical climate; concentrations of relevant non-criteria pollutants (trace gases and aerosols). Environ. Poll. 91(2):139-147.

Ergänzung zum Schlussbericht VERTIKO-FAL

Monitoring of atmospheric fluxes of N and S species during a crop rotation

Stefan Schaaf^{a,*}, Ulrich Dämmgen^a, Ludger Grünhage^b

^a Institute of Agroecology, Federal Agricultural Research Centre, Bundesallee 50, D-38116 Braunschweig, Germany

^bJustus-Liebig-University, Institute for Plant Ecology, Heinrich-Buff-Ring 26-32, D-35392 Giessen, Germany

Abstract

Concentrations measurements of ammonia, nitrous acid, nitric, sulphur dioxide and of ammonium-N, nitrate-N and sulphate-S in aerosol particles were performed above arable crops for 4 years (2000 to 2003) using denuder filter samplers. The field site was also equipped with micrometeorological sensors for the assessment of the fluxes of momentum and sensible and latent heats. Gradient measurements could be performed for ammonia at least part of the time. This allowed for the adaptation and verification of a SVAT model which was then used to model the fluxes of the species mentioned above. The resulting fluxes showed that the overall atmospheric deposition was between 25 and 30 kg ha⁻¹ a⁻¹ N and 7.5 to 11 kg ha⁻¹ a⁻¹ S. Emissions of ammonia subsequent to nitrogen fertilization application were treated using emission factors used in emission reporting. Arable fields are likely to be net sinks for reactive nitrogen as long as they are fertilized using mineral fertilizers. The application of slurry turns arable systems into net sources of reactive N.

Measurements and models were combined to describe the variation in time of the sink/source properties of winter wheat for the duration of one fertilizer application (calcium ammonium nitrate, assessment of the so-called Γ values).

Mean deposition velocities were derived which will be useful for estimating depositions of the species mentioned above in Central Europe.

Keywords: Atmosphere-biosphere exchange; Gases; Aerosols; Arable crops; SVAT model, N and S species

1. Introduction

Changes of the physical and chemical properties of the atmosphere have been increasingly affecting the earth's climate. The evaluation of impacts on the biosphere presupposes an adequate description of the interaction between the vegetated land surface and the atmosphere. Both doses and effects can be interpreted as fluxes of energy, matter and information. Stress

and damage are interpreted as deviations from the fluxes to which the systems are adapted (cf. Dämmgen et al., 1993, 1997).

The adverse effects of atmospheric reactive N and S species like ammonia or sulphur dioxide are responsible for acidification and eutrophication of ecosystems. It has become important to estimate the magnitude of the relevant fluxes between atmosphere and vegetation/soil. These fluxes have to be established within long-term monitoring programmes rather than campaign measurements (Fowler et al., 2003; Erisman et al., 2005). The species to be considered with acidification and eutrophication are the reactive nitrogen (N) and sulphur (S) species. However, their vertical fluxes are often difficult to obtain within direct measurements (e.g. eddy co-variance techniques for HNO_3 or aerosol constituents). Large and meso-scale modelling therefore relies on the knowledge of vegetation specific relations between concentrations and fluxes (deposition velocities). The derivation of representative deposition velocities for different types of vegetation can also be achieved by micrometeorological models and concentration measurements with a comparatively low resolution in time. However, these models have to be validated using direct flux measurements for ALL model components. The Braunschweig experimental site is equipped with instrumentation which allows for this validation; also, concentration measurements for the relevant species have been performed since 1998 with a resolution in time of days.

In this paper, we report about the combination of a SVAT model with these concentration measurements. In contrast to other experiments, we extended measurements and modelling over a whole crop rotation typical for this region.

The project described here was incorporated into the VERTIKO (Vertical Transports under Complex Natural Conditions, see Bernhofer et al., 2001) and BIATEX-2 ([Biosphere/Atmosphere Exchange of Pollutants](#), see Fowler and Erisman, 2003) programmes. It formed also part of the Braunschweig Carbon Experiment (Weigel and Dämmgen, 2000).

2. Materials and methods

2.1. Location, management and physical climate

Measurements were performed at the FAL experimental field site (20 ha) which is located west of the city of Braunschweig (52°18'N, 10°26'E; 79 m a.s.l.) between suburban structures and an agriculturally used region. The regional climate - a transition from maritime to continental conditions - is characterized by annual mean air temperatures of 8.8 °C, a mean total precipitation of 618 mm a⁻¹ and a annual mean global radiation of 111 W m⁻². The soil is a cambisol/loamy sand (pH 6.5) with a mean organic matter content of 1.4 % and an upper and lower volumetric soil water content of 22 % and 5 %, respectively (Weigel and Dämmgen, 2000).

The field site is managed according to local practices. Measurements are performed above winter barley (2000), sugar beet (2001), winter wheat (2002) and winter barley (2003), as well as over rye grass as intercrop, and bare soil after harvest.

During westerly winds the field site is exposed to the NH₃ plume originating from the animal houses of the experimental farm (source strength approx. 3 Mg a⁻¹ NH₃).

Fertilizers were applied as follows:

2000: 54 kg ha⁻¹ N ammonium nitrate urea solution (AUS, 22-03), 36 kg ha⁻¹ N AUS (11-04), 60 kg ha⁻¹ N calcium ammonium nitrate (CAN, 05-05), 125 kg ha⁻¹ N slurry (20-07 to 25-07), 72 kg ha⁻¹ N AUS (31-07)

2001: 72 kg ha⁻¹ N AUS (23-04), 54 kg ha⁻¹ N AUS (06-06)

2002: 72 kg ha⁻¹ N AUS (25-03), 72 kg ha⁻¹ N AUS (02-04), 36 kg ha⁻¹ N AUS (08-05), 40 kg ha⁻¹ N CAN (03-06)

2003: 31 kg ha⁻¹ N AUS (17-03), 21 kg ha⁻¹ N ammonium sulphate (03-04), 60 kg ha⁻¹ N CAN (25-04), 40 kg ha⁻¹ N CAN (05-05), 27 kg ha⁻¹ N CAN (15-05), 72 kg ha⁻¹ N AUS (09-09)

2.2. Physical climate and canopy parameters

The meteorological instrumentation comprised standard equipment as well as micrometeorological instrumentation, mostly in replicated form. For details see Table 1. Data

are logged and stored as half-hour means using an IMKO data bus system (IMKO Mikromodultechnik, Ettlingen). Ground heat fluxes were derived from heat flux plates and gravimetric soil water contents were measured and communicated by the German Weather Service. Crop heights and leaf area indices are determined on different times at the vegetation periods.

Table 1
Instrumentation of the FAL flux site

Parameter	Instrument type	Measurement height	Resolution / accuracy
Net radiation	Pyrradiometer Schenk 8111	2 m	1 W m ⁻²
Global radiation	Pyranometer Kipp & Zonen CM6B	2 m	1 W m ⁻²
Air temperature (gradient system)	Temperature sensor Thies Pt 100 1/3 DIN	0.9 m, 1.6 m, 2.6 m, 3.7 m, 5.4 m, 8.1 m	± 0.03 K
Wind velocity (gradient system)	Anemometer Siggelkow LISA	0.9 m, 1.6 m, 2.6 m, 3.7 m, 5.4 m, 8.1 m, 10.0 m	recording < 0.1 m s ⁻¹
Relative air humidity	Vaisala HMP35D	2 m	± 3 %
Precipitation	Thies Hellmann with tipping bucket	1 m	0.1 mm
Momentum flux (eddy co-variance method)	Rotenkamp Gill Solent R2, R3	1.5 m 2 m	1 month 20.8 Hz, 20 Hz
Sensible heat flux (eddy co-variance method)	Gill Solent R2, R3	2 m	20.8 Hz, 20 Hz
Latent heat flux (eddy co-variance method)	Gill Solent R3 and LICOR 6262 (closed path system)	2 m	20 Hz, 3 Hz
Ground heat flux	Heat flux plates	-	15 min
Soil water content	Gravimetric	-	1 week
Leaf area index	Leaf area meter LICOR 3100	-	varying according to phenological stages

2.3. Concentration measurements

Daily mean concentrations of the trace gases NH₃, HNO₃, HNO₂ and SO₂ as well as of the aerosol constituents NH₄⁺, NO₃⁻, SO₄²⁻ were measured at a height of 1.5 m above ground using KAPS denuder filter samplers (Kananaskis Atmospheric Pollutant Sampler, for details see Zimmerling et al., 1996a, b, 1997). A diurnal variation was superimposed using data sets obtained from continuous measurements with steam jet annular denuders (SJAK), which had been obtained at the FAL site during previous measurements (Erisman et al., unpublished).

For NO₂, half-hourly mean concentrations were obtained using a chemoluminescence gas analyser (Signal 4000).

2.4. Ammonia concentration gradients

NH₃ concentration profiles in different heights ($z_1 = 0.85$ m, $z_2 = 1.35$ m and $z_3 = 2.35$ m above ground) were determined using a continuous wet annular denuder system (AMANDA; Wyers et al., 1993; Slanina et al., 1992). Measurements were taken every six minutes for a complete profile data set of NH₃. Due to the restricted availability of the system as a consequence of technical problems, continuous measurements were impossible (sugar beet: July to August 2001; winter wheat: April to July 2002; winter barley: May to June 2003). About 500 profiles could be evaluated for the determination of the ammonium-proton-ratio (I) in the apoplast (see below).

2.5. Flux measurements

Bulk depositions of sedimenting particles were determined using Rotenkamp bulk samplers (Dämmgen et al., 1994). The depositions were corrected for flux distortion (Richter, 1995).

Eddy co-variance measurements of sensible heat and momentum fluxes were performed using a set of 3 Gill R2 and 1 Gill R3 sonic anemometer, water vapour concentration fluctuations using a LICOR 6262 instrument (cf. Table 1). The eddy covariance data were rotated (McMillen, 1988), temperature and air density were corrected (Schotanus et al., 1983, Webb, 1980). The use of 4 sonic anemometers allowed to quantify the effect of patchiness (Dämmgen et al., 2005). In order to detect damping losses inside the closed path system (LICOR 6262), eddy covariance data are treated with a power spectrum analysis. The power spectrum of air temperature and the co-spectrum of sensible heat (20 Hz) were considered to be reflecting “the turbulent truth” (i.e. without damping effects due to instrumental constraints; Eugster and Senn, 1995). As the power spectra of H₂O concentration and the co-spectra of latent heat fluxes indicate considerable losses of high frequency air movements above 0.1 Hz (Schaaf et al., 2005), the co-spectral correction method proposed by Bernhofer et al. (2003) was applied.

Aerodynamic profile measurements were performed for ammonia only in order to quantify I . The concentration, wind velocity and air temperature gradients were processed as described in Haenel (1993, 1996).

Footprint area assessments were used to estimate the upwind surface area influencing the measurements. They were calculated according to Schuepp et al. (1990); only data sets were used where the 90 % fetch distance was within the field boundaries.

2.4. Flux modelling

The general approach combines concentrations measured at one height above the canopy with a so-called SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer) model. These models presuppose that the input parameters are representative of the system both in time and in space. They act as if the postulated stationarity, horizontal homogeneity and unlimited fetch conditions are given. The model used is based on the canopy energy balance following the big-leaf approach. It is a modified version of the one-dimensional model WINDEP (Grünhage and Haenel, 2000), based on PLATIN (Grünhage and Haenel, 1997; see Fig. 1). PLATIN had been developed for and tested above grassland. In contrast to WINDEP, measured net radiation was used as an input parameter. The minimum value of the bulk stomatal resistance for water vapour and the Jarvis-Steward functions applied had to be fitted to the changing canopy properties of an arable crop rotation system and tested on the basis of direct measurements of sensible and latent heat fluxes for different ecosystems and found to be adequate (Falge et al., 2005).

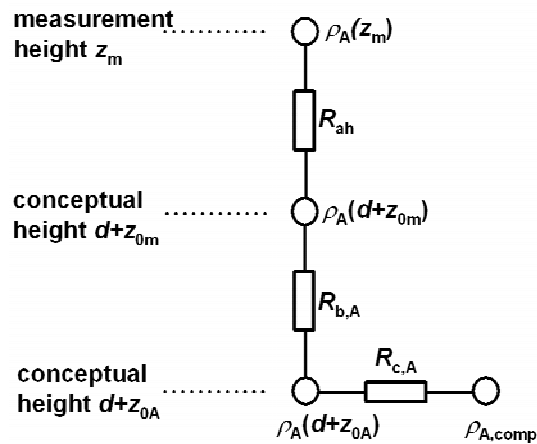


Fig. 1. A simple resistance analogue for trace gas exchange between the atmospheric surface layer and terrestrial ecosystems according to the big-leaf concept (Grünhage and Haenel, 1997; Grünhage et al., 2000).

R_{ah} : turbulent atmospheric resistance above the canopy; $R_{b,A}$: quasi-laminar resistance; $R_{c,A}$: canopy resistance. $\rho_A(z_m)$: measured potential/gas concentration above the canopy; $\rho_A(d+z_{0m})$: potential/gas concentration at the sink level of momentum; $\rho_A(d+z_{0A})$, $\rho_{A,comp}$: potentials/gas concentrations at the sink level of specific trace gas before and after the canopy resistance respectively. d : displacement height; z_{0m} : roughness length for momentum; z_{0A} : roughness length for trace gas A.

2.4.1. Gases

Fluxes of NH_3 , HNO_3 , HNO_2 , NO_2 and SO_2 were calculated according to eq. (1):

$$F_{c,A} = -\frac{\rho_A(z_m) - \rho_A(d + z_{om})}{R_{ah} + R_{b,A}} = -\frac{\rho_A(z_m) - \rho_{A,comp}}{R_{ah} + R_{b,A} + R_{c,A}} \quad (1)$$

where	$F_{c,A}$	total vertical atmosphere-canopy flux of gas A
	$\rho_A(z_m)$	measured concentration (potential) of trace gas A at height z_m
	$\rho_A(d+z_{0m})$	concentration of trace gas A at the conceptual height $z = d+z_{0m}$
	$\rho_{A,comp}$	canopy compensation point of trace gas A
	z_m	measurement height
	R_{ah}	turbulent atmospheric resistance
	$R_{b,A}$	quasi-laminar layer resistance for trace gas A
	$R_{c,A}$	canopy resistance for trace gas A

For HNO_3 , HNO_2 and SO_2 the canopy compensation point $\rho_{A,comp}$, the effective sink or source potential of plant/soil system, is set to zero: the plant/soil system is considered to be a perfect sink. For NH_3 , the bi-directional fluxes are obtained using the first term in eq. (1): $\rho_{\text{NH}_3}(d+z_{0m})$ is calculated according to Sutton and Fowler (1993) (see below). NO_2 fluxes were estimated using mean concentrations and a constant deposition velocity $v_D = 0.08 \text{ cm s}^{-1}$, which had been obtained for low vegetation at almost the same location by Dämmgen et al. (1996).

Fluxes out of or into the canopy are partitioned into the flux exchanged through the stomata and the cuticle and the fluxes on/from external plant surfaces and the soil. For all gases mentioned above, the resistancies R_{ah} and $R_{b,heat}$ are modelled in WINDEP/PLATIN (eqs. 28 and 31 in Grünhage et al., 2000). $R_{b,A}$ is derived from $R_{b,heat}$ using Schmidt (Sc) and Prandtl (Pr) numbers according to eq. (30) in Grünhage et al. (2000). The specific values for $(\text{Sc}/\text{Pr})^{2/3}$ are used as listed in Table 2.

Table 2
Modified specific parameters used in the WINDEP/PLATIN model

Species	$(\text{Sc}/\text{Pr})^{2/3}$	$D_{\text{H}_2\text{O}}/D_A$	H_A	$f_{0,A}$	$R_{cut,A}$
H_2O	0.90	1	-	-	33000
NH_3	0.95	1.08	$2 \cdot 10^4$	0	$1.08 \cdot 10^6$
HNO_3	1.59	2.33	$1 \cdot 10^{14}$	0	$0.36 \cdot 10^5$
HNO_2	1.45	2.05	$1 \cdot 10^5$	0	$0.72 \cdot 10^6$
SO_2	1.45	2.05	$2 \cdot 10^5$	0	$0.72 \cdot 10^6$

The bulk canopy resistance $R_{c,A}$ for all gases except NH_3 is obtained from eqs. (18 to 19c, 22 to 25 and C1a to C3c) in Grünhage and Haenel (1997). Parameters needed are given in Table 2. The minimum value of stomatal resistance for water vapour was adjusted to 40 s m^{-1} for winter barley and winter wheat and to 30 s m^{-1} for sugar beet and rye grass. The Jarvis-Stewart factors were left unchanged.

The NH_3 concentration $\rho_{\text{NH}_3}(d+z_{0\text{NH}_3})$ at the conceptual height $d + z_{0\text{NH}_3}$, the so-called canopy compensation point (Sutton and Fowler, 1993), is considered as "the net potential for NH_3 emission from the canopy" (cf Sutton et al., 1998). In the version of WINDEP/PLATIN used here, penetration of NH_3 through the plant's cuticle is neglected as well as NH_3 emissions from the soil beneath the canopy.

The stage of canopy development is accounted for by the weighting functions β (for total LAI) and β^* (for LAI of non-senescent leaves only) according to eq. (9c) in Grünhage and Haenel (1997). For the various crops, the vegetation type-specific attenuation coefficient c_{LAI} in the equation mentioned above is 0.5 for all crops including rye grass (cf Löpmeier, 1983). $\rho_{\text{NH}_3}(d+z_{0\text{NH}_3})$ is calculated as follows:

$$\rho_{\text{NH}_3}(d+z_{0\text{NH}_3}) = \frac{\frac{\rho_{\text{NH}_3}(z_m)}{R_{\text{ah}} + R_{\text{b,NH}_3}} + (1-\beta^*) \cdot \frac{\rho_{\text{NH}_3,\text{stom}}}{R_{\text{stom,NH}_3}}}{\frac{1}{R_{\text{ah}} + R_{\text{b,NH}_3}} + \frac{(1-\beta^*)}{R_{\text{stom,NH}_3}} + \frac{(1-\beta)}{R_{\text{ext,NH}_3}} + \frac{\beta}{R_{\text{soil,NH}_3}}} \quad (2)$$

where	$\rho_{\text{NH}_3,\text{stom}}$	stomatal compensation point (cf eq. 3b)
	$R_{\text{stom,NH}_3}$	stomatal resistance for ammonia (see eqs. (18) and (23) in Grünhage and Haenel, 1997)
	$R_{\text{ext, NH}_3}$	external plant surface resistance for ammonia (see eq. (C2) in Grünhage and Haenel, 1997)
	$R_{\text{soil, NH}_3}$	external plant surface resistance for ammonia (see eq. (25) in Grünhage and Haenel, 1997)

According to Sutton et al. (1994) NH_3 gas phase concentration in the sub-stomatal cavities of the canopy is related to the plant's nitrogen status and pH in the apoplast by the Henry and dissociation equilibria for NH_3 and NH_4^+ . Equations (7a) and (7b) are showing derivations for "stomatal compensation points" in partial pressure and concentration units respectively:

$$p_{\text{NH}_3,\text{air}} = 10^{a_1 - \frac{b}{T_s}} \cdot \Gamma \quad (3a)$$

$$\rho_{\text{NH}_3, \text{stom}} = \frac{10^{a_2 - \frac{b}{T_s}}}{T_s} \cdot \Gamma \quad (3b)$$

where	$\rho_{\text{NH}_3, \text{air}}$	stomatal compensation point as NH_3 partial pressure factor (4.1218)
	a_1	
	b	constant (4507.08 K)
	$\Gamma = \frac{c_{\text{NH}_4^+}}{c_{\text{H}^+}}$	ratio of ammonium to protons in the apoplast
	$\rho_{\text{NH}_3, \text{stom}}$	stomatal compensation point as NH_3 concentration factor (15.44)
	a_2	
	T_s	surface temperature of the canopy (see eq. (12) in Grünhage and Haenel, 1997)

Γ cannot be extracted from the literature. It has to be deduced from flux measurements. Substituting eq. (2) and eq. (3b) in eq. (1), first term, yields:

$$\Gamma = \left(\left(F_{\text{c}, \text{NH}_3} \cdot (R_{\text{ah}} + R_{\text{b}, \text{NH}_3}) + \rho_{\text{NH}_3}(z_m) \right) \cdot \left(\frac{1}{R_{\text{ah}} + R_{\text{b}, \text{NH}_3}} + \frac{(1 - \beta^*)}{R_{\text{stom}, \text{NH}_3}} + \frac{(1 - \beta)}{R_{\text{ext}, \text{NH}_3}} + \frac{\beta}{R_{\text{soil}, \text{NH}_3}} \right) - \frac{\rho_{\text{NH}_3}(z_m)}{R_{\text{ah}} + R_{\text{b}, \text{NH}_3}} \right) \cdot \frac{R_{\text{stom}, \text{NH}_3}}{(1 - \beta^*)} \cdot \frac{T_s}{10^{a_2 - \frac{b}{T_s}}} \quad (4)$$

2.4.2. Aerosols

Depositions of the N and S species in aerosol particles ($\approx \text{PM}_{2.5}$) are calculated according to Erisman et al. (1997). The fluxes F_{part} are computed from concentrations (partial densities) ρ_{part} and deposition velocities $v_{\text{d}, \text{part}}$:

$$F_{\text{part}} = -v_{\text{d}, \text{part}} \cdot \rho_{\text{part}} \quad (5)$$

with

$$v_{\text{d}, \text{part}} = \left(\frac{1}{v_{\text{ds}, \text{part}}} + R_{\text{ah}} \right)^{-1} \quad (6)$$

where $v_{\text{ds}, \text{part}}$ standard deposition velocity

The calculation of the standard deposition velocity $v_{\text{ds}, \text{part}}$ is depending on the friction velocity and the humidity of air. Parameterisations which differentiate between dry and wet acceptor systems are listed for the respective aerosol constituents in Erisman et al. (1997).

2.5. Estimation of emissions from fertilizer application

The methods described in the EMEP/CORINAIR Atmospheric Emission Inventory Guidebook (EMEP/CORINAIR, 2003) were used to assess the emissions from fertilizer application. Slurry was assumed to contain 50 % of total ammoniacal N, of which 39 % were emitted (trailing hose, incorporation after 24 h). For mineral fertilizers data for Region B (unspecified) were used: calcium ammonium nitrate: $0.015 \text{ kg kg}^{-1} \text{ N}$, ammonium sulphate: $0.02 \text{ kg kg}^{-1} \text{ N}$, ammonium nitrate urea solution: $0.09 \text{ kg kg}^{-1} \text{ N}$.

3. Results and discussion

3.1. Model verification and validation

Modelled net fluxes of trace gases can be validated using direct flux measurements. However, the partitioning of the total net flux into a flux *through* stomata and cuticles and a flux between the atmosphere and external plant surfaces (plants and soil), remains questionable as long as the parametrization of bulk stomatal resistance is not validated independently by measurements of the canopy water vapour exchange (Grünhage et al., 2004). Falge et al. (2005) describe a micrometeorological model intercomparison for two intensive measurement campaigns over grassland, spruce and pine forest. In both cases, the WINDEP/PLATIN approach was able to predict latent heat fluxes correctly. In addition, Figs. 2 and 3 illustrate exemplarily that half hourly measured and modelled fluxes λE and H are consistent in principle.

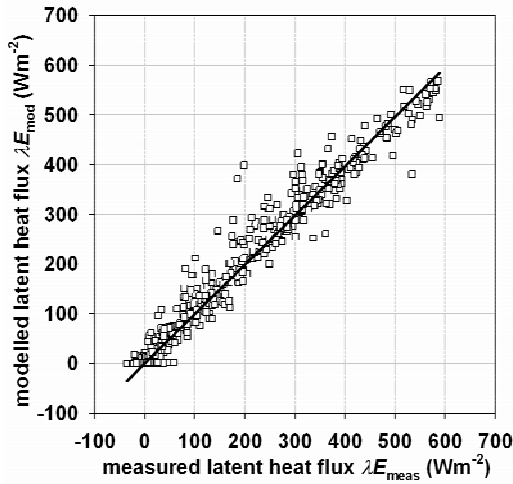


Fig. 2. Measured and modelled latent heat fluxes for winter wheat, June 19 to June 30, 2002 (n = 576 half-hourly data sets)

Ar
co: $R^2 = 0.96$, $\lambda E_{\text{mod}} = 0.99 \cdot \lambda E_{\text{meas}}$

pre

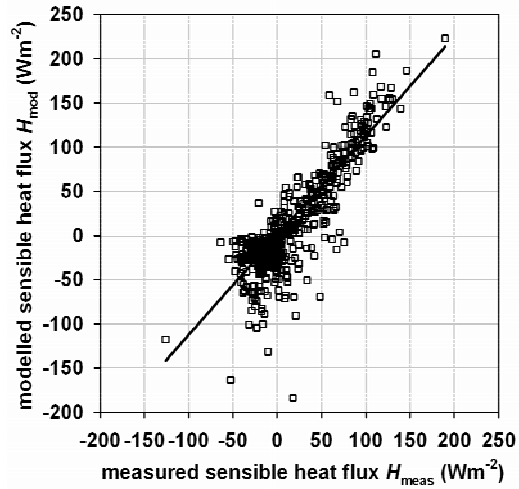


Fig. 3. Measured and modelled sensible heat fluxes for winter wheat, June 19 to June 30, 2002 (n = 576 half-hourly data sets)

ach
ces c $R^2 = 0.73$, $H_{\text{mod}} = 1.12 \cdot H_{\text{meas}}$

in the assumption that WINDDEF/PLA11N is parameterized adequately. A detailed analysis has yet to be performed.

3.2. Ammonia fluxes

Any modelling of NH_3 fluxes between the atmosphere and vegetated surfaces has to consider both deposition and emission situations. As mentioned above, Γ serves as a tool to calculate the source/sink properties of the plant tissue.

3.2.1 Assessment and application of Γ

NH_3 gradient fluxes (F_{c,NH_3}) and concentrations, modelled resistances and canopy temperatures were used to determine values of Γ under different atmospheric and canopy conditions according to eq. (4). Because Γ is depending on many variables, it not surprising that the overall variation is large (cf. Fig. 4).

VERTIKO-FAL

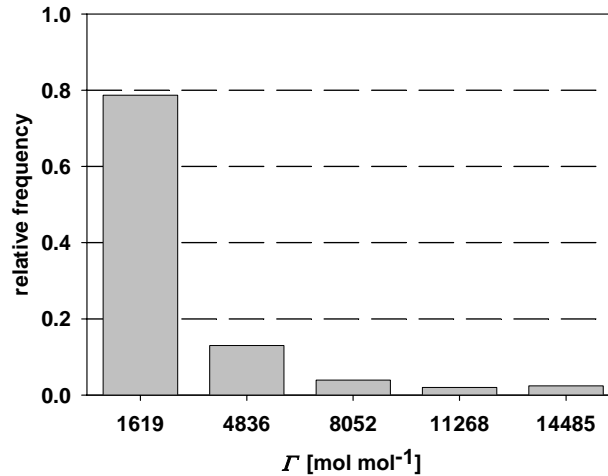


Fig. 4. Frequency distribution of the Γ values ($n = 508$, half hourly data points) - direct fertilizer events excluded - derived from NH_3 gradient measurements for the years 2000 to 2003

The comparatively few measurements did not show significant differences between the various crops. Nor did they expose a variation in time apart from periods immediately after fertilization. Γ could not be determined during senescence periods due to the lack of plausible NH_3 gradients at these times.

Thus, we derived and used a typical mean value of Γ for the whole crop rotation excluding events of mineral fertilisation, which were handled separately. Fig. 4 shows the frequency distribution of Γ derived for the investigation years from 2000 to 2003. A total number of 508 half hourly data sets were analysed, in which nearly 80 % were in the range of 11 to 3227 mol mol⁻¹, resulting in a mean Γ of 1619 mol mol⁻¹, representing the mean of the most frequently class. This result is in line with values given for agricultural areas, in particular grain fields (Sorteberg and Hov, 1996).

If one assumes a constant Γ as calculated above, concentrations at $z = d+z_{0\text{NH}_3}$ fall below or are in the order of magnitude of ambient air concentrations resulting in depositions (Fig. 5).

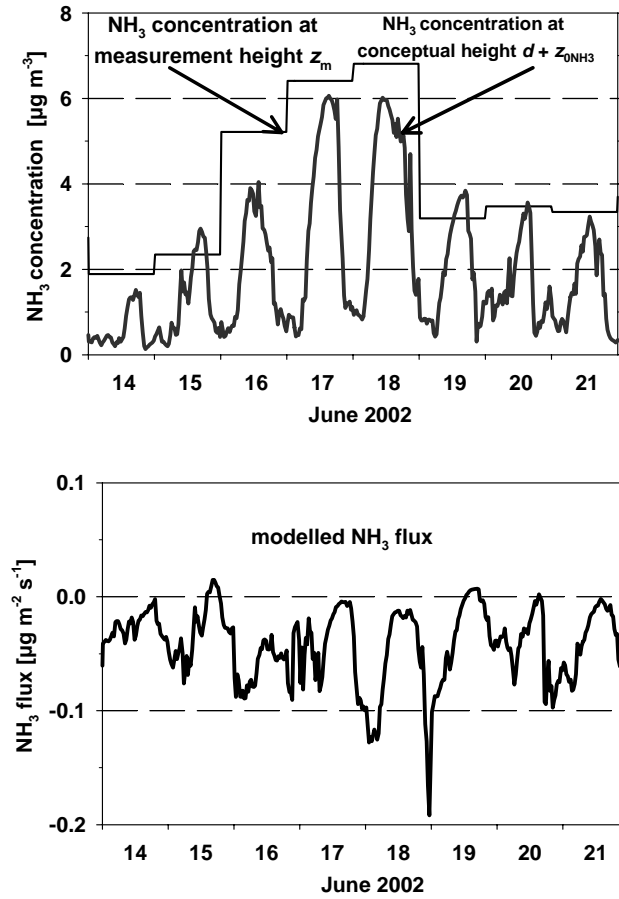


Fig. 5. Ammonia concentration measurements, modelled canopy compensation point and modelled NH₃ fluxes ($F_{\text{HN}_3} < 0$: deposition; $F_{\text{NH}_3} > 0$ emission) for a period from 14 June to 21 June 2002 for winter wheat ($n = 384$ data sets)

Application of mineral N fertilizer to crops result in emissions. The emissions after the application on calcium ammonium nitrate (CAN) are mediated by the plants. This is attributed to increased Γ values which can be determined by measurements. In contrast, application of urea is not mediated by the plants (cf. Dämmgen and Erisman, 2005). After a fertilizer application (CAN, 27 kg ha⁻¹ N, May 15, 2003) NH₃ profiles were measured using the AMANDA technique above winter barley. The cumulated fluxes and the daily mean Γ values calculated are shown in Fig. 6 exemplary: emissions begin at day 15 to add up to about 0.5 kg ha⁻¹ N on day 21, after which the columns become smaller indicating a deposition situation.

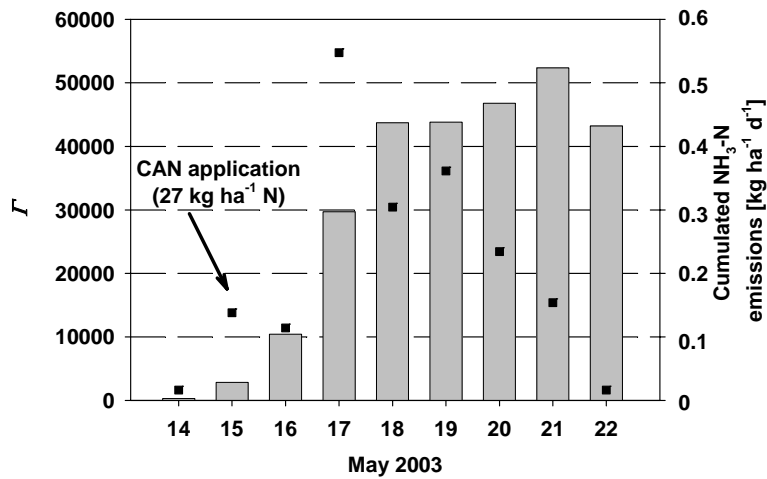


Fig. 6. Development of the daily mean Γ value (squares) the cumulated $\text{NH}_3\text{-N}$ emissions. Fluxes determined from gradient measurements. Fertilizer application on May 15 2003.

Maximal values of Γ were obtained on day 2 after fertilizer application and a lag time of one day. "Normal" Γ are attained after about a week. Obviously, a constant Γ cannot be used in principle.

3.2.2. Net fluxes of ammonia

We differentiate between periods immediately after fertilizer application and "all other" periods. As the data base for CAN application is insufficient, emissions are estimated using standard emission factors according to EMEP/CORINAIR (2003) and attributed to 7 days. For all other days, a constant Γ was used to estimate a background flux. The results obtained are shown in Table 3 and Fig. 7. The respective NH_3 concentrations are given in Table 4.

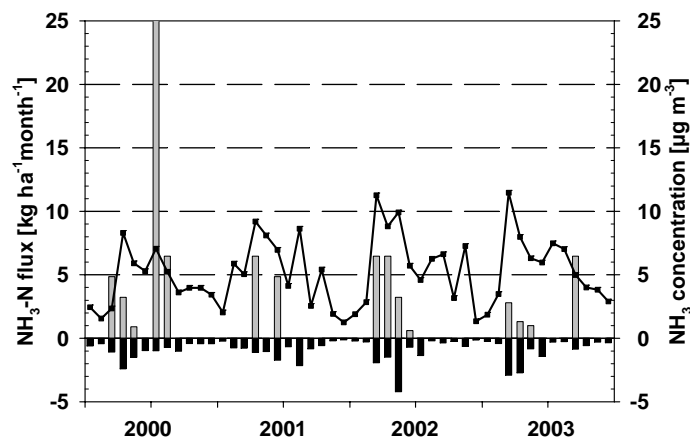


Fig. 7. Cumulative monthly $\text{NH}_3\text{-N}$ fluxes F_{NH_3} (black bars: modelled fluxes excluding the week after fertilizer application; grey bars: emissions due to fertilizer application; $F_{\text{NH}_3} > 0$: deposition; $F_{\text{NH}_3} < 0$: emission) and NH_3 concentrations (line), January 2000 to December 2003.

The dimension of the fluxes shown in Fig. 7 is fixed by a single emission event due to slurry application. Largest $\text{NH}_3\text{-N}$ depositions occur in spring when concentrations are highest due to the application of fertilizer in region. They add up to 10 to 12 $\text{kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1} \text{ N}$. Monthly net fluxes and mean concentrations do not correlate at all ($R^2 = 0.04$, $n = 48$).

3.3 Oxidized gaseous nitrogen species and sulphur dioxide

Monthly cumulated fluxes and mean concentrations are collated in Tables 3 and 4.

As HNO_2 is readily photolyzed, high concentrations are found in winter (cf. Zimmerling and Dämmgen 2000). In general, the deposition pattern follows the concentration pattern. The total deposition is negligible and in the order of 0.4 $\text{kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1} \text{ N}$. Mean HNO_2 concentrations are in the order of magnitude of 0.6 $\mu\text{g m}^{-3}$.

In contrast to HNO_2 , highest concentrations were observed during summer as a result of high photochemical activity in combination with temperatures which led to thermolysis of NH_4NO_3 . Episodes with high NH_3 concentrations coincided with reduced HNO_3 levels (which is expected). Fluxes should depend on the roughness of the system; after harvests deposition should be reduced. This cannot be readily deduced from the flux pattern. The average yearly total deposition amounts to about 0.7 $\text{kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1} \text{ N}$ and in the same order of magnitude as described in Zimmerling et al. (1996c) for similar conditions. The yearly mean HNO_3 concentration is 0.8 $\mu\text{g m}^{-3}$.

VERTIKO-FAL

Table 3
Monthly cumulated fluxes of reactive N and S species

year	month	NH ₃ -N	HNO ₂ -N	HNO ₃ -N	SO ₂ -S	NH ₄ -N	NO ₃ -N	SO ₄ -S
kg ha ⁻¹ month ⁻¹								
2000	1	-0.610	-0.055	-0.031	-0.290	-0.236	-0.160	-0.090
	2	-0.420	-0.033	-0.040	-0.280	-0.228	-0.150	-0.110
	3	3.790	-0.057	-0.038	-0.290	-0.253	-0.170	-0.160
	4	0.840	-0.029	-0.059	-0.210	-0.299	-0.170	-0.160
	5	-0.600	-0.017	-0.128	-0.250	-0.173	-0.080	-0.120
	6	-0.970	-0.009	-0.144	-0.140	-0.168	-0.070	-0.160
	7	24.020	-0.007	-0.027	-0.080	-0.157	-0.050	-0.110
	8	5.770	-0.020	-0.079	-0.150	-0.167	-0.040	-0.070
	9	-1.010	-0.042	-0.075	-0.360	-0.219	-0.070	-0.150
	10	-0.410	-0.019	-0.026	-0.100	-0.191	-0.080	-0.080
	11	-0.430	-0.029	-0.024	-0.133	-0.136	-0.070	-0.050
	12	-0.420	-0.072	-0.034	-0.314	-0.258	-0.150	-0.120
2001	1	-0.230	-0.022	-0.009	-0.120	-0.160	-0.111	-0.072
	2	-0.760	-0.014	-0.019	-0.123	-0.182	-0.106	-0.083
	3	-0.770	-0.027	-0.024	-0.264	-0.323	-0.197	-0.125
	4	5.380	-0.017	-0.038	-0.144	-0.156	-0.086	-0.064
	5	-1.040	-0.019	-0.101	-0.143	-0.170	-0.066	-0.095
	6	3.130	-0.022	-0.080	-0.144	-0.170	-0.083	-0.108
	7	-0.660	-0.016	-0.160	-0.217	-0.132	-0.042	-0.117
	8	-2.150	-0.015	-0.161	-0.200	-0.193	-0.065	-0.151
	9	-0.840	-0.036	-0.064	-0.230	-0.175	-0.087	-0.096
	10	-0.570	-0.021	-0.033	-0.139	-0.076	-0.045	-0.048
	11	-0.190	-0.039	-0.031	-0.168	-0.221	-0.156	-0.119
	12	-0.120	-0.038	-0.019	-0.144	-0.197	-0.112	-0.094
2002	1	-0.210	-0.047	-0.015	-0.230	-0.202	-0.143	-0.110
	2	-0.290	-0.016	-0.034	-0.165	-0.167	-0.070	-0.060
	3	4.560	-0.029	-0.055	-0.332	-0.246	-0.170	-0.120
	4	5.000	-0.023	-0.061	-0.261	-0.338	-0.180	-0.160
	5	-0.960	-0.021	-0.100	-0.281	-0.190	-0.100	-0.190
	6	-0.100	-0.019	-0.149	-0.202	-0.172	-0.061	-0.130
	7	-1.360	-0.022	-0.127	-0.210	-0.167	-0.053	-0.140
	8	-0.190	-0.008	-0.068	-0.060	-0.181	-0.061	-0.130
	9	-0.360	-0.017	-0.047	-0.071	-0.103	-0.046	-0.070
	10	-0.250	-0.030	-0.031	-0.173	-0.216	-0.089	-0.070
	11	-0.630	-0.070	-0.028	-0.187	-0.178	-0.108	-0.080
	12	-0.130	-0.100	-0.028	-0.485	-0.431	-0.200	-0.200
2003	1	-0.250	-0.047	-0.055	-0.305	-0.279	-0.155	-0.130
	2	-0.410	-0.061	-0.050	-0.320	-0.391	-0.245	-0.190
	3	-0.110	-0.042	-0.048	-0.175	-0.326	-0.257	-0.170
	4	-1.410	-0.016	-0.088	-0.120	-0.223	-0.121	-0.110
	5	0.165	-0.019	-0.103	-0.140	-0.177	-0.081	-0.070
	6	-1.430	-0.011	-0.157	-0.105	-0.195	-0.077	-0.120
	7	-0.300	-0.004	-0.062	-0.035	-0.112	-0.034	-0.090
	8	-0.260	-0.010	-0.084	-0.070	-0.121	-0.035	-0.110
	9	5.630	-0.029	-0.070	-0.150	-0.140	-0.078	-0.080
	10	-0.570	-0.032	-0.021	-0.110	-0.149	-0.101	-0.060
	11	-0.300	-0.043	-0.022	-0.220	-0.158	-0.089	-0.080
	12	-0.350	-0.048	-0.027	-0.230	-0.186	-0.114	-0.100

VERTIKO-FAL

Table 4
Monthly mean concentrations of reactive N and S species

year	month	NH ₃	HNO ₂	HNO ₃	SO ₂ μg m ⁻³	NH ₄ -N	NO ₃ -N	SO ₄ -S
2000	1	2.5	1.0	0.5	3.0	2.0	1.2	0.9
	2	1.6	0.5	0.4	2.7	1.9	1.0	0.8
	3	2.4	0.7	0.4	1.9	2.1	1.0	1.1
	4	8.3	0.4	0.6	2.0	2.5	1.3	1.3
	5	5.9	0.2	1.1	2.1	1.4	0.5	1.0
	6	5.3	0.2	1.0	1.5	1.4	0.4	1.1
	7	7.1	0.2	0.5	1.2	1.3	0.4	0.9
	8	5.3	0.4	1.4	1.7	1.4	0.4	1.1
	9	3.6	0.5	0.8	2.4	1.8	0.5	1.3
	10	4.0	0.5	0.4	1.7	1.6	0.6	0.7
	11	4.0	0.7	0.3	2.3	1.1	0.6	0.5
	12	3.4	1.5	0.4	4.1	2.2	1.0	1.0
2001	1	2.0	1.2	0.3	4.3	2.2	1.2	0.9
	2	5.9	0.6	0.5	2.8	1.9	1.0	0.9
	3	5.1	0.6	0.4	3.4	3.0	1.5	1.1
	4	9.2	0.3	0.6	1.6	1.7	0.7	0.7
	5	8.1	0.4	1.3	1.8	1.7	0.5	0.9
	6	7.0	0.3	0.9	1.3	1.6	0.6	1.0
	7	4.1	0.2	1.3	1.6	1.2	0.3	1.0
	8	8.6	0.2	0.7	1.6	1.6	0.4	1.1
	9	2.6	0.3	0.5	1.1	1.4	0.5	0.7
	10	5.4	0.6	0.5	2.3	1.8	0.7	1.2
	11	1.9	0.8	0.7	2.1	2.0	1.1	0.9
	12	1.3	1.1	0.3	2.3	1.9	0.9	1.0
2002	1	1.9	1.1	0.5	3.3	1.9	1.1	0.9
	2	2.8	0.3	0.5	2.1	1.4	0.6	0.6
	3	11.3	0.5	0.6	2.9	2.5	1.5	1.1
	4	8.8	0.2	0.6	2.7	3.0	1.4	1.3
	5	9.9	0.2	0.8	1.9	1.6	0.6	1.1
	6	5.7	0.2	1.0	1.6	1.4	0.4	1.0
	7	4.6	0.2	0.8	1.5	1.0	0.3	0.9
	8	6.3	0.3	1.2	1.5	1.9	0.5	1.4
	9	6.6	0.6	0.7	1.6	1.2	0.4	0.8
	10	3.2	0.6	0.3	2.1	1.8	0.7	0.7
	11	7.3	1.3	0.4	1.9	2.0	1.0	0.8
	12	1.3	2.0	0.4	5.6	2.8	1.1	1.4
2003	1	1.9	1.2	0.8	4.6	2.7	1.2	1.2
	2	3.5	1.8	1.0	5.8	5.0	2.6	2.3
	3	11.5	0.9	0.9	3.1	4.3	2.4	1.8
	4	8.0	0.4	1.3	2.5	2.0	0.9	1.0
	5	6.3	0.3	0.9	1.4	1.5	0.6	0.6
	6	6.0	0.2	1.4	1.4	1.5	0.5	0.9
	7	7.5	0.2	1.5	1.4	1.1	0.3	0.9
	8	7.0	0.3	1.9	1.8	1.4	0.3	1.2
	9	5.0	0.6	1.1	2.1	1.6	0.7	0.9
	10	4.0	0.9	0.4	1.8	1.8	1.0	0.7
	11	3.8	1.2	0.4	3.5	1.9	0.9	0.9
	12	2.9	1.2	0.4	3.5	1.8	0.9	0.9

SO₂ concentrations have a distinct annual variation with peaks during winter as a result of increased heating and energy production. Depositions do not necessarily follow the same pattern; the influence of metabolic activity can clearly be detected. The average yearly total deposition is about 2.8 kg ha⁻¹ a⁻¹ S. This means that inputs are reduced to about 15 % as compared to the situation at the same location some 15 to 20 years ago (Grünhage et al., 1998). The annual mean SO₂ concentration were 2.4 µg m⁻³ (2000 to 2004) as opposed to 40 to 50 µg m⁻³ measured 15 to 20 years earlier. The lower the SO₂ are, the larger is the deposition velocity (cf. Roth et al., 1996).

Cumulated fluxes of SO₂-S and HNO₂-N coincide sometimes ($R^2 = 0.54$). During winter times and periods of increased air pollution, both species are transported in the same plume. Only for HNO₂ a comparatively high correlation between fluxes and concentrations is observed ($R^2 = 0.74$).

3.4. Fluxes of fine particle constituents

Details of fluxes and concentrations can be seen in Tables 3 and 4.

The analysed particle constituents NH₄⁺, NO₃⁻ and SO₄²⁻ are deposited on external plant and soil surfaces only. SO₄²⁻ is deposited from (solid or solved) salts and from H₂SO₄ aerosols. Depending on air temperature and humidity, NH₄NO₃ can be thermolysed which consequently increase the ambient air concentration of NH₃ and HNO₃. These effects are not included into the model calculations. However, increases of NH₃ and HNO₃ concentrations resulting from thermolysis are measured by denuders and thus retrieved for model calculations.

NH₄-N depositions are not significantly related to NH₄-N concentrations, nor do they relate strongly to NH₃ concentrations and depositions. Average depositions of NH₄-N for the whole investigation period add up to 2.6 kg ha⁻¹ a⁻¹ N. Annual NH₄-N concentration means amount to 2.0 µg m⁻³.

NO₃-N fluxes peak in springtime for concentrations as well as for depositions. Minimal values are calculated in the summer. The total deposition of NO₃-N is about 1.3 kg ha⁻¹ a⁻¹ N with a yearly mean NO₃-N concentration of 0.9 µg m⁻³.

SO₄-S depositions correlate with the ambient air concentration. The mean total input into the system is about 1.3 kg ha⁻¹ a⁻¹ S; a mean SO₄-S concentration of 1.0 µg m⁻³ was observed.

NH₄-N is deposited as (NH₄)₂SO₄, NH₄HSO₄ or NH₄NO₃. Therefore, a high correlation between the fluxes of these species can be expected. For NH₄ and NO₃ a coefficient of determination of 0.78 was observed, for NH₄ and SO₄ of 0.49, only. NO₃ fluxes are almost entirely governed by NO₃ concentration ($R^2 = 0.85$). The relation between NH₄ fluxes and concentrations is less significant ($R^2 = 0.67$).

3.5. Net fluxes and mean deposition velocities

Overall net fluxes are summarized in Tables 5 and 6. For NH₃, the cropland under consideration was a net source in each year. Net emissions were in the order of magnitude of a few kg ha⁻¹ a⁻¹ N when mineral fertilizers were applied exclusively. Such a system seems to be a net sink for reactive nitrogen. However, one application of slurry only changes the picture drastically: The system becomes a source of reactive nitrogen despite the fact that all species other than NH₃ deposit 14.5 to 16.5 kg ha⁻¹ a⁻¹ N.

Unfertilized plots with similar sink properties would receive a deposition of about 10 to 12 kg ha⁻¹ a⁻¹ NH₃-N (see Table 3, months without fertilizer application) and about 15 kg ha⁻¹ a⁻¹ N from other atmospheric sources (see Table 5). In comparison with other measurements in Central Europe (Hesterberg et al. 1996, Erisman et al, 2001), one may assume that depositions of 20 to 30 kg ha⁻¹ a⁻¹ N - depending on the intensity of agriculture in the respective region - are the acidifying and eutrophying load of N. In any case, reduced N is the dominating contribution.

Table 5
Cumulative annual net fluxes [$\text{kg ha}^{-1} \text{a}^{-1} \text{N}$] of N species

	2000 (winter barley, rye grass, bare soil)	2001 (sugar beet, rye grass, bare soil)	2002 (winter wheat, rye grass, bare soil)	2003 (winter barley, rye grass, bare soil)
$\text{NH}_3\text{-N}$	29.6	1.2	5.1	0.4
$\text{NH}_4\text{-N}$	-2.5	-2.2	-2.6	-2.5
$\text{NO}_3\text{-N}$	-1.3	-1.2	-1.3	-1.5
$\text{HNO}_3\text{-N}$	-0.7	-0.7	-0.7	-0.8
$\text{NO}_2\text{-N}$	-1.0	-1.0	-1.0	-1.0
$\text{HNO}_2\text{-N}$	-0.4	-0.3	-0.4	-0.4
<i>Bulk $\text{NH}_4\text{-N}$</i>	-5.0	-6.0	-7.6	-4.6
<i>Bulk $\text{NO}_3\text{-N}$</i>	-4.4	-4.9	-5.2	-3.8
total N	14.3	-15.1	-13.7	-14.2

- positive fluxes: emissions; negative fluxes: depositions

- $\text{NO}_2\text{-N}$ deposition was calculated from the mean annual concentration and a mean deposition velocity of 0.068 cm s^{-1}

The mean annual S depositions range between 7.5 and $10.5 \text{ kg ha}^{-1} \text{a}^{-1} \text{S}$. In contrast to the situation a decade ago, bulk deposition forms the major part of the overall deposition; dry deposition contributes only 40 %. Ten years ago this ratio was the same, but overall inputs were twice as large (Grünhage et al., 1998).

Table 6
Cumulative annual fluxes [$\text{kg ha}^{-1} \text{a}^{-1} \text{S}$] of S species

	2000 (winter barley, rye grass, bare soil)	2001 (sugar beet, rye grass, bare soil)	2002 (winter wheat, rye grass, bare soil)	2003 (winter barley, rye grass, bare soil)
$\text{SO}_2\text{-S}$	-2.6	-2.0	-2.7	-2.0
$\text{SO}_4\text{-S}$	-1.4	-1.2	-1.5	-1.3
<i>Bulk $\text{SO}_4\text{-S}$</i>	-4.0	-4.0	-5.4	-3.6
<i>Bulk $\text{SO}_2\text{-S}$</i>	-0.5	-0.5	-0.9	-0.7
total S	-8.5	-7.7	-10.5	-7.6

positive fluxes: emissions; negative fluxes: depositions

Table 7 illustrates the annual mean deposition velocities and their standard deviations obtained in the experiment. Values correspond well with other data for arable land (e.g. Jonas et al., 1982; Weseley et al., 1985; Wyers and Duyzer, 1997, Zhang et al., 2001; Möller, 2003). HNO_3 is the most reactive species exhibiting the highest v_d . HNO_2 and SO_2 were parameterized similarly; thus their v_d are comparable. The absolute values of particle v_d are in the same order of magnitude as those of gases.

Table 7
 Mean deposition velocities v_d for gases
 and particle constituents as well as their
 standard deviation s_{vd} as obtained from
 the four years 2000 to 2003

	v_d [cm s ⁻¹]	s_{vd} [cm s ⁻¹]
NH ₃	0.79	0.15
HNO ₂	0.71	0.14
HNO ₃	1.42	0.18
SO ₂	0.66	0.13
NH ₄ -N	0.42	0.04
NO ₃ -N	0.51	0.04
SO ₄ -S	0.43	0.04

These deposition velocities were obtained for a crop rotation. No significant differences were observed for the different crops. They can thus be used to estimate fluxes for cropped land with low vegetation, if information about concentrations is available. Fertilizer events have to be treated separately.

4. Conclusions

Overall, the combination of models and measurements could be used successfully to deduce the information needed to establish fluxes between the atmosphere and plant soil systems: for the first time, fluxes and deposition velocities could be assessed for a crop rotation. The deposition velocities deduced allow the estimate of depositions even in heterogeneous landscapes in which flux measurements are difficult or impossible. With the availability of simple and cheap denuder/filter equipment, e.g. DELTA (Sutton et al., 2001), the limitations of the KAPS denuder/filter equipment (e.g. electric mains, transport problems and costs) can be overcome; routine and monitoring measurements will be easier.

As the experimental determination of Γ on the plant cellular level is difficult to achieve, the combination of measured fluxes and the SVAT model yields values representative for a canopy. However, this presupposes flux measuring techniques which are more reliable than the AMANDA technique used in this experiment. Conditional denuder sampling might offer a solution, as long as "proper" eddy co-variance methods are not available.

Arable land could be shown to be a sink for reactive nitrogen as long as slurry is not applied. Even plots highly fertilized with urea are unlikely to be net sources.

Acknowledgements

We gratefully acknowledge funding by the German Federal Ministries of Consumer Protection, Nutrition and Agriculture and for Education and Research (BMBF), Atmospheric Research Program 2000 (AFO 2000), PT-UKF 07ATF37.

We are indebted to Reiner Mohr and Harri Schmelzer for taking care of the equipment and data management. Thanks are due to Kerstin Gilke, Ute Tambor and Monika Zerbian for performing the chemical analyses, Andreas Pacholski as site manager and Remi Manderscheid for providing canopy parameters. Franz-Josef-Löpmeier (Department Agrometeorological Research (AMF) of the German Weather Service (DWD), Braunschweig) for energy and water balance data.

References

- Bernhofer, Ch., Feigenwinter, Ch., Grünwald, T., Vogt, R., 2003. Spectral correction of water and carbon flux for EC measurements at the anchor station Tharandt. Tharandter Klimaprotokolle 8, 1-13.
- Bernhofer, Ch., Goldberg, V., Berger, F.H., Köstner, B., Spindler, G., Mayer, H., Jaeger, L., Foken T., Tenhunen, J.D., Falge, E., Gebauer, G., Gravenhorst, G., Matschullat, J., Beyrich, F., Adrian, G., Vogt, R., Dämmgen, U., Weigel, H.J., Butterbach-Bahl, K., Raabe A., Raasch, S., Bange, J., 2001. VERTIKO – Ein Forschungsverbund zur Bedeutung kleinräumiger Heterogenitäten in der Atmosphärenforschung (Ziele und erste Ergebnisse), Drei-Länder-Meteorologentagung, Wien, Österreichische Beiträge zur Meteorologie und Geophysik, 27.
- Dämmgen, U., Erisman, J.W., 2005. Emission, transmission, deposition and environmental effects of ammonia from agricultural sources. In preparation.
- Dämmgen, U., Grünhage, L., Jäger, H.-J., 1997. Description, assessment and meaning of vertical fluxes of matter within ecotopes: a systematic consideration. *Environmental Pollution* 96, 249-260.
- Dämmgen, U., Grünhage, L., Küsters, A., Jäger H.-J., 1996. Konzentrationen von Luftinhaltsstoffen. I, criteriapollutants. *Landbauforschung Völkenrode*, 170, 196-221
- Dämmgen, U., Grünhage, L., Haenel, H.-D. & Jäger, H.-J. 1993. Climate and stress in ecotoxicology. A coherent system of definitions and terms. *J Applied Botany* 67, 157-162.
- Dämmgen, U., Grünhage, L., Küsters, A., Jäger, H.-J., 1994. Response of a grassland ecosystem to air pollutants: II - The chemical climate: Fluxes of sedimenting airborne matter. *Environmental Pollution* 85, 35-42.
- Dämmgen, U., Grünhage, L., Schaaf, S., 2005. The precision and spatial variability of some meteorological parameters needed to determine vertical fluxes of air constituents. *Landbauforschung Völkenrode*, in press.
- EMEP/CORINAIR, 2003. Joint EMEP/CORINAIR Atmospheric Emission Inventory Guidebook. 3rd ed., EEA, Copenhagen. http://reports.eea.eu.int/EMEPCORINAIR4/en/group_10.pdf.
- Erisman, J.W., Draaijers, G.P.J., Duyzer, J., Hofschreuder, P., van Leeuwen, N., Römer, F., Ruijgrok, W., Wyers, P., Gallagher, M., 1997. Particle deposition to forests - summary of results and application. *Atmospheric Environment* 31, 321-332.

VERTIKO-FAL

- Erismann, J.W., Hensen, A., Fowler, D., Flechard, C.R., Grüner, A., Spindler, G., Duyzer, J.H., Weststrate, H., Römer, F., Vonk, A.W. & Jaarsveld, H.V., 2001. Dry deposition monitoring in Europe. *Water, Air, and Soil Pollution: Focus* 1, 17-27.
- Erismann, J.W., Vermeulen, A., Hensen, A., Flechard, C., Dämmgen, U., Fowler, D., Sutton, M., Grünhage, L. & Tuovinen, J.-P., 2005. Monitoring and modelling of biosphere/atmosphere exchange of gases and aerosols in Europe. *Environmental Pollution* 133, 403-413.
- Eugster, W., Senn, W., 1995. A cospectral correction model for measurement of turbulent NO₂ flux. *Boundary Layer Meteorology* 74, 321-340.
- Falge, E., Reth, S., Brüggemann, N., Butterbach-Bahl, K., Goldberg, V., Oltchev, A., Schaaf, S., Spindler, G., Stiller, B., Queck, R., Köstner, B., Bernhofer, C., 2005. Comparison of surface energy exchange models in VERTIKO. *Ecological Modelling*, submitted.
- Fowler, D., Erismann, J.W., 2003. Biosphere/Atmosphere Exchange of Pollutants. Overview of Subproject BIATEX-2. In: Midgley, P., M. and Reuther, M. (Ed.): *Towards Cleaner Air for Europe – Science, Tools and Applications, Overviews from the Final Reports of the EUROTRAC-2 Subprojects*. Weikersheim, Margraf, 35-58.
- Fowler, D., Erismann, J.W., Sutton, M., Nemitz, E., Pilegaard, K., Gallagher, M., Tuovinen, J.-P., Duyzer, J., Grünhage, L., Dämmgen, U., Cieslik, S., 2003. Deposition fluxes of air pollutants to terrestrial surfaces in Europe. in: Midgley, P., Builtjes, P., Fowler, D., Harrison, R., Hewitt, C., Moussiopoulos, N., Noone, K., Tørseth, K., Volz-Thomas, A. (Eds.): *Towards cleaner air for Europe - science, tools and application. Part 1. Results from the EUROTRAC-2 synthesis and integration project*. Weikersheim: Margraf, 41-71, 209-212.
- Grünhage, L., Dämmgen, U., Haenel, H.-D., Jäger, H.-J., 1998. Response of a grassland ecosystem to air pollutants. VI. The chemical climate: concentrations and potential flux densities of relevant criteria pollutants. *Environmental Pollution* 101, 215-220.
- Grünhage, L., Haenel, H. D., 1997. PLATIN (Plant-Atmosphere Interaction) I: A model of plant-atmosphere interaction for estimating absorbed doses of gaseous air pollutants. *Environmental Pollution* 98, 37-50.
- Grünhage, L., Haenel, H.-D., Jäger, H.-J., 2000. The exchange of ozone between vegetation and atmosphere: micrometeorological measurement techniques and models. *Environmental Pollution* 109, 373-392.
- Grünhage, L., Haenel, H.-D., 2000. WINDEP - Worksheet-INtegrated Deposition Estimation Programme. In: KRdL im VDI und DIN (Ed.). *Troposphärisches Ozon. Eine kritische Bestandsaufnahme über Ursache, Wirkung und Abhilfemaßnahmen*. Düsseldorf: Schriftenreihe der Kommission Reinhaltung der Luft im VDI und DIN (KRdL), Vol. 32, 157-173.
- Grünhage, L., Krupa, S.V., Legge, A.H., Jäger, H.-J., 2004. Ambient flux-based critical values of ozone for protecting vegetation: differing spatial scales and uncertainties in risk assessment. *Atmospheric Environment* 38, 2433-2437.
- Haenel, H.-D., 1993. Surface-layer profile evaluation using a generalization of Robinson's method for determination of d and z_0 . *Boundary Layer Meteorology* 65, 55-67.
- Haenel, H.-D., 1996. Bestimmung von F_h und F_m aus Windgeschwindigkeits- und Temperaturprofil mit Hilfe des Profilauswerteprogramms FLUX. In: *Auswirkungen dynamischer Veränderungen der Luftzusammensetzung und des Klimas auf terrestrische Ökosysteme in Hessen*. Schriftenreihe der Hessischen Landesanstalt für Umwelt 220, 142-156.
- Hesterberg, R., Blatter, A., Fahrni, M., Rosset, M., Neftel, A., Eugster, W., Wanner, H., 1996. Deposition of nitrogen-containing compounds to an extensively managed grassland in central Switzerland. *Environmental Pollution* 91, 21-34.
- Jonas, R., Vogt, K.J., 1982. Untersuchungen zur Ermittlung der Ablagerungsgeschwindigkeit von Aerosolen auf Vegetation und anderen Probenahmeflächen. *Berichte der Kernforschungsanlage Jülich* 1780.
- Löpmeier, F.-J., 1983. Agrarmeteorologisches Modell zur Berechnung der aktuellen Verdunstung. *Deutscher Wetterdienst. Beitr. Z. Agrarmeteorologie* 7/83. ZAMF, Braunschweig.
- McMillen, R., 1988. An eddy correlation technique with extended applicability to non simple terrain. *Boundary Layer Meteorology* 43, 231-245.
- Möller, D., 2003. *Luft*. Berlin, De Gruyter, 2003.

- Richter D, 1995. Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Berichte des deutschen Wetterdienst, 194.
- Roth, M, Dämmgen, U., Grünhage, L., Jäger, H.-J., 1996. Die Bestimmung von Depositionsgeschwindigkeiten für Schwefeldioxid mit Hilfe eines Kleinlysimeters. Landbauforschung Völkenrode, Specia Issue 170, 307-309.
- Schaaf, S., Dämmgen, U., Grünhage, L., Burkart, S., 2005. The Assessment of Water Vapour and Carbon Dioxide Fluxes above Arable Crops – A Comparison of Methods. Meteorologische Zeitschrift, N.F., in press.
- Schotanus, P., Nieuwstadt, F.T.M., de Bruin, H.A.R., 1983. Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes. Boundary Layer Meteorology 26, 355-373.
- Schuepp, P.H., Leclerc, M.Y., McPherson, J.I., Desjardins, R.L., 1990. Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. Boundary Layer Meteorology 50, 355-374.
- Slanina, J., de Wild, P.J., Wyers, G.P., 1992. The application of denuder systems to the analysis of atmospheric components. In: Nriagu, J.O. (Ed.): Gaseous pollutants characterisation and cycling. Advances in Environmental Science and Technology, 24, 129-154.
- Sorteberg, A., Hov O., 1996. Two parameterisations of the dry deposition exchange for SO₂ and NH₃ in a numerical model. Atmospheric Environment 30, 1823-1840.
- Sutton, M. A., Asman, W.A.H., Schjørring, J. K., 1994. Dry deposition of reduced nitrogen, Tellus 46B, 255-273.
- Sutton, M. A., Burkhardt, J.K., Guerin, D., Nemitz, E., Fowler, D., 1998. Development of resistance models to describe measurements of bi-directional ammonia surface-atmosphere exchange. Atmospheric Environment, 32, 473-480.
- Sutton, M. A., Fowler, D., 1993. A model for inferring bi-directional fluxes of ammonia over plant canopies. In: Proceedings of the WMO conference on the measurement and modelling of atmospheric composition changes including pollutant transport. WMO/GAW-91. 179-182. World Meteorological Organization, Geneva.
- Sutton, M.A., Tang, Y.S., Miners, B., Fowler D., 2001. A new diffusion denuder system for long-term, regional monitoring of atmospheric ammonia and ammonium. Water Air and Soil Pollution: Focus, 1, 145-156.
- Webb, E.K., Pearman, G.I., Leuning, R., 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 106, 85-100.
- Weigel, H.-J., Dämmgen, U., 2000. The Braunschweig Carbon Project: atmospheric flux monitoring and Free Air Carbon Dioxide Enrichment (FACE). Journal of Applied Botany 74, 55-60.
- Wesely, M.L., Cook, D.R., Hart R.L, Speer, R.E., 1985. Measurements and parameterization of particulate sulfur deposition over grass. J Geophysical Research 90, 2131-2143.
- Wyers, G.P., Duyzer, J.H., 1997. Micrometeorological measurement of the dry deposition flux of sulphate and nitrate aerosols to coniferous forest. Atmospheric Environment, 31, 333-343.
- Wyers, G.P., Otjes, R.P., Slanina, J., 1993. A continuous-flow denuder for the measurement of ambient concentrations and surface-exchange of ammonia. Atmospheric Environment, 27A, 2085-2090.
- Zhang, L., Gong, S., Padro, J., Berrie, L., 2001. A size-segregated particle dry deposition scheme for an atmospheric aerosol module. Atmospheric Environment 35, 549-560.
- Zimmerling, R., Dämmgen, U., 2000. Sources, atmospheric transport, and sinks of tropospheric nitrous and nitric acids. in: Agrawal, S.B., Agrawal, M. (Eds.) Environmental pollution and plant responses. Boca Raton: Lewis, 259-294.
- Zimmerling, R., Dämmgen, U., Küsters, A., 1996a. Systematische Untersuchungen zur Charakterisierung des Denuder-Filter-Systems KAPS. Landbauforschung Völkenrode, Special Issue 170, 73-88.
- Zimmerling, R., Dämmgen, U., Küsters, A., 1997. The Determination of Concentrations of Reactive S- and N-Species for Flux Measurements in the Lower Atmosphere using Ion Chromatography and Photometry. In: Kettrup, A., Weiss, J., Jensen, D. (Eds.). Spurenanalytische Bestimmung von Ionen. Ionenchromatographie und Kapillarelektrophorese. Landsberg, ecomed, 87-93.

VERTIKO-FAL

Zimmerling, R., Dämmgen, U., Küsters, A., Max, W., 1996c. Flussdichten von nichtsedimentierenden Luftinhaltsstoffen. II. S- und N-Spezies mit Denuder-Filter-Anordnungen. Landbauforschung Völkenrode, Special Issue 170, 170-195.

Zimmerling, R., Dämmgen, U., Küsters, A., Wolff, D., 1996b. Konzentrationen von Luftinhaltsstoffen. II. Non-criteria pollutants (N-, S- und Cl-Spezies). Landbauforschung Völkenrode, Special Issue 170, 222-273.

**Abschlussbericht
zum Forschungsprojekt**

**Vertikaltransporte reaktiver Stickstoffkomponenten über Fichtenwäldern
Feldmessungen und Modellrechnungen
(VERTIKO-GAUG)**

FK 07 ATF37-GAUG

Berichtersteller:

**Gode Gravenhorst, Sadegh Atashfaraz, Claudia Schulz, Alexander Oltchev, Andre
Ringeler, Andreas Ibrom, Karl Radler**

**Universität Göttingen
Institut für Bioklimatologie
Büsgenweg 2, 37077 Göttingen
im Dezember 2004**

Forschungsvorhaben: Vertikaltransporte reaktiver Stickstoffkomponenten über Fichtenwäldern - Feldmessungen und Modellrechnungen

Förderung durch: Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms 2000

Förderkennzeichen: Förderkennzeichen 07 ATF37-GAUG

Projektleiter: Prof. Dr. Gode Gravenhorst, Universität Göttingen, Institut für Bioklimatologie

Projektmitarbeiter: Sadegh Atashfaraz, Claudia Schulz, Alexander Oltchev, Andre Ringeler, Andreas Ibrom, Karl Radler, Universität Göttingen, Institut für Bioklimatologie

VERTIKO-GAUG

Zusammenfassung

Für Messungen der vertikalen NH_3 -Flüsse über Wäldern wurde ein Messsystem entwickelt und getestet, mit dem die Kovarianz der vertikalen Windgeschwindigkeit und der NH_3 -Konzentration und damit der NH_3 -Vertikaltransport bestimmt werden kann. Das Meßsystem für vertikale NH_3 -Flussdichten besteht aus einem Ultraschall-Anemometer-Thermometer (*USA1*, Metek, Deutschland) für Messungen der Temperatur und 3D-Windgeschwindigkeitsschwankungen und einem NH_3 -Messgerät (*CLD 88 CY*, Eco Physics AG, Switzerland). Die Frequenz der vertikalen Windgeschwindigkeitsmessungen ist 10 Hz und der NH_3 -Messungen circa 0,1 Hz. Der bei den Messungen fehlende NH_3 -Transfer-Anteil im höheren Frequenzbereich wird durch Vergleich mit vertikalen Transporten von fühlbarer Wärme korrigiert.

Die Ergebnisse der NH_3 -Konzentrationsmessungen wurden mit den Ergebnissen einer Standard-Filterpackmethode verglichen. Sie zeigten eine sehr hohe Korrelation. Die NH_3 -Konzentrationen über Wald liegen im Bereich von 1,0 ppb und die gemessenen NH_3 -Flüsse sind vorwiegend in den Wald gerichtet und fallen in den Bereich von $-1\mu\text{g}/\text{m}^2\text{sec}$ bis $+0.4\mu\text{g}/\text{m}^2\text{sec}$. Ein eindimensionales mehrschichtiges SVAT Modell (MixFor-SVAT) wurde entwickelt, um den Energie-, Wasser-, CO_2 - und NH_3 -Austausch zwischen einem vertikal strukturiertem Waldbestand und der Atmosphäre quantitativ zu beschreiben (Oltchev *et al.* 2002, 2003, Gravenhorst *et al.* 2004). Vergleiche der Modellergebnisse mit experimentellen Daten für alle Vertiko-Ankerstationen während zweier intensiver Feldkampagnen (SOP1 und SOP2) in 2001-02 zeigten, daß das MixFor-SVAT-Modell die vertikalen Energie- und Wasserflüsse sowohl für den Wald als auch über Gras-Vegetation unter verschiedenen Klimabedingungen sehr gut beschreibt (Falge *et al.* 2004). Die Modellansätze für Simulationen der vertikalen NH_3 -Transferraten und –Profile der NH_3 -Konzentrationen wurden auf den experimentellen Testflächen im Solling, in Oberbärenburg, sowie in Tharandt überprüft (MORE II). Auch dabei wurde eine hohe Korrelation mit den gemessenen Daten gefunden. NH_3 wurde vorwiegend aus der Atmosphäre in den Wald transportiert.

Einleitung

Die Einträge atmosphärischer Ammoniakkomponenten (gasförmiges NH_3 und partikel- und tropfengebundenes NH_4^+) sind eine Mitursache für hohe Stickstoffeinträge in Ökosysteme in Europa. Die Größenordnung der ammoniakalischen N-Einträge ist dabei eng gekoppelt mit den NH_3 -Emissionen bei der Rinderhaltung.

Flüsse des gasförmigen Ammoniaks sind bidirektional: NH_3 kann an Grenzflächen zwischen Atmosphäre und Wasser als auch Vegetationsoberflächen in beiden Richtungen transferriert werden (Gravenhorst und Georgii 1977, Gravenhorst und Breiding, 1990, Ibrom *et al.* 1995, Schjoerring *et al.* 1998). Die Richtung des NH_3 -Transfers hängt von dem NH_3 -Gleichgewichtsdampfdruck für die Oberfläche und der vorhandenen NH_3 -Konzentration über der Oberfläche ab (Gravenhorst und Georgii 1977, Gravenhorst und Breiding 1990, Schäfer *et al.* 1993). Die Emissions- und Depositionsprozesse

VERTIKO-GAUG

von NH_3 werden sowohl von atmosphärischen als auch von biophysikochemischen Eigenschaften an der Grenzschicht Atmosphäre - Erdoberfläche gesteuert.

Fortschritte sind bei der Quantifizierung von NH_3 -Transferraten zwischen Atmosphäre und Landschaftsflächen gemacht worden (Gravenhorst und Lenhard 1980). In den europäischen Projekte EXAMINE und GRAMINAE wurden bidirektionale Modelle und erster Parameterisierungen für eine Reihe von europäischen Ökosystemen entwickelt (Sutton *et al.* 1995, 1998, Nemitz *et al.* 2001). Die resultierenden Parametrisierungen waren jedoch relativ unsicher und verlangten eine Validierung der verschiedenen Algorithmen sowohl durch Feld- als auch durch Labormessungen. Neue Studien waren deshalb notwendig, die sich auf spezifische Ökosysteme konzentrieren. Sowohl Messungen als auch Modellierungen sollten die Komplexität von Waldökosystemen miterfassen. Diese Erfahrungen könnten dann genutzt werden, um Szenarien der Änderungen von Landnutzung, des Klimas und der Konzentration atmosphärischer Komponente zu betrachten. Der NH_3 -Transfer wird in Modellen oft sehr generell durch eine Depositionsgeschwindigkeit charakterisiert, die die stark variierenden Bedingungen des atmosphärischen Transportes und der chemischen Reaktionen generalisiert zusammenfasst. Durch kontinuierliche Messungen der NH_3 -Konzentrationen in der atmosphärischen Grenzschicht können diese Transporte auf der Prozessebene besser erfasst und parametrisiert werden. Für die Entwicklung des NH_3 -Chemolumineszenzgerätes in diesem Projekt wird das messtechnische Potential zu solchen Untersuchungen wesentlich verbessert.

Methoden

Feldmessungen

Für Messungen der NH_3 -Konzentration in der Luft wurden zwei verschiedene Methoden angewandt:

- Filterpack-Methode,
- Chemolumineszenz-Methode.

VERTIKO-GAUG

Filterpack-System

Ein Filterpacksystem besteht aus vier Teflon-Filterhaltern (von Novodirekt, Deutschland), die mit Teflonverbindern in Reihe geschaltet sind (Abb. 1). Der 1. Filterhalter enthält ein Teflonfilter zur NH_4^+ -Partikeladsorption, Filterhalter 1 – 3 enthalten mit Phosphorsäure präparierte Cellulosefilter zur Absorption von NH_3 aus der Luft (Abb. 2).

Diese Methode ist ausgelegt auf kurze Probevolumenzeiten bei niedrigen Ammoniakkonzentrationen. Um die Blindwerte herabzusetzen, wurden die Cellulose-Filter 3mal 20 Min. mit deionisiertem Wasser gewaschen und anschließend im Exsikkator getrocknet. Das Teflonfilter konnte ohne Vorbehandlung als Partikelfilter eingesetzt werden.

Die Cellulose-Filter wurden mit 0.5n H_3PO_4 in 10% Glycerin getränkt. Sie wurden in die Teflonhalter unmittelbar vor dem Versuch eingelegt, um die Blindwerte durch Ausschluss des NH_3 der Umgebungsluft zu senken.

Die photometrische Analyse der Filter-Eluate erfolgte mit Hilfe eines Autoanalysers (Autoanalyser Cenco der Firma Breda Niederlande).

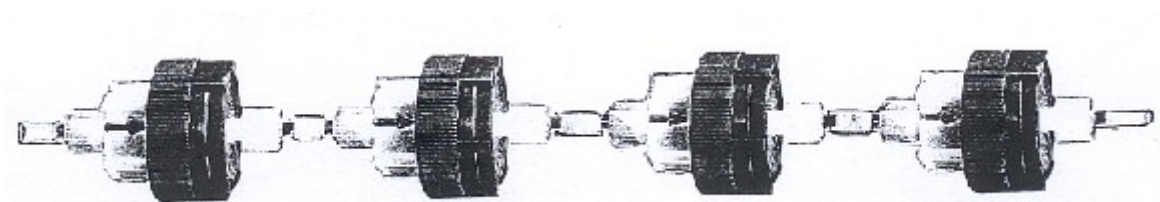


Abb. 1: Filterpacksystem zur NH_4^+ -Filterung und zur NH_3 -Absorption

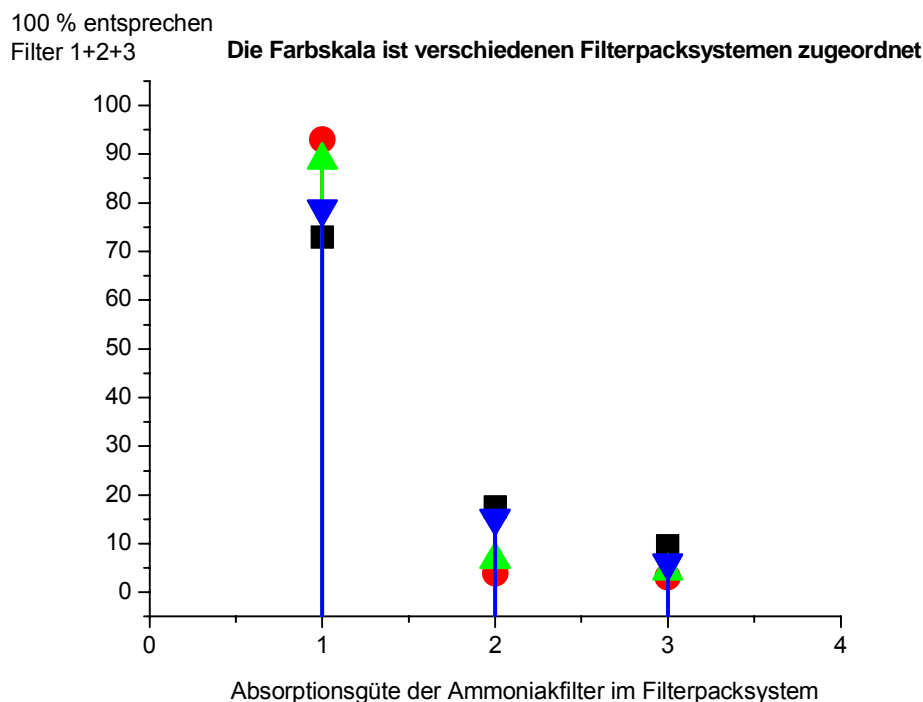


Abb. 2: Absorptionsgüte im NH_3 -Filterpacksystem

Chemolumineszenz-Methode

Für eine zeitlich hochaufgelöste Konzentrationsbestimmung von NH_3 im ppbV-Bereich wurde ein Messgerät mit einem Chemolumineszenz-NO-Detektor eingesetzt (CLD 88 Y, ECO PHYSICS GmbH, München) (Abb. 3). Der Chemolumineszenz-Nachweis basiert auf der Reaktion von Stickstoffmonoxid (NO) mit Ozon (O_3) und der anschließenden Emission von Photonen ($590 \text{ nm} < \lambda < 1085 \text{ nm}$). NH_3 wird bestimmt, indem die Konzentrationsdifferenz zwischen der gemessenen Summe von $\text{NO} + \text{NO}_2 + \text{NH}_3$ und der gemessenen Summe von $\text{NO} + \text{NO}_2$ ermittelt wird.

NO_2 in der Probenluft wird durch einen Molybden-Konverter (375°C) zu NO reduziert. Für den $\text{NO} + \text{NO}_2 + \text{NH}_3$ -Nachweis wird die Luft vor dem Molybden-Konverter durch einen V4A-Konverter bei 800°C geleitet. Nach Erfahrungen des Niedersächsischen Landesamts für Ökologie in Hannover wird die Luft durch ein 2 m langes Stahlrohr mit 2 mm Innendurchmesser geleitet. Das Stahlrohr wird in einem Rohrofen der Fa. Horst GmbH auf 850°C erhitzt. Dadurch werden NH_3 und Amine zu NO_x oxidiert, so dass sie nach dem Molybden-Konverter im Chemolumineszenzsystem als NO nachgewiesen werden können. Aus der Differenz der Messungen ergibt sich dann die Ammoniakkonzentration, wenn angenommen wird, dass die Amine-Konzentration vernachlässigt werden kann.

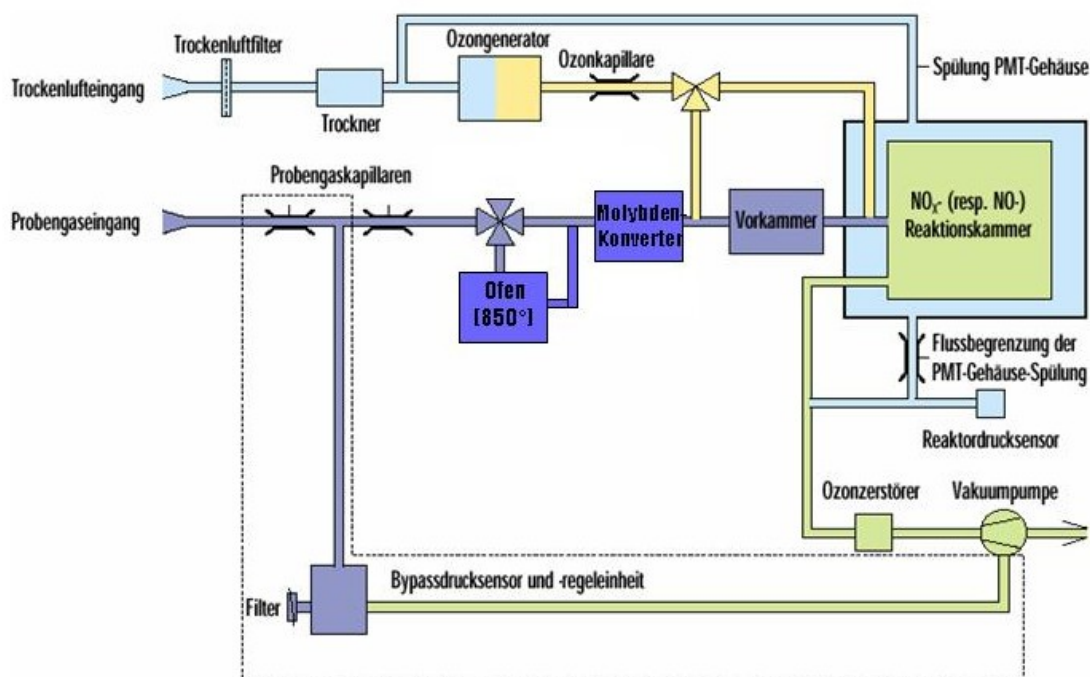


Abb. 3: Schematische Darstellung des NH_3 - NO_x -Meßsystems (CLD 88 Y der ECO PHYSICS GmbH, München).

Kalibrierung des kontinuierlichen NH_3 -Meßsystems CLD 88 Y

Die Chemolumineszenzmethode wurde mit Null-, NO- und NH_3 -Gasen kalibriert. Die NO- und NH_3 -Kalibriergase (NO: 1040 ppb und NH_3 : 900 ppb) wurden bei zwei unterschiedlichen Temperaturen gemessen (Abb. 4). Bei der Ofentemperatur des V4A NH_3 -Konverters von 25°C wurde im Gegensatz

VERTIKO-GAUG

zur Ofentemperatur von 850°C keine NH₃-Konzentration angezeigt. Beim NO-Gas zeigten sich bei den beiden Ofentemperaturen von 25°C und 850°C nur kleine Unterschiede.

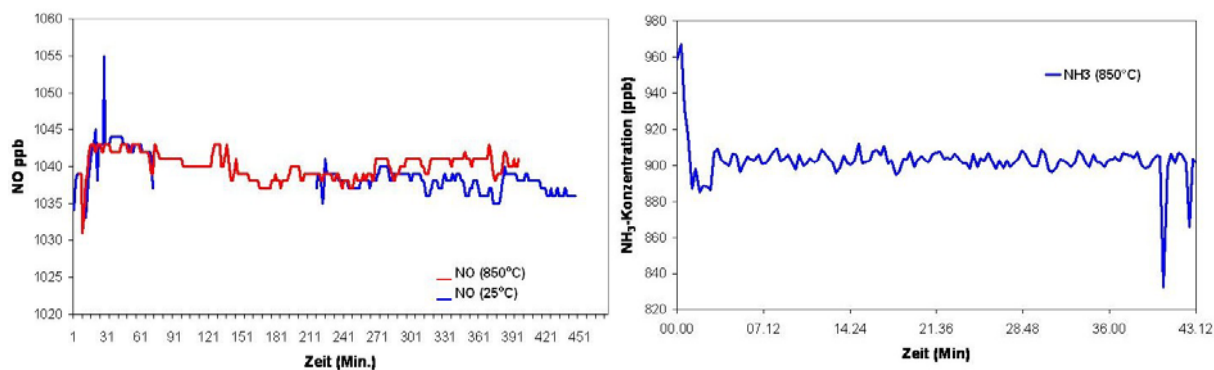


Abb. 4: Kalibrierung des NH₃-Meßsystem *CLD 88 Y* mit NO- und NH₃-Kalibriergasen.

Bestimmung der NH₃-Flüsse

Ein NH₃-Eddy-Kovarianzmesssystem wurde über einem Fichtenwald im Solling an einem Messturm in 39 m Höhe (etwa 9 m über den Kronenraum) installiert, um dort den vertikalen NH₃-Fluss zu bestimmen (Abb. 5). Das Meßsystem für die NH₃-Flüsse besteht aus dem Ultraschall-Anemometer-Thermometer (*USA 1*, Metek, Deutschland) und dem kontinuierlichen NH₃-Messgerät (*CLD 88 CY*, ECO PHYSICS GmbH, München).



Abb. 5: Eddy-Kovarianz System für NH₃-Flussmessungen im Solling.

Die Konzentrationsmessungen von NO_x und von NO_x+NH₃ in der Luft wurden nacheinander im Wechselbetrieb durchgeführt. Die Zeitdifferenz zwischen beiden Messungen, also zwischen NO_x und NO_x+NH₃, beträgt etwa 12 sec. Die zwei zeitlichen Verläufe der NO_x und (NO_x+NH₃)-Konzentrationen wurden durch Spline-Funktionen angenähert. Die Differenz beider Verläufe zum gleichen Zeitpunkt wurde gebildet und als NH₃-Konzentration angenommen. Die zeitliche Auflösung

VERTIKO-GAUG

der NH_3 -Messungen beträgt also etwa 23 sec. (0,044 Hz). Die zeitliche Auflösung der fühlbaren Wärmeflussmessungen liegt bei 0,1 sec (10 Hz) (Abb. 6). Die niedrigere Frequenz der NH_3 -Messungen erlaubt damit nicht, den Hochfrequenzteil des turbulenten NH_3 -Austauschs zu quantifizieren.

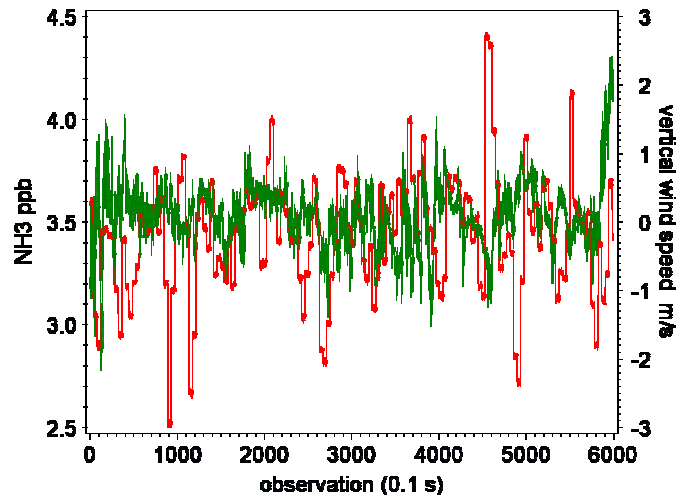


Abb. 6: Zeitliche Verlauf von NH_3 -Konzentration (rot) und vertikaler Windgeschwindigkeit (grün) (Fichtenbestand im Solling).

Die hochfrequenten NH_3 -Stromdichten wurden aus der Differenz der fühlbaren Wärme Flüsse mit hochfrequenterer Auflösung und mit der niedrigen zeitlichen Auflösung der NH_3 -Messungen berechnet (Abb. 7). Dieses Verfahren beruht darauf, dass angenommen wird, dass die fühlbare Wärme und das NH_3 -Gas innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht übertragen werden (Abb. 8). Die NH_3 -Flussberechnung wird in zwei aufeinander folgenden Schritten ausgeführt.

Im ersten Schritt wird das Verhältnis der Kovarianzen des fühlbaren Wärme-Stroms bei zwei verschiedenen Messfrequenzen (10 Hz und 0,044 Hz) berechnet (Abb. 7).

Im zweiten Schritt wird die Kovarianz von NH_3 -Konzentration und von vertikaler Windgeschwindigkeit (NH_3 -Fluss) mit dem Verhältnis-Koeffizienten korrigiert, der im ersten Schritt berechnet wurde.

Es wird angenommen, dass ein solches Verfahren den NH_3 -Fluss richtig wiedergeben kann. Der vertikale Wärmestrom, der mit der Messfrequenz von 0,044 Hz ermittelt wurde, beträgt etwa 30 % bis 50 % des Wertes, der mit 10 Hz ermittelt wurde.

VERTIKO-GAUG

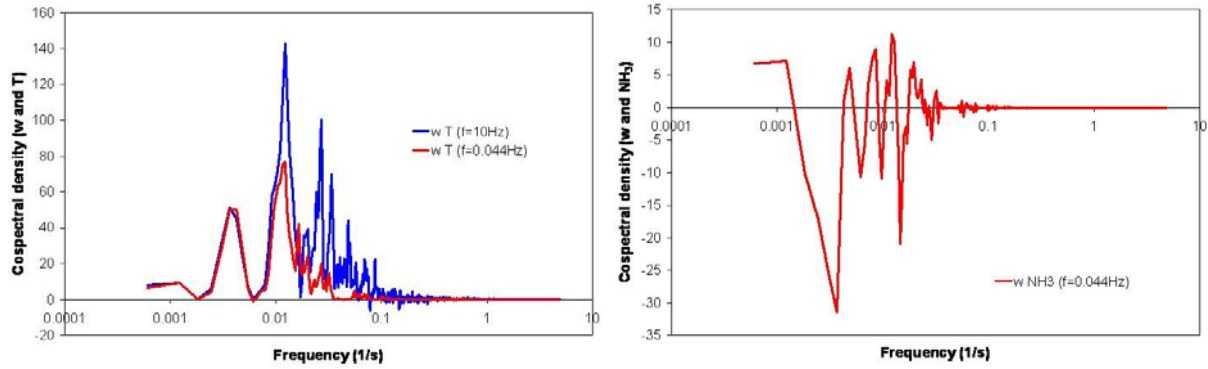


Abb. 7: Cospektralichten zwischen der vertikalen Windgeschwindigkeit und der Lufttemperatur bei zwei unterschiedlichen Messintervallen, sowie zwischen der vertikalen Windgeschwindigkeit und der NH_3 -Konzentrationen von Messungen bei geringen Frequenzen (Eddy-Kovarianz-Messungen im Fichtenbestand im Solling, Zeit: 14:00-15:00 30.03.2004).

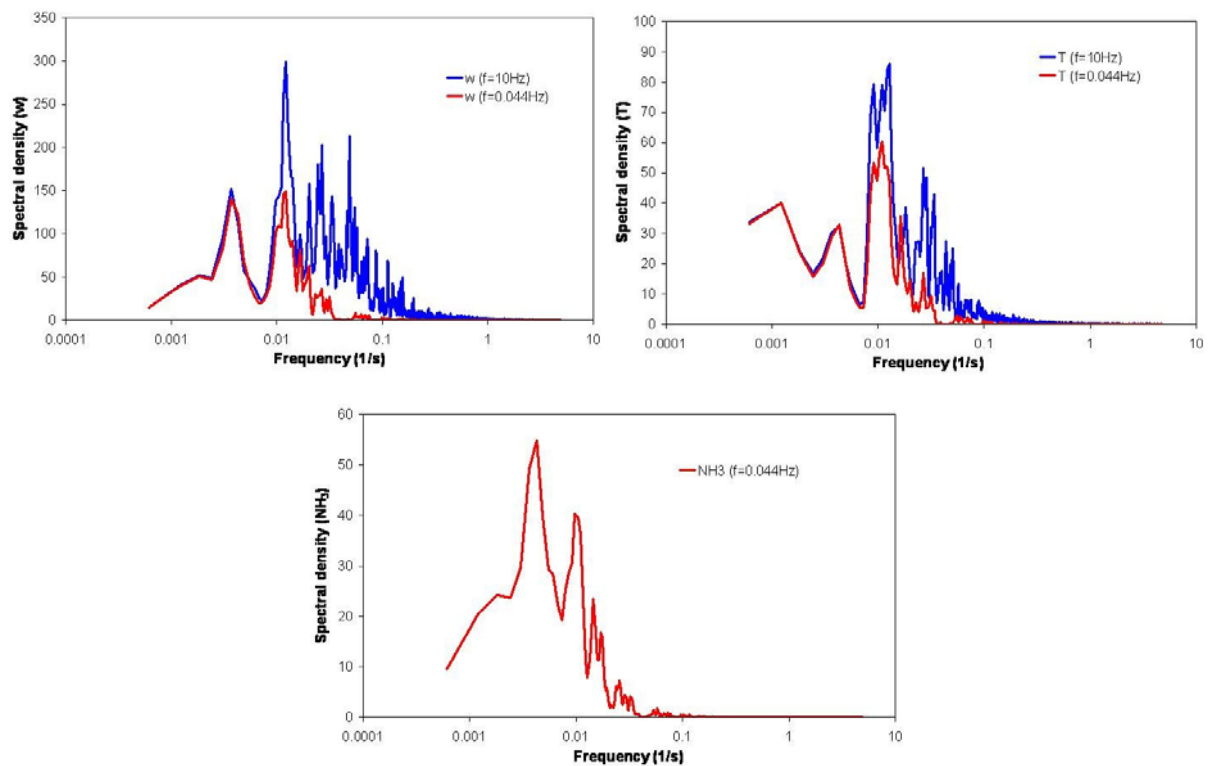


Abb. 8: Spektralichten der vertikalen Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur und NH_3 - Konzentrationen bei verschiedenen Frequenzen berechnet (Eddy-Kovarianz-Messungen in Fichtenbestand im Solling, Zeit: 14:00-15:00 30.03.2004).

SVAT-Modell

Ein eindimensionales mehrschichtiges SVAT Modell (MixFor-SVAT) wurde entwickelt, um den Energie-, Wasser-, CO_2 - und NH_3 -Austausch zwischen einem vertikal strukturierten Waldbestand und der Atmosphäre quantitativ zu beschreiben (Oltchev *et al.* 1996, 2002, 2003, Falge *et al.* 2004). Das Modell besteht aus eng gekoppelten Submodellen, die folgende Prozesse beschreiben:

- den Strahlungstransport innerhalb eines Waldbestandes,
- den turbulenten, vertikalen Austausch,

VERTIKO-GAUG

- die Niederschlagsinterzeption, Evaporation und Transpiration,
- die Wasseraufnahme der Wurzeln und die Wasserspeicherung der Bäume und der Bodenvegetation,
- die Wasserinfiltration und -speicherung im Boden,
- die Photosynthese und Atmung von Bäumen und der Bodenvegetation,
- die Bodenatmung (von Wurzeln und Bodenorganismen), sowie
- die NH_3 -Emission und –Deposition für Nadeln und Boden.

Ein Waldbestand wird im eindimensionalen MixFor-SVAT-Modell als eine Mischung von Eigenschaften der Bäume der unterschiedlichen Baumarten dargestellt, die gleichmäßig über eine homogene Grundfläche verteilt werden (Abb. 9). Es wird angenommen, (1) dass der simulierte Waldbestand mindestens dreimal so groß ist wie die maximale Baumhöhe und (2) dass es keine intra-spezifische Variabilität der strukturellen und physiologischen Eigenschaften gibt (Abb. 9).

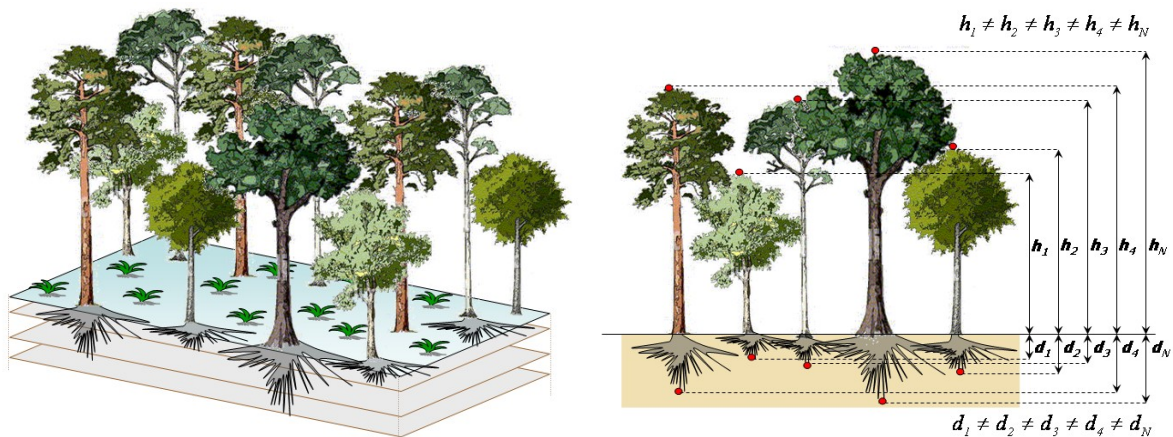


Abb. 9: Darstellung der verschiedenen Baumarten innerhalb des Mischwaldbestandes in MixFor-SVAT-Modell. Es wird angenommen, dass verschiedene Baumarten eine verschiedene Höhe, Kronenstruktur, Stammdiameter, Wurzelstruktur und -tiefe haben können.

Die eindimensionale vertikale Struktur der Baumeigenschaften im Modell hängt von der Baumartenzusammensetzung, der jeweiligen Baumdichte und -höhe sowie von der vertikalen Verteilung der Blattflächendichte ab. Jede Baumart wird in MixFor-SVAT durch optische (spektrale Reflexions- und Transmissionskoeffizienten von Blätter und Borke), morphologische (Blattflächenindex, Baumdichte, Baumdurchmesser, Wurzelverteilung) und physiologische (z.B. maximale stomatare Leitfähigkeit, katalytische Rate von Rubisco, Elektronentransportrate und Atmung des Blattes) Kenngrößen quantifiziert.

Die Bodenvegetation des Waldbestandes wird durch spezifische morphologische, optische und physiologische Eigenschaften beschrieben. Die vertikale Struktur der Bodenvegetation hängt von der Artenzusammensetzung ab.

Boden und Unterbodensubstrat werden bis 2 m Tiefe in vier Hauptschichten beschrieben. Dabei kann die Dicke und Eigenschaft jeder Bodenhauptschicht abhängig von Bodentyp und –morphologie

VERTIKO-GAUG

variieren. Um die Genauigkeit der vertikalen Temperatur- und Feuchtigkeitbestimmung zu erhöhen, wird jede Bodenschicht zusätzlich in 10 cm - Schichten unterteilt. Die Eigenschaften aller Bodenschichten werden durch repräsentative Werte angenähert.

Als meteorologische Eingangsdaten für die oberen Randwerte werden im Modell verwendet: Gemessene oder simulierte Lufttemperatur, Wasserdampfgehalt, Windgeschwindigkeit, Niederschlagsmengen, solare Strahlung und NH_3 -Konzentration über dem Waldbestand.

Die Evapotranspiration des Waldbestandes umfaßt im Modell die Transpiration der Bäume und der Bodenvegetation, die Verdunstung des von den Bäumen und der Bodenvegetation festgehaltenen Regenwassers und die Verdunstung von der Bodenoberfläche.

Der Wassertransport vom Boden durch den Baum in die Atmosphäre wird durch einen nichtstationären Ansatz parametrisiert. Er nimmt an, daß die Transpirationrate nicht gleich ist der Rate, mit der das Wasser durch Wurzeln, Stamm und Ästen fließt, und sehr stark vom verfügbaren Wasser in den Blättern und im Baumgewebe abhängt. Die biologische Regelung der Transpiration von Bäumen und Bodenvegetation wird durch die stomatäre Leitfähigkeit beschrieben. Die stomäre Leitfähigkeit des Blattes wird durch physiologische Prozesse in Blättern gesteuert; sie reagiert auf photosynthetisch aktive Strahlung (PAR), Blatttemperaturen, atmosphärisches Wasserdampfdefizit, das Blattwasserpotential sowie die CO_2 -Konzentration von Luft.

Lufttemperatur und Wasserdampfdruck im Waldbestand werden durch Lösung der gekoppelten Energie- und Wasserbilanz-Gleichungen für Bäume, Bodenvegetation und Boden sowie der für den turbulenten vertikalen Transport der latenten und fühlbaren Energie berechnet. Das Blattwasserpotential für verschiedene Baumarten und in den unterschiedlichen Teilen der Baumkrone hängt von der Transpirationrate, dem verfügbarem Wasser in verschiedenen Stamm- und Astspeichervolumen sowie von der hydraulischen Leitfähigkeit des Stamm- und Wurzelgewebes ab; es wird im Modell kontinuierlich für jeden Zeitschritt mit einem Iterationsverfahren geschätzt. Transpirationsrate und Wasseraufnahme werden im Modell gleichzeitig berechnet und danach integriert. Die Wasseraufnahmerate für einzelne Baumarten innerhalb des Bestandes wird durch physikalische und biologische Eigenschaften der einzelnen Baumarten gesteuert.

VERTIKO-GAUG

Bei der Simulation des NH_3 -Austausches zwischen den verschiedenen Bestandsschichten und der Atmosphäre wird ein modifizierter Ansatz der NH_3 -„Kompensationspunkt“-Konzentrationen von Sutton *et al.* (1995, 1998) verwendet, der den Transfer von NH_3 zwischen der Atmosphäre und sowohl den äußeren als auch den inneren Oberflächen der Vegetationen des Waldbestandes erlaubt. (Abb. 10). Der Einfluss der $[\text{H}^+]$ - und $[\text{NH}_4^+]$ -Konzentrationen in wässrigen Lösungen in und auf den Blättern sowie am Boden auf die Depositions- und Emissionsraten wird hier aus empirisch gewonnenen Hinweisen (Breiding und Gravenhorst 1990) sehr generell für das Modell abgeleitet.

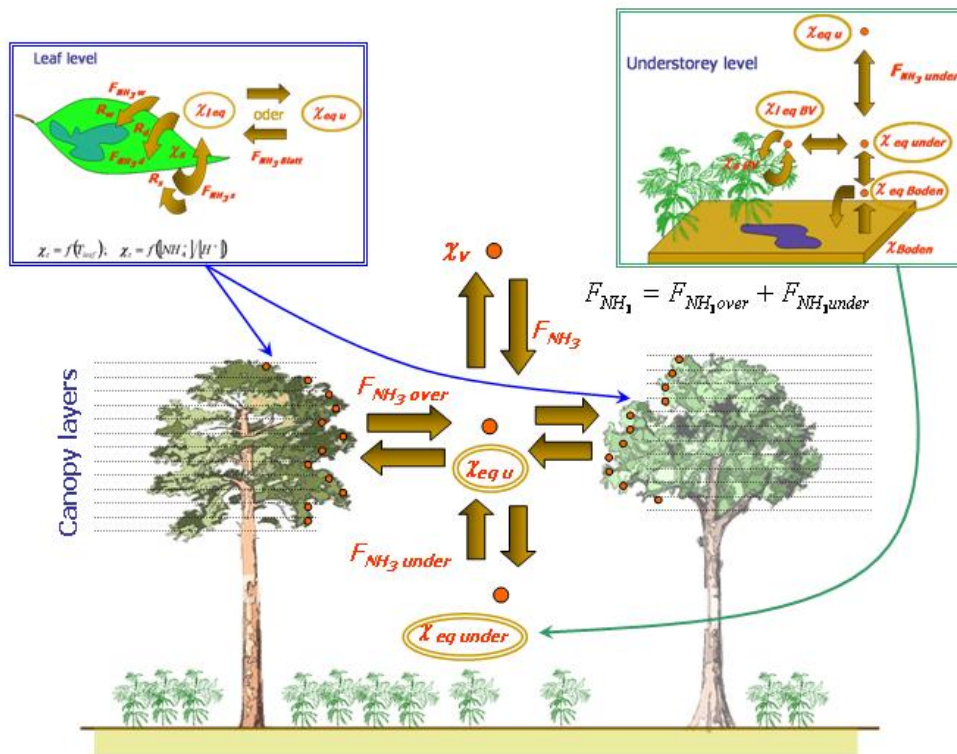


Abb. 10: Grundschemata des Ammoniaktransports zwischen Atmosphäre, Bäumen, Bodenvegetation und Bodenoberfläche in MixFor-SVAT-Modell.

Ergebnisse und Diskussion

NH₃-Meßvergleich

Mit dem Deutschen Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Hohenpeissenberg, wurden zwei Systeme zur kontinuierlichen Messung von NH_3 mit der NO-Chemolumineszenzmethode verglichen. Es wurden dabei zwei Ammoniakmesssysteme *CLD 88 Y* der Firma Eco Physics GmbH unter gleichen Bedingungen eingesetzt. Nach den anfänglichen Einlaufen der Messapparaturen stimmten die NH_3 -Messwerte gut überein (Abb. 11).

Die beiden Messapparaturen wurden beide gleichzeitig vor der Messung mit einem NO-Gas kalibriert. Es zeigte sich eine Abweichung von weniger als 5%.

VERTIKO-GAUG

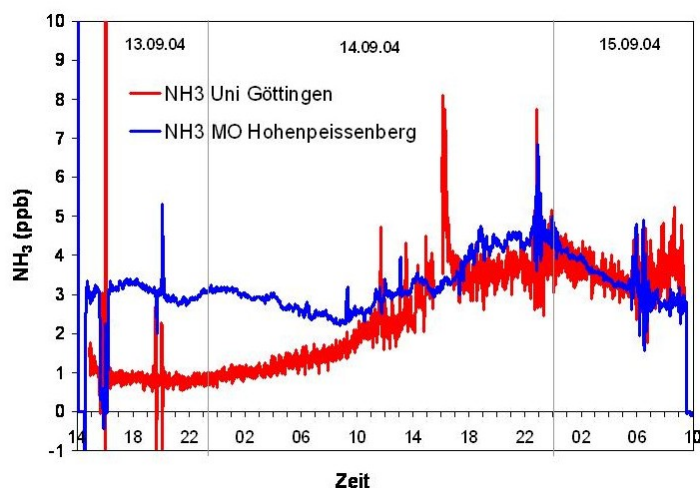


Abb. 11: Vergleich zweier NH₃-Messsysteme (NO_x-Chemolumineszenz + NH₃-Konverter) im Meteorologischen Observatorium Hohenpeissenberg 13-15.09.2004 (Einlaufzeit bei 14.9. 12.00 Uhr).

Die Außenluftkonzentrationen von Ammoniak wurden mit dem Filterpackverfahren und dem Chemolumineszenzverfahren gleichzeitig erfasst. Sie zeigten gute Übereinstimmung.

NH₃-Flüsse im Solling

Zur Bestimmung und Elimination des Zeitversatzes zwischen den Chemolumineszenz-Messungen von NO_x, NH₃ und der vertikalen Komponente der Windgeschwindigkeit wurden die zeitlich geringer auflösenden Werte von den NO_x, NH₃ Messungen per kubischem Spline auf die zeitliche Auflösung der Messung der vertikalen Komponente der Windgeschwindigkeit interpoliert und anschließend die

Korrelationsfunktion $\text{Corr}(g, h)_j \equiv \sum_{k=0}^{N-1} g_{j+k} h_k$ bestimmt.

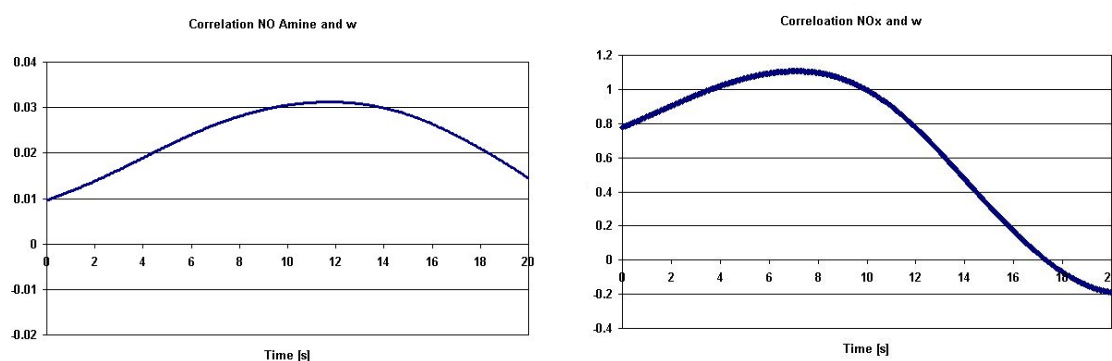


Abb.12: Korrelationsfunktion zwischen NO Amine, bzw. NO_x und der vertikalen Komponente der Windgeschwindigkeit.

Das Maximum der Korrelationsfunktionen und somit der zeitliche Versatz zwischen luftchemischer Messung und Messung der vertikalen Windkomponente liegt für die NO_x-NH₃ Messungen bei 11.75 s und für die NO_x Messungen bei 7.2 s. Dieser Zeitversatz erklärt sich mit den Luftleitungen des NH₃-Meßgeräts. Zur weiteren Flußberechnung wurden die Datensätze der luftchemischen Messung mit

VERTIKO-GAUG

diesem Zeitfaktor korrigiert. Abb. 13 zeigt den Tagesgang des NO_x – Flusses an zwei ausgewählten Tagen. Der 20.03.2004 war ein Strahlungstag mit labiler atmosphärischer Schichtung. Der 21.03. war ein bewölkter Tag mit geringem atmosphärischen Austausch. An beiden Tagen sind nur geringe Flüsse von NO_x zu verzeichnen. Im Mittel ist kein vertikaler Fluss von NO_x in oder aus dem Bestand festzustellen. Der Bestand stellt somit netto keine NO_x Senke und keine NO_x -Quelle dar. Dies stimmt mit Profilmessungen von NO und NO_2 über dem Bestand überein, die am selben Standort durchgeführt wurden (Mölders 1997).

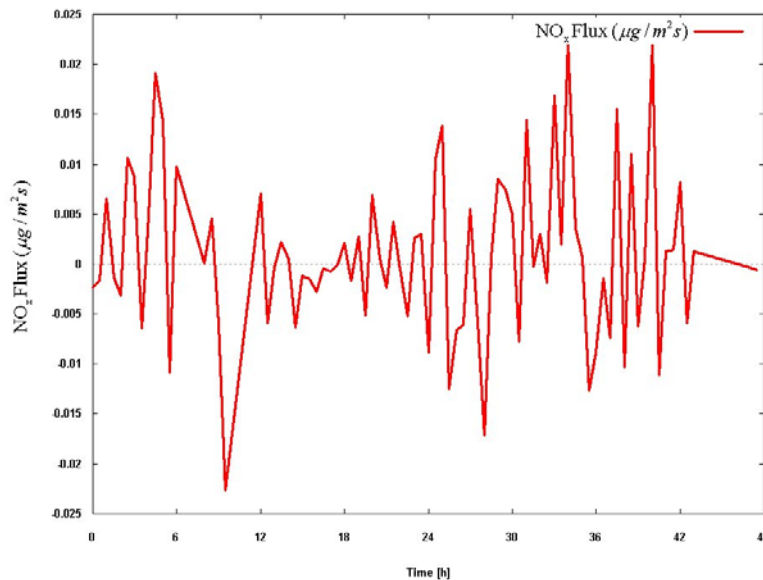


Abb. 13: Der zeitliche Verlauf der gemessenen vertikalen NO_x - Flüsse über einem Fichtenbestand im Solling am 20. und 21.03.2004

Somit kann in zukünftigen NO_x - NH_3 -Flussmessungen auf die Erfassung des NO_x -Flusses verzichtet werden, da der vertikale NO_x -Fluss gegenüber dem NH_3 -Fluss sehr gering ist. Die Messapparatur für NO_x - NH_3 -Flussmengen kann somit mit höheren Samplingraten betrieben werden und damit der höher frequente Anteil am NH_3 -Fluss mit erfasst werden.

Die Messergebnisse der NH_3 -Flüsse über einem Fichtenbestand im Solling zeigten eine sehr hohe zeitliche Variabilität, die sehr stark unter dem Einfluss der atmosphärischen Bedingungen steht (Abb. 14). Die Absolutwerte sind um etwa eine Grössenordnung höher als die NO_x -Flüsse. Während unseres Messzeitraumes wurde vorwiegend tagsüber NH_3 aufgenommen und nachts abgegeben.

VERTIKO-GAUG

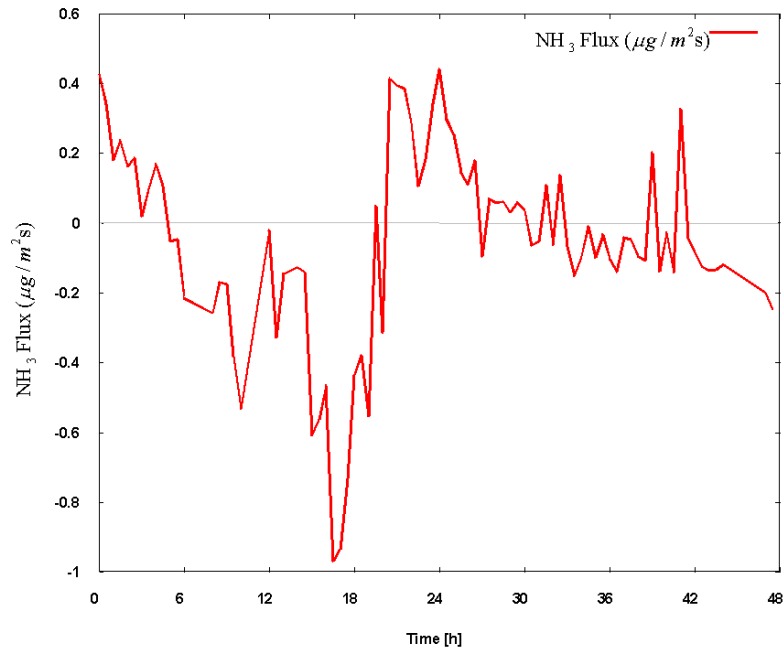


Abb. 14: Der zeitliche Verlauf der gemessenen NH₃-Flüsse über einem Fichtenbestand im Solling am 20. und 21.03.2004, (negative Werte in dieser Abbildung zeigen Flussrichtung in den Wald hinein)

Mit hohem atmosphärischen Austausch am Tage stellt der Bestand eine starke NH₃ Senke dar. Aber auch an einem atmosphärischen stabilen Tag ist der Fluss in den Bestand hinein gerichtet. Eine Bilanzierung der NH₃ Flüsse hochgerechnet aus Messungen im September, Oktober 2003 und im Januar, März 2004 ergibt sich eine mittlere Depositionsrate von ca. 0.2 µg/m² s.

SVAT-Modell Validierung und Anwendung

Energie- und Wasserflüsse

Das MixFor-SVAT-Modell wurde angewandt, um die Strahlungsbilanz, die vertikalen fühlbaren und latenten Wärmeströme, und die vertikalen CO₂-Flüsse an drei VERTIKO-Versuchsflächen (Fichtenwald in Tharandt, Grassland in Melpitz und in Lindenberg) während zweier intensiver Feldmessperioden (SOP1: 24.09-12.10.2001 und SOP2: 12.06-10.07.2002) zu modellieren (Falge *et al.* 2004).

Als meteorologische Eingangsdaten wurden Messwerte mit einer Auflösung von 30 Minuten verwendet. Biophysikalische Kenngrößen für jeden Vegetationstyp und Boden wurden von der vorliegenden Versuchflächenbeschreibung und der allgemeinen Datenbank genommen. Für jeden Vegetationstyp wurden drei verschiedene Werte des integrierten Blatt-Flächen-Index (LAI) für die gesamte Vegetation verwendet: LAI=5-7 für den Fichtenwald und LAI=2-4 für die Wiese (Grassland). Vertikale Stromdichte der fühlbaren und latenten Wärme sowie des CO₂-Kohlendioxids wurden an allen Versuchflächen aus Eddy-Kovarianz- und Bowen-Ratio-Messmethoden abgeleitet.

Vergleiche der Modellergebnisse mit den Feldmessungen zeigen, daß das MixFor-SVAT-Modell die vertikalen Energie-, Wasser- und CO₂-Flüsse sowohl für den Wald als auch für Grassland unter

VERTIKO-GAUG

verschiedenen Klimabedingungen sehr gut beschreiben kann (Abb. 13-15). Die zeitliche Variabilität der beschriebenen Stromdichte zeigt einen starken Einfluss von Umgebungsvariablen (zB. Globalstrahlung, Lufttemperatur und -feuchtigkeit, Niederschlag). Der Einfluss von LAI-Änderungen auf die resultierenden Flüsse war sehr klein.

Der maximale relative Unterschied zwischen modellierter und gemessener Gesamt-Strahlungsbilanz wurde während der Nachtperioden beobachtet (Beispiel des Fichtenwaldes in Tharandt, Abb. 13). Der Hauptgrund für solche Unterschiede ist die Ungenauigkeiten in der Modellvorhersage der langwelligen atmosphärischen Emission, die von der Wolkenform und -bedeckung, sowie dem Vertikaleprofil der Lufttemperatur und -feuchtigkeit beeinflusst wird.

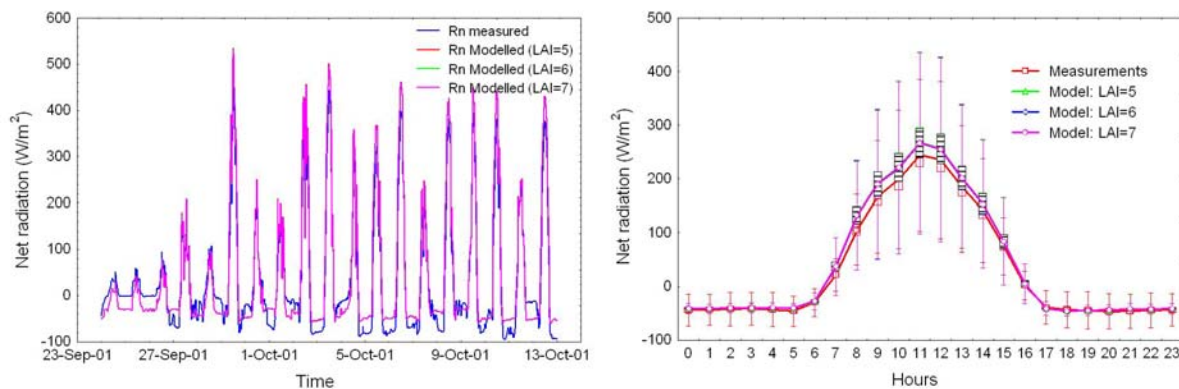


Abb. 15: Die zeitliche Variation der modellierten (LAI=5-7) und gemessenen Gesamt-Strahlungsbilanz im Tharandter Fichtenwald für die SOP1-Periode (24.09-12.10.2001) und als gemittelter Tagesgang der Strahlungsbilanz (Vertikale Segmente zeigen die Standardabweichung an).

Über dem Fichtenwald waren die modellierten vertikalen latenten- und fühlbaren Wärmeflüsse während des Tages kleiner als die gemessenen und während der Nachtzeit etwas größer (Abb. 14). Diese Unterschiede können durch zwei Gründe erklärt werden:

- der nicht geschlossene Energiehaushalt bei Eddy-Kovarianz Messungen (vertikale Flüsse, besonders der latenten Wärme, werden unterschätzt);
- Fehler in der Modellvorhersage der Strahlungsbilanz während der Nachtzeit.

Die gleichzeitigen Vergleichsergebnisse zur Evapotranspirationsrate zeigen, dass das Modell sehr gut die Dynamik während der Periode mit und ohne Niederschlag, die Beschränkung der Transpiration durch Umweltbedingungen (niedrige Sonnenstrahlung, hohe Lufttemperatur, hohes Wasserdampfdefizit, gering verfügbares Bodenswasser) sowie die Evapotranspirationsänderungen nach Niederschlag und Taubildung beschreibt.

VERTIKO-GAUG

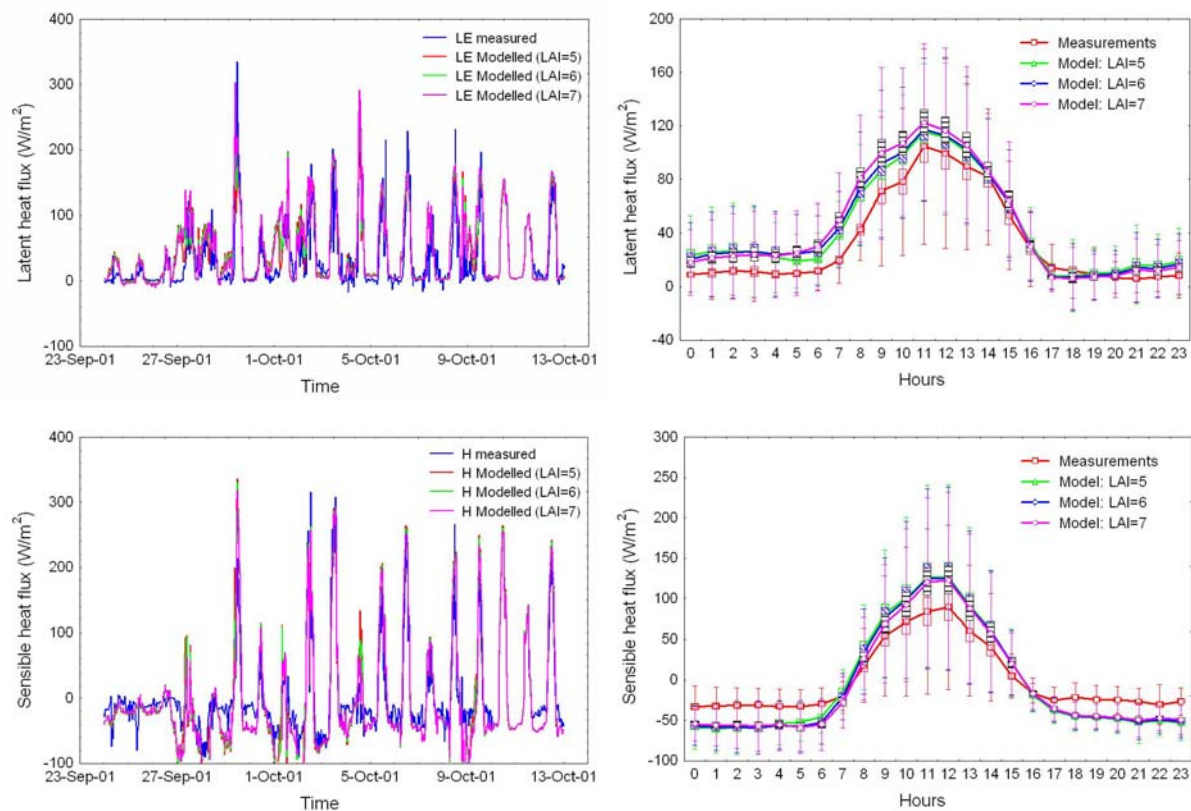


Abb. 16: Die zeitliche Variation der modellierten (LAI=5-7) und gemessenen vertikalen latent- und fühlbaren Wärmeflüsse im Tharandter Fichtenwald für die SOP1-Periode 24.09-12.10.2001 und als gemittelter Tagesgang (Vertikale Segmente zeigen die Standardabweichung an).

Ein Vergleich der modellierten und gemessenen vertikalen CO_2 -Flüsse (Eddy-Kovarianz-Methode) (nur für den Fichtenbestand in Tharandt) zeigt, dass das MixFor-SVAT-Modell die Nacht-Atmung unterschätzt und die Photosynthese-Rate am Morgen überschätzt (Abb. 7). Die Gründe für diese Abweichungen können die lokalen Advektion und Ungenauigkeiten bei der Modell-Parametrisierungen sein.

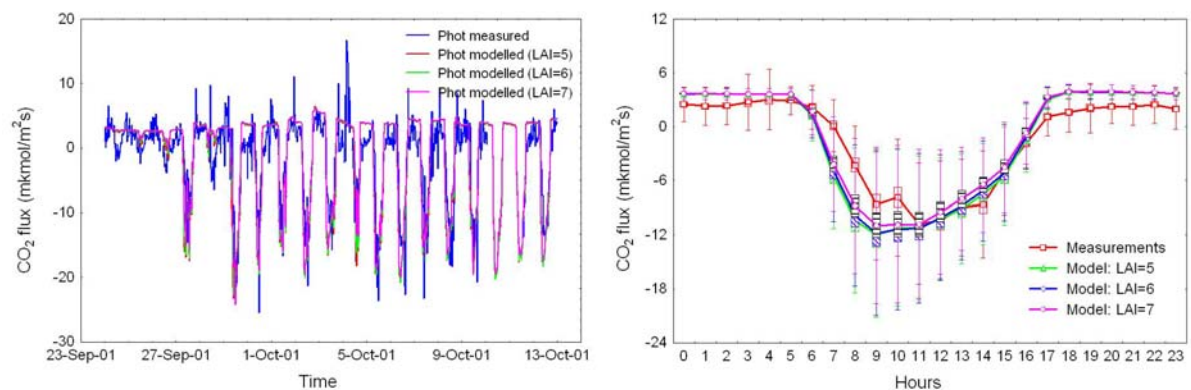


Abb. 17: Der zeitliche Trend der modellierten (LAI=5-7) und gemessenen vertikalen CO_2 -Flüsse im Tharandter Fichtenwald für die SOP1-Periode 24.09-12.10.2001 und als gemittelter Tagesgang (Vertikale Segmente zeigen die Standardabweichung an).

VERTIKO-GAUG

Ein wichtiges Ergebnis dieser Vergleiche ist, dass die Unsicherheit der Modell- und Messergebnisse mehr beachtet werden muss. Weil die Modellrechnungen die Energiebilanz voraussetzt, ist es schwierig, die Konsistenz der Modellergebnisse zu bewerten.

Vertikale NH₃-Stromdichten

Das Mixfor-SVAT-Modell wurde für die Versuchsflächen im Solling und in Oberbärenburg, sowie für die Station in Tharandt (das Experiment MORE II) verwendet, um vertikale NH₃-Konzentrationsprofile und vertikale NH₃-Stromdichten zu simulieren. Die Vegetation an allen diesen Flächen wird durch Fichten verschiedenen Alters, sowie verschiedener Standdichten und Höhen vertreten.

Im ersten Schritt wurde das Modell mit Hilfe der gemessenen NH₃-Flüsse im Solling und der NH₃-Konzentrationsprofile in Tharandt und Oberbärenburg validiert. Im zweiten Schritt wurden die vertikalen NH₃-Profile der NH₃-Stromdichten und Konzentrationsprofile für Oberbärenburg- und die Solling-Messflächen modelliert. NH₃-Konzentrationen über einem Waldbestand, welche für die Modellsimulation als Randwerte notwendig sind, wurden von Feldmessungen genommen. Für Perioden, in denen solche Daten nicht verfügbar waren, wurde die NH₃-Konzentration über den Waldstandort zeitlich rekonstruiert.

Die NH₃-Konzentrationen über dem Fichtenwald in Oberbärenburg und Tharandt wurden mit der Filterpack-Methode vom Umweltkompetenz-Zentrum der Technischen Universität Bergakademie Freiberg (IÖZ) gemessen.

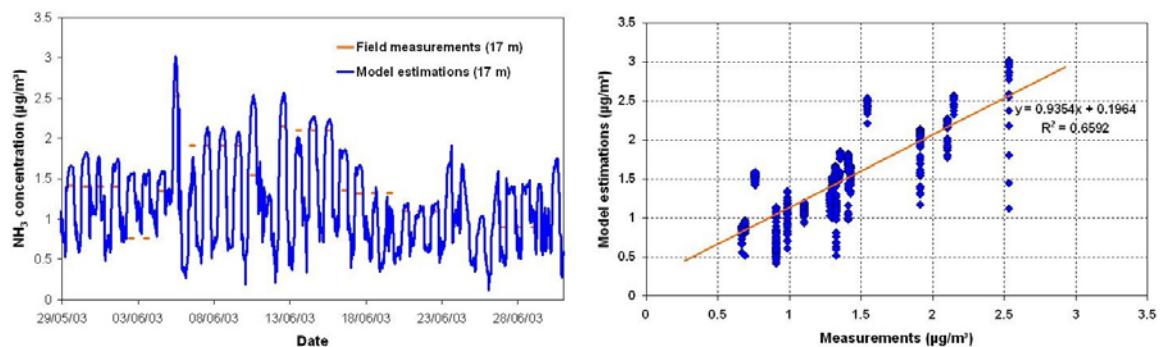


Abb. 18: Vergleich der modellierten und gemessenen NH₃-Konzentrationen im Kronenraum des Tharandter Fichtenwaldes während der MORE-Experimente (29.05-30.06.2003). NH₃-Messdaten von IÖZ (Freiberg).

VERTIKO-GAUG

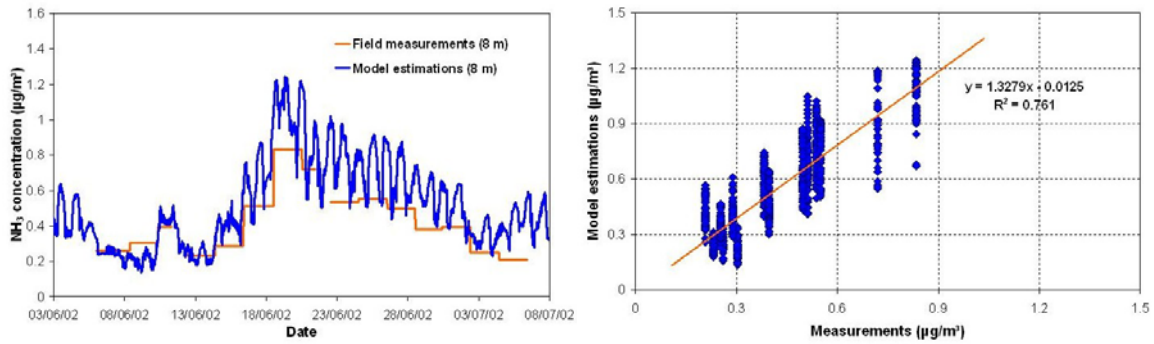


Abb. 19: Vergleich der modellierten und gemessenen NH_3 -Konzentrationen im Kronenraum des Fichtenwaldes in Oberbärenburg. NH_3 -Messdaten von IÖZ (Freiberg).

Ein Vergleich der modellierten und gemessenen NH_3 -Konzentrationen in Oberbärenburg und Tharandt zeigt (Abb. 16 und 17), dass das MixFor-SVAT-Modell die vertikalen Profile von NH_3 innerhalb von Fichtenbeständen gut beschreiben kann. Der Koeffizient r^2 variiert zwischen 0,66 und 0,76. Die modellierte NH_3 -Konzentration für den Oberbärenburger-Wald ist etwas größer als die gemessenen Werte. Das kann entweder durch eine Überschätzung der NH_3 -Deposition in der Baumkrone, oder durch eine Unterschätzung der NH_3 -Emission von der Bodenoberfläche erklärt werden. Einer der Hauptgründe solcher Unterschiede ist, dass im Modell der Einfluss der $[\text{H}^+]$ - und $[\text{NH}_4^+]$ -Konzentrationen in und auf den Blättern sowie am Boden auf die Depositions- und Emissionsraten konstant bei einem empirischen Wert gehalten wird. Für diese Standorte mag dieser Wert nicht immer zutreffen.

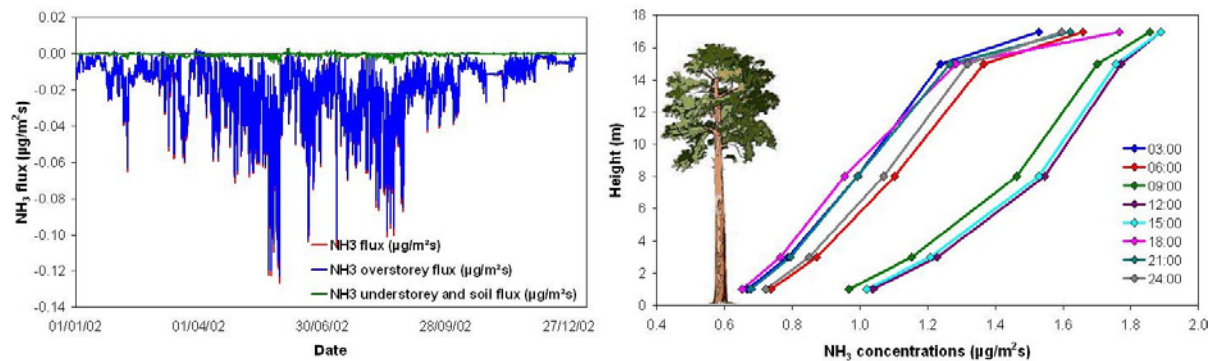


Abb. 20: Der jährliche Trend der modellierten NH_3 -Flüsse (Gesamtfluss und Beiträge zum Gesamtfluss der Bäume, der Bodenvegetation und des Bodens) und vertikale NH_3 -Konzentration-Profile (18.08.2002) innerhalb und über einem Fichtenbestand in Oberbärenburg.

VERTIKO-GAUG

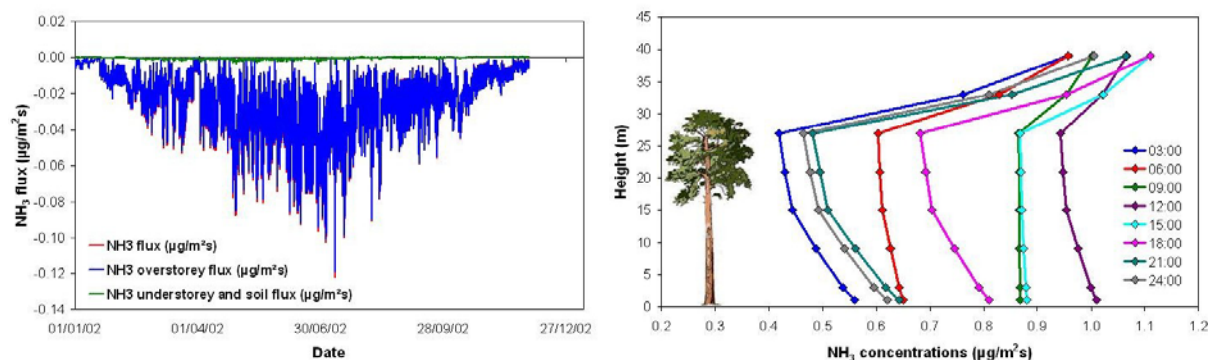


Abb. 21: Der jährliche Trend der modellierten NH₃-Flüsse (Gesamtfluss und Beiträge zum Gesamtfluss des Kronenraumes, der Bodenvegetation und des Boden) und vertikale NH₃-Konzentrations-Profile (18.08.2002) innerhalb und über einem Fichtenbestand (F1) im Solling.

Modellerggebnissen für die Fichtenbestände im Solling und in Oberbärenburg während des Jahr 2002 zeigen eine sehr hohe zeitliche Variabilität der NH₃-Flüsse (Abb. 18 und 19). Die modellierten NH₃-Flüsse waren für die ganze Modellsimulationsperiode in den Wald hinein gerechnet. Das bedeutet, dass NH₃ von beiden Waldbeständen aus der Atmosphäre aufgenommen wurde.

Maximale NH₃-Flüsse in den Wald hinein wurden für die Sommerperiode modelliert. Auf beiden Flächen wurden ungefähr 0.1 μmol/m² s erreicht. Minimale Flüsse wurden für die Wintermonate errechnet.

Die Analyse der NH₃-Fluss-Verteilung innerhalb des Waldökosystems zeigt bei beiden Beständen, dass der größte Betrag von atmosphärischem NH₃, der ins Waldökosystem eingetragen wird, im Kronenraum absorbiert wird. Der NH₃-Fluss zwischen Boden und der Atmosphäre ist sehr klein, und er kann entweder positiv oder negativ sein.

Modellierte vertikale Profile der NH₃-Konzentration waren an beiden Fichtenbeständen ganz unterschiedlich. Für einen ausgewählten Sommertag am 18.08.2002 wurde im Oberbärenburger Wald eine graduelle Abnahme der NH₃-Konzentration von der Spitze der Baumkrone zur Bodensoberfläche simuliert. Für denselben Tag nimmt im Fichtenbestand im Solling die NH₃-Konzentrations innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht ab, erreicht ihr Minimum am oberen Teil der Baumkronen, und nimmt innerhalb des Baumsstammraumes wieder zu.

Solche Unterschiede in NH₃-Profilen können sowohl durch die verschiedenen Waldstruktureigenschaften (z.B. Baumhöhe, LAI) als auch durch die verschiedenen meteorologischen Bedingungen an den zwei Orten erklärt werden. Der Fichtenwald in Solling hat einen höheren LAI, und deshalb eine höhere Oberfläche für die NH₃-Deposition. Besonders während der Nacht oder nach Regenereignissen, wenn die Nadeloberfläche durch einen sehr dünnen Wasserfilm bedeckt werden kann, wird das NH₃ aus der Umgebungsluft sehr effektiv absorbiert.

Die Boden-Feuchtigkeitsbedingungen an beiden Untersuchungsorten waren auch ganz unterschiedlich. Der Boden war in Oberbärenburger Fichtenbestand etwas trockener als im Solling. Solche Unterschiede führen zu verschiedener NH₃-Transferraten zwischen dem Boden und der Waldatmosphäre, und als Folge davon zu verschiedenen NH₃-Profilen innerhalb der Waldbestände.

VERTIKO-GAUG

Mit dem kontinuierlichen NH_3 -Chemolumnizenz-Meßsystem konnten erste Vertikalprofile am Waldboden des Fichtenbestandes F1 im Solling gemessen werden (Abb. 22 und 23). Sie zeigten für NH_3 höhere Mischungsverhältnisse unmittelbar am Waldboden im Vergleich zu Werten in 1 m bis 8 m Höhe über den Waldboden (Abb. 21). Dieses Profil des Mischungsverhältnisses deutet auf eine NH_3 -Quelle am Boden hin. Obwohl die oberste Streuschicht der Nadeln sauer sein sollte, scheint NH_3 freigesetzt und in die Atmosphäre emittiert zu werden. Einen ähnlichen vertikalen Verlauf nahmen die Profile von NO_x und NO (Abb. 22); so dass für NO_x als auch für NO eine Quelle am Boden angenommen werden kann. Für das NO_2 können keine genauen Flussrichtungen am Waldboden angegeben werden, da die Differenzen zwischen NO_x und NO -Messwerten zu dieser Zeit sehr klein waren. Aus anderen Messungen kann jedoch eine NO_2 -Deposition am Boden abgeleitet werden. (Mölders 1997, Waschek 1994)

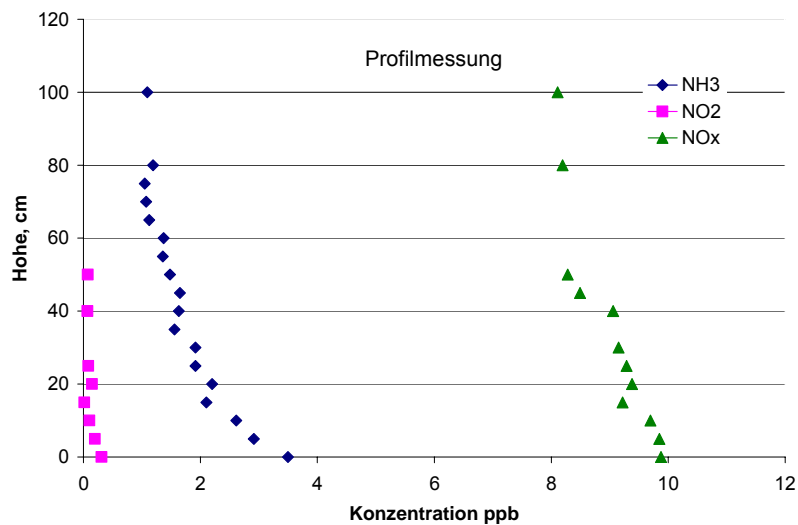


Abb. 22: Profilmessung NH_3 , NO_2 , NO_x (gleichzeitige Messung) im Fichtenbestand, Solling.

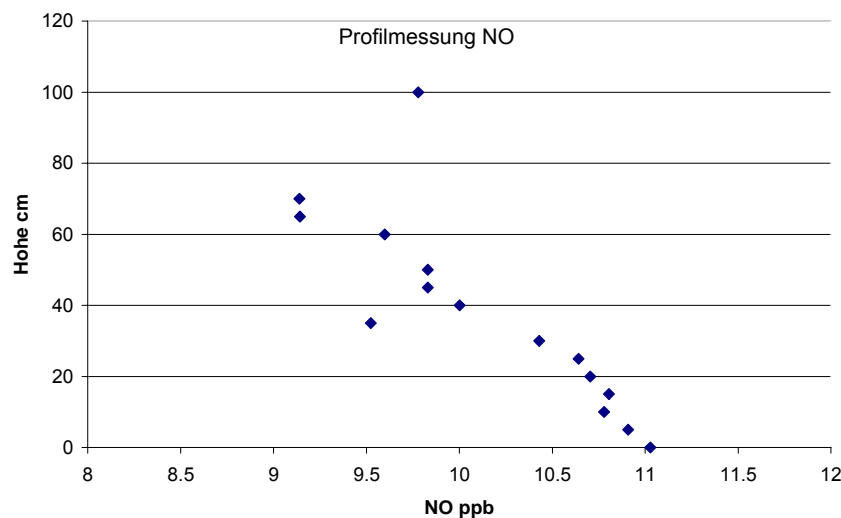


Abb.23: Profilmessung NO im Fichtenbestand, Solling, nicht zeitgleich mit Abb. 22.

VERTIKO-GAUG

Zusammenfassung

Ein Eddy-Kovarianz-System für Messungen vertikaler NH_3 -Flüsse auf Ökosystemebene wurde entwickelt und unter Feldbedingungen getestet. Das System besteht aus einem Ultraschall-Anemometer-Thermometer (*USA1*) und einem NO -Messgerät (*CLD 88 Y*) mit vorgeschalteten Molybden Konverter (300°C) und V4A Konverter (850°C). Die Messergebnisse zeigen eine sehr hohe zeitliche Variabilität der NH_3 -Flüsse, die sehr stark umgebenden atmosphärischen Bedingungen abhängt.

Ein eindimensionales mehrschichtiges MixFor-SVAT-Modell wurde entwickelt, um den Energie-, Wasser-, CO_2 - und NH_3 -Austausch zwischen der Landoberfläche mit verschiedener Vegetation und der Atmosphäre quantitativ zu beschreiben. Das Modell wurde an verschiedenen experimentellen Versuchsflächen, die am VERTIKO-Projekt beteiligt sind, getestet. Ein Vergleich der Ergebnisse zeigt, dass das Modell die Energie-, Wasser- und NH_3 -Flüsse zwischen der Landoberfläche bei verschiedenen Vegetationstypen und der Atmosphäre unter verschiedenen atmosphärischen Bedingungen sehr gut beschreiben kann.

Die entwickelte NH_3 -Meßmethode kann in der Zukunft innerhalb des europäischen Beobachtung-Netzwerkes von NH_3 -Flussmessungen erfolgreich verwendet werden.

Das entwickelte Modell kann erfolgreich angewandt werden, um die vertikalen NH_3 -Flüsse (Deposition und Emission), sowie die vertikalen Profile von NH_3 -Konzentrationen innerhalb und über verschiedenen Vegetationstypen zu quantifizieren (in verschiedenen meteorologischen und ökologischen Untersuchungen z.B. zur Bewertung der Emissionsschutzwirkung des Waldes, Vorhersage der Änderungen von Depositionsraten bei Änderungen der atmosphärischen Bedingungen und der Landnutzungen).

Literatur

- Breiding H., Gravenhorst G., 1990: NH_3 -transfer between the atmosphere and coniferous trees in : *Ammonik in der Umwelt*, VDI/KTBL, 8.1-8.16
- Falge E., Reth S., Brüggemann N., Butterbach-Bahl K., Goldberg V., Oltchev A., Schaaf S., Spindler G., Stiller B., Queck R., Köstner B., Bernhofer C. Comparison of surface energy exchange models in VERTIKO. *J. Ecol. Model.* (submitted)
- Gravenhorst G., Georgii H.W., 1977: The ocean as source or sink of reactive trace-gases. *Pageoph.*, Vol. 115, p. 503-511
- Gravenhorst, G.; Lenhard, U. 1980: Evaluation of ammonia fluxes into the free atmosphere over Western Germany. *Tellus*, Vol. 32, p. 48-55
- Gravenhorst, G., Breiding, H. 1990: NH_3 -Transfer between the atmosphere and coniferous trees. In: *Air Pollution Res. Rep. 25*, Commission of the European Communities, Beilke, S., Milan, M., Angeletti, G. (Eds.) p. 118-145
- Jakobi, H.W., Theisen, P., Kreilein, H., Gravenhorst, G. 1993: Deposition fluxes of nitrogen compounds to a coniferous forest: model and field results. In: Slanina et al. (eds.), *Air Pollution Research Report 47*: 81-88, Commission of the European Communities

VERTIKO-GAUG

- Schäfer, P., Kreilein, H., Müller, M., Gravenhorst, G. 1993: Cycling of inorganic nitrogen compounds between atmosphere and ocean in tropical areas of South East Asia. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband Heft 76*: 19-36
- Gravenhorst G., Ibrom A., Oltchev A., Sogachev A. 2003: Immissionsschutzwirkung von Wäldern Biomet Tagung "Mensch – Pflanze – Atmosphäre", Ch.Benhofer und V.Goldberg (Hrsg.), *Tharandter Klimaprotokolle*, Band 9, S. 51-53
- Gravenhorst G., Oltchev A., Sogachev A., Ibrom A., Kreilein H. Forests as protection against airborne immissions. *Met. Zeitsch.* (submitted)
- Ibrom A., Oltchev A., Constantin J., Marques M., Gravenhorst G. 1995: Die Stickstoffimmission und -deposition in Wäldern. *Umweltbundesamt Texte* 28, S. 20-29
- Nemitz E., Milford C. and Sutton M.A. 2001: A two-layer canopy compensation point model for describing bi-directional biosphere/atmosphere exchange of ammonia. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 127, 815-828
- Mölders S. 1997: Vertikalprofile von Stickoxiden und Ozon in einem Fichtenbestand im Solling – Feldmessungen und Interpretationen. Institut für Bioklimatologie, Universität Göttingen, Diplomarbeit
- Oltchev A., Constantin J., Gravenhorst G., Ibrom A., Heimann J., Schmidt J., Falk M., Morgenstern K., Richter I., Vygodskaya N. 1996: Application of a six-layer SVAT model for simulation of evapotranspiration and water uptake in a spruce forest. *Phys. Chem. Earth* 21 (3), pp. 195-199
- Oltchev A., Cermak J., Nadezhdina N., Tatarinov F., Tishenko A., Ibrom A., Gravenhorst G. 2002: Transpiration of a mixed forest stand: field measurements and simulation using SVAT models. *J. Bor. Envir. Res.*, 7, Vol 4., pp. 389-397
- Oltchev A., Atashfaraz S., Ibrom A., Gravenhorst G. 2003: Ein Modellansatz für die Simulation der Energie-, Wasser-, CO₂ und NH₃ - Flüsse in Mischwaldbeständen. Biomet Tagung "Mensch- Pflanze- Atmosphäre", Ch. Benhofer und V.Goldberg (Hrsg.), *Tharandter Klimaprotokolle*, Band 9, S. 61-63
- Schjoerring J.K., Husted S. Mattsson M. 1998: Physiological parameters controlling plant-atmosphere ammonia exchange. *Atmos. Environ.* 32(3), pp. 491-498
- Sutton M.A., Schjørring J.K., Wyers G.P. 1995: Plant-atmosphere exchange of ammonia. *Phil. Trans. Soc. Lond.* A 351, pp. 261-278
- Sutton M.A., Burkhardt J.K., Guerin D., Nemitz E., Fowler D. 1998: Development of resistance models to describe measurements of bi-directional ammonia surface atmosphere exchange. In: International conference on Atmospheric Ammonia: Emission, Deposition and Environmental Impacts. (Eds. Sutton M.A., Lee D.S., Dollard G.J. and Fowler D.) *Atmos. Environ.* 32 (3), pp. 473-480
- Waschek U. 1994: NO_x-Transfer zwischen Atmosphäre und Waldboden, Institut für Bioklimatologie, Universität Göttingen, Diplomarbeit.

**Abschlussbericht
zum Forschungsprojekt**

**Langfristige Beobachtung von Energie- und Spurenstoffflüssen über
Grasland am Beispiel einer Ankerstation
(Forschungsstation Melpitz)
und Parametrisierung von atmosphärischen Widerstandsmodellen
(VERTIKO-Ift)**

FK 07 ATF37-Ift

Berichtersteller:

Gerald Spindler, Erika Brüggemann, Achim Grüner, Hartmut Herrmann

Leibniz-Institut für Troposphärenforschung e.V.

Permoserstraße 15

04303 Leipzig

im Dezember 2004

Forschungsvorhaben: Langfristige Beobachtung von Energie- und Spurenstoffflüssen über Grasland am Beispiel einer Ankerstation (Forschungsstation Melpitz) und Parametrisierung von atmosphärischen Widerstandsmodellen

Förderung durch: Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms 2000

Förderkennzeichen: Förderkennzeichen 07 ATF37-IFT

Projektleiter: Dr. Gerald Spindler, Leibniz-Institut für Troposphärenforschung e.V.

Projektmitarbeiter: Dr. Erika Brüggemann, Achim Grüner, Prof. Dr. Hartmut Herrmann, Leibniz-Institut für Troposphärenforschung e.V.

Zusammenfassung

Die natürlich bedingte und die durch menschliche Aktivitäten verursachte Klimaveränderung kann den Austausch von Spurengasen am unteren Rand der Troposphäre beeinflussen. An der Station Melpitz waren in den vergangenen 4 Jahren die wichtigsten Messtechniken zur Quantifizierung oxidierter und reduzierter Stickstoff enthaltender troposphärischer Spezies (gasförmig, in Partikeln und im Regenwasser) vorhanden. Diese Daten erlauben es, den Stickstoffaustausch über Grasland an einem Ort in Sachsen zu quantifizieren. Es wurden Konzentrationen von NO_x , NH_3 , HNO_2 und HNO_3 mit Hilfe der Chemilumineszenz-Technik und nasschemischen Ringspaltdenudern gemessen. Die Konzentrationen der verschiedenen Stickstoffverbindungen zeigen starke tägliche und jährliche Variabilitäten und zwischen den Jahren zeigen sich deutliche Unterschiede bedingt durch die meteorologische Variationsbreite und unterschiedliche landwirtschaftliche Aktivitäten.

Die mikrometeorologische Gradiententechnik und ein bidirektionales Flussmodell wurden zur Abschätzung des trockenen N-Eintrages verursacht durch NH_3 genutzt. Die trockene Deposition von HNO_3 und HNO_2 wurde ebenfalls mit Hilfe eines Widerstandsmodells ermittelt. Der N-Eintrag über gelöste Ionen (NO_3^- , NH_4^+) im Regenwasser wurde mit Hilfe eines wet-only-Sammlers bestimmt. Mit einem Partikelsammler wurde der Gehalt an NO_3^- und NH_4^+ in $\text{PM}_{2,5}$ und PM_{10} bestimmt. Die partikelgrößenabhängige Depositionsgeschwindigkeit wurde mit Hilfe der Schubspannungsgeschwindigkeit modelliert.

Der jährliche N-Eintrag zeigt eine starke Variabilität und liegt zwischen 5 und 27 kg im Jahr pro Hektar. Der durch nasse Deposition verursachte Anteil liegt relativ konstant um 7 kg im Jahr. Der trockene N-Eintrag, verursacht durch gasförmiges NH_3 , zeigt die stärkste Variabilität, der der Partikel macht weniger als 10 % des Gesamtstickstoffeintrages aus. Ein Vergleich mit unabhängigen Ergebnissen eines Transportmodells zeigt eine gute Übereinstimmung mit den experimentell ermittelten Einträgen.

NH_3 -Konzentrationsmessungen wurden auch in Oberbärenburg im Erzgebirge und an der Station Wildacker im Tharandter Wald vorgenommen. Die ermittelten mittleren NH_3 -Konzentrationen für Melpitz und die beiden Gebirgsstationen sinken mit der Höhenlage und zeigen in Melpitz die größte Tagesvariation. Eine Ursache dafür kann die Entfernung der NH_3 -Quellen der Landwirtschaft sein. Ein Vergleich zwischen nasschemischen NH_3 -Messung und NH_3 -Messung mit Filterpacks ergibt etwas höhere Konzentrationen für die Filter. Eine Ursache könnte in der unvollständigen Abtrennung partikulär gebundenen Ammoniums liegen.

Nach der kompletten Zerstörung der Ankerstation Melpitz durch die Sächsische Flut vom August 2002 erfolgte der Wiederaufbau. Möglich wurde dieser durch finanzielle Unterstützung von Seiten des Freistaates Sachsen und des IFT. Die Messungen innerhalb dieses Projektes konnten um 6 Monate bis zum 30. September 2004 verlängert werden.

Einleitung

Das Austauschverhalten von Energie und Spurenstoffen am unteren Rand der Troposphäre wird durch unterschiedliche Einflüsse bestimmt. Es ist einerseits bedingt durch die Komplexität der Landschaft, meteorologischer Parameter mit kurzzeitigen, interanuellen Variationen und den Einfluss natürlicher und anthropogen bedingter Klimaschwankungen. Andererseits wirken zusätzlich direkt die Konzentration des Spurengases, die spezifischen Eigenschaften und das Konzentrationsverhältnis von Spurengasen und indirekt die Wechselwirkungen an Partikel-, Tropfen-, Pflanzen- und Bodenoberfläche (z.B. Kodeposition durch chemische Reaktion) auf den Spurenstoffaustausch ein. Diese Effekte können nur innerhalb langfristiger Messreihen zum Energie- und Spurenstofffluss an einem Ort beschrieben werden. Zusätzlich ist es notwendig, dafür Boden-Austauschmodelle (SVAT) zu parametrisieren. Hauptziel war es, langfristig Energie- und Spurenstoffflüsse an der Ankerstation Melpitz im VERTIKO-Zielgebiet zur Verfügung zu stellen. Die Ankerstation Melpitz liegt innerhalb des Zielgebietes des Verbundes VERTIKO in einem für mikrometeorologische Flussmessungen nahezu ideal geeignetem Gelände, im semiurban geprägten Urstromtal der Elbe bei Torgau. Der Untergrund ist Grasland (extensiv genutzte Weide). Es gibt keine wechselnde landwirtschaftliche Nutzung und Tierhaltung.

Es erfolgten weitestgehend kontinuierliche Messungen für meteorologische Parameter und die Konzentrationen wichtiger stickstoffhaltiger Spurenstoffe (Gase, Ionen im Niederschlagswasser und in Partikeln (PM_{2,5} und PM₁₀), um daraus Energie- und Spurenstoffflüsse für in der unteren Troposphäre relevante N-haltige Spezies ableiten zu können. Die Datensätze wurden an die VERTIKO-Datenbank übergeben. Es stehen Datensätze zur Berechnung des kompletten Stickstoff-Eintrages (N-Eintrag) für 2001, 2002, 2003 und 2004 (bis September) zur Verfügung. Zusätzliche Konzentrationsmessungen für das wichtigste basische Spurengas NH₃ wurden nasschemisch an den VERTIKO-Stationen Tharandter Wald und Oberbärenburg durchgeführt und dabei auch mit vorhandenen Filterpackmessungen verglichen (Messkampagne MORE II und Kooperation Teilprojekt TUBAF, Technische Universität Bergakademie Freiberg).

Von Mitte September bis Mitte Oktober 2001 fand das Feldexperiment STINHO1 innerhalb des VERTIKO Verbundes an der Ankerstation Melpitz statt.

Im August 2002 kam es durch die Fluten von Mulde und Elbe zu einer fast vollständigen Zerstörung der Infrastruktur der Ankerstation Melpitz. Es kam dadurch zu Datenausfällen bei den kontinuierlichen Messungen, die durch Ergebnisse zusätzlicher dezentraler Messsysteme kompensiert werden mussten. Da die Messung des Ammoniakkonzentrationsgradienten mit der AMANDA (rotierende wet annular Denuder) auf Grund der Nutzungsdauer des Gerätes (seit 1995) und erhebliche Beschädigungen durch die Überflutung zunehmend Schwierigkeiten durch zeitweise Messausfälle bereitete, wurde zusätzlich das am IFT vorhandene Messgerät (AiRRmonia)¹⁾ zur NH₃-Konzentrationsmessung eingesetzt.

¹⁾ Produzent : Firma Mechatronics, NL (www.mechatronics.nl)

VERTIKO-Ift

Berechnungen zum N-Eintrag an der Ankerstation Melpitz konnten mit Ergebnissen zur Berechnung der Totaldeposition mit einem ökosystemaren Modell verglichen werden und zeigen eine gute Übereinstimmung.

Methoden

Die Ankerstation Melpitz

Die physikalischen und chemischen Messungen erfolgten an der Ankerstation Melpitz (Forschungsstation Melpitz des Leibniz-Institutes für Troposphärenforschung e.V., 12°56' OL, 51° 32' NB, 86 m über NN) ca. 50 km in nordwestlicher Richtung von Leipzig bei Torgau gelegen. Diese Forschungsstation ist eine Station im deutschlandweiten Messnetz des Umweltbundesamtes (UBA-Station Melpitz). Der Standort wurde in unterschiedlichen Forschungsvorhaben durch das Ift (Spindler u.a., 1996; Brüggemann und Spindler, 1999; Erisman u.a., 2001a; Marquardt u.a., 2001; Stratmann u.a., 2003) seit 1992 meteorologisch (Klemm u.a., 2002; Arnold u.a., 2004), spurengaschemisch (Gnauk u.a., 1997; Spindler u.a., 2001a; Spindler u.a., 2003) und hinsichtlich der Partikelmission (Heintzenberg u.a., 1998; Spindler, u.a., 1999; Müller, 1999; Neusüss u.a. 2002; Plewka u.a., 2003; Spindler u.a., 2004) charakterisiert. Der Standort eignet sich für die vorgesehenen Messungen besonders, da er über die notwendige Infrastruktur verfügt und auf einer großen, flachen extensiv genutzten Weide liegt. Der hauptsächliche Pflanzenbewuchs besteht aus *Lolium perenne* (Deutsches Weidelgras), *Taraxacum officinalis* (Gemeiner Löwenzahn) und *Leontodon autumnalis* (Herbst Löwenzahn). Die Pflanzenbedeckung ist größer 95 %. Es erfolgte in den vergangenen 12 Jahren eine jährliche einmalige Erhaltungsdüngung mit 70 kg N ha⁻¹a⁻¹ (60 % NH₄NO₃, 35 % CaCO₃ und 5 % H₂O). Die nächste Straße ist die Bundesstrasse 87, die in etwa 1,5 km Entfernung nördlich vorbei führt. Wälder befinden sich in nördlicher Richtung etwa 2,5 km entfernt (Landschaftsschutzgebiet „Dübener Heide“) und in südlicher Richtung etwa 1 km entfernt (Landschaftsschutzgebiet „Dahlener Heide“). Die unmittelbare Umgebung zeigt Abbildung 1.

Melpitz erreichen mit der Hauptwindrichtung Südwest atlantische Luftmassen, die große Teile des Bundesgebietes überströmt haben und Emissionen des Ballungsraumes Halle-Leipzig in sich tragen. Mit der zweithäufigsten Windrichtung Ost werden in meist trockenen Hochdruckwetterlagen stark anthropogen verunreinigte Luftmassen grenzüberschreitend aus Gebieten Osteuropas herantransportiert. Damit liegt der Standort für Mitteleuropa relativ entfernt von großen Emittenten und ist repräsentativ für große Teile Deutschlands (vgl. Abbildung 2).

Den mittleren monatlichen Konzentrationsverlauf für die Spurengase SO₂ und NH₃ zeigt Abbildung 3. Der Verlauf der täglichen Massekonzentration von Partikeln PM₁₀ ist in Abbildung 4 dargestellt. Es ist deutlich zu erkennen, dass die SO₂-Konzentrationen erheblich zurückgegangen sind und im Mittel im

VERTIKO-IFT

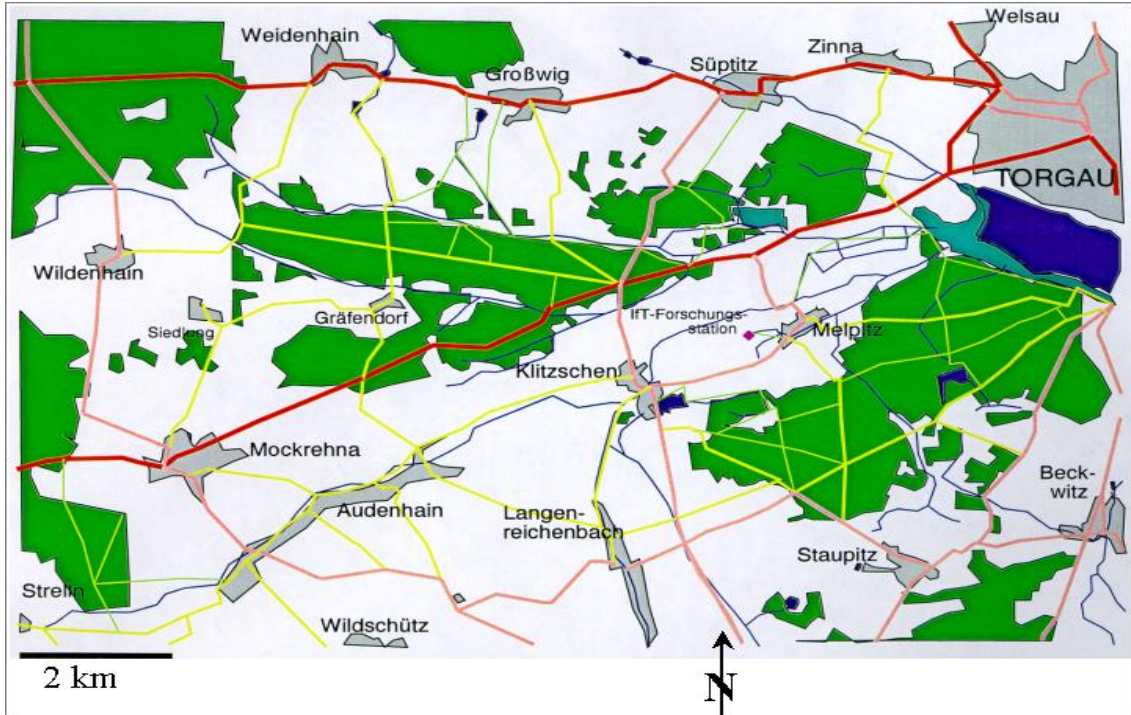


Abb. 1: Umgebung der Ankerstation Melpitz (IfT-Forschungsstation)

Winter bedingt durch zusätzliche Emissionen etwas höher liegen. Die mittlere NH_3 -Konzentration ist seit Ende der 90er Jahre geringfügig rückläufig und liegt im Zeitraum dieses VERTIKO-Projektes im Mittel etwa zwischen 2 und 4 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ mit geringfügigen Schwankungen. Die Partikelmassenkonzentration PM_{10} zeigt eine rückläufige Konzentration und ausgeprägte Wintermaxima treten seltener auf, jedoch sind Überschreitungen des Grenzwertes für das Tagesmittel von 50 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (gültig ab 2005, EU-Commission, 1999) immer noch möglich. Die mittlere PM_{10} -Konzentration im Zeitraum des VERTIKO-Projektes liegt bei etwa 22 $\mu\text{g}/\text{m}^3$.

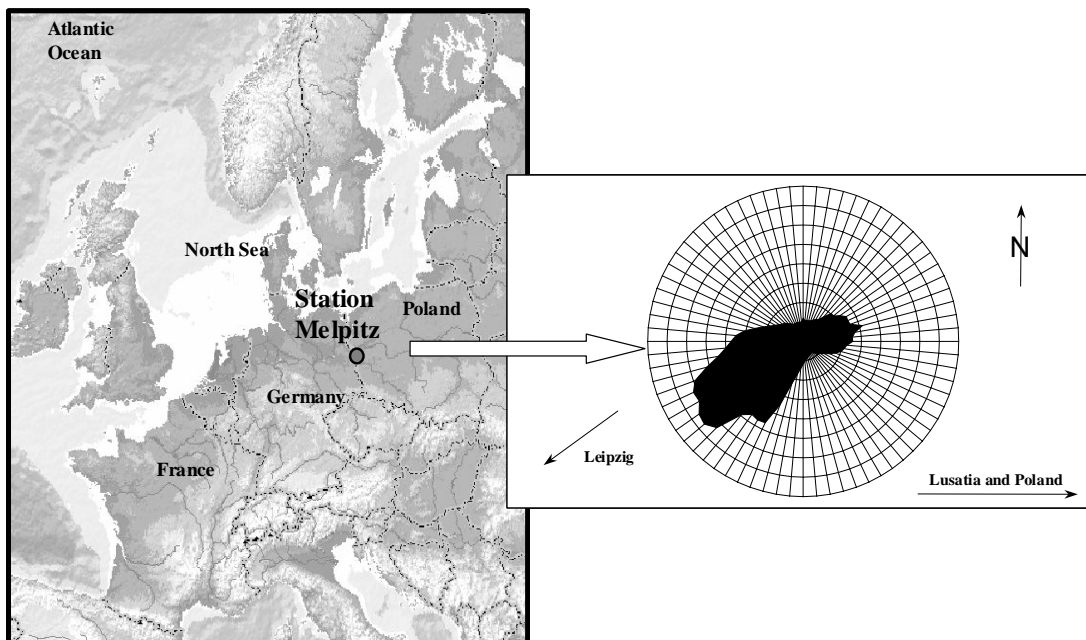


Abb 2: Lage der Ankerstation Melpitz. Die Windrose ist ein Mittel der Jahre 1992 bis 2001, es wurden 4,2 Millionen 5-Minutenmittel der Windrichtung bei Windgeschwindigkeiten $> 0,5 \text{ m/s}$ berücksichtigt. Calme herrschte damit in 8,6% des Gesamtzeitraumes.

VERTIKO-IFT

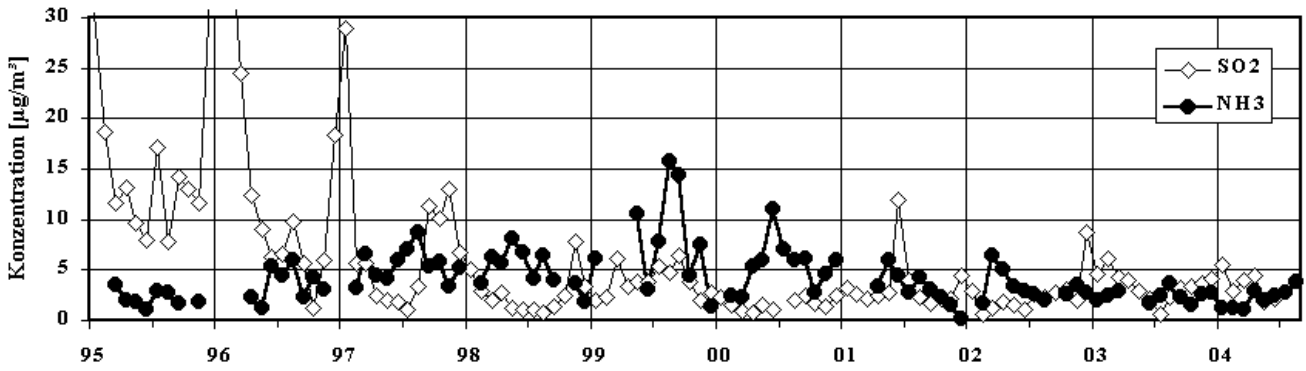


Abb 3: Zehnjährige Zeitreihe der Monatsmittel der SO₂ und NH₃-Konzentration in Melpitz

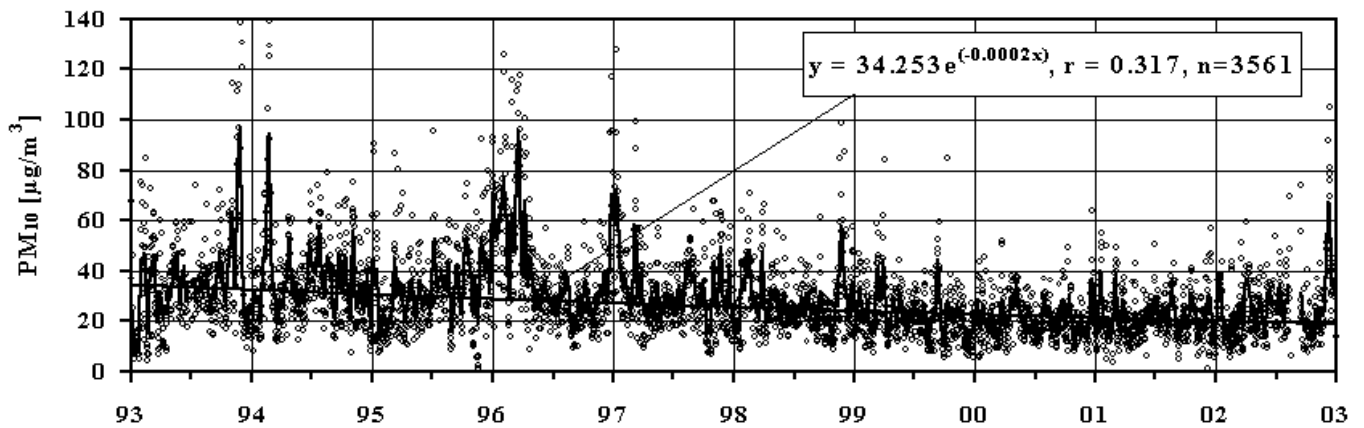


Abb. 4: Zehnjährige Zeitreihe der täglichen PM₁₀-Konzentration an der Station Melpitz (kleine Kreise) mit gleitendem zentrierten 10-Tagesmittel (schwarze Linie) und exponentiellem Trend

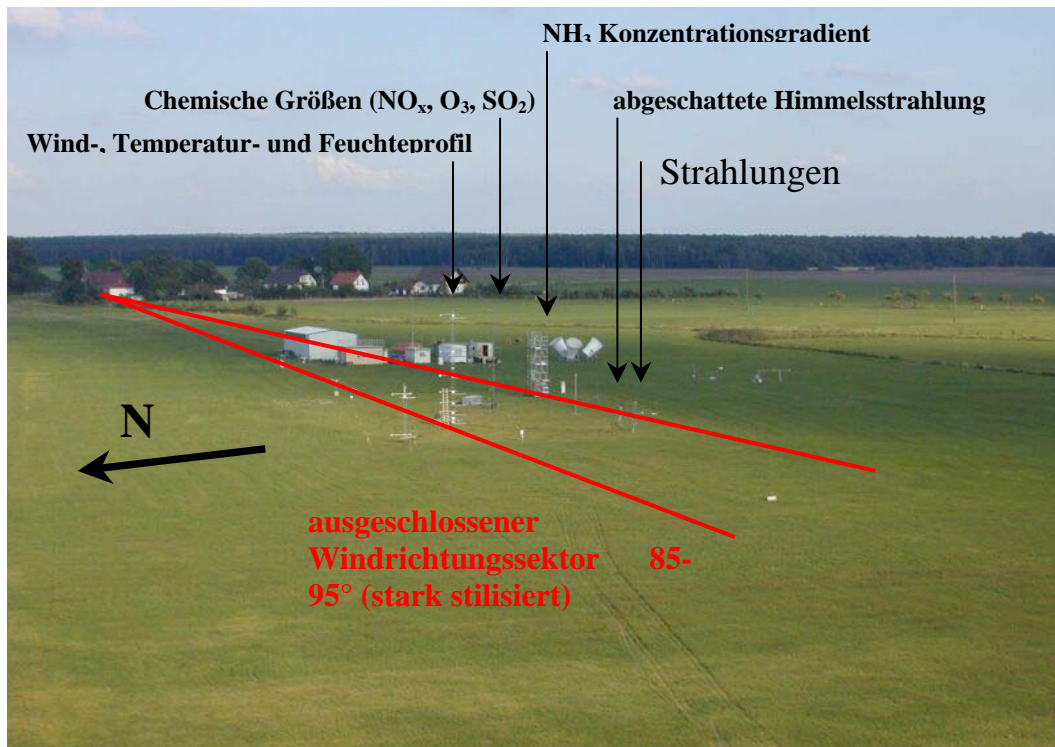


Abb. 5: Ankerstation Melpitz Blick Richtung Ost-Süd-Ost

VERTIKO-IFT

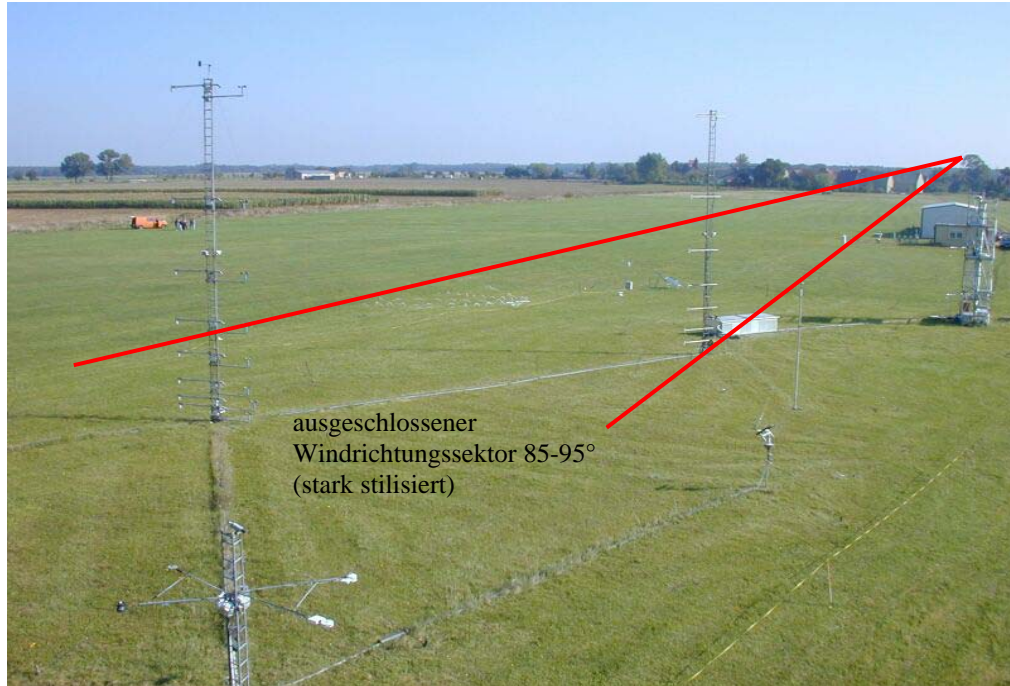


Abb 6: 12 m Masten für Wind-, Temperatur- und Feuchteprofil (links), 12 m Mast für chemische Konzentrationsmessungen (rechts). Im Vordergrund die Strahlungsmessungen, rechts außen das Gerüst mit den NH₃-Denudern (AMANDA-AS)

Die Abbildungen 5 und 6 veranschaulichen die Lage der Ankerstation Melpitz und die Anordnung der unterschiedlichen Sensoren auf der Weide.

Am 21.06.02 kam es zu einem folgenschweren Blitzeinschlag an der Ankerstation, bei dem die Infrastruktur und die zentrale Datenerfassung beschädigt wurden. Nach kurzer Reparaturzeit konnten die Partikelmessungen, der wet-only Niederschlagssammler und die Denuder zur HNO₃- und HNO₂-Messung wieder in Betrieb genommen werden. Durch den Einsatz eines zusätzlichen Ultraschallanemometers (Gill Instruments, R2), der Übernahme von Messdaten des Umweltbundesamtes am Standort Melpitz und den Einsatz einer mobilen Wetterstation (THOSS GmbH, Potsdam) war es möglich, weitere Datenaufzeichnungen zu sichern.

Ab 13. August 2002 wurde das Messfeld als Folge der Sächsischen Flut 2002 (ten Brink et al. 2003) für ca. 4 bis 5 Tage total überschwemmt (Abbildung 7). Die Messtechnik konnte zum großen Teil in Sicherheit gebracht werden. Die Schäden an der Infrastruktur waren beträchtlich. Die zentrale Datenerfassung, die Elektroinstallation und zwei Container wurden total zerstört. Ab September wurde der Messbetrieb teilweise wieder aufgenommen. Durch großzügige zusätzliche Förderung durch den Freistaat Sachsen war es möglich, die Ankerstation Melpitz wieder vollständig aufzubauen. Die beschädigten Container wurden bis April 2003 ersetzt. Die NH₃-Konzentrationsmessungen konnten mit Hilfe eines neuen Messsystems („AiRRmonia[®]“) fortgesetzt werden, die Berechnung des NH₃-Flusses konnte über ein bidirektionales Flussmodell erfolgen. Es konnten zeitweise Daten für die Spurengase NO_x und SO₂, sowie einige meteorologische Parameter aus dem Messnetz des Umweltbundesamtes übernommen werden. Durch einen bewilligten Aufstockungsantrag konnten die Messungen in Melpitz für 6 Monate länger ausgeführt werden (bis einschließlich September 2004).



Abb. 7: Stand des Hochwassers am 14.08.2003 an der Ankerstation Melpitz. Links, gesicherte Messgeräte in der Ballonhalle und rechts Blick von der überfluteten Verbindungsstraße Melpitz – Klitzschen in Richtung Messfeld

Konzentrationsmessung N-haltiger Spezies

Die Quantifizierung des atmosphärischen Stickstoffspezies ist, im Gegensatz zur Quantifizierung von S-Spezies, wesentlich komplizierter, da in der Atmosphäre NH_3 als reduzierende N-Verbindung und unterschiedlich oxidierend wirkende Stickstoffverbindungen in mehreren Oxidationsstufen vorkommen. Ziel war es, die Konzentrationen aller wichtigen N-haltigen Spezies zu erfassen. Dies sind hauptsächlich in der Gasphase Ammoniak (NH_3), die Stickoxide NO und NO_2 (NO_x), Salpetersäure (HNO_3) und Salpetrige Säure (HNO_2). Darüberhinaus wurden Ammoniumionen und Nitrationen in der Partikelphase ($\text{PM}_{2,5}$ und PM_{10}) und gelöst im Niederschlag quantifiziert. In Kombination von Konzentrationsmessung mit Modellansätzen erfolgte die Abschätzung der entsprechenden N-Einträge und teilweise wurden Konzentrationsgradienten als Grundlage der Flussberechnung nach der Gradientenmethode vermessen (NH_3 , NO_x).

Ammoniak (NH_3) ist ein atmosphärisches Spurengas, dass hauptsächlich von der Landwirtschaft (Misselbrook et al. 2000), aber auch anderen Quellen (Sutton et al. 2000), darunter auch Kraftfahrzeugen (Perrino, et al. 2002, Cape et al., 2004) emittiert wird. Ammoniak kann sowohl am Boden deponiert als auch emittiert werden. Es zeigt einen bidirektionalen Fluss (Bytnerowicz and Fenn, 1996; Spindler et al. 2001). Ammoniak ist neben geringen Aminkonzentrationen das einzige basische Spurengas in der Troposphäre. Es neutralisiert Schwefeldioxid (SO_2) und die Oxidationsprodukte von Stickoxiden, letztlich Salpetersäure (HNO_3) zu Ammoniumsulfat und Ammoniumnitrat. Diese Salze bilden Partikelmasse (Seinfeld, 1986). Die Ammoniakkonzentration ist somit auch ausschlaggebend für eine sekundäre Bildung von Partikelmasse (Erisman and Schaap, 2004, Baek et al. 2004). Ammoniak hat darüber hinaus Einfluss auf die homogene Nukleation von Partikeln (Korhonen et al., 1999).

Es gibt unterschiedliche Möglichkeiten, die Ammoniakkonzentration in der Troposphäre zu bestimmen, z.B. mit Passivsammlern, die das basische Ammoniak an sauren Oberflächen absorbieren.

VERTIKO-IFT

Ammoniak kann nach Oxidation zu NO auch mit Hilfe der Chemilumineszenz quantifiziert werden. Eine optische Detektion mit einem Laser oder DOAS (Differenzielle optische Absorptionsspektroskopie) ist auch möglich. Oftmals sind aber die Nachweisgrenzen dieser Methoden zu hoch, um die geringen Konzentrationen von NH₃ in der Troposphäre zu erfassen. Ein zusätzliches Problem stellt die Trennung von gasförmigem NH₃ und Ammonium in Partikeln dar. Es wurden deshalb kontinuierlich arbeitende nasschemische Methoden entwickelt, die eine Trennung zwischen Gas- und Partikelphase erlauben. Am verbreitetsten sind rotierende laminar durchströmte, nasse Ringspalt-denuder. Hier wird das gasförmige NH₃ durch Adsorption in einer sauren Lösung von der Partikelphase, die den Denuder unverändert verlässt, abgetrennt. Die Detektion erfolgt als NH₄⁺. Dafür wird die Absorptionslösung mit Alkali versetzt und das daraus verdrängte NH₃ passiert eine Membrane und löst sich als NH₄⁺ in hochreinem Wasser. Die Konzentration dieses NH₄⁺ wird konduktometrisch bestimmt (Messprinzip Gradientensystem AMANDA oder einfache Konzentrationsmessung AMOR, Wyers, 1993; van Pul et al., 2004). Die „AiRRmonia[®]“ (Mechatronics, Hoorn, Niederlande) ist ein Ammoniakmessgerät, in dem das beschriebene nasschemische Verfahren stark miniaturisiert realisiert wird (Erisman et al. 2001b). Der rotierende Ringspalt-denuder wurde durch ein Kanalsystem auf einer Teflonmembran, die durchlässig für NH₃, aber undurchlässig für NH₄⁺-haltige Partikel ist, ersetzt. Die Absorptionslösung strömt entgegengesetzt zum Messgasstrom unter der Membran. Das Messgas durchströmt den Kanal (Denuder) laminar. Das System ist so dimensioniert, dass das gesamte NH₃ aus dem Messgas durch die Membran in die Absorptionslösung als NH₄⁺ übergehen kann. Die Detektion erfolgt in einem weiteren Block, wo freigesetztes gasförmiges NH₃ durch eine Membran in hochreines Wasser übertritt und konduktometrisch quantifiziert wird. Die notwendigen geringen Flüssigkeitsströme werden mit Hilfe von mechanisch gesteuerten Spritzenpumpen realisiert. Abbildung 8 zeigt die Spritzenpumpen und das Kanalsystem auf der Teflonmembran im Messgerät.

Die Stickoxide NO und NO₂ entstammen Verbrennungsprozessen. NO wird primär aus Kraftfahrzeugen emittiert und in der Atmosphäre zu NO₂ oxidiert (Carslow and Carslow, 2001). Die



Abb. 8: Ammoniakmesssystem „AiRRmonia“, links Spritzenpumpe, rechts Kanalsystem (Denuder) mit Teflonmembran

VERTIKO-IFT

Konzentrationsmessung für NO_x erfolgte mittels eines Chemilumineszenz Detektors (alternierend NO_2 nach Reduktion zu NO und NO direkt, Thermo Environment Instruments, USA).

Als weitere oxidierte N-Spezies wurden HNO_3 und HNO_2 gemessen. HNO_3 entsteht z.B. als photochemisches Oxidationsprodukt am Tage. Quelle für HNO_2 ist neben einer geringen direkten Emission, z.B. aus Kraftfahrzeugen (Kurtenbach et al., 2001), eine heterogene Reaktion von NO_2 an feuchten Oberflächen (Notholt et al., 1992, Saliba et al., 2000). HNO_2 reichert sich nachts an. Durch Photolyse bei Sonnenaufgang werden NO und das OH -Radikal gebildet welches in den Morgenstunden photochemische Oxidationsprozesse beschleunigt (Harris et al., 1982, Platt, 1986). Salpetersäure (HNO_3) und salpetrige Säure (HNO_2) wurden mittels eines Ringspaltdenuders, der in seinen Dimensionen dem im AMANDA bzw. ARMOR-System verwendeten gleicht, unter Einsatz einer leicht alkalischen Absorptionslösung (pH 10) gemessen (Keuken et al., 1988; Slanina et al., 1992; Wyers et al. 1993). Das verwendete Denudersystem arbeitet off-line und die Quantifizierung des gesammelten Nitrats und Nitrits erfolgte mittels Ionenchromatographie (Methrom, Schweiz). Da die Konzentrationen für SO_2 in Melpitz mit etwa 1-2 ppb niedrig liegen, kann eine HNO_2 -Artefaktbildung aus NO_2 und SO_2 (Spindler et al. 2003) in der alkalischen Absorptionslösung vernachlässigt werden. Die Konzentrationsmessungen für HNO_3 und HNO_2 werden etwa einmal wöchentlich ausgeführt. Von Nachteil ist auch hier die Tatsache, dass diese nasschemische Methode an Frosttagen nicht funktioniert. Niederschlagswasser wurde als 4-Stunden-Probe mit einem wet-only-Niederschlagssammler (Marquardt et al., 1986; Brüggemann und Spindler, 1999) erfasst und mit den N-enthaltenden Ionen NO_3^- und NH_4^+ mittels Ionenchromatographie quantifiziert.

Zur Erfassung der Partikel PM_{10} und $\text{PM}_{2,5}$ kam ein „Partisol 2000“ der Firma Rupprecht und Patashnik Co. Inc. New York zum Einsatz. Die Partikel wurden wöchentlich auf 47 mm Teflon Filtern (Millipore, Eschborn) mit 3 μm Porenweite gesammelt. Die Partikelmasse wurde durch Wägung der Filter nach mindestens 24 stündiger Konditionierung bei 50 % relativer Feuchte und 20 °C ermittelt. Die Ionenkonzentration für NH_4^+ und NO_3^- wurde nach Extraktion der Filter mittels Ionenchromatographie ermittelt. Der Filterwechsel erfolgte montags 12:00 Uhr. Der verwendete Sammler wird zur Langzeitmessung der Partikelkonzentration an der Station Melpitz verwendet (Spindler et al. 2004) und wurde 1994 ausführlich charakterisiert (Römer et al., 1994). Abbildung 9 zeigt die Anordnung aller zur Quantifizierung von N-Spezies eingesetzten Geräte an der Station Melpitz schematisch.

Ermittlung von Energie und Spurenstoffflüssen

Die Berechnung des Flusses fühlbarer und latenter Wärme erfolgte nach der Gradientenmethode. Der Fluss fühlbarer Wärme wurde auch mit einem Ultraschallanemometer (Gill Instruments, R2) nach der Kovarianzmethode registriert. Mit Hilfe der synchron ermittelten „Profile“ von horizontaler Windgeschwindigkeit (u) und Temperatur (T) kann der Fluss (F_i) der entsprechenden Spezies unter Berücksichtigung der Stabilität der Atmosphäre berechnet werden, Gleichung 1:

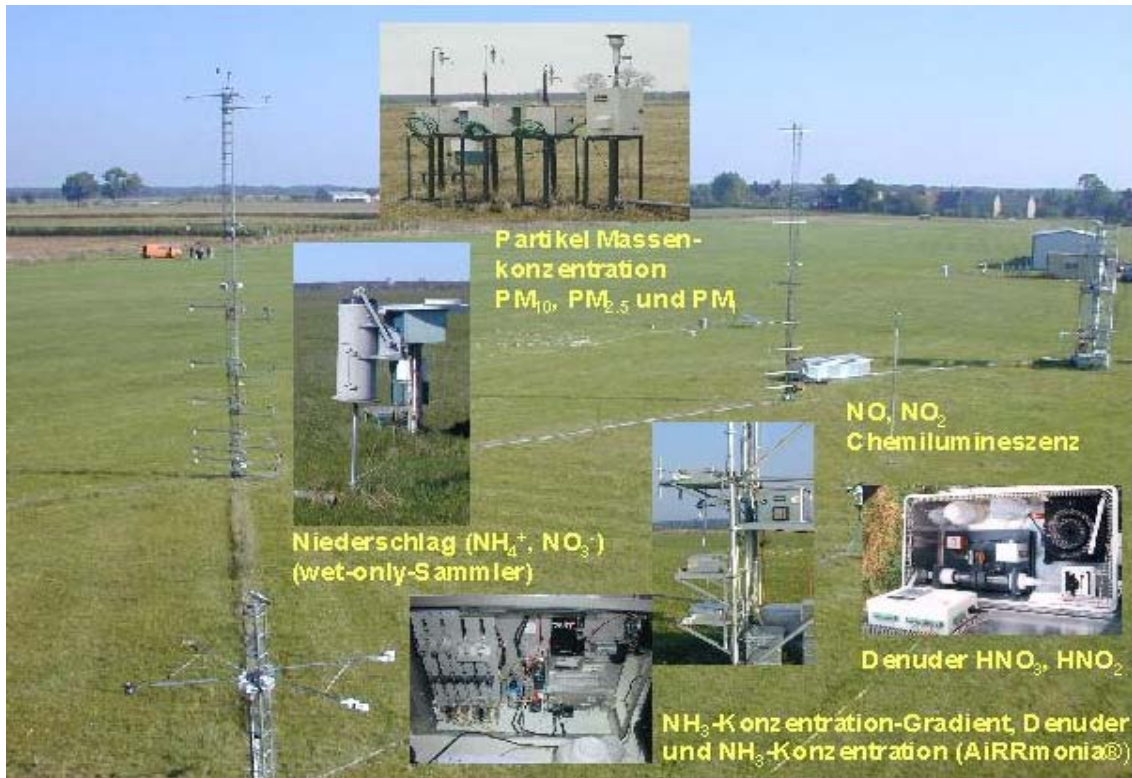


Abb. 8: Messgeräte zur Konzentrationsmessung der N-Spezies in der Gasphase, in Partikeln und im Niederschlagswasser an der Ankerstation Melpitz

$$F_{i(neutral)} = k^2 (z - d)^2 \frac{du}{d(z - d)} \frac{dc_i}{d(z - d)} \quad (1)$$

z ist die Höhe über Grund, d die Verdrängungshöhe. Als Faustregel gilt, dass d etwa 60 bis 80 % der mittleren physikalischen Höhe des Bewuchses entspricht, i steht für NO_x und NH_3 . Da Gleichung 1 nur für eine neutral geschichtete Atmosphäre gilt, ist es notwendig, den Charakter der Schichtung am Boden zu ermitteln (PRANDTL-Schicht). Dies ist mit Hilfe der RICHARDSON-Zahl (R_i) möglich, Gleichung (2), g Gravitationskonstante:

$$R_i = \frac{g}{T} \frac{(T_2 - T_1)(z_2 - z_1)}{(u_2 - u_1)^2} \quad (2)$$

$R_i > 0$ gilt, wenn die Atmosphäre labil geschichtet ist, bei stabiler Schichtung ist $R_i < 0$. Eine neutrale Schichtung liegt bei $R_i=0$ vor. Der Fluss (F_i) kann nun für labile und stabile Verhältnisse mit Hilfe empirisch ermittelter Stabilitätsfunktionen „korrigiert“ werden. In der Literatur findet man verschiedene Möglichkeiten für eine solche Korrektur. In diesem Projekt wurden die Korrekturen nach Thom, 1975 angewandt (Formeln 3a und 3b).

VERTIKO-Ift

$$\begin{aligned}
 F_{i(stabil)} &= F_{i(neutral)} (1 - 5R_i)^2 \\
 F_{i(labil)} &= F_{i(neutral)} (1 - 16R_i)^{3/4}
 \end{aligned}
 \tag{3a, 3b}$$

Strenggenommen gelten diese Berechnungen nur für chemisch inerte Spezies. NO und NO₂ können mit Ozon reagieren, wodurch Divergenzen bei der Flussmessung auftreten können (Duyzer et al., 1995, Horii et al., 2004). Das heißt, es muss die chemische Reaktion des Spurengases während des turbulenten Transportes zwischen der Referenzhöhe und der Erdoberfläche dann berücksichtigt werden, wenn die chemischen Reaktionszeiten (Lenschow, 1982) schneller sind als der turbulente Transport (Villá-Guerrau de Arellano und Duykerke, 1992). Im vorliegenden Fall der NO-NO₂-O₃-Reaktion kann der turbulente Transport als schneller gegenüber der chemischen Reaktion abgeschätzt werden. Darüber hinaus ist der Anteil des N-Eintrages über NO_x am Gesamtstickstoffeintrag sehr gering und es kann auch deshalb auf eine Korrektur verzichtet werden, vgl. Tabelle 3.

Neben der Berechnung des NH₃-Flusses aus Gradientenmessungen mit der AMANDA wurden aus Konzentrationsmessungen mit der AiRRmonia® mit Hilfe eines Einschicht-Canopy-Kompensationspunkt-Kutikula-Widerstandsmodells (single layer canopy-compensation point-cutikula resistance model for bidirectional NH₃-Flux, **SLCCPR-NH₃**) die bidirektionalen NH₃-Flüsse berechnet. Das SLCCPR-NH₃ ist ein Widerstandsmodell, das den Ammoniakfluss über niedriger Vegetation beschreiben kann (Spindler et al., 2001, Sutton et al., 1998).

Eingangsgrößen sind die Konzentration von NH₃ und meteorologische Parameter: Temperatur, Globalstrahlung, relative Luftfeuchte und die Summe aus dem turbulenten Widerstand R_a und dem laminaren Widerstand R_b der Atmosphäre. Der totale Fluss (F_t) wird zerlegt in den bidirektionalen NH₃-Austausch mit den Stomata (F_s) und den parallelen NH₃-Fluss zur Kutikula (F_w), Gleichung 4

$$F_t = F_w + F_s \quad \text{mit} \quad F_w = -\chi_c / R_w \quad ; \quad F_s = (\chi_s - \chi_c) / R_s \tag{4}$$

durch Einsetzen und Umstellen erhält man Gleichung 5:

$$F_t = \frac{(\chi_s - \chi_c)}{R_s} - \frac{\chi_c}{R_w} \quad . \tag{5}$$

Damit lässt sich der totale Fluss über der Canopy mit Hilfe des stomatären Widerstandes (R_s), des Kutikula-Widerstandes (R_w), des Canopy-Kompensationspunktes (χ_c) und des Stomata-Kompensationspunktes (χ_s) beschreiben.

R_s, R_w und χ_s sind über Parametrisierungen zugänglich. Der Stomata Kompensationspunkt χ_s lässt sich auf der Basis des temperaturabhängigen Henry-Gleichgewichtes unter Verwendung eines realistischen pH (z.B. 6-7) und einer Konzentration von etwa 100 μmol NH₄⁺ l⁻¹ (Farquhar et al. 1980; Sutton et al., 1994) in der interzellularen Flüssigkeit der Pflanzen berechnen (Gleichung 6):

VERTIKO-IFT

$$\chi_s = \frac{161512}{T_s} 10^{(-4507,11/T_s)} \frac{[NH_4^+]}{[H^+]} 1700 \quad \text{mit} \quad \Gamma = \frac{[NH_4^+]}{[H^+]} \quad \text{und} \quad [H^+] = 10^{pH} \quad (6)$$

χ_c lässt sich über eine NH_3 -Konzentrationsmessung (χ) in der Höhe ($z-d$) über Grund und die atmosphärischen Widerstände (turbulenter Widerstand R_a und laminarer Widerstand R_b) berechnen, Gleichung 7

$$\chi_c = \chi(z-d) + F_t \{R_a(z-d) + R_b\}. \quad (7)$$

In Kombination mit der voranstehenden Gleichung ist es nun möglich, F_t zu eliminieren und damit χ_c zu berechnen. Die Skizze in Abbildung 9 veranschaulicht das Modell.

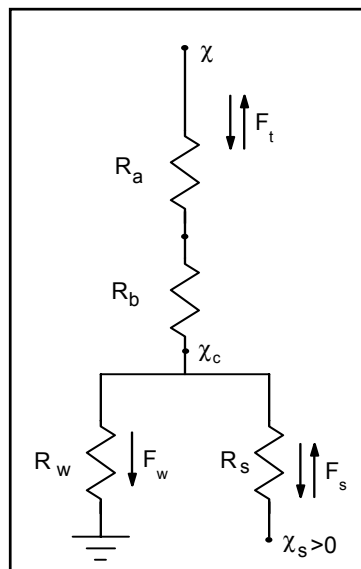


Abb. 9: Schaltschema des Widerstandsmodells zur Berechnung des NH_3 -Flusses

Die Abbildungen 10a und 10b zeigen Testergebnisse der Anwendung des entwickelten Modells, eine ausführliche Beschreibung findet sich in Spindler et al., 2001a.

Für die Abschätzung der Deposition (F_j) von Salpeter- und salpetriger Säure wurden die in frostfreien Zeiten einmal wöchentlich vorliegenden Tagesgänge der Konzentration (c_j) mit den Depositionsgeschwindigkeiten (v_{dj}) multipliziert (j steht für HNO_2 und HNO_3), Gleichung 8:

$$F_j = c_j v_{dj} \quad (8)$$

Für HNO_3 wird die Depositionsgeschwindigkeit über ein Widerstandsmodell nach der Inferentialmethode abgeschätzt (Hicks et al., 1987; Hicks and Matt, 1988; Hicks et al., 1991, Matt and Meyers, 1993). Der turbulenten Widerstand der Atmosphäre (R_a) und der molekular turbulente Widerstand, auch laminarer oder viskoser Widerstand (R_b), sind direkt aus vorhandenen

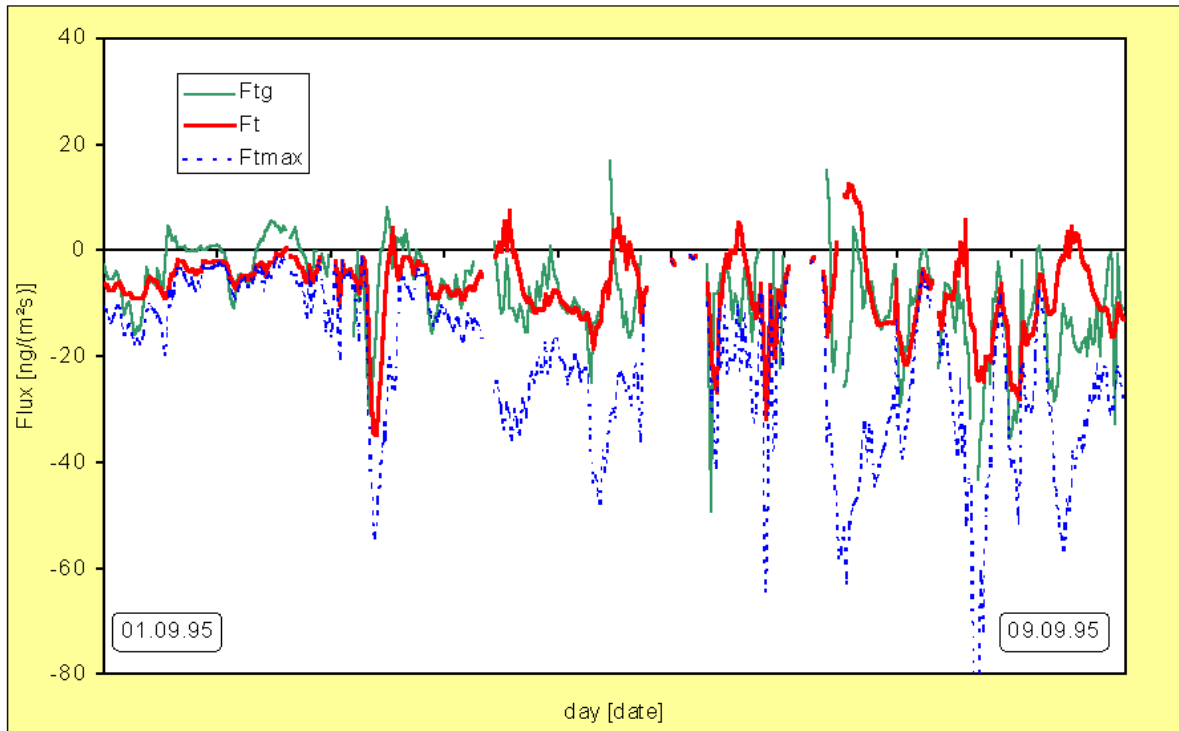


Abb. 10a: Gemessener (F_{tg}), modellierter (F_t) und maximal möglicher modellierter NH_3 -Fluss (F_{tmax}) für 1. bis 9, September 1995

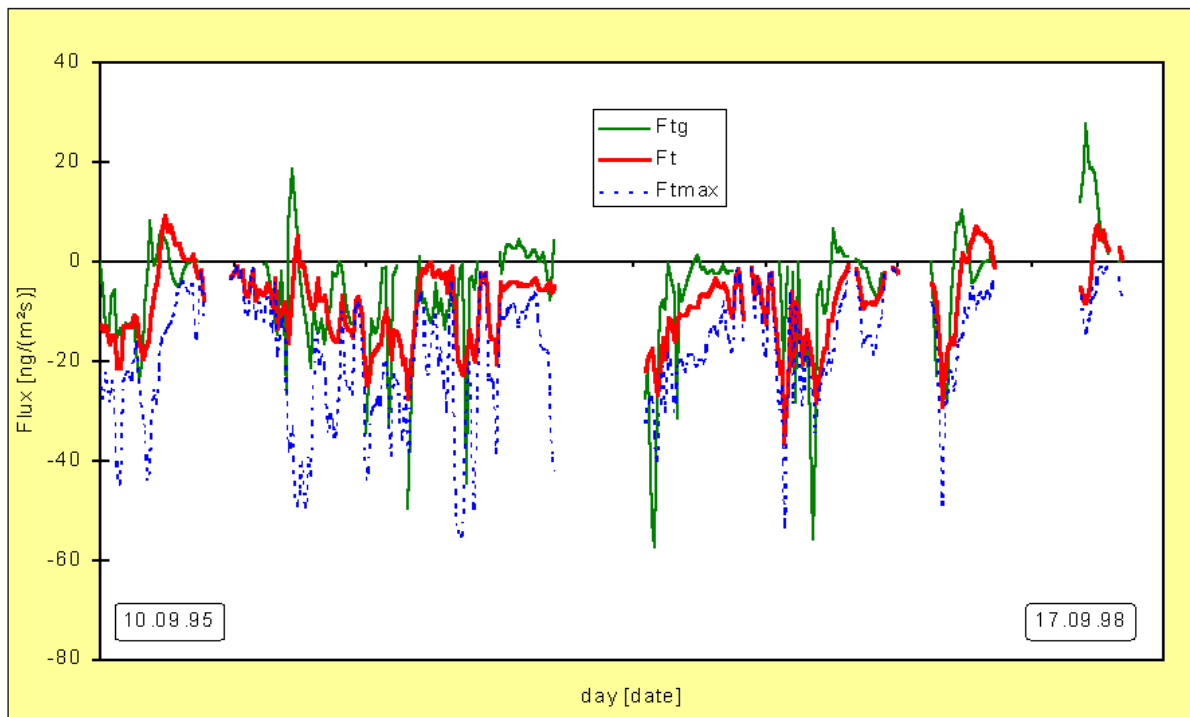


Abb. 10b: Gemessener (F_{tg}), modellierter (F_t) und maximal möglicher modellierter NH_3 -Fluss (F_{tmax}) für 10. bis 17, September 1995

mikrometeorologischen Messungen zugänglich (Gradienten- und optional Kovarianzmethode). Da HNO_3 so gut wie keinen Canopy-Widerstand (R_c) besitzt, gilt $R_c = 0$. Die Depositionsgeschwindigkeit in der Höhe z ist die reziproke Summe der einzelnen atmosphärischen Widerstände, Gleichung 9:

$$v_{dj}(z) = (R_a + R_b + R_c)^{-1} \quad (9)$$

R_a kann nach Gleichung 10 berechnet werden mit κ van-Karman-Konstante (0,40), u^* Schubspannungsgeschwindigkeit, z_0 Rauigkeitslänge und Ψ_h integrale Stabilitätsfunktion für fühlbare Wärme:

$$R_a = \frac{1}{\kappa u^*} \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) - \Psi_h \right] \approx \frac{u}{u^{*2}} \quad (10)$$

R_b lässt sich wie in Gleichung 11 angegeben berechnen.

$$R_b = (u^* B_c)^{-1} \approx \frac{2}{\kappa u^*} \left(\frac{Sc}{Pr} \right)^{2/3} \quad (11)$$

mit Sc und Pr Schmidt- bzw. Prandtl-Zahl. Pr ist für Luft 0,71 und Sc ist definiert als Quotient der kinematischen Viskosität der Luft ($0,15 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$) und dem Diffusionsquotienten des Gases. Werte für $(Sc/Pr)^{2/3}$ können Tabelle 1 entnommen werden.

Tabelle 1: Schmidt- und Prandtl-Zahl-Korrektur für Gleichung 7 für unterschiedliche Gase und Angabe des Verhältnisses der Diffusionsquotienten Wasser/Substanz j D_{H_2O}/D_j (Pul et al., 1995)

Substanz (j)	$(Sc/Pr)^{2/3}$	D_{H_2O}/D_j
SO ₂	1,34	1,9
NO	1,14	1,5
NO ₂	1,19	1,6
NH ₃	0,87	1,0
HNO ₃	1,34	1,9
H ₂ O	0,87	1,0

Bemerkt sei, dass der zugrundeliegende Potenzansatz für die „Sublayer“-Stanton-Zahl B_c kontrovers diskutiert wird und sich für B_c^{-1} , besonders über höherer Vegetation, eine Tendenz zu größeren Werten zeigt (Müller et al., 1993; Kramm et al., 1996). Für HNO₂ wird die mittlere Depositionsgeschwindigkeit eines sauren Gases wie SO₂ verwendet (Matt und Meyers, 1993).

Die nasse Deposition von Nitrat und Ammonium wird aus der Menge des 4 stündlich mit einem wet-only-Sammler gesammelten Niederschlagswassers und der darin enthaltenen Konzentration (bei bekannter Sammelfläche) berechnet.

Die Abschätzung des trockenen Eintrages von Nitrat und Ammonium erfolgt mit Hilfe eines Modells (Slinn, 1892; Wesely et al., 1985). Es werden die Partikel-Größenklassen PM₁₀ und PM₁₀-PM_{2,5})

VERTIKO-Ift

unterschieden. Dieses Modell eignet sich nur für niedrige Vegetation und keinesfalls für Wälder, wo durch ein „Auskämmen“ und stärkere Einflüsse der Oberflächenfeuchte die Deposition erheblich erhöht sein kann (Erisman et al., 1997). Die Depositionsgeschwindigkeit für Partikel (v_{dp}) kann aus einer Parametrisierung abgeleitet werden, Gleichung 12:

$$v_{dp} [m/s] = v_g + \frac{1}{R_a + v_{ds}} \quad (12)$$

mit v_g der gravimetrischen Sinkgeschwindigkeit und v_{ds} einer Oberflächendeposition, die über die Schubspannungsgeschwindigkeit u^* parametrisiert wird (Tabelle 2):

Tabelle 2: v_g und Parametrisierung von v_{ds} für Ammonium und Nitrat

Parameter	PM _{2,5}	(PM ₁₀ -PM _{2,5})
v_g	vernachlässigbar	0,001
v_{ds}	0,005 u^*	0,05 u^{*2}

Ergebnisse und Diskussion

Feldexperiment STINHO1

Von mitte September bis in die zweite Oktoberwoche 2001 fand das vierwöchige Feldexperiment STINHO1 an der Ankerstation Melpitz statt (vgl. Abbildung 11). Auf Grund der langen Vegetationsperiode in diesem Jahr musste das Messfeld, das Grasland und offenes Ackerland in unmittelbarer Nachbarschaft beinhalten sollte, im August modifiziert werden. Während des Experimentes konnten durch die Teilnehmer die geplanten Datensätze ermittelt werden. Die Auswertung des gemeinsamen Strahlungsvergleiches ergab zeitweilige Abweichungen bei der langwelligen Strahlung. Aufgrund der Ergebnisse des Strahlungsmessgerätevergleichs während des STINHO1-Experimentes in Melpitz (Kooperation Teilprojek UBT1, Universität Bayreuth) wurde das Gerät nach Schulze/Däke durch ein Pyrgeometer CG 4 der Firma Kipp & Zonen ersetzt (Messbeispiel in Abbildung 12). Alle gewonnenen Daten für das Feldexperiment STINHO1 stehen in zeitlich hoher Auflösung (Minutenmittel) in einer gesonderten Datenbank zur Verfügung. Abbildung 13 vergleicht Feuchtemessungen während STINHO1. Abbildung 14 zeigt den Vergleich von Flüssen fühlbarer Wärme über unterschiedlichen Oberflächen. Ergebnisse des Experimentes wurden in (Arnold et al., 2004) veröffentlicht,.

VERTIKO-IFT



Abb. 11: Ankerstation Melpitz während eines Überfluges bei STINHO1 am 29.09.2001

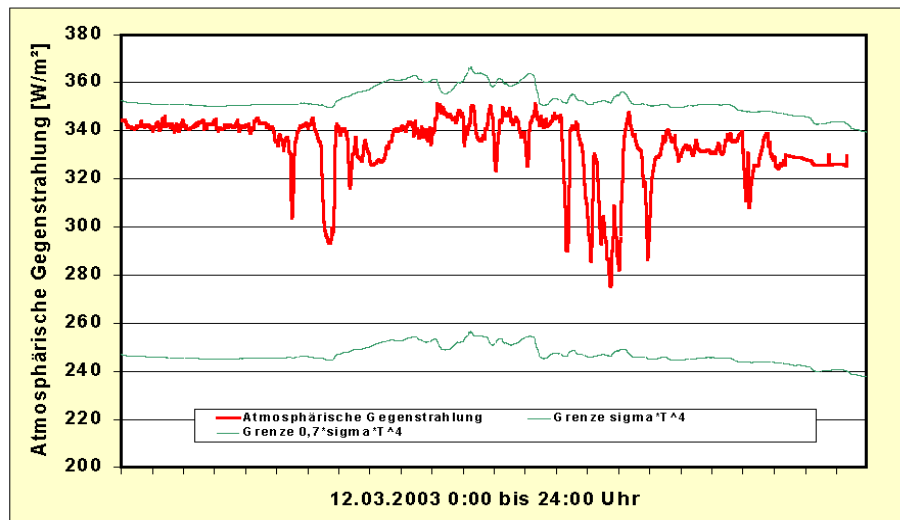


Abb.12: Messung der Langwelligen Strahlung mit dem neuen CM4. Die Strahlungsmessung erfüllt ein Qualitätskriterium und liegt zwischen den minimal und maximal zulässigen Werten, die sich aus dem Stefan-Boltzmannschen-Strahlungsgesetz ergeben.

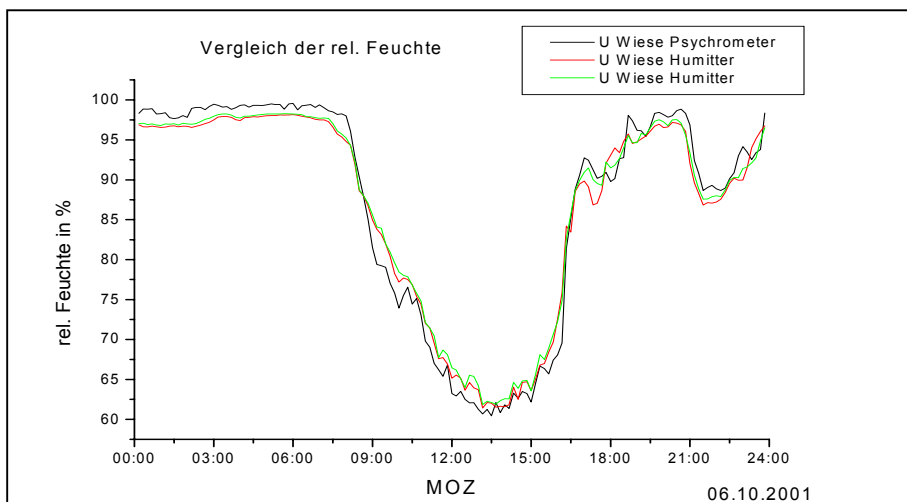


Abb.:13 Vergleich der relativen Feuchte (Quelle: K. Arnold) zwischen zwei Humittern auf der Wiese und der Psychrometermessung (Ankerstation)

VERTIKO-IFT

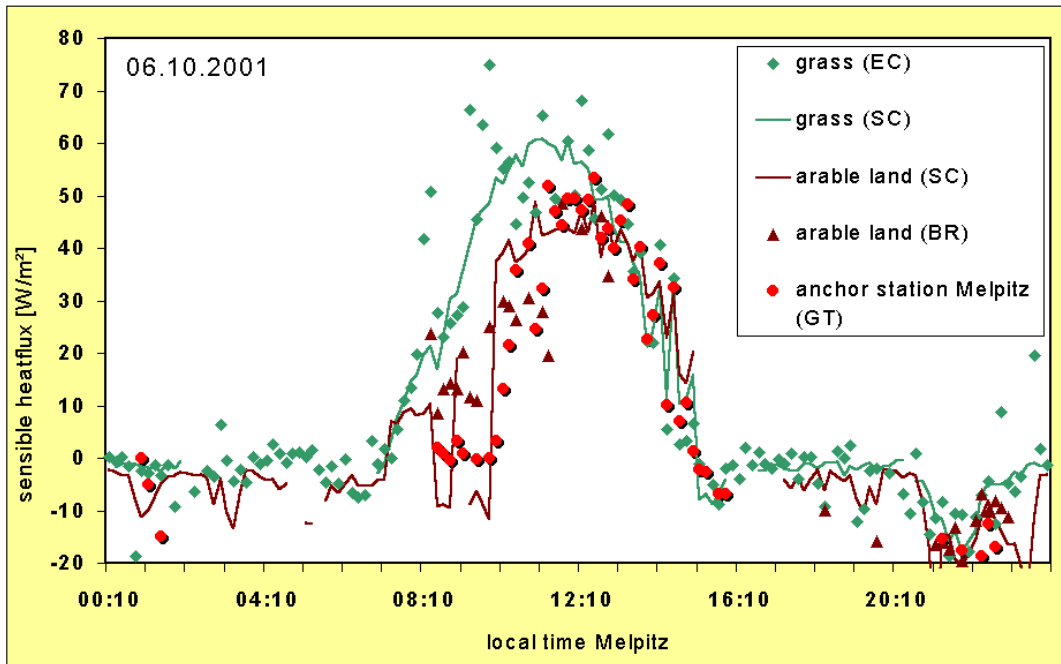


Abb. 14: Flüsse fühlbarer Wärme über Grasland (Ankerstation Melpitz) und offener Ackerfläche bestimmt mit unterschiedlichen Methoden (EC; Eddykorrelation, SC; Scintillometer, BR; Bown ratio, GT; Gradientenmethode)

Konzentrationen und Eintrag N-haltiger Spezies, Wärmeflüsse

Es werden im Folgenden Beispiele für Konzentrationsmessungen aufgeführt. Die vollständigen Datensätze sind in der Datenbank enthalten. Abbildung 15 zeigt ein Beispiel für die NO und NO₂ Konzentrationsmessung im Gradienten. Es ist gut zu erkennen, dass für die beiden Spurengase praktisch kein Konzentrationsgradient ausgeprägt ist, woraus im Mittel nur ein sehr geringer netto Fluss resultiert.

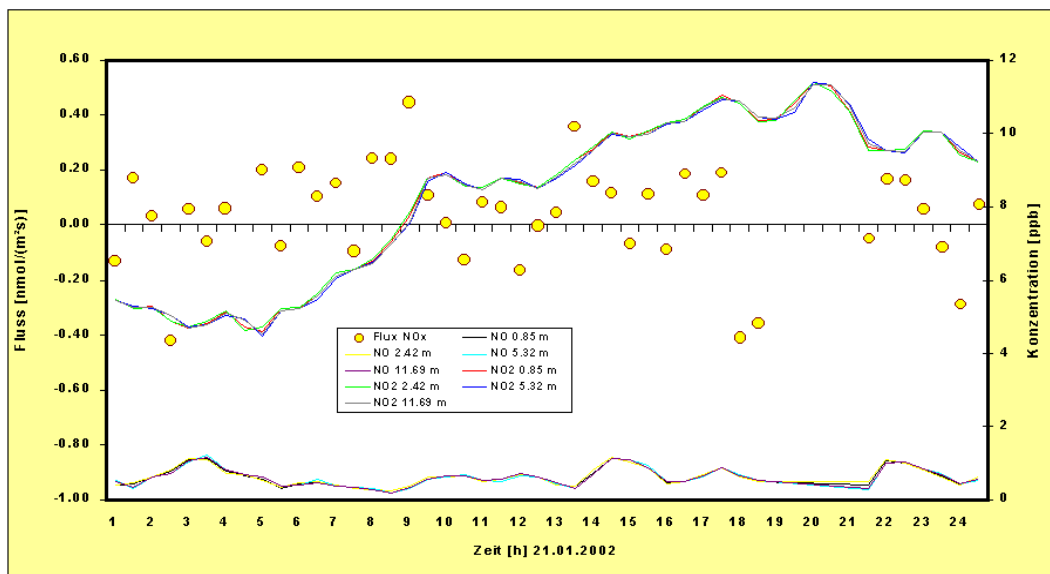


Abb.15: Konzentration von NO und NO₂ mit resultierendem Fluss für NO_x am 21.01.2002

Abbildung 16 zeigt ein Beispiel für die Konzentrationsmessung von NH_3 im Gradienten mit dem AMANDA-Gradientensystem. An diesem Tag handelt es sich um eine Emission, der Fluss wurde nach der Gradientenmethode berechnet.

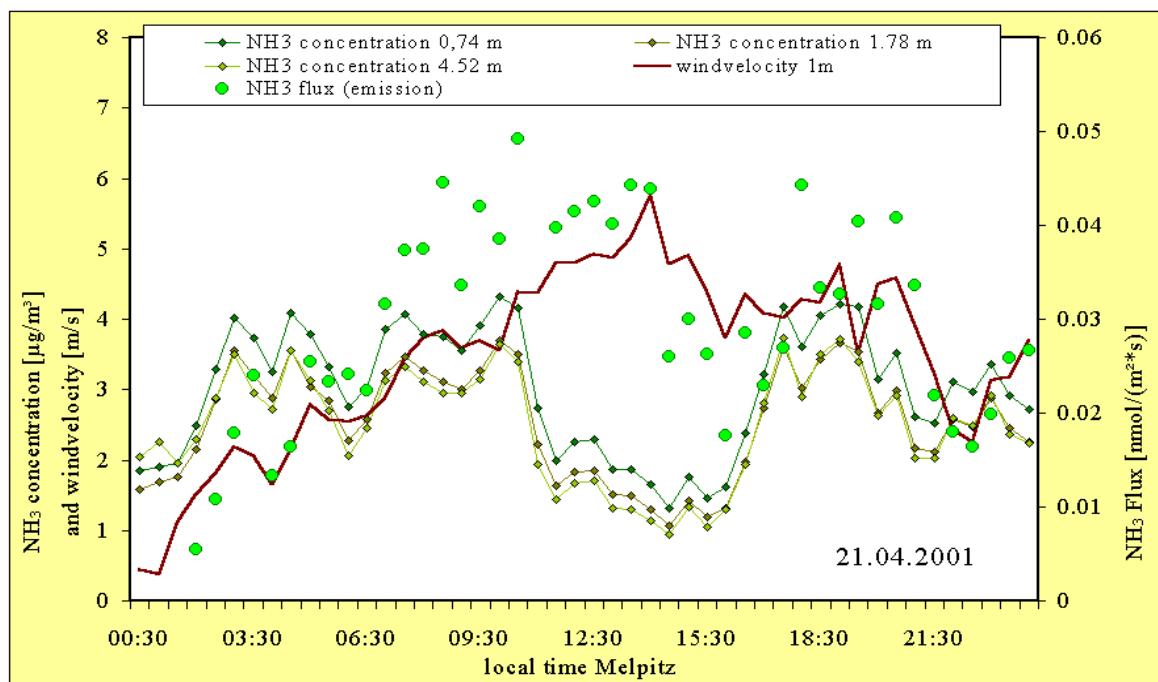


Abb. 16: NH_3 -Konzentration im Gradienten (AMANDA-System) und resultierender Fluss für NH_3 (Emission)

Nach der Zerstörung durch die Flut im August 2002 kam das neu durch das IFT beschaffte AiRRmonia[®]-System zur Konzentrationsmessung von NH_3 zum Einsatz (vgl. Abschnitt: Konzentrationsmessung N-haltiger Spezies). Ein großer Vorteil dieses Messsystems besteht in der Möglichkeit, auch bei moderaten Frosttemperaturen messen zu können, da die AiRRmonia[®] in einem Container untergebracht werden kann. Abbildung 17 zeigt den Verlauf der NH_3 -Konzentration, gemessen mit diesem System im Sommer 2003 und den mit dem bidirektionalen Flussmodell (SLCCPR- NH_3 , vergleiche Abbildung 9) berechneten NH_3 -Fluss unter Berücksichtigung eines Stomata-Kompensationspunktes für eine interzelluläre NH_4^+ -Konzentration von $200 \mu\text{mol l}^{-1}$ bei einem pH-Wert von 6,3 ($\Gamma = 400$).

Abbildung 18 zeigt als Beispiel für die Jahre 2001 bis 2004 den mittleren Tagesgang der Salpetersäurekonzentration. Typisch ist das Konzentrationsmaximum am späten Nachmittag, da HNO_3 Endprodukt der troposphärischen NO_x -Oxidation ist. Es gibt, bedingt durch unterschiedliche photochemische Aktivität der einzelnen Sommer, eine interannulare Variation des mittleren Konzentrationsverlaufes. Die gemessenen Tagesgänge der Konzentrationen wurden zur Abschätzung des Eintrages mit der Depositionsgeschwindigkeit multipliziert. Für HNO_3 wird die Depositionsgeschwindigkeit über ein Widerstandsmodell nach der Inferentialmethode abgeschätzt (Hicks et al., 1987; Hicks and Matt, 1988; Hicks et al., 1991; Matt and Meyers, 1993).

VERTIKO-IFT

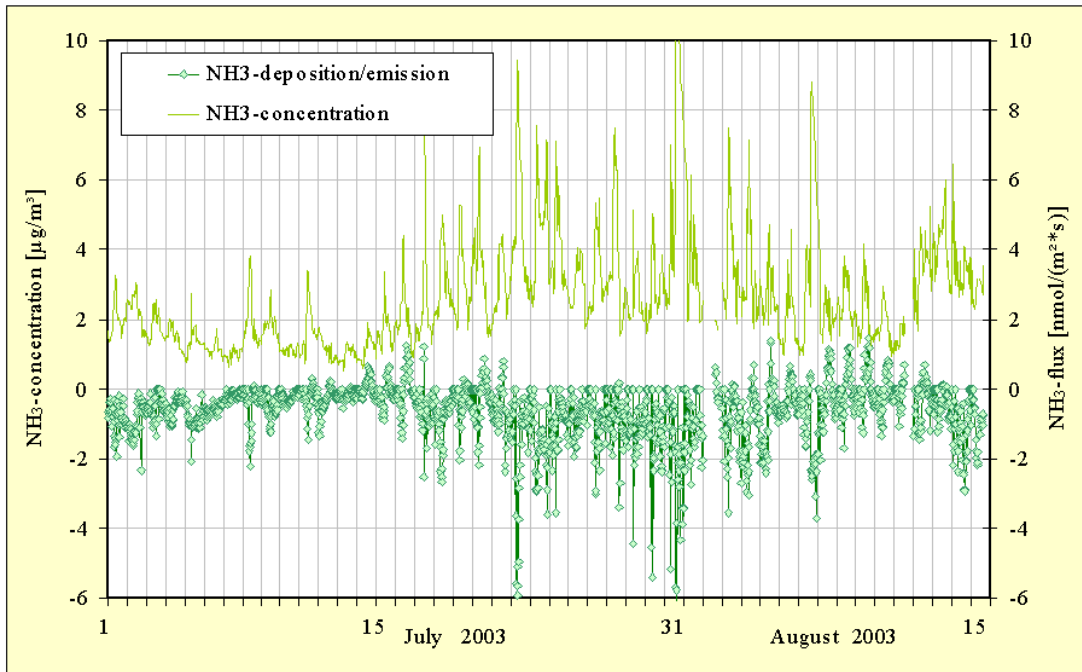


Abb. 17: Beispiel für die NH_3 -Konzentrationsmessung mit der „AiRRmonia“ und der daraus resultierenden NH_3 Flussberechnung (Halbstundenmittelwerte)

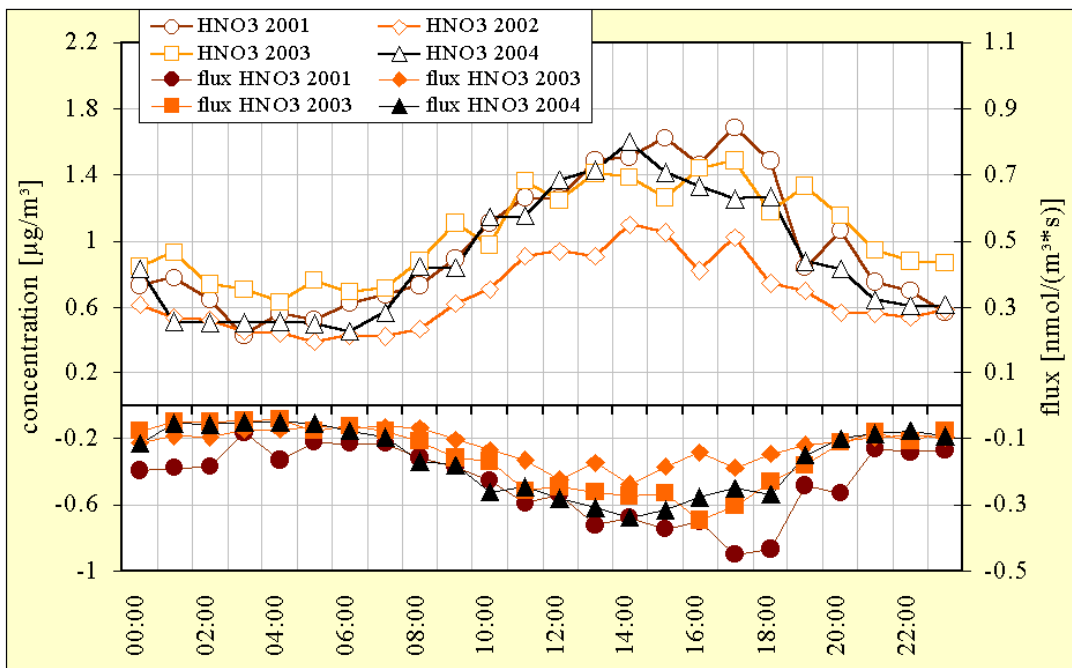


Abb. 18: Mittlerer Tagesgang der HNO_3 -Konzentration und des berechneten HNO_3 -Flusses. Die Depositionsgeschwindigkeit für HNO_3 wurde unter der Annahme $(R_a + R_b + R_c)^{-1}$ mit $R_c = 0$ berechnet. (Anzahl der gemittelten Tagesgänge 2001: 30, 2002: 38, 2003: 33 und 2004: 24 Messung endete am 30.09.04)

Abbildung 19 zeigt die mittleren jährlichen Tagesgänge für salpetrige Säure. Hier sind die nächtliche Bildung und der photochemische Zerfall am Tage zu erkennen. Es ergibt sich auch hier eine ausgeprägte interannulare Variabilität. Der Eintrag wurde mit einer mittleren Depositionsgeschwindigkeit für saure Gase von $0,8 \text{ cm/s}$ abgeschätzt.

VERTIKO-IFT

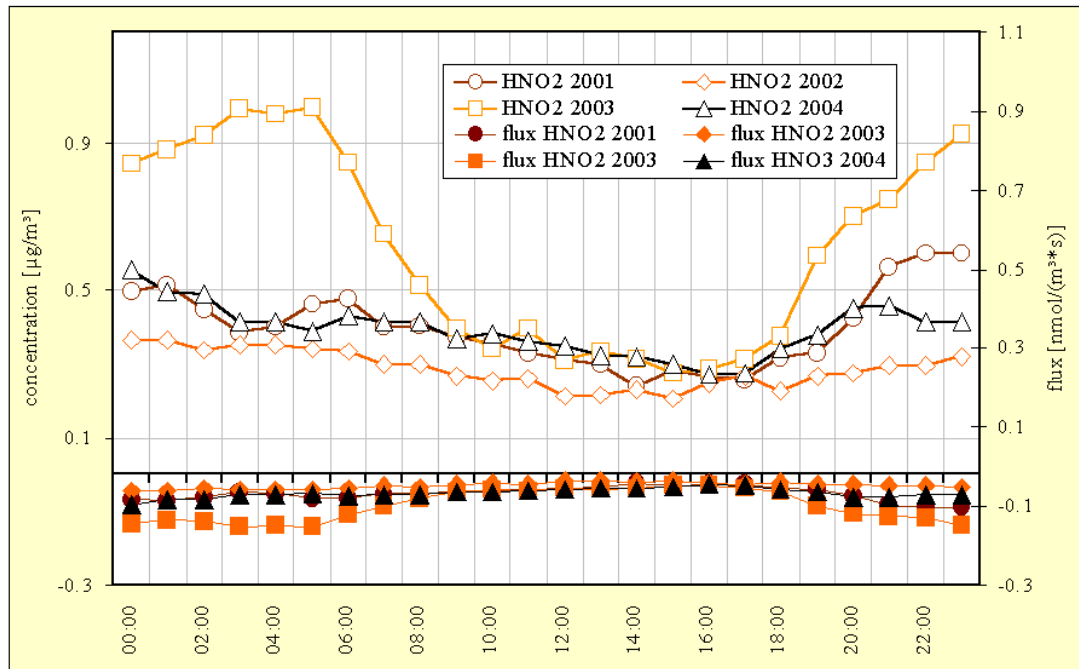


Abb. 19: Mittlerer Tagesgang der HNO₂-Konzentration und des berechneten HNO₂-Flusses. Als Depositionsgeschwindigkeit für HNO₂ wurde 0,8 cm/s angenommen. (Anzahl der gemittelten Tagesgänge 2001: 30, 2002: 38, 2003: 33 und 2004: 24, Messung endete am 30.09.04)

Das Ergebnis der Niederschlagsmessungen mit dem wet-only-Sammler über den gesamten Projektzeitraum ist in Abbildung 20 dargestellt. Die Abbildung enthält die tägliche Niederschlagsmenge und den Gehalt von Nitrat- und Ammoniumionen. Es ist deutlich erkennbar, dass die Ionenkonzentration mit der Niederschlagsmenge antikorreliert ist. Der kurzzeitige Datenausfall kurz nach dem höchsten täglichen Niederschlagsereignis ist das Ergebnis der Flutkatastrophe vom August 2002..

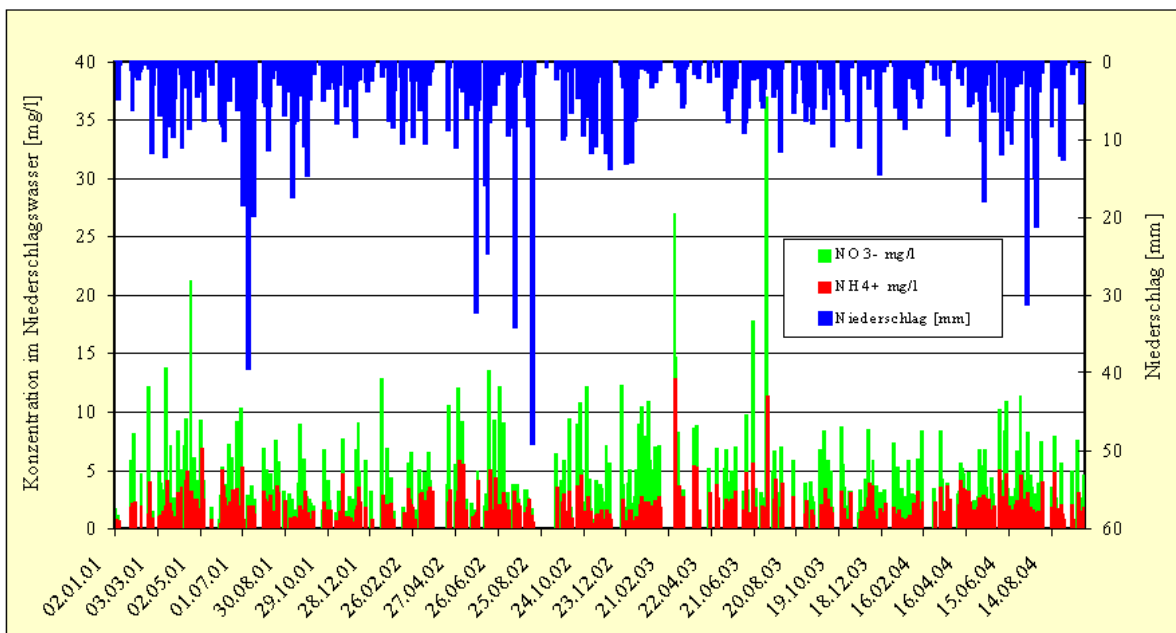


Abb. 20: Niederschlagsmenge und Gehalt an NO₃⁻ und NH₄⁺ für 2001 bis September 2004 (Datenbasis 4-Stundenmittel, wet-only-Sammler, Niederschlagsmenge invers dargestellt)

VERTIKO-IFT

Die Massenkonzentration N-haltiger Ionen in Partikeln (Ammonium und Nitrat) wurde mit einem Partikelsammler „Partisol 2000“ (Rupprecht and Patashnik Co. Inc., USA) wöchentlich für PM₁, PM_{2,5} und PM₁₀ bestimmt. Abbildung 21 zeigt den Konzentrationsverlauf für 2001 bis 2004.

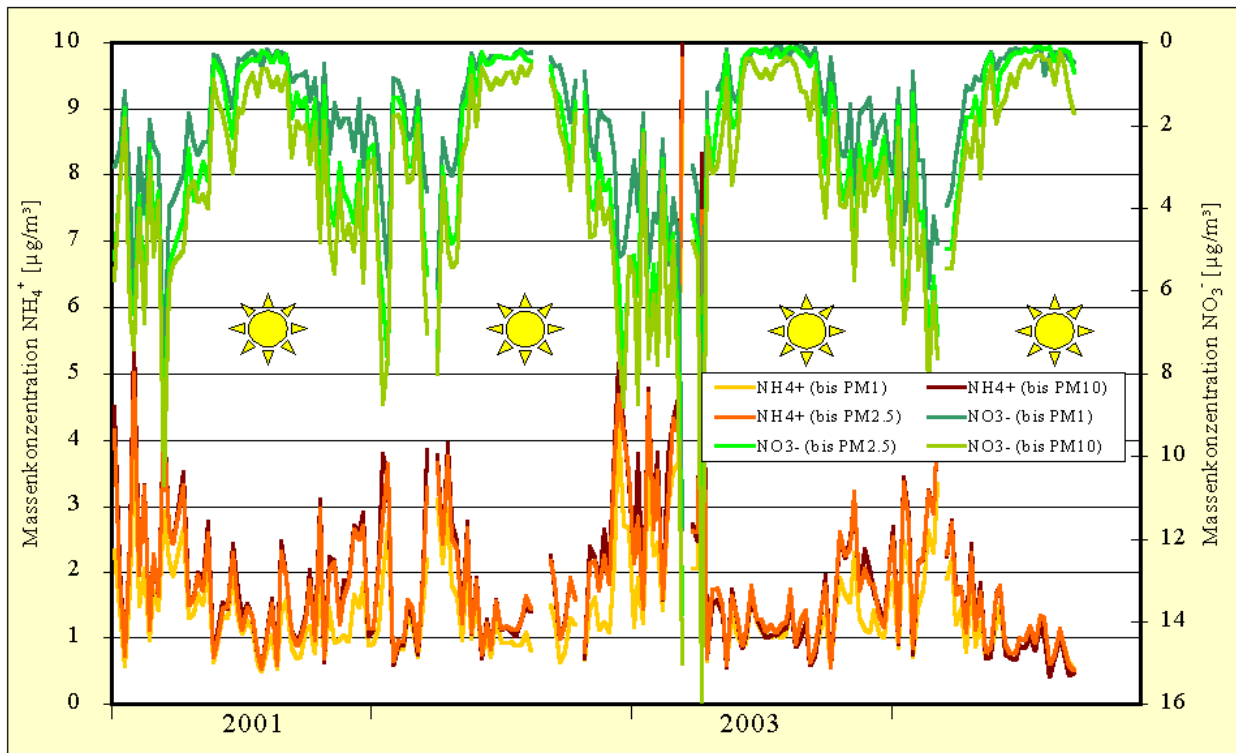


Abb 21: Nitrat- und Ammoniumionengehalt in den Partikeln für 2001 bis 2004 der drei verschiedenen Größenfraktionen (Datenbasis Wochenproben, Nitrationskonzentration invers dargestellt, Ende der Messungen 2004 Woche 40)

In Abbildung 21 ist gut erkennbar, dass Nitrat und Ammonium im Sommer deutlich weniger in den Partikeln vorhanden sind. Ursache dafür ist eine Phasenverschiebung in Richtung gasförmigen NH₃ und gasförmiger HNO₃. Eine solche „Verdampfung“ tritt sowohl vom Partikel in der Troposphäre als auch von bereits auf dem Filter gesammelten Partikeln auf. Es ist möglich, mit Hilfe eines Steamjets die Nitratkonzentration als Tagesgang mit stündlicher Auflösung zu messen und mit dem Tagesgang von Salpetersäure zu vergleichen. Der Steamjet (Khlystov et al., 1995) ist im prinzipiellen Aufbau ein Ringspaltdenuder, in dessen alkalischer Absorptionslösung HNO₃ abgeschieden wird. Nitrathaltige Partikel größer 60 nm passieren diesen Denuder und wachsen in einer Dampfkammer auf. Der Dampf wird über einen Zyklon abgeschieden und das Kondensat in einen Probensammler geleitet. Die Analyse auf Nitrat erfolgt ionenchromatographisch. Abbildung 22 zeigt drei Beispiele für stündliche Konzentrationen von Nitrat und Salpetersäure im Sommer 2004 an der Ankerstation Melpitz.

Voraussetzung für die Berechnung von Stoffflüssen nach der Gradientenmethode oder über Modellansätze sind mikrometeorologische Messungen. Die vertikalen Gradienten von Temperatur, Feuchte und Windgeschwindigkeit ermöglichen die Berechnung von fühlbarem und latenten Wärmestrom. In Abbildung 23 bis 25 sind dafür Beispiele zusammengestellt.

VERTIKO-IFT

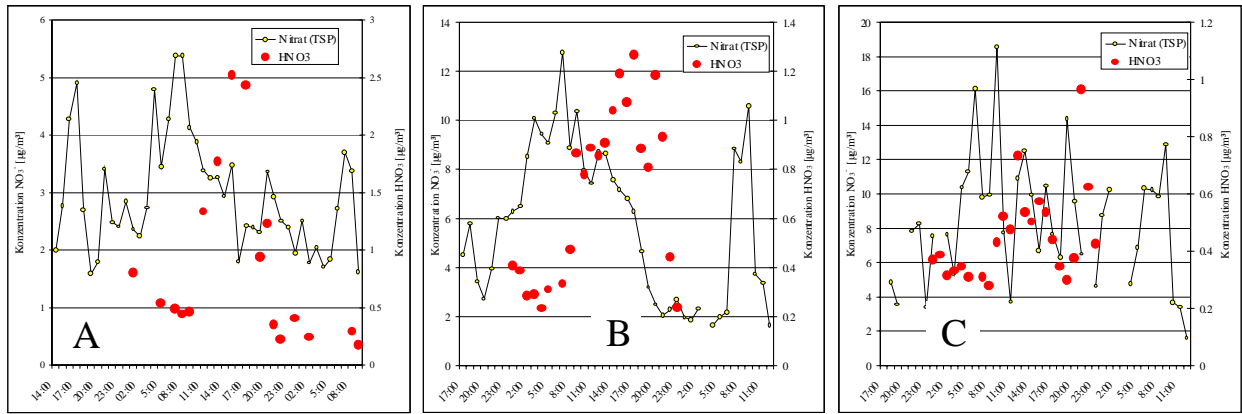


Abb.22: Verlauf der Nitrat- und Salpetersäurekonzentration im Sommer 2004 (stündliche Werte, Salpetersäure: Ringspaltdenuder, Nitrat: Steamjet) A: 7- bis 9. September, B: 31. August bis 2. September, C: 29. bis 30. August)

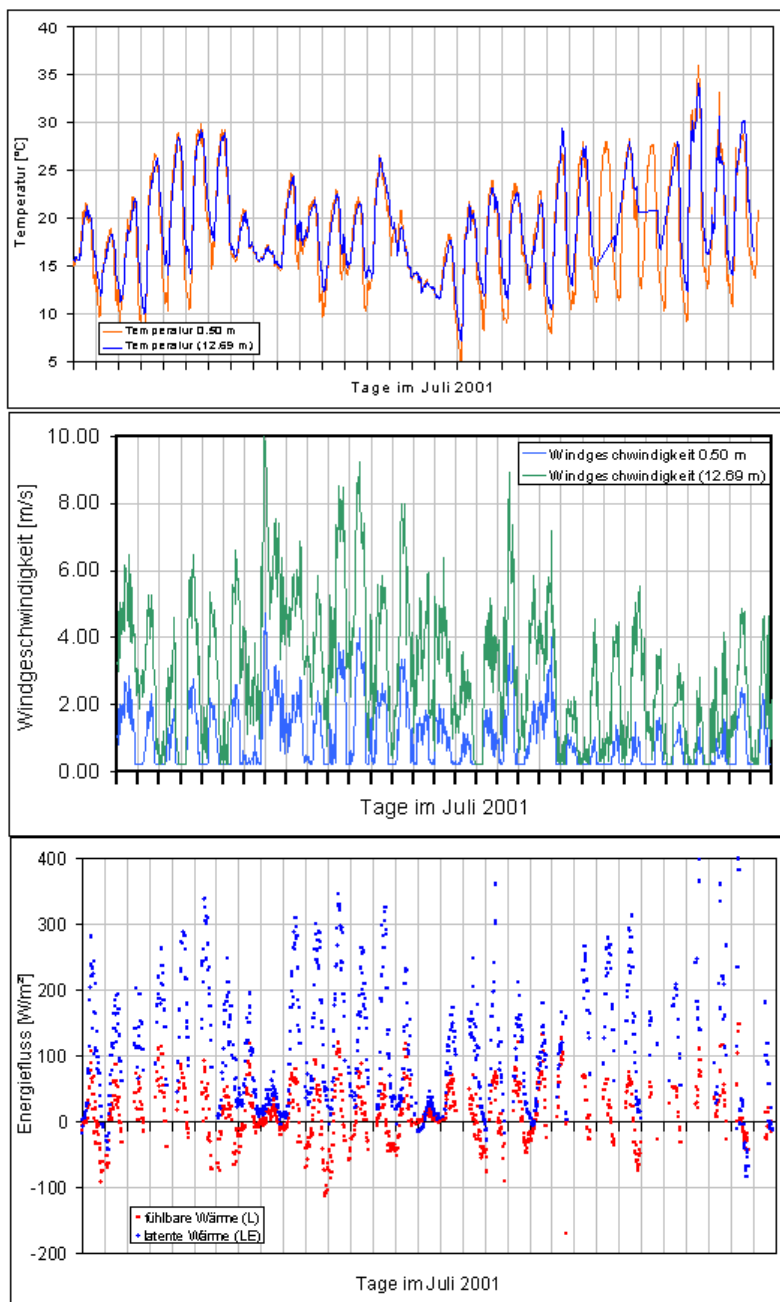


Abb. 23:
 Oben: Gradient der Temperatur,
 Mitte: Gradient der horizontalen
 Windgeschwindigkeit.
 Dargestellt wurden die untere und
 obere Messhöhe von insgesamt
 8 Messungen
 Unten: Flüsse fühlbarer und
 latenter Wärme
 (Datenbasis Halbstundenmittel)

VERTIKO-IFT

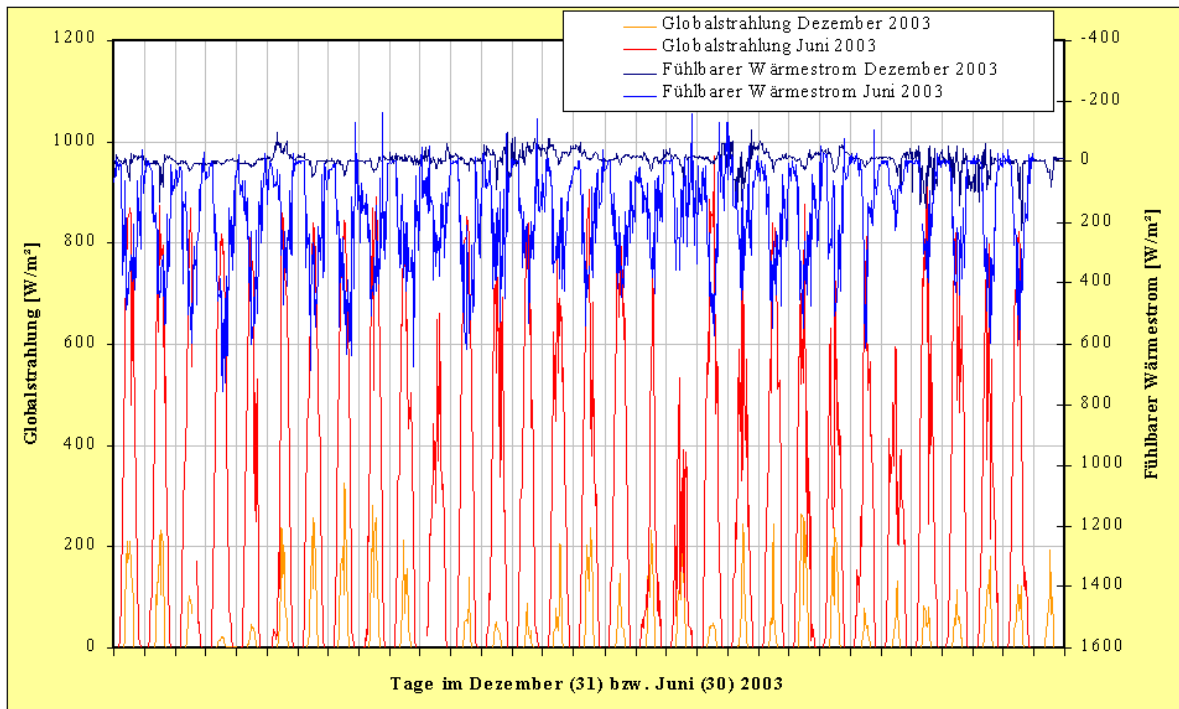


Abb. 24: Halbstundenmittel des fühlbaren Wärmestroms und der Globalstrahlung für Juni und Dezember 2003

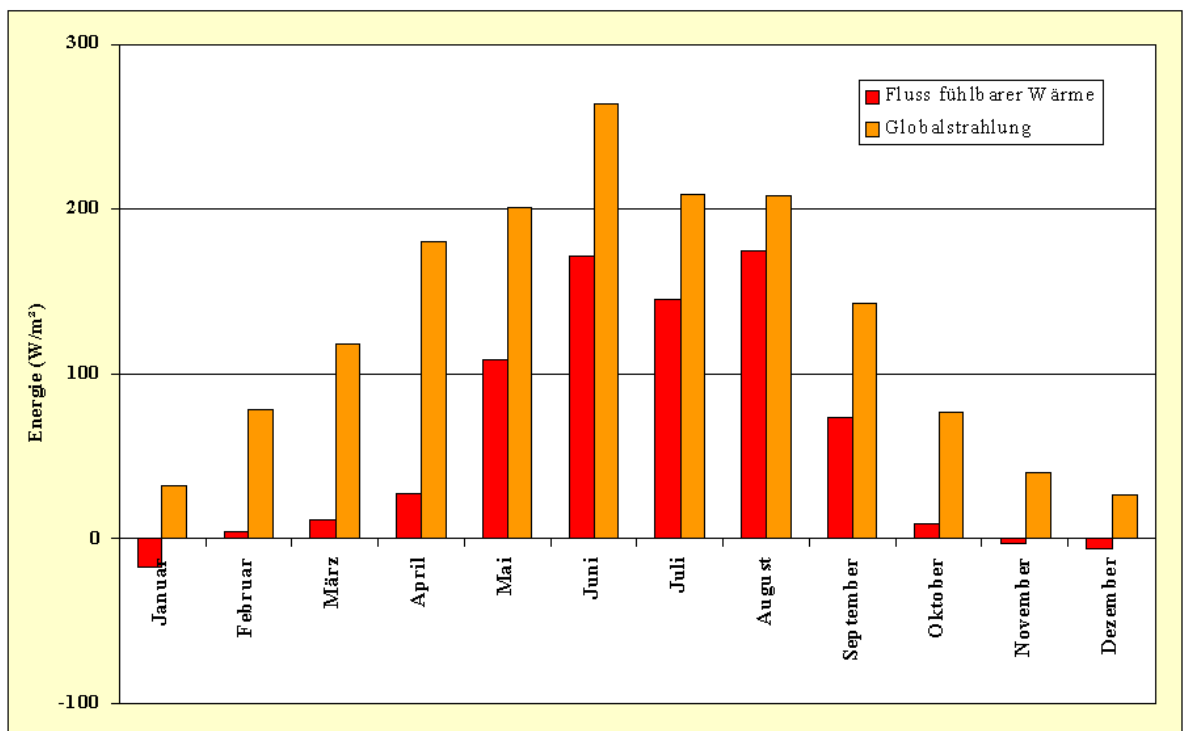


Abb. 25: Monatsmittel 2003 für den Fluss fühlbarer Wärme und die Globalstrahlung

Aus den vorliegenden Ergebnissen lassen sich jährlich gemittelte Gesamteinträge für Stickstoff an der Ankerstation Melpitz ermitteln. Dies erfolgte separat für den trockenen N-Eintrag (gasförmig und partikulär) und für den nassen N-Eintrag über den Niederschlag (Tabelle 3).

VERTIKO-IfT

Tabelle 3 Stickstoffeintrag durch trockene und nasse Deposition an der Ankerstation Melpitz

N-enthaltende Spezies	1995 [kg/(ha*a)]		1997 [kg/(ha*a)]		1998 [kg/(ha*a)]		2001 [kg/(ha*a)]		2002 ^{b)} [kg/(ha*a)]		2003 ^{c)e)} [kg/(ha*a)]		2004 ^{c)d)e)} [kg/(ha*a)]	
	<i>trocken</i>	<i>nass</i>	<i>trocken</i>	<i>nass</i>	<i>trocken</i>	<i>nass</i>	<i>trocken</i>	<i>nass</i>	<i>trocken</i>	<i>nass</i>	<i>trocken</i>	<i>nass</i>	<i>trocken</i>	<i>nass</i>
	Partikel, Gas	Niederschlag	Partikel, Gas	Niederschlag	Partikel, Gas	Niederschlag	Partikel, Gas	Niederschlag	Partikel, Gas	Niederschlag	Partikel, Gas	Niederschlag	Partikel, Gas	Niederschlag
NH ₃ ^{b)}	8.81		11.36		1.80		-3.49		21.02		5.28		5.58	
N	7.25		9.35		1.48		-2.88		17.31		4.35		4.60	
NO _x ^{a)}	0.51		-3.51		-1.67		0.18		0.28		0.35		nd.	
N	0.17		-1.15		-0.56		0.06		0.09		0.12			
HNO ₃	3.46		5.10		4.03		4.56		2.40		3.02		3.15	
N	0.77		1.13		0.88		1.01		0.53		0.67		0.70	
HNO ₂	0.94		1.03		1.13		1.00		0.70		1.45		0.97	
N	0.28		0.31		0.34		0.30		0.21		0.43		0.29	
NH ₄ ⁺	0.85	6.05	0.88	6.39	0.72	6.03	0.65	6.82	0.55	6.41	0.58	4.25	0.42	7.13
N	0.66	4.70	0.68	4.97	0.56	4.69	0.50	5.30	0.43	4.99	0.45	3.31	0.33	5.55
NO ₃ ⁻	1.24	14.44	1.80	13.83	1.43	15.13	1.62	14.00	0.94	13.15	1.03	9.68	0.80	14.70
N	0.28	3.26	0.41	3.12	0.32	3.42	0.37	3.16	0.21	2.97	0.23	2.18	0.18	3.32
Summe N														
N	9.41	7.96	10.73	8.09	3.02	8.10	-0.64	8.46	17.98	7.96	6.25	5.49	6.10	8.87

- a) für ein mittleres Konzentrationsverhältnis von 20% NO und 80 % NO₂ (Volumen %)
NO_x 2003, 2004 aus UBA Konzentrationen, V_d NO 0,05 cms⁻¹ (Foken, 2003), V_d NO₂ 0,00 cms⁻¹ (Padro, 1993),
- b) für NH₃ Daten bis August 2002, gemessen mit AMANDA-System, danach mit AiRRmonia[®] und Modellierung des NH₃-Flusses
- c) für NH₃ Messung mit AiRRmonia[®] und Modellierung des NH₃-Flusses
- d) Messung bis einschließlich September 2004 (Projektabschluss 30.09.2004)
- e) trockener Eintrag für NH₄⁺ und NO₃⁻ bezogen auf Turbulenzverteilung 2002

VERTIKO-IfT

Die Ergebnisse aus Tabelle 3 sind in Bild 26 graphisch dargestellt. Zusätzlich wurden in dieses Bild noch Ergebnisse von ähnlichen Messungen aus 1995 und 1997 bis 2000 integriert (Erisman et al., 2001a; Spindler et al. 2001b). Für die Jahre 1999 und 2000 stehen nur die Einträge für NH_3 zur Verfügung. Es zeigt sich, dass der trockene Stickstoffeintrag von NH_3 dominiert wird und die Einträge von Jahr zu Jahr stark schwanken. Da der NH_3 -Eintrag bis 2002 nach der Gradientenmethode bestimmt wurde, besteht auf Grund der sehr inhomogenen Struktur der NH_3 -Quellen und Senken in der Wiese die Möglichkeit, dass die unterschiedlichen „Footprints“ der drei Messhöhen ungleiche Quellen-Senken-Eigenschaften aufweisen können. Den zweithäufigsten Beitrag zum N-Eintrag liefert die nasse Deposition. Sie ist von Jahr zu Jahr relativ konstant. Im trockenen und sehr warmen Jahr 2003 liegen die Werte etwas niedriger, da es insgesamt wenig Niederschlag gab. Der trockene N-Eintrag aus gasförmiger Salpetersäure liegt im Mittel bei etwa $0,8 \text{ kg N ha}^{-1}\text{a}^{-1}$ und variiert von Jahr zu Jahr abhängig von der Sonneneinstrahlung. Mit etwa $0,3$ bzw. $0,5 \text{ kg N ha}^{-1}\text{a}^{-1}$ sind die trockenen N-Einträge über salpetrige Säure und partikuläres Nitrat bzw. Ammonium sehr gering. NO_x trägt in Melpitz praktisch kaum zum N-Austausch bei. Für die N-Deposition an der Ankerstation Melpitz ist zwischen 1995 und 2004 kein Trend erkennbar.

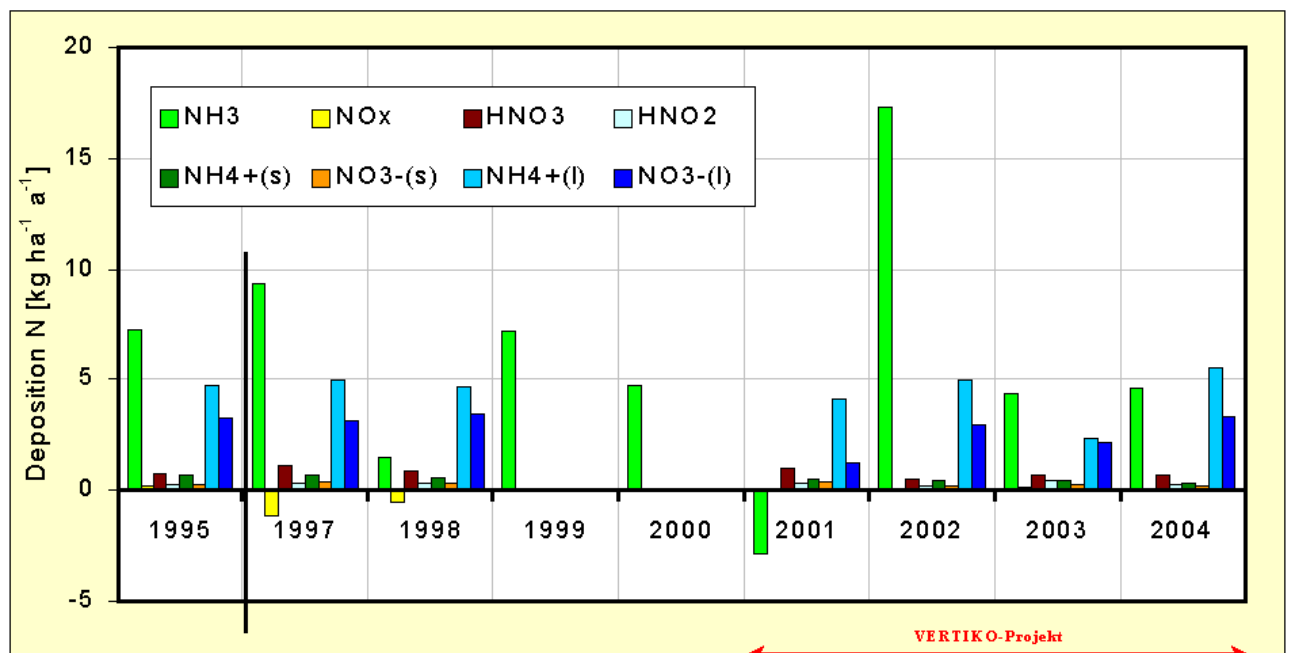


Abb. 26: Jährlicher N-Eintrag durch trockene und nasse Deposition an der Ankerstation Melpitz. Die Ergebnisse aus den Jahren 1995 und 1997 bis 2000 wurden zum Vergleich mit dargestellt. Für 1999 und 2000 sind Daten nur für NH_3 vorhanden.

Abbildung 27 zeigt die mittleren Einträge für die verschiedenen Depositionspfade (Ergebnisse aus Bild 26) und gibt die Schwankungsbreite der N-Deposition der einzelnen Spezies für den Zeitraum 1995 und 1997 bis 2004 an. Der Gesamt N-Eintrag (Totaldeposition) für die 9 Jahre beträgt $14,9 \pm 7,0 \text{ kg N ha}^{-1}\text{a}^{-1}$. Abbildung 28 zeigt den prozentualen Anteil der einzelnen Spezies am Gesamtstickstoffeintrag.

VERTIKO-IFT

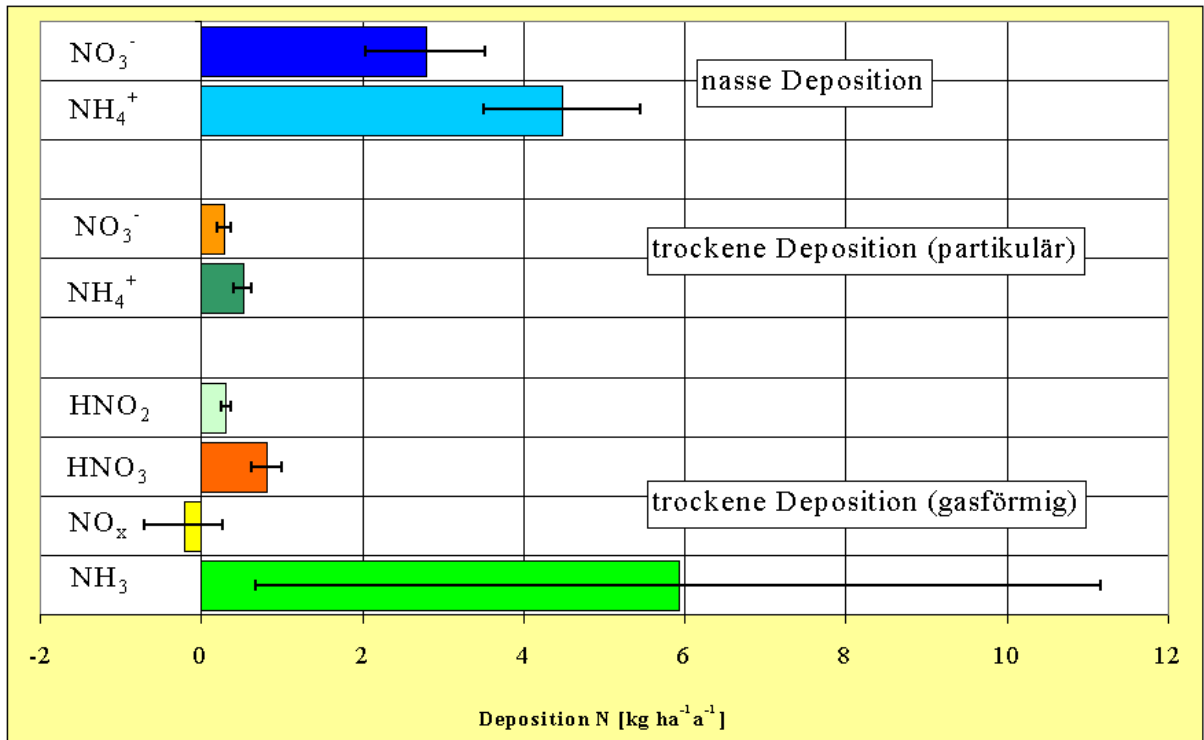


Abb. 27: Mittelwert des N-Eintrages über die verschiedenen Depositionspfade mit Schwankungsbreite zwischen den Jahreswerten (für NH₃ Mittelwert aus 1995 und 1997 bis 2004, alle anderen Spezies Mittelwert aus 1995, 1997, 1998 und 2001 bis 2004)

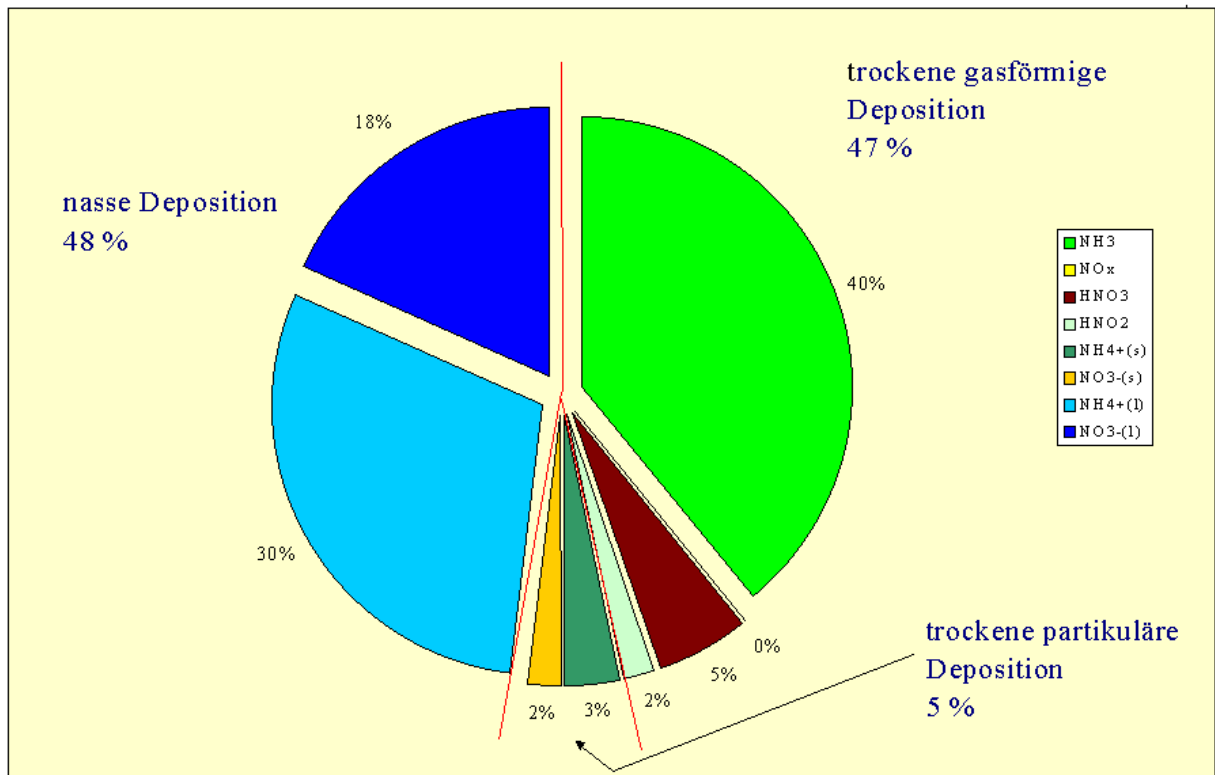


Abb. 28: Prozentualer Anteil der einzelnen Spezies an der Gesamtdeposition (für NO_x wurde der leicht negative Wert gleich 0 gesetzt)

Vergleich der experimentell ermittelten N-Einträge mit Ergebnissen einer Modellrechnung

Der Vergleich mit Ergebnissen eines Modells zur Berechnung der Totaldeposition, des trockenen Eintrages reduzierten Stickstoffs und der nassen Deposition (Gauger et al, 2002) für die Jahre 1995, 1997 und 1998 zeigt eine gute Übereinstimmung des Modells mit den experimentell ermittelten Einträgen für den Vegetationstyp Grasland an der Ankerstation Melpitz, vgl. Abbildung 28.

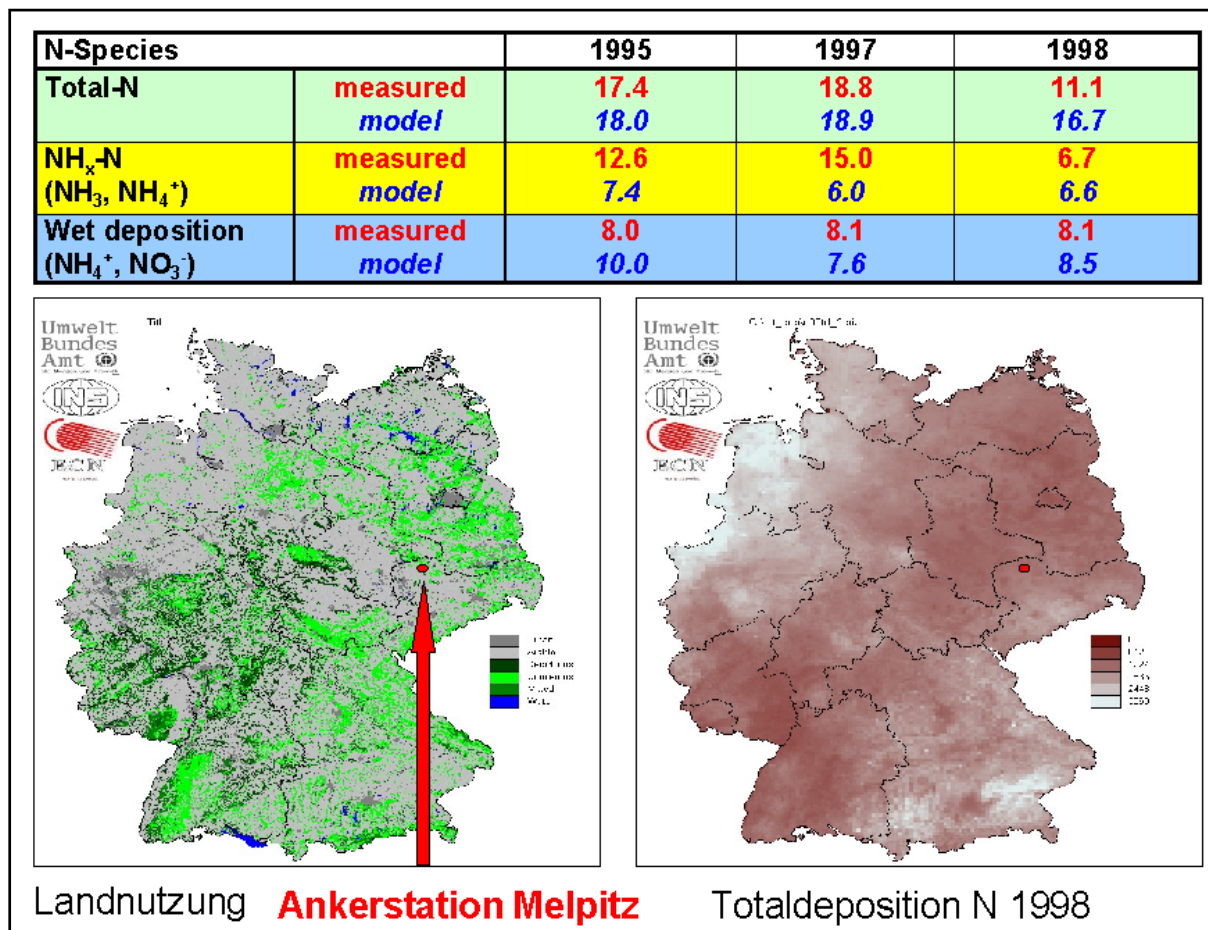


Abb. 29: Vergleich der experimentell ermittelten Ergebnisse mit denen des Modells zur Berechnung der Totaldeposition (oben), Landnutzung und Stickstofftotaldeposition für 1998 (unten)

NH₃-Messungen an anderen Standorten im Verbundvorhaben

Während der Messkampagne MORE II wurde am Standort Wildacker mit der AiRRmonia des IFT die NH₃-Konzentration gemessen (Kooperation VERTIKO-TUD, TU-Dresden). Der typische Konzentrationsverlauf für NH₃ auf dieser Waldlichtung ist in Abbildung 30 dargestellt. In der Regel steigen die Konzentrationen am Tage an und sind über der feuchten Grasoberfläche nachts geringer (NH₃-Deposition). Es ist gut erkennbar, dass die AiRRmonia[®] in der Lage ist, auch Konzentrationen unter 1 µgm⁻³ zu erfassen

Abbildung 31 zeigt einen Vergleich der AiRRmonia[®]-Messungen mit einer integrierenden NH₃-Messung. Mit Hilfe eines Filterpacksystems wurde NH₃ hier auf einem mit Säure behandelten Cellulosefilter abgeschieden. Die entsprechenden Mittelwerte sind vergleichbar,

VERTIKO-IFT

groß wobei die Messwerte der AiRRmonia[®] im Mittel etwas unter denen des Filterpacks liegen. Eine Ursache kann hier eine unvollständige Abtrennung der Partikel aus dem Luftstrom im Filterpack sein. Es besteht beim Filterpack auch die Möglichkeit, dass Ammoniumsalze aus dem abgeschiedenen Partikel verdampfen und damit die gemessene NH₃-Konzentration der Gasphase erhöhen

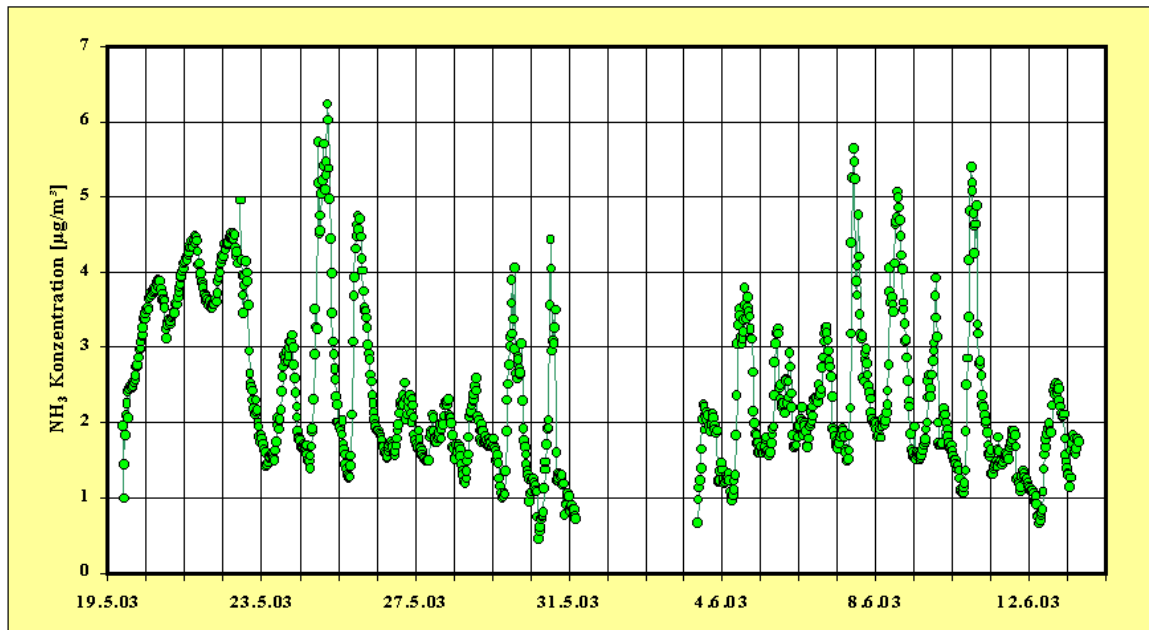


Abb.30: NH₃-Konzentrationsmessung ausgeführt mit der AiRRmonia[®] (Wildacker, Tharandter Wald, Halbstundenmittel)

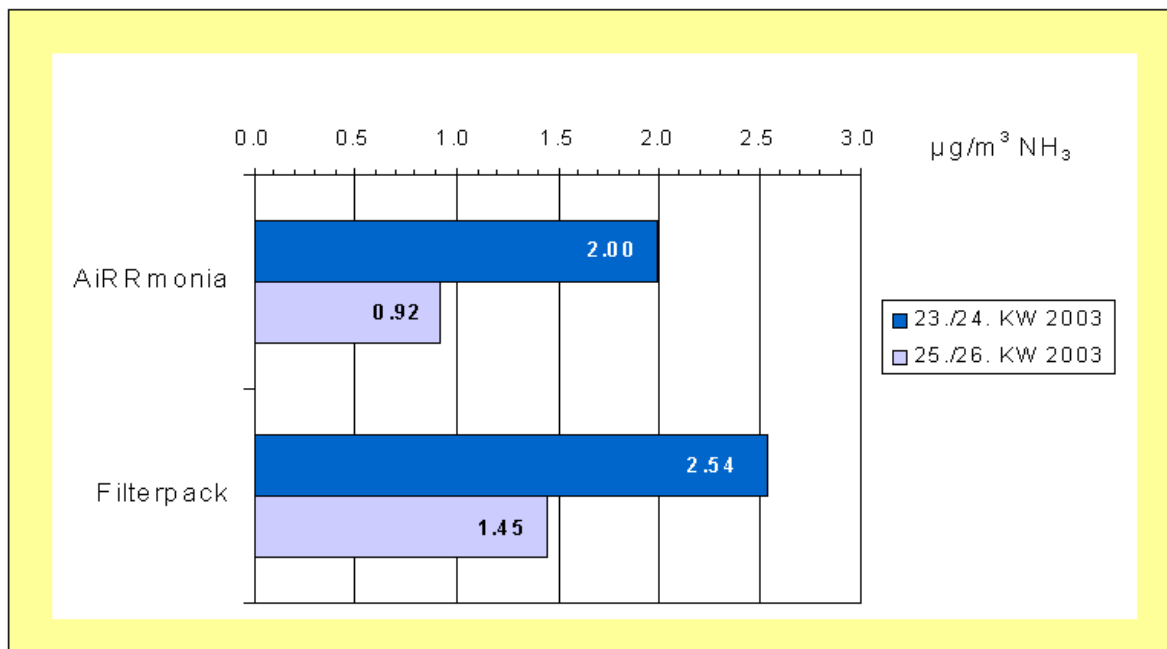


Abb. 31: Vergleich Konzentrationsmessung mit der AiRRmonia[®] und Konzentrationsmessung mit integrierenden Filtersammlern (Wildacker, Tharandter Wald, Quelle: K. Plessow)

VERTIKO-IFT

Im Rahmen des Verbundprojektes VERTIKO wurden zum Vergleich die NH_3 -Konzentrationen mit der AiRRmonia[®] zusätzlich an zwei weiteren Standorten über heterogenem Gelände gemessen (Kooperation VERTIKO-TUBAF, TU-Freiberg und VERTIKO-TUD, TU-Dresden). Dabei repräsentiert die in diesem Vorhaben beschriebene Ankerstation Melpitz ($51^\circ 31' \text{ N}$, $12^\circ 55' \text{ E}$, 87 m ü. NN) das Flachland und die Landnutzungsform Grasland. Die Ankerstationen Tharandter Wald ($50^\circ 58' \text{ N}$, $13^\circ 34' \text{ E}$, 375 m ü. NN) und Oberbärenburg ($50^\circ 47' \text{ N}$, $13^\circ 43' \text{ E}$, 735 m ü. NN) stehen für zwei Fichtenstandorte in den unteren bzw. oberen Lagen des Erzgebirges. Alle drei Stationen liegen im VERTIKO-Zielgebiet. Die gemessenen mittleren NH_3 -Konzentrationen (Abbildung 32) zeigen einen Konzentrationsabfall mit zunehmender Höhenlage des Messortes von ca. $3,5 \mu\text{g m}^{-3}$ (Melpitz, 87 m), $1,4 \mu\text{g m}^{-3}$ (Tharandter Wald, 375 m) und $0,5 \mu\text{g m}^{-3}$ (Oberbärenburg, 735 m). NH_3 stammt zum großen Teil aus landwirtschaftlichen Quellen. Weitere Quellen sind Kraftfahrzeuge mit 3-Wegekatalysatoren und natürliche NH_3 -Emissionen. Ammoniak hat eine relativ geringe atmosphärische Lebensdauer, da es sehr schnell an feuchten Oberflächen deponiert wird. Melpitz und auch der Tharandter Wald sind deutlich stärker von primären anthropogenen Emissionen aus der Landwirtschaft beeinflusst. Dies führt zu höheren NH_3 -Konzentrationen. Der Anstieg der NH_3 -Konzentrationen zeigt sich auch in den Tagesgängen. Die beiden Ankerstationen Melpitz und Tharandter Wald zeigen ein deutliches Konzentrationsmaximum während der Mittagsstunden, im quellfernen Oberbärenburg ist kein ausgeprägter Tagesgang zu beobachten.

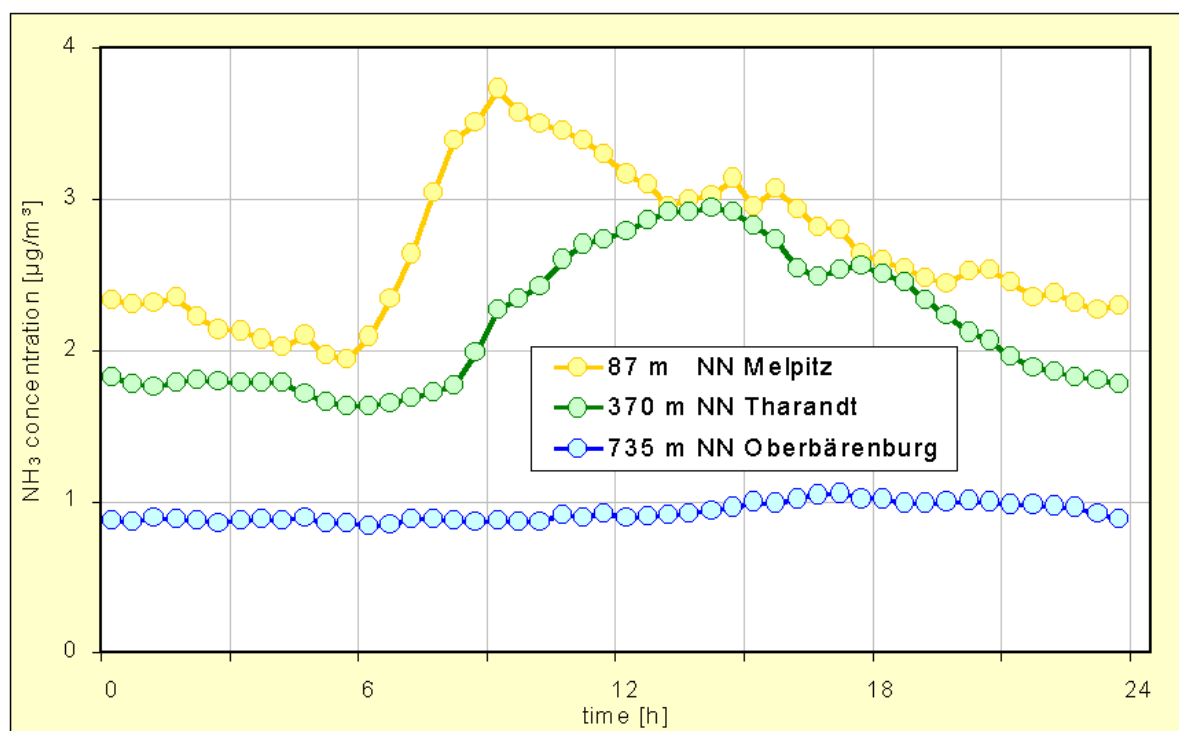


Abb. 32: Mittlere Tagesgänge der NH_3 -Konzentrationen gemessen mit der AiRRmonia[®] in Jahr 2003 an den Ankerstationen Melpitz (29 Tage im Juli), Tharandter Wald (32 Tage im Mai/Juni) und Oberbärenburg (15 Tage im Oktober)

Schlussfolgerungen und weitere Verwertbarkeit der Ergebnisse

Im Projekt VERTIKO-Ift (Laufzeit nach Verlängerung um 6 Monate 01.04.2001 bis 30.09.2004) konnte der trockene und nasse Stickstoffeintrag über Grassland im Nord-Sächsischen Tiefland an der Ankerstation Melpitz (Forschungsstation des Leibniz-Institutes für Troposphärenforschung e.V., Ift) quantifiziert werden. Die Ankerstation liegt im Zielgebiet des VERTIKO-Verbundforschungsvorhabens. Es konnten Datensätze zu mikrometeorologischen und spurengaschemischen Messungen an die zentrale VERTIKO-Datenbank übergeben werden. Ungeachtet erheblicher Beschädigungen der Ankerstation Melpitz durch die Sächsische Flut vom August 2002 wurde das Projektziel nach einer 6-monatigen Projektverlängerung und der Nutzung zusätzlicher Investitionen durch das Ift erreicht. Es konnten weitere Messungen der Konzentration N-haltiger Spezies und Berechnungen zum N-Eintrag im Jahr 2004 erfolgen. Im Herbst 2001 wurde innerhalb des Verbundvorhabens das gemeinsame Feldexperiment STINHO 1 an der Ankerstation Melpitz durchgeführt. Dafür wurde die Messfläche temporär um umliegendes Ackerland erweitert. Entsprechende Datensätze wurden der STINHO-Datenbank übergeben. Im Rahmen der Kooperation innerhalb des Verbundvorhabens wurde gasförmiges NH_3 an zwei weiteren Stationen (Ankerstationen Tharandter Wald und Oberbärenburg) im Zielgebiet gemessen.

Damit ergeben sich zusammenfassend folgende Hauptaussagen:

Der troposphärische N-Gesamteintrag, bestehend aus trockener Deposition (gasförmig und partikulär) sowie nasser Deposition (Niederschlag), über Grassland beträgt an der Ankerstation Melpitz etwa 15 kg pro Hektar und Jahr. Er kann um etwa 50 % von Jahr zu Jahr schwanken.

Der trockene und nasse N-Eintrag erfolgt an der Ankerstation etwa zu gleichen Teilen. Die trockene Deposition (gasförmig) beträgt rund 47 % und die nasse Deposition (Niederschlag) rund 48 % der Gesamtdeposition. Nur rund 5 % sind bei der geringen Rauigkeit des Graslandes partikulär gebundene trockene N-Deposition.

Der trockene N-Eintrag wird durch reduzierten Stickstoff (NH_3) dominiert (ca. 6 kg pro Hektar und Jahr). Der Anteil des Eintrages von NH_3 -Stickstoff schwankt sehr stark von Jahr zu Jahr. Der zweithöchste trockene Eintrag erfolgt über oxidierten Stickstoff (HNO_3 mit etwa 0,7 kg pro Hektar und Jahr). Der trockene N-Austausch über NO_x und HNO_2 ist sehr gering.

Die experimentell ermittelten Stickstofftotaldepositionen, die darin enthaltene trockene Deposition reduzierten Stickstoffs und die nasse Deposition, sind gut mit entsprechenden Modellergebnissen für Grasland vergleichbar.

Die NH_3 -Konzentrationen nehmen im Zielgebiet im Mittel mit zunehmender Höhenlage des Standortes und damit zunehmender Entfernung zur Primärquelle landwirtschaftliche Produktion ab (Vergleich Ankerstationen Melpitz - Tharandter Wald - Oberbärenburg).

Literatur

- Arnold, K., Ziemann, A., Raabe, A., Spindler, G. (2004) Acoustic Tomography and Conventional Meteorological Measurements over Heterogeneous Surfaces. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 85, 175-186.
- Baek, B.H., Aneja, V.P., Tong, Q. 2004. Chemical coupling between ammonia, acid gases, and fine particles. *Environmental Pollution* 129, 89-98.
- Brüggemann, E., Spindler, G. (1999) Wet and Dry Deposition of Sulphur at the Site Melpitz in East Germany. *Water, Air, and Soil Pollut.* 109, 81-99.
- Bytnerowicz, A. and Fenn, M. A. 1996. Nitrogen deposition in California Forests: A review. *Environ. Poll.*, 92, 127-146.
- Cape, J.N., Tang, Y.S., van Dijk, N., Love, L., Sutton, M.A., Palmer, S.C.F. (2004) Concentration of ammonia and nitrogen dioxide at roadside verges, and their contribution to nitrogen deposition. *Environmental Pollution* 132. 469-478.
- Carslaw, N., Carslaw, D. (2001) The Gas-Phase Chemistry of Urban Atmospheres. *Surveys in Geophysics* 22, 31-53.
- Duyzer, J.H., Deinum, G., Baak, J. (1995) The interpretation of measurements of surface exchange of nitrogen oxides: correction for chemical reactions. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 351, 231-248.
- Müller, H., Kramm, G., Meixner, F., Dollard, G.J., Fowler, D. (1993) Determination of HNO₃ dry deposition by modified Bowen ratio and aerodynamic profile techniques. *Tellus*, 45B, 346-367.
- Misselbrook, T. H., Van der Weerden, T. J., Pain, B. F., Jarvis, S. C., Chambers, B. J., Smith, K. A., Phillips, V. R. and Demmers, T. G. M. 2000. Ammonia emission factors for UK agriculture. *Atmos. Environ.*, 34, 871-880.
- Erismann, J.W., Draaijers, G., Duyzer J., Hofschreuder, P., Van Leeuwen, N., Römer, F., Ruijgrok, W., Wyers, P., Gallagher, M. (1997) Particle deposition to forests - Summary of results and application. *Atmos. Environ.* 31, 321-332.
- Erismann, J.W., Hensen, a., Fowler, d., Flechard, C.R., Grüner, A., Spindler, G., Duyzer, J.H., Westrate, H., Römer, F., Vonk, A.W., Jaarsveld, H.V. (2001a) Dry Deposition Monitoring in Europe. *Water, Air, and Soil Pollution: Focus* 1: 17-27, 2001.
- Erismann, J. W., Otjes, R., Hensen, A., Jongejan, P., van den Bulk, P., Khlystov, A., Mols, H., Slanina, S. (2001b) Instrument development and application in studies and monitoring of ambient ammonia. *Atmos. Environ.*, 35, 1913 – 1922.
- Erismann, J.W., Schaap, M. 2004, The need for ammonia abatement with respect to secondary PM reduction in Europe. *Environmental Pollution* 129, 159-163.
- EU-Commission, 1999. Council Directive 1999/30/EC of 22 April 1999 relating to limit values for sulphur dioxide, nitrogen dioxide and oxides of nitrogen, particulate matter and lead in ambient air. *Official Journal of the European Communities* L163, 41-60.
- Farquhar, G.D., Firth, P.M., Wetselaar, R., Wier, B. (1980) on the gaseous exchange of ammonia between leaves and the environment: Determination of the ammonia compensation point. *Plant. Physiol.*, 66, 710-714.
- Foken, Th. (2003) *Angewandte Meteorologie – Mikrometeorologische Methoden*. Springer Verlag Berlin Heidelberg New York, 289 Seiten.
- Gauger, Th.; Anshelm, F.; Schuster, H.; Erismann, J.W.; Vermeulen, A.T.; Draaijers, G.P.J.; Bleeker, A.; Nagel, H.-D. (2002) Mapping of ecosystem specific long-term trends in deposition loads and concentrations of air pollutants in Germany and their comparison with Critical Loads and Critical Levels. *Umweltbundesamt und Institut für Navigation der Universität Stuttgart, Final Report* 299 42 210, part 1 207 pages, part 2 108 pages.
- Gnauk, Th., Rolle, W., Spindler, G. (1997) Diurnal Variations of Atmospheric Hydrogen Peroxide Concentrations in Saxony (Germany). *Journal of Atmospheric Chemistry* 27, 79-103.
- Harris, GW, Carter WPL, Winer AM, Pitts JM, Jr., Platt U, Perner, D 1982: Observation of nitrous acid in the Los Angeles atmosphere and the implications for the ozone-precursor relationships. *Environ. Sci. Technol.* 16, 414-419.

VERTIKO-IFT

- Heintzenberg, J., Müller, K., Birmilli, W., Spindler, G., Wiedensohler, A. (1998) Mass-related aerosol properties over the Leipzig Basin. *J. Geophys. Res.* 103D, 13.125- 13135.
- Hicks, B.B., Baldocchi, D.D., Meyers, T.P., Hosker, Jr. R.P., Matt, D.R. (1987) A preliminary multiple resistance routine for deriving dry deposition velocities from measured quantities. *Water, Air, and Soil Pollut.* 36, 311-330.
- Hicks, B.B., Matt, D.R. (1988) Combining biology, chemistry, and meteorology in modelling and measuring dry deposition. *J. Atmos. Chem.* 6, 117-131.
- Hicks, B.B., Hosker, R.P., Meyers, T.P., Womack, J.D. (1991) Dry deposition inferential measurement techniques – I. Design and test of a prototype meteorological and chemical system for determining dry deposition. *Atmos. Environ* 25A, 2345-2359
- Horii, C.V., Munger, J.W., Wofsy, S.C. (2004) Fluxes of nitrogen oxides over a temperate deciduous forest. *J of Geophys Res.* 109, DO8305, doi:10.1029/2003JD004326.
- Keuken, M.P., Schoonebeek, C.A.M. van Wensveen-Louter, A., Slanina, J. (1988) Simultaneous Sampling of NH₃, HNO₃, HCl, SO₂ and H₂O₂ in Ambient Air by a Wet Annular Denuder System. *Atmos. Environ.* 22, 2541-2541.
- Khlystov, A., Wyers, G.P., Slanina, J. (1995) The steam-jet aerosol collector. *Atmos. Environ.* 29, 2229-2234.
- Klemm, O., Millford, C., Spindler, G., van Putten, E. (2002) A climatology of leaf surface wetness. *Theoretical and Applied Climatology* 71, 107-117.
- Korhonen, P., Kulmala, M., Laaksonen, A., Viisanen, Y., McGraw, R. and Seinfeld, J. H. 1999. Ternary nucleation of H₂SO₄, NH₃, and H₂O in the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, D104, 26,349 – 26,353
- Kramm, G., Foken, Th., Mölders, N., Müller, H., Pawu, K.T. (1996) The Sublayer-Stanton numbers of heat and matter for different types of natural surfaces. *Contrib. Atmos. Phys.* 69, 417-430.
- Kurtenbach, R., Becker KH, Gomes, JAG, Kleffmann J, Lörzer JC, Splitter, M, Wiesen, P, Ackermann, R, Geyer, A, Platt, U 2001: Investigations of emissions and heterogeneous formation of HONO in a road traffic tunnel. *Atmos. Environ.* 35, 3,385-3,394.
- Lenschow, D.H.(1982) Reactive trace species in the boundary layer from a micrometeorological perspective, *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 161-172.
- Matt, D.R., Meyers, T.P. (1993) Un the use of the inferential technique to estimate dry deposition of SO₂. *Atmos. Environ.* 27A, 493-501
- Marquardt, W., Ihle, P., Kappe, W. (1986) Automatic Sampler of Atmospheric Precipitations for Trace-Element Analyses having a Large-Sized Collection Area. *Chem. Technik*, 6, 262-263.
- Marquardt, W., Brüggemann, E., Auel, R., Herrmann, H., Möller, D. (2001) Trends of pollution in rain over East Germany caused by changing emissions. *Tellus*, 53B, 529-545.
- Misselbrook, T. H., Van der Weerden, T. J., Pain, B. F., Jarvis, S. C., Chambers, B. J., Smith, K. A., Phillips, V. R. and Demmers, T. G. M. 2000. Ammonia emission factors for UK agriculture. *Atmos. Environ.*, 34, 871-880.
- Müller, K. (1999) A 3-year study of the aerosol in Northwest Saxony (Germany) *Atmos. Environ.* 33, 1679-1685.
- Notholt, J, Hjorth, J, Raes, F 1992: Formation of HNO₂ on aerosol surfaces during foggy periods in the presence of NO and NO₂. *Atmos. Environ.* 26A, 211-218.
- Neusüss, C., Wex, H., Birmilli, W., Wiedensohler, A., Koziar, C., Busch, B., Brüggemann, E., Gnauk, T., Ebert, M., Covert, D.S. (2002) Characterization and parameterization of atmospheric particle number, mass-, and chemical-size distribution in central Europe during LACE 98 and MINT. *J. Geophys. Res.* doi:10.1029/2001JD000327.
- Padro, J. (1993) Seasonal contrast in modelled and observed deposition velocities of O₃, SO₂ and NO₂ over tree surfaces. *Atmospheric Environment*, 27A, 807-814.
- Perrino, C., Catrambone, M., Di Menno Di Bucchianico, A., Allegroni, I. (2002) Daseous ammonia in the urban area of Rome, Italy and its relationship with traffic emissions. *Atmos. Environ.* 36, 5385-5394.
- Platt, U 1986: The Origin of nitrous and nitric acid in the atmosphere. in: *Chemistry of multiphase atmospheric systems*. Ed. W. Jaeschke, NATO ASI Series, Vol G6, Springer Verlag Berlin Heidelberg, 299-319.

VERTIKO-Ift

- Plewka, A., Gnauk, T., Brüggemann, E., Neusüß, C., Herrmann, H. (2003) Size resolved aerosol characterization for a polluted episode in autumn 1997 at the IfT research station Melpitz. *J. of Atmospheric Chemistry*, 48, 131-156.
- Pul, W.A.J., Potma, C.J.M., van Leeuwen E.P., Draaijers, G.P.J., Erisman, J.W. (1995) EDACS: European Deposition maps of Acidifying Components on a Small scale. Model description and preliminary results. National Institute of Public Health and Environmental Protection, Bilthoven, the Netherlands, Report Nr. 722401005 (41 Seiten).
- Römer, F.G., Veldkamp, A.A., 1994. Test results of a selected aerosol sampler to be applied in the Commission of European Countries LIFE Project. Royal Dutch Institute for Electronic Materials (KEMA), Netherlands Report 63944-KES/MLU 94-3231, 28 pp.
- Saliba, NA, Mochida, M, Finlayson-Pitts, BJ 2000: Laboratory studies of sources of HONO in polluted urban atmospheres. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3,229-3,232.
- Seinfeld. J. H. and Pandis, S., N. 1998. Atmospheric chemistry and physics. John Wiley and Sons Inc.. New York, 1326 pp.
- Slanina, J., de Wild, P.J., Wyers, G.P. (1992) The application of denuder systems to the analysis of atmospheric components. In Nriagu J.O. (Ed.), *Gaseous Pollutants – Characterization and Cycling*. 129-154, John Wiley & Sons, Inc., New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore.
- Slinn, W.G.N. (1982) Predictions for particle deposition to vegetation surfaces. *Atmos. Environ.* 16, 1785-1794
- Stratmann, E., Siebert, H., Spindler, G., Wehner, B., Althausen, D., Heintzenberg, J., Hellmuth, O., Rinke, R., Schmieder, U. Seidel, C., Tuch, T., Uner, U., Wiedensohler, A., Wandinger, U., Wendisch, M., Schell, D., Stohl, A. (2003) New-particle formation events in a continental boundary layer: First results from the SATURN experiment. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 3, 1445-1459.
- Spindler, G., Mölders, N., Hansz, J., Beier, N., Kramm, G. (1996) Determining the dry deposition of SO₂, O₃, NO, and NO₂ at the SANA core station Melpitz. *Meteorol. Zeitschrift*, N.F. 5, 205-220.
- Spindler, K. Müller, H. Herrmann (1999) Main particulate matter components in Saxony (Germany) - Trends and sampling aspects. *ESPR - Environ. Sci. & Pollut. Res.* 6, 89-94.
- Spindler, G., Teichmann, U., Sutton, M.A. (2001a) Ammonia dry deposition over grassland – micrometeorological flux-gradient measurements and bi-directional flux calculation using an inferential model. *Q.J.R.Meteorol. Soc.* 127, 795-814.
- Spindler, G., Brüggemann, E., Grüner, A., Herrmann, H. (2001b) Bestimmung des trockenen NH₃-Eintrages mit Hilfe von Passivsammlern. Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben des Umweltbundesamtes 298 42 290 (Projekt VASKO) vom 21. Februar 2001, 55 Seiten.
- Spindler, G. Hesper, J., Brüggemann, E., Dubois, R., Müller, Th., Herrmann, H. (2003) Wet annular Denuder Measurements of nitrous acid: Laboratory study of the artefact reaction of NO₂ with S(IV) in aqueous solution and comparison with field measurements. *Atmos. Environ.*, 37, 2643-2662.
- Spindler, G., Müller, K., Brüggemann, E., Gnauk, T., Herrmann, H. (2004) Long-term size-segregated characterization of PM₁₀, PM_{2.5} and PM₁ at the IfT research station Melpitz downwind of Leipzig (Germany). *Atmos. Environ.* 38, 5333-5347.
- Sutton, M.A., Asman, W.A.H., SchjØrring, J.K. 1994. Dry deposition of reduced nitrogen. *Tellus*, 46B, 255-273.
- Sutton, M.A., Burkhardt, J.K., Guerin, D., Nemitz, E., Fowler, D. (1998) Development of resistance models to describe measurements of bi-directional ammonia surface-atmosphere exchange. *Atmos. Environ.* 32, 473-480.
- Sutton, M. A., Dragosits, U., Tang, Y. S. and Fowler, D. (2000). Ammonia emissions from non-agricultural sources in the UK. *Atmos. Environ.*, 34, 855-869.
- ten Brink, H. M., Puxbaum, H., Maenhaut, W., Putaud, J.-P., Baltensperger, U., Müller, K., (2003). Challenges in Sampling and Analysis of Aerosol Carbon – a Central Research Topic in the EUROTRAC-2 AEROSOL Subproject. *EUROTRAC newsletter* 24, 26-30.
- Thom, AS 1975: Momentum, Mass and Heat Exchange of Plant Communities. In Monteith JL, Unsworth MH 1990: *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold, 2nd ed, New York.
- Van Pul, A., van Jaarsveld, H., van der Meulen, T, Velders, G. (2004) Ammonia concentrations in the Netherlands: spatially detailed measurements and model calculations. *Atmos. Environ.* 38, 4045-4055.

VERTIKO-Ift

- Villá-Guerrau de Arellano, J., Duynkerke, P. G. (1992) Influence of chemistry on the flux-gradient relationships for the NO-NO₃-NO₂ system, *Boundary Layer Meteorology*, 61, 375–38.
- Wesely, M.L., Cook, D.R., Hart, R.L. (1985) Measurements and parametrization of particulate sulphur dry deposition over grass. *J. Geophys. Res.* 90, 2131-2143.
- Wyers, G.P., Otjes, R.P., Slanina, J. (1993). Acontinuous-flow denuder for the measurement of ambient concentrations and surface-exchange of ammonia. *Atmos. Environ.*, 27A, 2085-2090.

**Abschlussbericht
zum Forschungsprojekt**

**Weiterentwicklung und Anwendung biogeochemischer Prozessmodelle zur
Simulation der NO-Emissionen aus landwirtschaftlich und forstlich
genutzten Böden
(VERTIKO-IMK)**

FK 07 ATF37-IMK

Berichtersteller:

**Klaus Butterbach-Bahl, Nicolas Brüggemann, Magda Kesik,
Ralf Kiese, Peter Miehle**

**Forschungszentrum Karlsruhe GmbH
Institut für Meteorologie und Klimaforschung/
Atmosphärische Umweltforschung
Kreuzeckbahnstr. 19, 82467 Garmisch-Partenkirchen
im Dezember 2004**

Forschungsvorhaben: Weiterentwicklung und Anwendung biogeochemischer Prozessmodelle zur Simulation der NO-Emissionen aus landwirtschaftlich und forstlich genutzten Böden

Förderung durch: Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms 2000

Förderkennzeichen: Förderkennzeichen 07 ATF37-IMK

Projektleiter: PD Dr. Klaus Butterbach-Bahl, Forschungszentrum Karlsruhe GmbH
Institut für Meteorologie und Klimaforschung/Atmosphärische Umweltforschung

Projektmitarbeiter: Dr. Nicolas Brüggemann, Magda Kesik, Dr. Ralf Kiese, Peter Miehe, Forschungszentrum Karlsruhe GmbH, Institut für Meteorologie und Klimaforschung/Atmosphärische Umweltforschung

Inhaltsverzeichnis

B1 Aufgabenstellung und Ziele des Vorhabens	2
B2 Voraussetzungen für die Durchführung des Vorhabens	2
B3 Planung und Ablauf des Vorhabens	4
B4 Wissenschaftlicher und technischer Stand zu Beginn des Vorhabens	5
B5 Zusammenarbeit mit anderen Stellen	6
B6 Eingesetzte Methoden	6
<i>B6.1 Das biogeochemische Prozessmodell DNDC (landwirtschaftliche Böden)</i>	7
<i>B6.2 Das biogeochemische Prozessmodell PnET-N-DNDC (forstliche Böden)</i>	16
<i>B6.3 Erstellung der GIS-Datenbasis</i>	17
<i>B6.4 Sensitivitätsanalysen</i>	29
B7 Ergebnisse und Diskussion	30
<i>B7.1 Modellvalidierungen</i>	30
<i>B7.2 Regionale Verteilung der N₂O- und NO-Bodenemissionen</i>	39
<i>B7.3 Quellen und Senken von N₂O und NO in Sachsen</i>	48
B8 Zitierte Literatur	50
B9 Verwertbarkeit der Ergebnisse im Sinne des fortgeschriebenen Verwertungsplans .	53
B10: Fortschritt auf dem Gebiet des Vorhabens bei anderen Stellen	53

B1 Aufgabenstellung und Ziele des Vorhabens

Ziel des Vorhabens war es, einen Beitrag zur Erstellung eines Emissionskatasters für NO und N₂O aus landwirtschaftlich und forstlich genutzten Böden Mitteleuropas zu leisten. Hierzu sollten die am IMK-IFU vorhandenen prozeßorientierten Modelle DNDC (landwirtschaftliche Flächen) und PnET-N-DNDC (forstlich genutzte Flächen), in denen die in die NO-Produktion, -Konsumption und -Emission involvierten biogeochemischen Prozesse detailliert beschrieben sind, weiterentwickelt und exemplarisch zur Erstellung eines NO- und N₂O-Emissionskatasters für das im Verbundprojekt VERTIKO definierte Zielgebiet Lindenberg – Melpitz – Erzgebirge eingesetzt werden.

Teilziele des Vorhabens waren:

- Verbesserung der zeitlichen Auflösung der eingesetzten prozeßorientierten Modelle DNDC (Agrar-Böden) und PnET-N-DNDC (Waldböden), insbesondere des Hydrologiemoduls,
- Validierung der Modelle anhand von Felddaten und Anwendung von PnET-N-DNDC auf die Ankerstation Tharandter Wald,
- Erstellung eines regionalen Emissionskatasters der bodenbürtigen NO-Emissionen für das Zielgebiet Lindenberg – Melpitz – Erzgebirge.

B2 Voraussetzungen für die Durchführung des Vorhabens

Böden sind eine wichtige Quelle für atmosphärische Stickoxide. Der Beitrag der bodenbürtigen Emissionsquellen zum globalen atmosphärischen NO_x-Budget wird mit ca. 12 Tg NO_x-N Jahr⁻¹ bzw. 23% des Gesamtbudgets beziffert (IPCC, 1995). Obwohl unzweifelhaft in stark industrialisierten Bereichen Zentraleuropas im Jahresmittel NO_x-Emissionen in Folge der Verbrennung fossiler Rohstoffe die dominante Quelle atmosphärischer Stickoxide sind, können für weniger industrialisierte, ländlich geprägte Regionen die bodenbürtigen NO_x-Emissionen, die Werte von über 20 kg N ha⁻¹ Jahr⁻¹ erreichen können (s.u.), nicht vernachlässigt werden (Shepherd et al., 1991), da sie wesentlich zur regionalen NO_x-Bilanz beitragen und somit – in Zusammenarbeit mit den biogen emittierten VOC – gerade auch von unmittelbarer Bedeutung für die regionale Ozonbelastung bzw. Photosmogperioden im ländlichen Raum sind. Dies zeigt auch eine Abschätzung von Williams et al. (1992), der für ländliche Gebiete in den USA einen Vergleich der Freisetzungsraten von NO aus Böden und aus Verbrennungsprozessen für den Sommer durchgeführt hat. Diese Autoren kommen zu dem Schluß, dass in einigen Gebieten wie z.B. South Dakota oder Iowa die Boden-NO-Emissionen von gleicher oder sogar größerer Bedeutung sind, als das im Zuge von Verbrennungsprozessen freigesetzte NO.

Auch im Hinblick auf den globalen Klimawandel sind Böden von essentieller Bedeutung als

Quellen und Senken für das atmosphärische Spurengas N_2O . Die Quellstärke von Böden für das primär klimarelevante Spurengas N_2O wird auf $4.9\text{-}15 \text{ Tg N Jahr}^{-1}$ geschätzt. Dies bedeutet, dass Böden mit ca. 65% zum gesamten atmosphärischen N_2O -Budget beitragen (IPCC, 1996).

Die Produktion von NO und N_2O in Böden ist vor allem auf die mikrobiellen Prozesse Nitrifikation und Denitrifikation zurückzuführen. Die Nitrifikation ist ein oxidativer Prozess der die Verfügbarkeit molekularen O_2 voraussetzt und bei dem $\text{NH}_3/\text{NH}_4^+$ und zu $\text{NO}_2^-/\text{NO}_3^-$ oxidiert werden. Demgegenüber stellt die Denitrifikation einen reduktiven Prozess dar, bei dem Mikroorganismen in O_2 -limitierten Bereichen auf $\text{NO}_2^-/\text{NO}_3^-$ als alternativen Elektronenakzeptor zurückgreifen. Hierbei wird $\text{NO}_3^-/\text{NO}_2^-$ sequentiell zu NO , N_2O und letztendlich N_2 reduziert (Conrad, 1996; Zumft, 1997). Darüber hinaus muss bei niedrigen Boden-pH-Werten auch der physico-chemische Prozess der Chemodenitrifikation als Mechanismus der NO -Produktion in Böden berücksichtigt werden (Van Cleemput & Baerts, 1984). Neben der Produktion von N-Spurengasen in Böden können für die Beschreibung des N-Spurengasaustauschs zwischen Böden und der Atmosphäre auch Konsumptionsprozesse nicht vernachlässigt werden. Im Hinblick auf das NO wurden bisher sowohl oxidative wie auch reduktive Konsumptionsprozesse beschrieben; beide in direktem Zusammenhang mit den mikrobiellen Prozessen der Nitrifikation und Denitrifikation (e.g. Dunfield & Knowles, 1997, Zumft, 1997). Der einzige bisher bekannte Prozess über den die Konsumtion von N_2O in Böden beschrieben werden kann, ist die Reduktion des N_2O zu N_2 durch denitrifizierende Bakterien. Die Höhe der N-Spurengasemission aus Böden hängt direkt von einer Vielzahl von Faktoren ab, u.a. von der Diffusivität der Böden, welche die O_2 -Verfügbarkeit und die Verweilzeit von Spurengasen im Bodenprofil mitbestimmt. Die Durchlüftungseigenschaften von Böden wiederum werden z.B. durch die Bodentextur und die Bodenfeuchte wesentlich beeinflusst. Weitere Faktoren die Einfluss auf die Höhe der N-Spurengasproduktion, -konsumtion und -emission nehmen, sind die Bodentemperatur, die Substratverfügbarkeit, der atmogene N-Eintrag, der Boden-pH oder die Konkurrenzsituation zwischen Mikroben und Pflanzenbestand um im Boden verfügbaren Stickstoff (z.B. Brumme & Beese, 1992; Papen & Butterbach-Bahl, 1999; Kaiser et al., 1996). Diese Faktoren sind hoch variabel in Zeit und Raum und verursachen hierdurch, dass in vielen Feldmessungen beobachtete komplexe Muster von N-Spurengasemissionen aus Böden (z.B. Williams et al., 1992; Davidson et al., 1998, Butterbach-Bahl et al., 2002). So zeigten bisherige Untersuchungen landwirtschaftlicher und forstlich genutzter Böden zum Beispiel, dass die NO -Emissionen einen ausgeprägten saisonalen Jahresverlauf mit Maxima in den Sommermonaten aufwiesen und zudem in

unmittelbare zeitlichen Zusammenhang mit Feldungen/ N-Eintragsituationen (z.B. Slemr & Seiler, 1984; Shepherd et al., 1991; Gasche & Papen, 1999) standen. Die in solchen Zeiträumen beobachteten NO-Emissionen erreichten bei landwirtschaftlich genutzten Flächen Werte von weit über $240 \mu\text{g NO-N m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ($>21 \text{ kg NO-N ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$) (z.B. Slemr & Seiler, 1984; Taylor et al., 1999; Shepherd et al., 1991) und in N-belasteten forstlichen Ökosystemen von mehr als $50 \mu\text{g NO-N m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ bzw. $>13 \text{ kg NO-N ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (Gasche & Papen, 1999; Pilegaard et al., 1999; Van Dijk & Duizer, 1999).

Aufgrund der Komplexität der biogeochemischen Prozesse, die die N_2O -Spurengasemissionen aus Böden verursachen, ist die Abschätzung der Höhe der N-Spurengasemissionen durch das IPCC über einfache Emissionsfaktoren (z.B. 1.25% des N-Düngemitelesinsatzes werden als N_2O freigesetzt) (Houghton et al., 1997) sehr unsicher und auch unbefriedigend.

Auch in Hinblick auf bodengebundene NO-Emissionen steht die Heterogenität der NO-Emissionen aus Böden in Zeit (zeitliche Variabilität der Flüsse) und Raum (z.B. Bodennutzung, Feldbearbeitung, N-Deposition) einer verbesserten Abschätzung des Beitrags von Böden zur regionalen NO-Belastungssituation entgegen. Dieses Problem kann auch nicht über die Intensivierung von Feldmessungen allein erreicht werden. Als Lösungsweg bieten sich vor allem die Weiterentwicklung und Anwendung prozeßorientierter Modelle an, die es durch Simulation der wesentlichen biogeochemischen Prozesse erlauben, N_2O - und NO-Emissionen aus landwirtschaftlich (z.B. Li et al. 1992) und forstwirtschaftlich (Li et al. 2000, Stange et al. 2000, Butterbach-Bahl et al., 2000) genutzten Böden mit hoher Präzision vorherzusagen. Diese Modelle, an deren Entwicklung das IMK-IFU wesentlich beteiligt war und ist (z.B. Li et al., 2000, 2004; Butterbach-Bahl et al., 2001, 2004; Stange et al., 2000), sollten im Rahmen des vorliegenden Projektantrags mit dem Ziel weiterentwickelt werden, ein umweltpolitisches Instrumentarium bereitzustellen, das eine einfache, präzise und zeitlich hochauflösende Abschätzung von N_2O - und NO-Emissionen aus unterschiedlichst genutzten Böden ermöglicht. Darüber hinaus sollten diese Modelle zur Erstellung eines regionalen Emissionskatasters von bodenbürtigen N_2O - und NO-Emissionen im Untersuchungsgebiet des VERTIKO-Clusters eingesetzt werden.

B3 Planung und Ablauf des Vorhabens

Zu Beginn des Projektes wurden die prozeßorientierten Modelle weiterentwickelt und auf deren Einsetzbarkeit für die Erstellung regionaler Emissionskataster bodenbürtiger N_2O - und NO-Emissionen überprüft. Gleichzeitig wurde für das Untersuchungsgebiet des VERTIKO-

Clusters ein detailliertes GIS erstellt, das alle notwendigen Modelleingangsparameter und Modelltreiber in räumlich/zeitlicher Auflösung vorhalten sollte. Zur Vereinfachung der Vorgehensweise wurde hierbei insbesondere ein Schwerpunkt auf den Freistaat Sachsen gelegt. Diese GIS-Datenbasis wurde nach Weiterentwicklung und Validierung mit den Modellen PnET-N-DNDC und DNDC verbunden, so dass regional aufgelöste Emissionskataster berechnet werden konnten. Im letzten Projektjahr wurde darüber hinaus – im Rahmen der VERTIKO Messkampagne MORE II – weitere Validierungsdatensätze zu bodenbürtigen NO-Emissionen im Untersuchungsgebiet erhoben. Besonderer Wert wurde auf die Publikation der Ergebnisse in Peer-begutachteten Zeitschrift gelegt.

B4 Wissenschaftlicher und technischer Stand zu Beginn des Vorhabens

Seit ca. 2 Jahrzehnten wird die Entwicklung prozeßorientierter Modelle für die Simulation der ökosystemaren C- und N-Umsetzungen, sowie des daran gekoppelten C- und N-Spurengasaustauschs vorangetrieben. In diesem Zusammenhang sind insbesondere die Modelle CENTURY, DAYCENT und NGAS (Parton *et al.*, 1996, 2001; Liu *et al.*, 2000; Del Grosso *et al.* 2002; Reiners *et al.*, 2002), CASA und NASA-CASA (Potter *et al.*, 1996, 1997, 2001), ECOSYS (Grant & Pattey, 1999, 2003) sowie DNDC und PnET-N-DNDC (Li *et al.*, 1992, 2000; Stange *et al.*, 2000; Butterbach-Bahl, 2001, 2004) zu nennen. Die genannten Modelle bilden in unterschiedlicher Detailtreue die in Ökosystemen ablaufenden, in die N-Spurengasproduktion involvierten mikrobiologischen und physiko-chemischen Prozessen ab. Während in den Modellen der CENTURY-Gruppe wie auch bei den CASA-Modellen vereinfachte empirische Zusammenhänge zu externen Modelltreibern (z.B. Temperatur und Bodenfeuchte) und Modelleingangsparametern (z.B. Bodeneigenschaften) zur Simulation der Dynamik von N-Spurengasemissionen eingesetzt werden, sind in den Modellen der DNDC-Gruppe sowie des ECOSYS-Modell explizit in die Bildung und Konsumption involvierte enzymatische Reaktionen innerhalb der als Nitrifikation und Denitrifikation bezeichnenden Prozesse berücksichtigt. Diese explizite Berücksichtigung der enzymatischen Reaktionen führt daher oft auch zu einer verbesserten Beschreibung z.B. der saisonalen Dynamik der Austauschprozesse. Zu Beginn des Projektes gab es nur wenige Beispiele bei denen prozeßorientierte Modelle für die Berechnung von Katastern der bodenbürtigen N-Spurengasemissionen eingesetzt wurden, wobei zumeist nur eine eingeschränkte Anzahl von Landnutzungen untersucht wurde. Im Rahmen des Projektvorhabens sollte deshalb, nach Verbesserung der Modelle, erstmals versucht werden prozeßorientierte Modelle über verschiedene Landnutzungen hinweg zur Kalkulation von Emissionsinventaren zu nutzen.

Dies ist neben der wissenschaftlichen Fragestellung insbesondere auch in Hinblick auf die Verpflichtungen der Signaturstaaten des Kyoto-Protokolls zum United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC) von großer Bedeutung, in dessen Rahmen z.B. auch die BRD verpflichtet ist, über bodenbürtige Emissionen von Treibhausgasen (also auch N₂O) detailliert Auskunft zu geben.

B5 Zusammenarbeit mit anderen Stellen

Im Rahmen des VERTIKO-Verbundvorhabens wurde eine enge Zusammenarbeit mit mehreren am Forscherverbund beteiligten Institutionen realisiert. Im Zuge der MORE II Messkampagne wurde in enger Kooperation mit den AG's Prof. Dr. Bernhofer (Technische Universität Dresden, Institut für Hydrologie und Meteorologie, Professur Meteorologie), Prof. Dr. Dämmgen (Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft, Braunschweig), Prof. Dr. Matschullat (Technische Universität, Bergakademie Freiberg, Interdisziplinäres Ökologisches Zentrum (IÖZ), AG Geoökologie) sowie Dr. Falge (Universität Bayreuth, Lehrstuhl Pflanzenökologie) an verschiedenen Standorten im Untersuchungsgebiet des VERTIKO-Clusters gemeinsame Messungen zur Erfassung des Austauschs von N-Verbindungen zwischen der Biosphäre- und Atmosphäre durchgeführt. Auch die Weiterentwicklung und Validierung der eingesetzten Modelle erfolgte in Abstimmung und Diskussion mit z.B. den Arbeitsgruppen Prof. Dr. Bernhofer, Prof. Dr. Dämmgen, Dr. Falge und auch Dr. Spindler (Institut für Troposphärenforschung e.V. (IfT), Leipzig). Darüber hinaus wurden die Entwicklungs- und Anwendungsarbeiten mit den im Teilvorhaben eingesetzten Modellen eng mit Prof. Dr. Changsheng Li (University of New Hampshire, USA) abgestimmt und realisiert.

B6 Eingesetzte Methoden

Im Rahmen des Forschungsvorhabens wurden zwei Modelle zur Simulation des N-Spuren gasaustauschs zwischen Böden und der Atmosphäre eingesetzt: DNDC (**De**Nitrifikation-**De**Composition Modell) für landwirtschaftlich genutzte Böden und PnET-N-DNDC Modell (**Pho**tosynthesis-**Evapo**Transpiration-**N**itrification-**De**Nitrifikation-**De**Composition Modell) für forstwirtschaftlich genutzte Böden. Beide biogeochemischen Modelle basieren auf einem prozessorientierten Modellansatz und sind aus den Modulen zur Beschreibung des Bodenklimas, des Pflanzenwachstums, der Mineralisation sowie der in die N- und C-Spuren gasproduktion und Konsumption involvierten Prozesse Nitrifikation, Denitrifikation, Methanogenese und Methan-Oxidation, zusammengesetzt. Dies bedeutet,

dass die wesentlichen in die C- und N-Umsetzung in Ökosystemen involvierten Prozesse explizit beschrieben werden. Ein besonderer Schwerpunkt beider Modelle liegt auf der detaillierten Beschreibung der an der N-Spurengasproduktion und -konsumption unmittelbar beteiligten Prozesse Nitrifikation und Denitrifikation.

Die die Prozesse steuernden pedogenen Milieubedingungen, wie z.B. Temperatur-, Feuchte- und O₂-Profile, pH- und Substratgradienten, werden dabei basierend auf ökologischen Treibern, wie täglichen Klimadaten (Niederschlag, Temperatur), beobachteten Bodeneigenschaften (z.B. Textur, pH, organischer C und N Gehalt) sowie Daten zur Vegetation und Bewirtschaftung berechnet.

Das DNDC-Modell wurde als ein durch Niederschlagsereignisse gesteuertes, prozessorientiertes Modell zur Simulation von N₂O-, CO₂- und N₂-Emissionen aus landwirtschaftlich genutzten Böden entwickelt und bestand zunächst aus den drei Modulen Bodenklima, Mineralisierung und Denitrifikation (Li et al., 1992a). In den letzten Jahren ist es jedoch zu einem wesentlich komplexeren Ökosystemmodell weiterentwickelt worden (Li, 2000).

Das PnET-N-DNDC-Modell wurde als Ökosystemmodell zur Simulation von C- und N-Umsetzungen in temperaten Wäldern entwickelt, um Aussagen über die Freisetzung von gasförmigen Stickstoffverbindungen treffen zu können (Stange, 2001).

Darüber hinaus wurde ein detailliertes Geographisches Informationssystem für das Untersuchungsgebiet des VERTIKO-Clusters entwickelt und als Basis für die Berechnung regionaler Emissionskataster eingesetzt.

B6.1 Das biogeochemische Prozessmodell DNDC (landwirtschaftliche Böden)

Das DNDC-Modell ist ein prozeßorientiertes Computermodell, das biogeochemische Umsetzungsprozesse von Kohlenstoff und Stickstoff in landwirtschaftlich genutzten Böden simuliert. Prinzipiell besteht das Modell aus zwei Komponenten (Abb. 1). Die erste Komponente, die aus den Teilmodellen für Bodenklima, Pflanzenwachstum und Mineralisation aufgebaut ist, berechnet Bodentemperatur, Bodenfeuchte, pH-Wert, Redoxpotential (Eh) und die Konzentration verschiedener Substrate (NH₄⁺, NO₃⁻, gelöster organischer Kohlenstoff) in den verschiedenen Profiltiefen des Bodens (Li et al., 2000). Die Modellrechnungen stützen sich auf die vier ökologische Modelltreiber Klimageschehen, Bodeneigenschaften, Vegetation (z.B. Art der Feldfrüchte, Fruchtwechsel) und menschliche Aktivitäten (z.B. Düngemiteleinsetzung).

Die zweite Komponente besteht aus den Submodellen für Nitrifikation, Denitrifikation und Methanbildung. Hier werden basierend auf der Dynamik wechselnder Umweltfaktoren die

VERTIKO-IMK

Mineralisierung der organischen Substanz und die damit assoziierten Freisetzungen gasförmiger C- und N-Verbindungen (NO, N₂O, N₂, CO₂, CH₄, NH₃, usw.) berechnet. Da jeder geochemische und biochemische Prozeß individuell parameterisiert wurde, bildet das DNDC-Modell eine Brücke zwischen grundlegenden ökologischen Einflußfaktoren und der C- und N-Biogeochemie in (landwirtschaftlich genutzten) Böden. Neben klassischen Gesetzen aus Physik, Chemie und Biologie wurden für die Parametrisierung auch Gleichungen eingesetzt, die in Laborstudien empirisch ermittelt wurden.

VERTIKO-IMK

DNDC-Modell

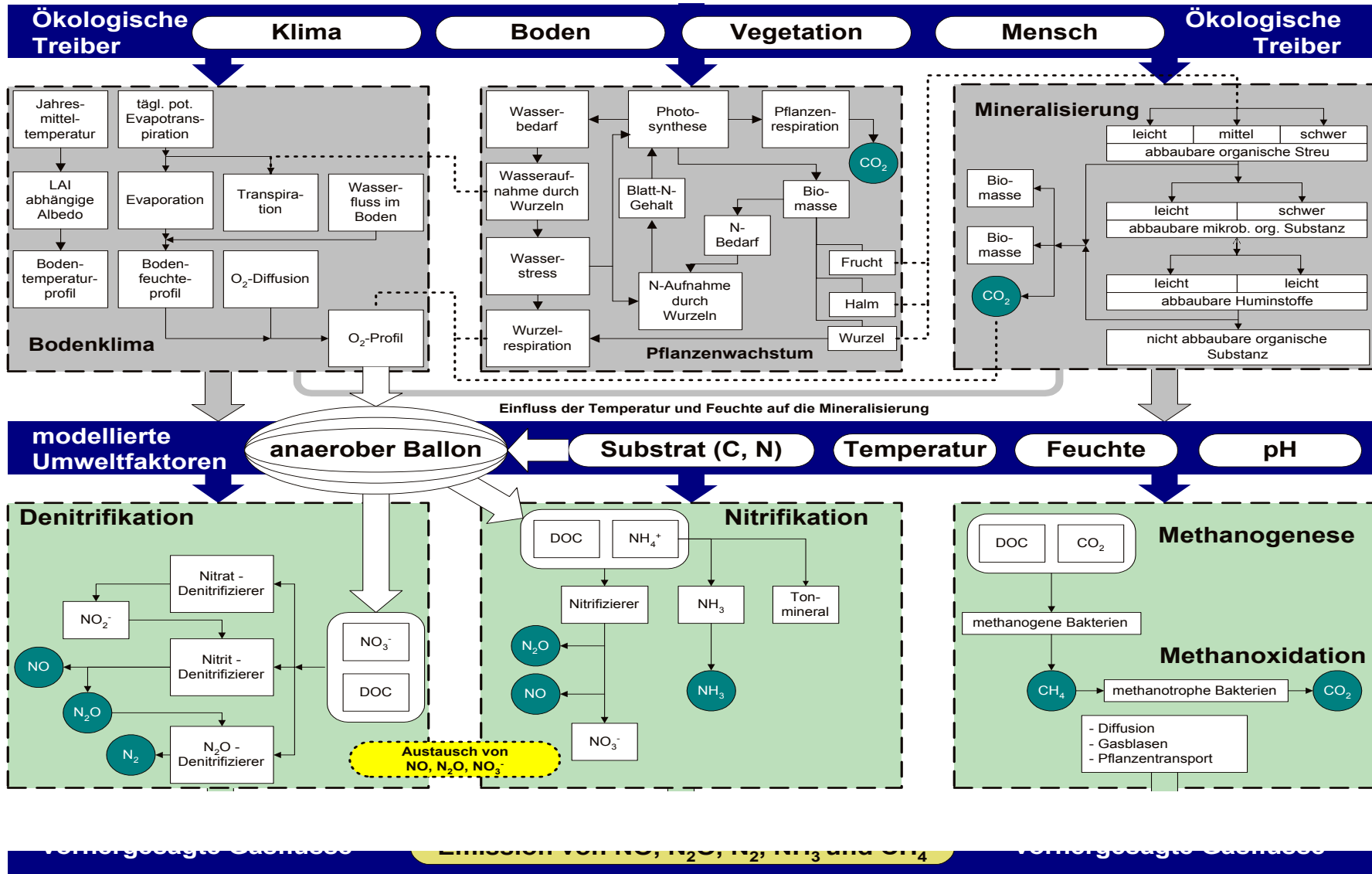


Abbildung 1: Aufbau des DNDC-Modells (Li & Qin, 2000)

VERTIKO-IMK

Tabelle 1 gibt einen Überblick über die Daten, die von DNDC für einen Rechenlauf benötigt werden. Die akkurate Eingabe sowie die Genauigkeit dieser Daten entscheiden über Erfolg und Zuverlässigkeit der Simulation.

Tabelle 1: Eingangsvariablen des DNDC-Modells (Li et al., 1992a, 1994a, 1994b].

Bereich	Datentyp	Status	Anmerkung
KLIMA	1. maximale Lufttemperatur	w	<i>zeitliche Auflösung: tägliche Meßwerte</i>
	2. minimale Lufttemperatur	w	
	3. Niederschlagsmenge	e	<i>1. und 2.. können durch Tagesmittel ersetzt werden</i>
	4. photosynthetisch aktive Strahlung	w	
BODEN	5. Tongehalt	e	
	6. Gehalt an organischem Material	e	
	7. Bodendichte	e	
	8. Horizontierung	e	
	9. pH-Wert	e	
VEGETATION	10. C/N-Verhältnis	w	<i>Bibliothek mit Standardwerten im DNDC- Packet vorhanden</i>
	11. potentieller pflanzenspezifischer Ernteertrag	w	<i>in Abhängigkeit von Standorteigenschaften, z.B. Bodentyp</i>
LANDNUTZUNG/ – MANAGEMENT	12. Atmosphärische N-Deposition	w	
	13. Fruchtfolge	e	zeitlicher Ablauf
		e	Pflanzenart(en)
	14. Einsatz von anorganischen Kunstdüngern	e	Zeitpunkt
		e	Menge
		e	Typ
	15. Einsatz von organischem Dünger	e	Zeitpunkt
		e	Menge
		e	Typ
	16. Einpflügen der Pflanzenreste	w	C/N-Verhältnis (kann auch aufgrund von Tierbestand innerhalb des Modells berechnet werden)
		e	Zeitpunkt
	17. Bodenbestellung	e	Anteil
		e	Zeitpunkt
18. Bewässerung	e	Methode	
	e	Zeitpunkt	
		e	Menge

e = erforderlich, w = wünschenswert

Da die Höhe der N-Spurengasemissionen eines Standortes sehr eng an den Witterungsverlauf gekoppelt ist (Li et al., 1992a; Gasche & Papen, 1999), müssen für die Berechnung von saisonalen NO- und N₂O-Flüssen zumindest tägliche Klimameßwerte vorliegen. Falls keine Meßdaten für die photosynthetisch aktive Strahlung (PAR, **p**hotosynthetic **a**ctive **r**adiation)

vorliegen, werden die PAR-Werte vom Modell aufgrund der Angaben zur geographischen Breite und einem standardisierten Bewölkungsgrad von durchschnittlich 50% abgeschätzt.

Im Bodenklima-Modul (vgl. Abb. 1) werden aus den Klimadaten stündliche Durchschnittswerte für Bodenfeuchte und Bodentemperatur berechnet (Li et al., 1992a). Der modellierte Boden wird hierzu in eine Reihe horizontaler Schichten aufgeteilt, wobei jede Schicht als in sich gleichförmig (Temperatur, Wassergehalt) angenommen wird. Die Umsetzungsprozesse werden bei einem typischen Rechenlauf in Abhängigkeit von der Bodentextur in 10-30 Schichten á 2-5 cm, also insgesamt 50-60 cm Bodenprofil, modelliert. Die Berechnung des Bodentemperaturprofils erfolgt bis in eine Tiefe von 5 m. In dieser Tiefe wird die Bodentemperatur der Jahresmitteltemperatur der Luft gleichgesetzt. Der Treiber für die Modellierung des Wärmeflusses ist der Gradient, zwischen der Temperatur der untersten Bodenschicht und der Temperatur an der Bodenoberfläche (Li et al., 1992a). Die Wärmeleitfähigkeit des Bodens hängt vom Bodenwassergehalt, von der Bodentextur sowie vom Anteil der organischen Substanz im Mineralboden ab. Sie berechnet sich als der Durchschnitt zwischen der Wärmeleitfähigkeit der festen Phase des Bodens und des Bodenwassers in Abhängigkeit ihrer Volumenanteile.

Die Modellierung der Wasserdurchlässigkeit und des Wassertransports wird von der Schwerkraft sowie der Textur des Bodens bestimmt. DNDC ist im Hinblick auf Tongehalt, Porosität, Fließgeschwindigkeit im wassergesättigten Zustand, Wasserspannung, Feldkapazität und permanentem Welkepunkt für 12 Texturklassen parameterisiert. An der Oberfläche des Bodens wirken Niederschlag und Bewässerung als auch Evapotranspirationprozesse auf den Wasserhaushalt (Li et al., 1992a). Eventuell auftretender Oberflächenabfluß wird (noch) nicht berücksichtigt, da das DNDC-Modell keine topologischen GIS-Funktionen besitzt.

Die organische Substanz des Bodens liegt in verschiedenen Abbau- und Umwandlungsstufen nebeneinander vor, deren Übergänge gleitend sind (Scheffer & Schachtschabel, 1998). Entsprechend befindet sich der organische Kohlenstoff eines Bodens (SOC, soil organic carbon) im DNDC-Modell in vier Hauptreservoirs: pflanzliche Streu, mikrobielle Reste, aktiver Humus und passiver Humus. Wie die Darstellung des Mineralisationsmoduls in Abb. 1 zeigt, bestehen die Reservoirs wiederum aus zwei bis drei Unterteilungen. Diese Teilvorräte besitzen unterschiedliche Mineralisationsraten und die eingetragene ober- bzw. unterirdische Streu wird anhand ihrer C/N-Verhältnisse in die Teilreservoirs verteilt. Die Mineralisationsraten reichen von wenigen Wochen für Teile der mikrobiellen Biomasse bis hin zu Jahrtausenden für den passiven Humus. Die wichtigsten Steuergrößen für den

Abbauprozess sind die Bodenfeuchte und -temperatur, der Tongehalt des Bodens, die Größe des C-Vorrats und die N-Verfügbarkeit (C/N-Verhältnis) (Li et al., 1992a, 2000). Diese Parameter werden im Mineralisationsmodul in täglicher Auflösung für 2 cm mächtige, gleichartige (Temperatur, Feuchte, Substratgehalt, Mikrobekonzentration, usw.) Schichten berechnet.

Wenn organischer Kohlenstoff in einem Reservoir mineralisiert wird, wird der abgebaute Kohlenstoff teilweise dem nächsten Reservoir zugerechnet, während der andere Teil als CO_2 abgegeben wird. Während der kurzen Zeitspanne, die im DNDC simuliert wird, nimmt der passive Humus nicht signifikant an Mineralisationsvorgängen teil. Als Zwischenprodukt der Mineralisation entsteht gelöster organischer Kohlenstoff (DOC, **d**issolved **o**rganic **c**arbon). Dieser kann unmittelbar von den Bodenmikroben umgesetzt werden. Beim Abbau von organischem Kohlenstoff in Böden wird entsprechend des C/N-Verhältnisses des jeweiligen Reservoirs ebenfalls Stickstoff mineralisiert. Dieser wird analog dem Kohlenstoff teilweise dem nächsten Teilverrat mit organischem Material zugerechnet oder teilweise zu Ammonium (NH_4^+) mineralisiert. Das NH_4^+ unterliegt anschließend der Nitrifikation oder der assimilatorischen pflanzlichen bzw. mikrobiellen N-Aufnahme. Die Konzentration des freien Ammoniums ist im Gleichgewicht mit dem von Tonmineralen adsorbierten Ammonium und dem im Bodenwasser gelösten Ammoniak (NH_3). Die Abgabe bzw. Verdunstung von Ammoniak in die Atmosphäre ist von der NH_3 Konzentration im Bodenwasser sowie von verschiedenen Umweltfaktoren (z.B. Temperatur, Feuchte, pH) des Bodens abhängig. Bei Niederschlagsereignissen berücksichtigt DNDC, dass das durch Nitrifikation gebildete Nitrat (NO_3^-) ausgewaschen und mit dem Bodenwasser in tiefere Bodenregionen transportiert wird. Der Belüftungszustand des Bodens wird mit Hilfe eines gedachten Konstruktes, dem sogenannten „anaeroben Ballon“, berechnet. Nach diesem Konzept wird über das Bodenprofil hinweg die Sauerstoffdiffusion sowie der Sauerstoffverbrauch ermittelt (Li et al., 2000). Grundgedanke ist es, den Boden in einen aeroben und eine anaeroben Bereich zu teilen. Damit wird die Möglichkeit geschaffen, oxidative und reduktive Prozesse, die an der N-Sporengasproduktion und -konsumption beteiligt sind (Nitrifikation und Denitrifikation) in derselben Bodenschicht gleichzeitig zu simulieren. D.h., das Modellkonzept geht von der realistischen Vorstellung aus, dass in einem Boden oxidative als auch reduktive Milieus zeitgleich nebeneinander existieren können (s. Abb. 2).

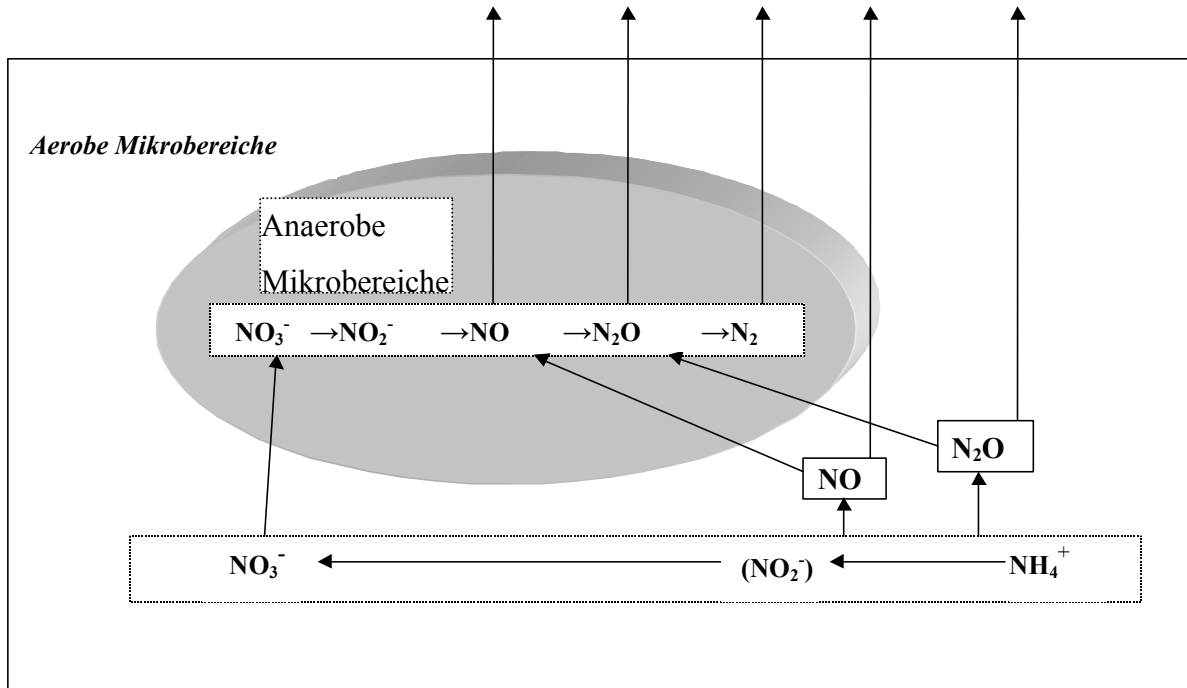


Abbildung 2: Das Konzept eines „anaeroben Ballons“ ist in DNDC implementiert, um das relative Verhältnis von aeroben und anaeroben Mikrobereichen in der Bodenmatrix zu quantifizieren. Nitrifikation kann in den aeroben Bereichen (außerhalb des Ballons) und Denitrifikation in den anaeroben Bereichen (innerhalb des Ballons) auftreten. In stündlichen Zeitintervallen werden die Substrate (NH_4^+ , NO_3^- , DOC, usw.) sowie auch die Produkte aus den mikrobiellen Umsetzungsprozessen (N_2O , NO, usw.) den beiden Fraktionen zugewiesen (Li et al., 2000).

Es bestehen anaerobe Mikrobereiche in denen die Prozesse der Denitrifikation stattfinden, während in der umgebenden Bodenmatrix oxidative Bedingungen zur Nitrifikation führen. Nach diesem Konzept werden die Substrate (DOC , NH_4^+ , NO_3^-) den aeroben bzw. den anaeroben Bodenbereichen zugeordnet (Stange, 2000). Abbildung 3 zeigt die Einteilung des Bodens in Abhängigkeit vom herrschenden Sauerstoffpartialdruck in oxidative und reduktive Teilbereiche.

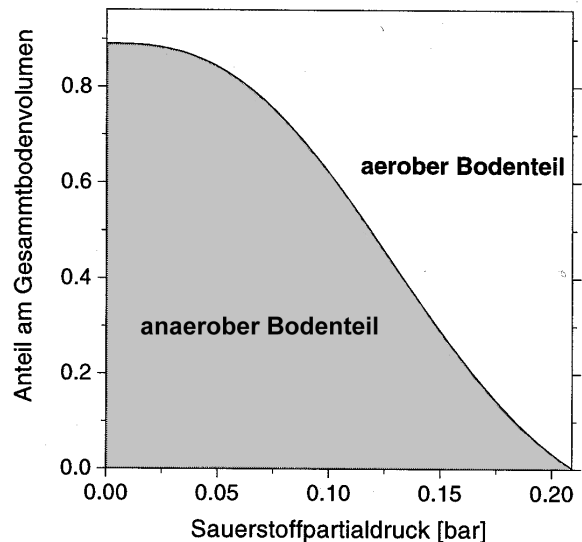
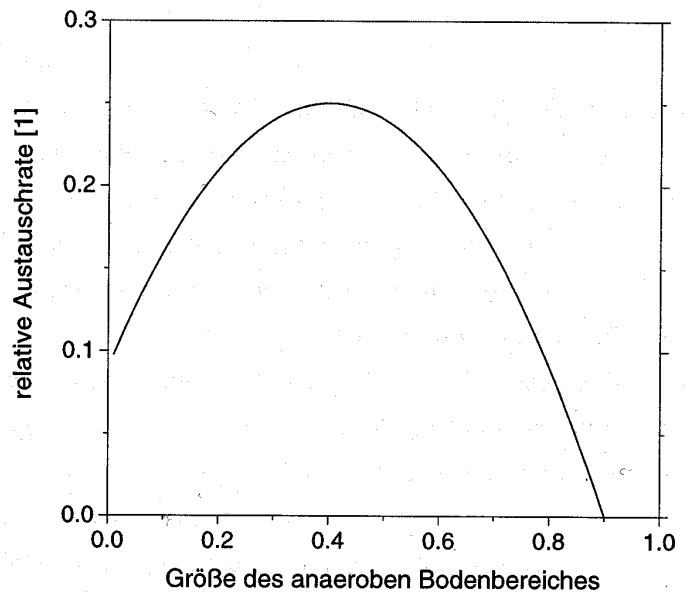


Abbildung 3: Größe des aeroben und des anaeroben Teilbereiches in der Bodenschicht in Abhängigkeit vom Sauerstoffpartialdruck (Stange, 2000).

Die Austauschrate zwischen den aeroben und anaeroben Bodenbereichen steht in Abhängigkeit zu ihrer Größe, da die Größe sowie das Größenverhältnis der Bodenbereiche die potentielle Kontaktfläche zwischen den beiden Bereichen bestimmt. Dieser Zusammenhang ist in Abbildung 4 graphisch dargestellt. Bei einem Anteil des anaeroben Bodenbereichs am gesamten Bodenvolumen von 40%, besitzt die Austauschrate ihr Maximum, da dann die Kontaktfläche zwischen beiden Bereichen am größten ist.

Abbildung 4: Abhängigkeit der relativen Austauschrate zwischen dem aeroben und dem anaeroben Bodenbereich in Abhängigkeit von der Größe des anaeroben Bodenbereichs in bezug auf das Gesamtbodenvolumen (Stange, 2000).



Das Pflanzenwachstum wird in täglicher Auflösung berechnet. Der Stickstoffbedarf wird auf Grundlage des potentiellen Maximalertrags, der Wachstumskurve sowie des C/N-

Verhältnisses der Feldfrüchte festgestellt (Li et al., 1992a; Stange, 2000). Potentielle Ertragsraten für Ackerpflanzen mit ausreichender Wasser- und Stickstoffversorgung sind im DNDC bereits parameterisiert. Die Wachstumskurve wird anhand einer zeitabhängigen Funktion simuliert (s. Abb. 5). Für Winterweizen ist diese Kurve entsprechend modifiziert, so dass zwischen dem 1. Januar und dem 31. März eines Jahres die Vegetation als ruhend angenommen wird.

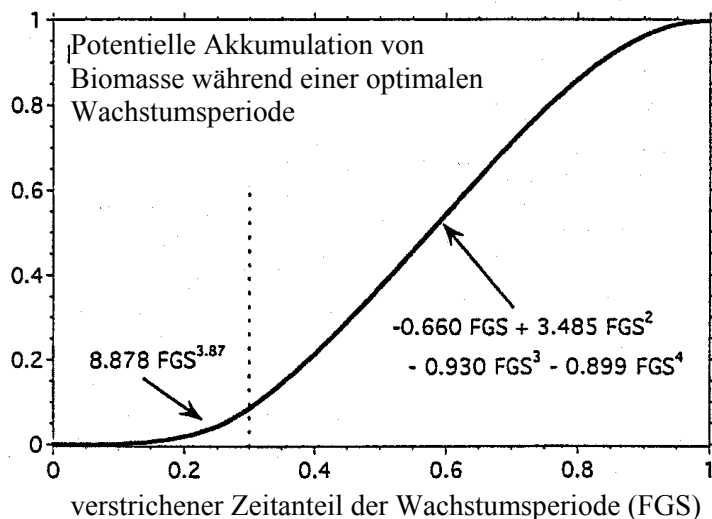


Abbildung 5: Generalisierte Funktion des optimalen Wachstums einer Pflanze als potentielle Akkumulation von Biomasse während einer optimalen Wachstumsperiode in Abhängigkeit von der verstrichenen Zeit innerhalb der Wachstumsperiode. Das Wachstum der Feldfrüchte wird von der Wasser- und N-Verfügbarkeit limitiert (Li et al., 1994a).

Die eigentliche N-Aufnahme wird

durch Temperatur und Wasserverfügbarkeit sowie der Verfügbarkeit von gelöstem anorganischen Stickstoff (NO_3^- und NH_4^+) während der Wachstumsperiode reguliert (Li et al., 1994a). Die Stickstoffaufnahme der Pflanzen ist somit der Schlüsselprozeß, der das Pflanzenwachstum mit dem Klima und dem Zustand des Bodens verbindet.

Die N-Aufnahme wird für jede Bodenschicht berechnet, wobei der jeweilige N-Bedarf proportional zur Wurzelmasse in der jeweiligen Schicht berechnet wird. Die Wurzelmasse ist so verteilt, dass sich 40% davon im oberen Viertel, 30% im zweiten Viertel, 20% im dritten Viertel und 10% im untersten Viertel der gesamten Wurzeltiefe befinden (Li et al., 1994a). Desweiteren wird angenommen, dass die Aufnahme von Stickstoff bei Bodentemperaturen unter 0°C , also bei gefrorenem Bodenwasser, nicht möglich ist. Wenn die Temperatur über 0°C steigt, wird die Verfügbarkeit von NO_3^- und NH_4^+ durch ihre Konzentration im Bodenwasser und dem Bodenwassergehalt bestimmt. Der Anteil des gelösten anorganischen Stickstoffs im Boden, der den Pflanzen potentiell zur Verfügung steht, entspricht dem Anteil des wassergefüllten Porenvolumens am Gesamtporenvolumen des Bodens. Wenn also nur 50% des Porenvolumens des Bodens mit Wasser gefüllt ist, können Feldfrüchte potentiell auch nur die Hälfte des insgesamt gelösten Stickstoffs nutzen. Wie viel sie tatsächlich aufnehmen ist von weiteren Faktoren abhängig. Wenn die Wurzeln in einer Schicht des Bodenmodells nicht genügend Stickstoff vorfinden, um den Bedarf der Pflanze zu decken, versuchen die Wurzeln in der nächst tieferen Schicht die Differenz auszugleichen. Für bestimmte Pflanzen, v.a. Leguminosen, wird berücksichtigt, dass sie in Symbiose mit bestimmten Bakterien die Fähigkeit zur Fixierung von Stickstoff aus der Atmosphäre besitzen.

Nach der Ernte verbleiben alle Wurzeln im Boden. Ein benutzerdefinierter Teil des Pflanzenmaterials verbleibt auf der Oberfläche des Feldes (z.B. als Getreidestoppel), bis er untergepflügt wird. Das organische Material der Pflanzenreste wird dann anhand des C/N-Verhältnisses auf die verschiedenen Kohlenstoffvorräte des Bodens verteilt (Li et al., 2000). Standardwerte für das C/N-Verhältnis der am weitest verbreiteten Ackerpflanzen können im DNDC aus einer Bibliothek abgerufen werden. Wenn der Ernteertrag bekannt ist, kann er die Exaktheit der Berechnung des Pflanzenwachstums erhöhen. Auf der anderen Seite kann DNDC den Ertrag bzw. die Produktion von pflanzlicher Biomasse selbst abschätzen. Auf diese Weise lassen sich beispielsweise die Auswirkungen unterschiedlichen Düngereinsatzes oder die Abhängigkeit der Düngereffizienz von der Witterung ermitteln.

Der Bereich Landnutzung und -management modelliert die Eingriffe des Menschen in die mikrobiellen Umsetzungsprozesse des Bodens. Hierfür existiert kein eigenes Submodell. Es

ist ausreichend, die entsprechenden Eigenschaftsvariablen des Bodens entsprechend zu ändern. Neben Angaben zu Düngereinsatz, Anbaupraxis und Bewässerung fließt hier auch die atmosphärische N-Deposition, als ein indirekter anthropogener Faktor, mit ein. DNDC kann zudem unterschiedliche Pflugarten und -tiefen sowie den Einfluß von Niederschlagsereignissen auf frisch gepflügte Felder simulieren (Li et al., 1994a). Der Einsatz von Kunstdüngern wird nach der chemischen Zusammensetzung des angewendeten Produkts berechnet. Zudem wird unterschieden, ob der Dünger untergepflügt wird und welchen Einfluß anschließende Niederschlagsereignisse auf Verfügbarkeit (für Pflanzen und Mikroben), Löslichkeit und Auswaschung des Düngemittels haben. Aufgebrachte organische Dünger werden je nach Zusammensetzung und Einarbeitung in den Boden den bereits beschriebenen Reservoirs für Kohlenstoff des DNDC-Modells zugeschlagen. Bewässerungsmaßnahmen werden Niederschlagsereignissen gleichgesetzt. Wenn ein Feld zu einem bestimmten Zeitpunkt bewässert wird, wird ein gleichwertiger Regenfall in das Klimaszenario aufgenommen (Li et al., 1994a).

Die Denitrifikation folgt der Reduktionssequenz $\text{NO}_3^- \rightarrow \text{NO}_2^- \rightarrow \text{N}_2\text{O} \rightarrow \text{N}_2$, wobei die Umsatzrate für jeden Prozeß von der Verfügbarkeit der jeweiligen Stickoxide abhängt. Alle Prozesse konkurrieren dabei um den verfügbaren Kohlenstoff (vgl. Teilmodell „Denitrifikation“ in Abb. 1). Die Mächtigkeit der modellierten Bodenschichten beträgt (wie bei der Mineralisation) 2-3 cm. Der Denitrifikationsprozeß hängt von der Wachstums- und Sterberate der jeweiligen Denitrifiziererpopulation, dem C-, NO_3^- -, NO_2^- - und N_2O -Verbrauch, der N_2O - und N_2 -Diffusion im Boden sowie der Temperatur und dem pH-Wert ab (Li et al., 1992a). Die Nitrifikationsrate wird basierend auf der Aktivität von Nitrifizierern in ähnlicher Weise berechnet. Generell hängt die Nitrifikationsrate von Bodentemperatur, Bodenfeuchte, pH-Wert, NH_4^+ - und DOC-Konzentration im Boden ab (Li et al., 1992a; Li, 2000). Neben der Denitrifikation und der Nitrifikation berechnet DNDC, im Teilmodell der „Methanogenese/-oxidation“ (Abb. 1), auch die Bildung von Methan (CH_4).

Wie bereits angedeutet, berechnet das DNDC-Modell mehr Parameter, als die im Rahmen dieser Arbeit betrachteten NO- und N₂O-Emissionen. Zusammenfassend werden die berechenbaren Größen in Tabelle 2 dargestellt.

Tabelle 2: Von DNDC berechenbare Parameter (Li et al., 1992a, 1992b, 1994a, 1994b, 1996, 2000).

Bereich	Parameter
VEGETATION:	1. Ernteertrag
	2. C-Akkumulation in der agrarischen Produktion (Ernte)
	3. N-Akkumulation in der agrarischen Produktion (Ernte)
	4. Gesamtproduktion von pflanzlichem Trockenmaterial
	5. N-Aufnahme der Pflanzen
	6. C-Eintrag in den Boden durch Pflanzenrückstände
	7. N-Eintrag in den Boden durch Pflanzenrückstände
BODEN:	8. C-Gesamtbetrag/C-Verlust
	9. Gehalt an organischem C (in Biomasse)
	10. CO ₂ Gehalt in der Bodenluft
	11. N-Gesamtgehalt/N-Verlust
	12. Gehalt an mineralischem N
	13. Ammoniumgehalt (NH ₄ ⁺)
	14. Nitratauslaugung durch Sickerwasser (NO ₃)
	15. Dynamik des Bodenwassers
	16. Dynamik der Bodentemperatur
GASEMISSIONEN:	17. NH ₃ (Ammoniak)
	18. N ₂ O (Distickstoffmonooxid / Lachgas)
	19. N ₂ (molekularer Stickstoff)
	20. NO (Stickstoffmonooxid)
	21. CO ₂ (Kohlendioxid)
MIKROBIELLE PROZESSE:	22. Nitrifikationsrate
	23. Denitrifikationsrate
	24. Mineralisation

B6.2 Das biogeochemische Prozessmodell PnET-N-DNDC (forstliche Böden)

Für die Simulation von N-Spurengasemissionen mit dem mechanistischen Modell PnET-N-DNDC werden wie beim DNDC ebenfalls Zusatzinformationen über Steuerdateien aus hinterlegten Datenbanken abgefragt und dem Modell übergeben. So werden neben der dominanten Baumart und dem Bestandsalter auch der pH-Wert der organischen Auflage sowie die Bodenfruchtbarkeit abgefragt. Aus der spezifizierten Baumart und dem Bestandsalter berechnet das Modell die vorhandene Mächtigkeit der organischen Auflage sowie Initialwerte für die Nährstoffpools (z. B. NO₃, NH₄) des Bodens und des Waldbestands. Der prinzipielle Aufbau des PnET-N-DNDC Modells lehnt sich an dem Aufbau des DNDC Modells an. Im Gegensatz zum DNDC Modell wurde allerdings das

Pflanzenwachstumsmodul durch ein Waldwachstumsmodul (dem PnET, Aber & Federer, 1992) ersetzt. Weitere Modellmodifikationen betreffen, das Nitrifikationsmodell sowie die Modellierung der Dynamik der mikrobiellen Biomasse im Waldboden. Für eine detaillierte Beschreibung des Modells PnET-N-DNDC sei auf die Publikationen bei Li et al. (2000) und Butterbach-Bahl et al. (2001) hingewiesen.

Zur Simulation des Waldbestands wurde das von Aber & Federer (1992) entwickelte PnET-Modell (Photosynthesis-Evapotranspiration) am IMK-IFU in das Modell DNDC integriert (Li et al., 2000). Ausgehend von der einfallenden photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) wird im PnET-N-DNDC Modell unter Berücksichtigung wichtiger pflanzenphysiologischer Faktoren (Wasser- und Nährstoffversorgung der Pflanze) die Bruttphotosyntheserate errechnet. Nach Abzug der Respirationraten für Blätter, Stamm und Wurzeln ergibt sich die Nettphotosyntheserate, welche die Höhe der Kohlenstofffixierung bzw. Biomasseproduktion beschreibt (Stange, 2001).

Der Biomasseverlust wird modellintern ebenfalls simuliert und setzt sich dabei aus den zwei Komponenten "saisonaler Laubfall" und "kontinuierlicher Biomasseverlust" (beispielsweise durch die Erneuerung der Wurzelmasse) zusammen (Aber & Federer, 1992; Stange, 2001; Li et al., 2000). Die abgestorbene Biomasse wird dann entweder auf die organischen Auflagehorizonte oder aber im Falle von Wurzelbiomasse auf die Bodenhorizonte verteilt. Dabei erfolgt eine Unterteilung in drei Klassen der organischen Substanz: leicht, mittel und schwer abbaubar.

B6.3 Erstellung der GIS-Datenbasis

PnET-N-DNDC und DNDC wurden als eindimensionale prozessorientierte Modelle entwickelt. Dies bedeutet, dass Stoffflüsse nur in der vertikalen Richtung (Abfolge Pflanzenbestand – Bodenhorizonte) simuliert werden und ein Stoffaustausch mit seitlich angrenzenden Kompartimenten, z.B. über Stoffaus-/ Stoffeintrag via Oberflächenabfluss, nicht erfolgt (Stoffumsetzungen in Pixel A beeinflussen nicht die Stoffumsetzungen in Pixel B). Die Simulation von Stoffumsetzungen in Landschaften, die heterogene Raumstrukturen repräsentieren, kann jedoch über eine große Anzahl von eindimensionalen (Punkt-) Simulationen realisiert werden. Grundvoraussetzung für die Modellierung eines heterogenen Gebietes, wie beispielsweise den Freistaat Sachsen, ist daher die räumliche Charakterisierung des Untersuchungsgebietes auf Basis raumbezogener Datensätze zu z.B. Boden, Landnutzung, Vegetation oder administrativen Einheiten. Durch Verschneidung dieser Daten unter Verwendung eines Geographischen Informationssystems können homogene und in allen

Merkmale eindeutige Einheiten generiert werden, für die schließlich Einzelsimulationen mit den beschriebenen Modellen durchgeführt werden können. Im Folgenden wird die für das vorliegende Vorhaben aufgebaute Datenbasis beschrieben und der generelle Ablauf der Datenverarbeitung detailliert erläutert.

Der Prozessierungsablauf von den Ausgangsdaten über das zu erstellende GIS bis hin zu modellkonformen Eingangsdatensätzen kann hier nur schematisch dargestellt werden. Generell wurde bei der Integration der Rauminformationen die üblichen Operationen der genutzten Software verwendet (vgl. Booth, 1999; ESRI, 1995, ESRI, 1996, für eine detaillierte Beschreibung der Verfahrensweisen).

Endprodukt der Verarbeitungsschritte sind die Steuerdateien für die Modelle DNDC und PnET-N-DNDC. Neben der Bearbeitung von Raumdaten (Lage und Größe von Simulationsflächen) erfolgte auch eine Integration primärer Attributdaten (z.B. Landnutzung und Bodeneigenschaften, siehe z.B. Abbildung 6) sowie die Generierung zahlreicher sekundärer Attributdaten, wie beispielsweise landwirtschaftliche Bearbeitungstermine, Nutzungsintensität des Grünlands oder Mächtigkeit der organischen Streuauflage der Waldböden.

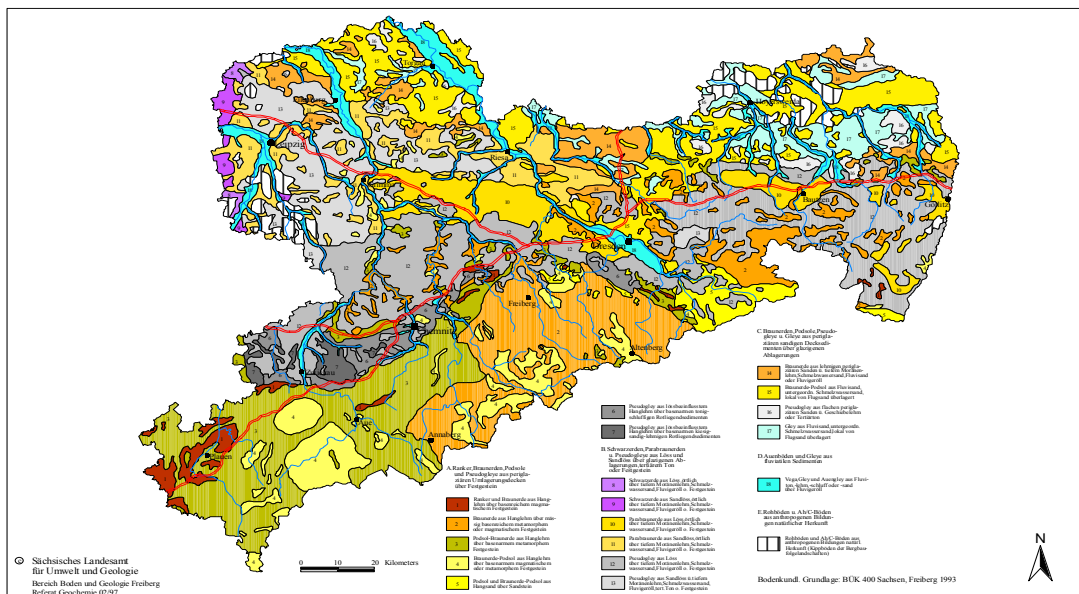


Abbildung 6: Die Böden in Sachsen (Rank et al., 1999)

Den abgeleiteten Sekundärattributen kommt eine besondere Bedeutung zu, da diese für die Simulationen notwendige Eingangsgrößen bis dato für das Untersuchungsgebiet nicht oder nur in mangelhafter Qualität zur Verfügung standen. Die Einzelinformationen zu z.B. Landnutzung, Klima, Bodeneigenschaften etc., die von beiden Modellen benötigt werden, wurden in einem ersten Schritt zu einer allgemeinen GIS - Datenbasis vereinigt. Um flächenbezogene Aussagen treffen zu können, mussten die aus unterschiedlichen Quellen stammenden Datensätze in eine flächentreue Projektion überführt werden (Zielprojektion: transverse Merkatorprojektion; Zentralmeridian 9 °E; Bessel - Ellipsoid). Zur weiteren Minimierung des Lagefehlers wurden, sofern detaillierte Informationen zu den Datensätzen vorlagen, auch Datumsprojektionen vorgenommen. Die Verschneidung der Flächen erfolgte über sogenannte UNION - Operationen. Abschließend wurden die erzeugten Flächen mit einer eindeutigen Flächenkennzeichnung (PolyID) versehen.

Diese Kennung fungiert als Bindeglied zwischen den Raumeinheiten und ihren Basisattributen sowie den zugewiesenen Nutzungsparametern. Sie setzt sich selbst wiederum aus mehreren Ziffernblöcken zusammen, welche eine eindeutige Zuordnung von Attributen ermöglicht und somit eine für diese Fläche eindeutige Merkmalskombination festlegt.

Die Klimadaten für Messstationen im VETIKO-Untersuchungsgebiet wurden von der Forstwissenschaftlichen Fakultät der TU Dresden in Tharandt zur Verfügung gestellt. Es handelt sich hierbei um Daten einzelner Klimastationen, die sich auf Sachsen verteilen.

Die Klimadaten für die einzelnen Stationen beinhalten in täglicher Auflösung Informationen über die maximale und minimale Temperatur, den Niederschlag sowie die photosynthetisch aktive Strahlung des Jahres 1995. Da die Werte zur photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR) nur teilweise vorlagen, wurde aufgrund der Vereinheitlichung der Datenbasis auf diese verzichtet, da mit DNDC bzw. PnET-N-DNDC intern die PAR anhand des geographischen Breitengrades jeder Klimastation berechnet werden kann.

Um die im Boden ablaufenden Prozesse im DNDC/PnET-N-DNDC zu simulieren, werden zusätzlich zu den oben genannten Informationen die Standortsnummerierung, der Breitengrad, die Konzentration von Stickstoffverbindungen im Niederschlag und die Simulationsdauer in Jahren abgefragt, wobei für die vorliegenden Berechnungen eine Simulationsdauer von einem Jahr eingesetzt wurde.

Im Laufe der Datenrecherche erwiesen sich die verfügbaren Bodendaten des Sächsischen Landesamt für Umwelt und Geologie (LfUG) als ideale Grundlage für die Regionalisierung der Eingangsdaten. Die Daten des Bodenmeßnetzes wurden dem „Bodenatlas des Freistaates

Sachsen“ (Rank et al., 1999) entnommen. Das Bodenmeßnetz ist Teil des Bodenmeßprogramms des LfUG. In einer Inventur der gesamten Landesfläche erfolgte eine stoffliche Aufnahme der Böden im Raster 4 x 4 km (Maßstab 1:400 000). Insgesamt wurden auf 1.164 Standorten 2.637 horizontbezogene Proben entnommen (Abb. 7+8).

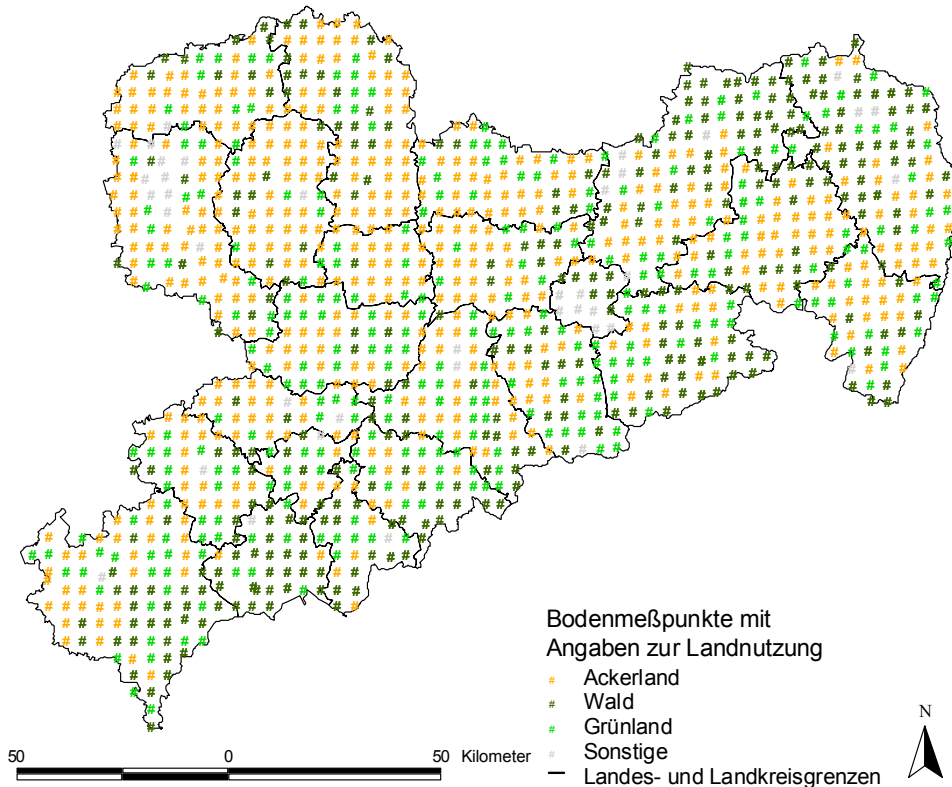


Abbildung 7: Das Bodenmeßnetz 4 km x 4 km mit Angaben zur Nutzung [auf Grundlage von Daten des LfUG (Rank et al., 1999) im GIS erzeugte Darstellung].

Als räumliches Bezugssystem wurden die Gitterpunkte der topographischen Karten (Maßstab 1:25.000), im Raster 4 x 4 km, vorgegeben. Stellte der Probennehmer an einer Meßstelle eine bodenkundliche Grenzlage fest, erfolgte unter Berücksichtigung von Bodennutzung, Geländedeposition usw. eine Verlegung des Meßnetzpunktes (MNP) in eine für den Geländebereich typische Fläche [RANK et al., 1999]. Jeder Bodenmeßpunkt besitzt damit im Bezug auf Bodeneigenschaften und Landnutzung genügend Aussagekraft, um für seine nähere Umgebung als Berechnungsgrundlage dienen zu können.

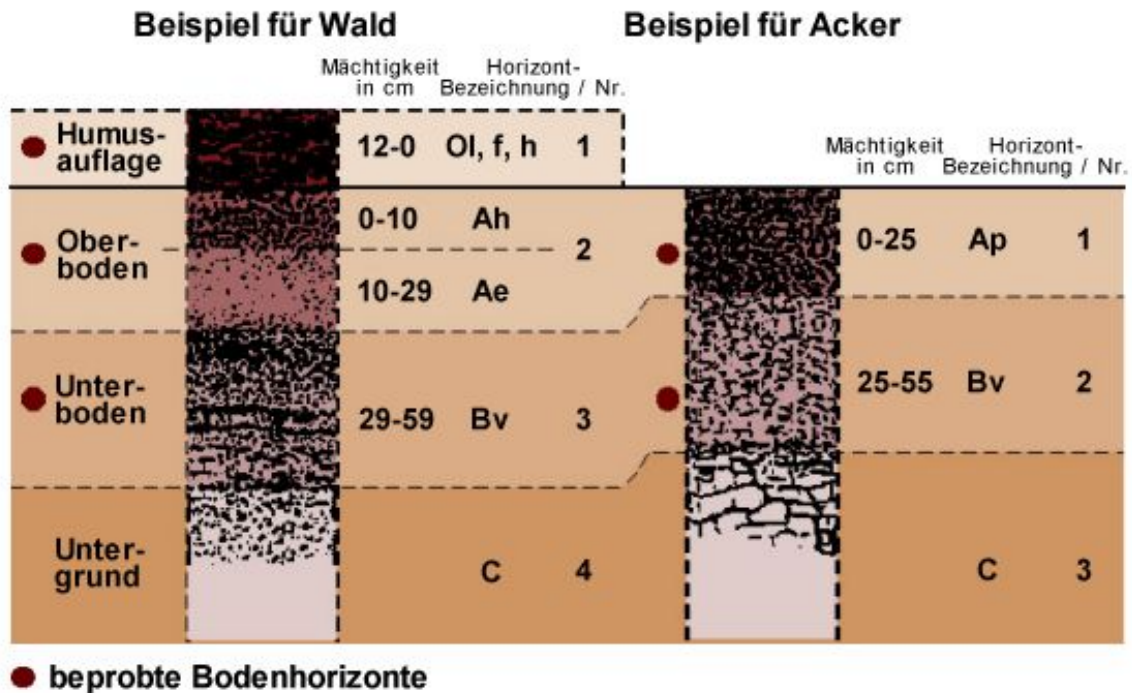


Abbildung 8: Beispielhafte Darstellung zur Probenentnahme (Rank et al., 1999).

Die Verschneidung der Klimastationsdaten mit den Bodendaten erfolgt in ArcView, dem Geographischen Informationssystem von ESRI. Hierbei wurden mit Hilfe der Funktion des nächsten Nachbarn der Klimastationen die einzelnen Meßpunkte der Bodendaten so angepasst, dass die Meßpunkte die Klimawerte der nächstgelegenen Klimastation erhalten. Da jedoch die Höhe der Klimastationen und die Höhe der nächstliegenden Meßpunkte oft nicht übereinstimmen, werden auf Grundlage des Digitalen Höhenmodells von Sachsen, das als Bezugsbasis sowohl für die Meßpunkte der Bodendaten als auch der Klimastationen gilt, die Meßpunkte differenziert. Folglich wurde den Meßpunkten die Klimastation zugewiesen, die erstens der Höhe des Meßpunktes und zweitens dann der nächstgelegenen Klimastation entsprechen. Somit ist der klimatischen Höhendifferenzierung Sachsens Rechnung getragen worden.

Die Waldbestandsdaten zur Initialisierung des Modells PnET-N-DNDC wurden von der Sächsischen Landesanstalt für Forsten in Graupa zur Verfügung gestellt. Es handelt sich hierbei um Daten, die aufgliedert nach Forstamtsbezirken den Altersbestand, die Baumartenzusammensetzung sowie deren Waldfläche, bezogen auf ganz Sachsen, enthalten. Angesichts der großen Menge an Daten, insbesondere hinsichtlich der Aufteilung der Baumarten anhand von Altersklassen, mußten einige Einschränkungen vorgenommen werden. Zum einen wurde bei der Baumartenzusammensetzung eine 10% Hürde geschaffen. Dies bedeutet, dass diejenige Baumart, die weniger als 10% Anteil an der Gesamtwaldfläche des

Forstamtsbezirk besitzt, nicht als dominant vorherrschende Baumart im Forstamtsbezirk gilt und somit nicht in die Berechnung eingeht.

Zum anderen wurden die angegebenen zwölf Altersklassen zu drei neuen Altersklassen zusammengefaßt. Die ungleichartigen Bestände wurden jeweils zu einem Drittel den neuen Altersklassen zugeteilt. So wurden für eine Baumart, die die 10% Hürde erreicht hat, drei Altersklassen mit den durchschnittlichen Altersstufen 30, 70 und 110 Jahren, berechnet.

Für die Regionalisierung der N-Spurenemissionen aus landwirtschaftlich genutzten Böden im Freistaat Sachsen mussten neben der regionalen Verteilung der Nutzungsflächen auch Angaben zu angebauter Feldfrucht, Düngemengen und Düngzeitpunkte sowie Aussaat- und Erntezeitpunkte erarbeitet werden.

Die Größe der landwirtschaftlichen Nutzfläche (LN) in Sachsen wird vom Sächsischen Staatsministerium für Umwelt und Landwirtschaft (SMUL, 2000) auf der Grundlage von Katasterflächen im Jahr 1995 für Ackerland mit 739,8 tausend Hektar (Tha) und für Grünland mit 240,2 Tha angeben. Eine Aufschlüsselung der LN nach Landkreisen ist nicht vorhanden. Die Regionalstatistik der Statistischen Ämter des Bundes und der Länder (STABL, 2000) enthält jedoch Angaben zur landwirtschaftlich genutzten Fläche (LF) auf Basis der Bodennutzungserhebung von 1995 auf Landkreisebene. Die Summe der in der Regionalstatistik angegebene LF der Landkreise entspricht jedoch nicht der LN Sachsens in der Landwirtschaftsstatistik. Die Summe der LF der sächsischen Landkreise beträgt für Ackerland lediglich 714,0 Tha und für Grünland 181,3 Tha. Die vorhandene LN laut SMUL ist also um 3,08% (Ackerland) bzw. um 24,52 % (Grünland) größer als die auf Landkreisebene angegebene LF. Der Grund hierfür ist, dass bei der Bodennutzungserhebung nur Flächen von landwirtschaftlichen Betrieben ab einer bestimmten Betriebsgröße berücksichtigt werden (z.B. muß die landwirtschaftlich genutzte Fläche des Betriebs mindestens zwei Hektar betragen, der Betrieb muß mindestens acht Rinder oder acht Schweine besitzen, usw. (SMUL, 2000)). Die landwirtschaftlichen Flächen kleinerer Betriebe werden auf Kreisebene statistisch nicht erfaßt. Zudem werden Betriebe, die keinen Antrag auf Agrarförderung stellen bzw. Betriebe, die von der Agrarförderung ausgeschlossen sind (z.B. Betriebe mit mehr als 25% Anteil in öffentlicher Hand), bei der Bodennutzungserhebung nicht berücksichtigt.

Um eine Annäherung an die tatsächliche Größe der landwirtschaftlich genutzten Fläche der sächsischen Landkreise zu erhalten, wurde das Verhältnis LN/LF jeweils für Ackerland und Grünland im sächsischen Durchschnitt ermittelt. Die LF der Landkreise wurde anschließend mit diesem Faktor multipliziert (s. Tab. 3).

VERTIKO-IMK

Tabelle 3: Berechnung der landwirtschaftlichen Nutzfläche (LN) auf Landkreisebene in ha. Die landwirtschaftlichen Flächen der Stadtkreise wurden den benachbarten Landkreisen zugerechnet.

Landkreis	LF Ackerland [STABL, 2000]	Ackerland berechnet	LF Grünland [STABL, 2000]	Grünland berechnet
LK Annaberg	7.732,00	8.011,23	5.843,00	7.743,21
LK Freiberg	40.676,00	42.144,98	15.933,00	21.114,60
LK Mittlerer Erzgebirgskreis	14.264,00	14.779,13	10.797,00	14.308,32
LK Mittweida	42.881,00	44.429,61	9.543,00	12.646,50
LK Stollberg	10.508,00	10.887,49	4.280,00	5.671,91
LK Aue-Schwarzenberg	5.271,00	5.461,36	4.904,00	6.498,84
SK Dresden	0,00	0,00	0,00	0,00
LK Bautzen	39.652,00	41.084,00	10.072,00	13.347,54
LK Meißen	34.465,00	35.709,67	4.752,00	6.297,41

LK Riesa-Großenhain	45.610,00	47.257,17	5.972,00	7.914,17
LK Löbau-Zittau	30.722,00	31.831,50	9.973,00	13.216,34
LK Sächsische Schweiz	24.334,00	25.212,80	13.536,00	17.938,07
LK Weißeritzkreis	27.039,00	28.015,49	11.980,00	15.876,04
LK Delitzsch	50.133,00	51.943,51	3.433,00	4.549,45
LK Döbeln	26.283,00	27.232,19	2.584,00	3.424,35
LK Muldentalkreis	44.930,00	46.552,61	5.051,00	6.693,65
LK Torgau-Oschatz	59.175,00	61.312,05	7.980,00	10.575,19
LK Kamenz und SK Hoyerswerda	37.073,00	38.411,86	9.952,00	13.188,51
LK Chemnitzer Land und SK Chemnitz	18.324,00	18.985,76	4.207,00	5.575,17
LK Leipziger Land und SK Leipzig	53.510,00	55.442,47	4.575,00	6.062,85
LK Niederschlesischer Oberlausitzkreis und SK Görlitz	36.777,00	38.105,17	9.737,00	12.903,59
LK Zwickauer Land und SK Zwickau	26.952,00	27.925,35	7.757,00	10.279,67
LK Vogtlandkreis und SK Plauen	37.703,00	39.064,61	18.393,00	24.374,63
Summe	714.014,00	739.800,01	181.254,00	240.200,01

Die landwirtschaftliche Fläche, die von den einzelnen Meßpunkten repräsentiert wird, wurde anschließend mit den Ergebnissen aus Tabelle 3 auf Landkreisebene ermittelt. Hierzu wurde die Summe der Ackerflächen eines Landkreises durch die Anzahl der Meßpunkte mit Ackernutzung geteilt. Ebenso wurde die Ausdehnung der Grünlandflächen durch die Anzahl der Grünlandpunkte geteilt. Somit ergaben sich für jeden Landkreis individuelle Werte über die Nutzfläche in Hektar, die von den einzelnen Meßpunkten repräsentiert wird. Im landesweiten Durchschnitt lagen die Werte für die Bezugsflächen der Ackerpunkte bei 1.470,775 ha und für Grünland bei 792,739 ha.

Für die Darstellung im GIS wurde die geographische Lage der landwirtschaftlichen Nutzflächen mittels der CORINE-Datenbank vom Statistischen Bundesamt (1997) ermittelt. Aufgrund der höheren Genauigkeit wurden die DNDC-Berechnungen jedoch auf Grundlage des Bodenmeßnetzes des LfUG durchgeführt. Im weiteren Verlauf der Erstellung der Datenbasis wurde den Meßnetzpunkten die Daten zum Anteil der verschiedenen Ackerfrüchte

bzw. Grünlandkategorien beigefügt. Somit enthielten die Datensätze der 806 Meßnetzpunkte nun Informationen zur geographischen Lage, Bodeneigenschaften, Klimaverlauf, Flächengröße, Landnutzungskategorie (Ackerland oder Dauergrünland) sowie den angebauten Feldfrüchten. Parallel dazu wurde eine Datenbank der pflanzenbaulichen Produktionsverfahren mit jeder simulierten Feldfrucht angelegt. Über ein Referenzsystem konnte das DNDC-Modell bei der Simulation jeder einzelnen Feldfrucht auf spezifische Angaben zu Düngereinsatz, Saat, Ernte und Bodenbearbeitung zugreifen. In diesem Aufbau dienten Meßnetzpunkte gleichzeitig als geometrische Grundlage im GIS und als kleinste Einheit für die Berechnungen im DNDC und stellten damit die Verbindung zwischen beiden Systemen her.

Die Beschreibung des Landmanagements sowie der pflanzenbaulichen Produktionsverfahren kann mit den existierenden (amtlich-)statistischen Daten nur unzulänglich, d.h. sehr allgemein erfolgen. Einerseits liegt das an der räumlichen Auflösung der Statistiken, die sich meist zwischen der Landkreisebene und der Ebene der Bundesländer bewegt. Desweiteren ist die genaue Lage der Anbauflächen einzelner Feldfrüchte innerhalb des Ackerlandes eines bestimmten Landkreises nicht nachvollziehbar und muß demnach generalisiert werden. Hinzu kommt, dass jeder Landwirt seine individuellen Entscheidungen in Bezug auf Pflanzenproduktion und Bodenbearbeitung trifft. Auch hier kann ohne generalisierende Annahmen keine Datengrundlage erstellt werden. Bestimmte Maßnahmen wie z.B. Düngereinsatz, Zwischenfruchtanbau, Pflügen der Felder usw. hängen jedoch von den jeweils herrschen Witterungs- und Bodenbedingungen ab, so dass die in Frage kommenden Zeitintervalle relativ gut zu bestimmen sind. Anhand dieser Überlegungen wurde im Rahmen dieser Arbeit versucht, die Simulation so nah wie möglich an der gängigen landwirtschaftlichen Praxis auszurichten.

Die verfügbaren Angaben zum Anteil der Feldfrüchte am Ackerland beziehen sich ebenfalls auf die LF lt. Bodennutzungserhebung von 1995 (STABL, 2000). Um auch hier eine Annäherung an die tatsächliche Größe der Anbauflächen auf Landkreisebene zu erhalten, wurde zunächst der prozentuale Anteil jeder Feldfrucht am Ackerland jedes Landkreises bestimmt. Anschließend wurde der Anteil jeder Feldfrucht auf die berechnete landwirtschaftlich genutzte Fläche übertragen. Anteile der landwirtschaftlich genutzten Fläche, für die keine Angaben über die angebauten Feldfrüchte existieren, wurden mit dem spezifischen Feldfrüchte-Mix des jeweiligen Landkreises ausgestattet.

Grundsätzlich existieren keine detaillierten Angaben über die Menge und Art an Düngemittel, die auf die jeweiligen Flächen aufgebracht werden bzw. wurden. Daher läßt sich der

Düngemittleinsatz in der Landwirtschaft lediglich abschätzen. Zur Feststellung der Verbrauchsmenge von N-Mineraldüngern wurde in diesem Projekt folgendes Verfahren eingesetzt:

1. Einordnung der angebauten Feldfrüchte in die Klassifikation der Feldfruchtarten des DNDC-Modells (vgl. hierzu Tab. 4) und Ermittlung des fruchtartsspezifischen Düngerbedarfs sowie der empfohlenen N-Mineraldüngung für die in Sachsen vorkommenden Böden und angebauten Feldfrüchte.
2. Berechnung der daraus folgenden Gesamtmenge an verbrauchten Düngemitteln anhand der Größe der Anbauflächen der einzelnen Feldfrüchte.
3. Kontrolle der Plausibilität anhand von Daten in der Literatur und der amtlichen Statistik über den Düngemittelverkauf.

Tabelle 4: Klassifikation der Feldfrüchte im DNDC-Modell, Festlegung der fruchtartsspezifischen N-Mineraldüngung (Bockisch, 2000; SML, 1997; RSAG, 1980) und Berechnung des Gesamtverbrauchs in der Simulation.

	DNDC-Klassifikation	Feldfrucht	N-Mineraldünger [kg N / ha]	Anbaufläche [ha]	Summe N-Mineraldünger [t]
Ackerland	winter wheat	Winterweizen	82,50	167.379,7	13.808,82
	rye	Winterroggen	82,50	72.631,5	5.992,10
	barley	Wintergerste	82,50	130.761,6	10.787,83
	rape	Winterraps	110,00	95.770,4	10.534,74
	barley	Sommergerste	37,50	58.157,2	2.180,89
	oats	Hafer	70,00	10.196,7	.713,77
	corn	Körner-/Silomais, Corn-Cob-Mix	70,00	90.682,1	6.347,74
	potatoes	Kartoffeln früh/mittelfrüh/spät	90,00	13.103,5	1.179,32
	beets	Zuckerrüben, Runkelrüben	95,00	25.579,3	2.430,03
	legume hay	Klee(-gras), Luzerne, Futtererbsen	87,50	46.735,2	4.089,33
	pasture	Ackerwiese, Ackerweide	92,50	23.269,3	2.152,41
	vegetables	Gartengewächse, z.B. Gemüse	122,50	5.533,6	677,87
Grünland	grasland	Grasland	65,00	73.120,1	4.752,80
	pasture	Weide	77,50	66.655,0	5.165,76
	non-legume hay	Wiese, Mähwiese	100,00	100.425,0	10.042,50
			Summe:	980.000,0	80.855,92

Für fruchtartsspezifische N-Düngungsempfehlungen existiert eine Broschüre des Sächsischen Staatsministeriums für Landwirtschaft, Ernährung und Forsten (SML), die den ordnungsgemäßen Einsatz von Düngern auf Basis der Düngeverordnung beschreibt (SML, 1997). Die Düngungsempfehlungen in dieser Veröffentlichung sind auf der Grundlage des fruchtartsspezifischen N-Bedarfs errechnet worden. Ergänzt wurden diese Daten anhand fruchtartsspezifischer Düngungsempfehlungen der Ruhr-Stickstoff Aktiengesellschaft (RSAG) (RSAG, 1980) und der Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft (FAL) (Bockisch, 2000). Je nach Bodengüte, Vorfrucht, Vorrat an mineralischen Stickstoff im Boden usw. ist in den beiden erstgenannten Literaturstellen eine maximale und eine minimale Düngerrate empfohlen. Die FAL hingegen gibt den Düngerbedarf als Durchschnittswert für eine

Wirtschaftsweise mit kombinierter Düngung mit synthetischen Mineraldüngern und organischen Wirtschaftsdüngern an. Die Menge an N-Mineraldüngern, die in der Simulation pro Feldfrucht verbraucht wurde, berechnet sich auf dieser Grundlage als Produkt aus der fruchtartsspezifischen Düngerrate und der Größe der zugehörigen Anbaufläche. Der Gesamtverbrauch in Sachsen berechnet sich als die Summe aller fruchtartsspezifischen Düngermengen. So ergab sich in der Simulationsrechnung für das Jahr 1995 ein Gesamtverbrauch von 80.855,92t N (Tab. 4).

Anhand der verbrauchten Mengen der verschiedenen Düngertypen im Jahr 1994 (Laves & Henk, 1997) sowie deren Zusammensetzung (Römer, 1993) kann berechnet werden, in welchen chemischen Verbindungen der Stickstoff auf die Felder gebracht wurde (Tab. 5 und 6).

Tabelle 5: Anteil der verschiedenen N-Mineraldünger am Gesamtverbrauch (Laves & Henk, 1997).

Düngertyp	Menge N [t] 1994 [Laves & Henk, 1997]	Anteil	Menge N [t] Simulationsrechnung
Kalkammonsalpeter	46.240	64.23%	51.511,99
Ammoniumnitrat-Harnstofflösung	14.456	20.08%	16.104,18
Harnstoff	4.049	5.62%	4.510,64
andere Einnährstoffdünger	1.314	1.83%	1.463,81
NP	1.196	1.66%	1.332,36
NK, NPK	4.740	6.58%	5.280,42
Summe	71.995	100.00%	80.203,41

Tabelle 6: Angaben zum Anteil der chemischen N-Verbindungen in den verbrauchten Düngertypen (Römer, 1993).

Düngertyp	Gewichtsanteil N in				
	Nitrat	Harnstoff	Ammonium-nitrat	Ammonium-phosphat	Ammonium-sulphat
Kalkammonsalpeter	-	-	100%	-	-
Ammoniumnitrat-Harnstofflösung	-	50%	50%	-	-
Harnstoff	-	100%	-	-	-
andere Einnährstoffdünger	-	-	50%	-	50%
NP	-	-	-	100%	-
NK, NPK (Typ 15+15+15)	50%	-	25%	25%	-

Für das Bezugsjahr 1995 wurde angenommen, dass der gleiche Düngermix wie 1994 verwendet wurde. Die Angaben zur chemischen Zusammensetzung der N-Mineraldünger, die für die Modellrechnungen verwendet wurde, ist in Tabelle 7 dargestellt. Angaben der RSAG (1980), der FAL (Bockisch, 2000) sowie einer ergänzenden Fachinformation zur Gülledüngung der TU München (Reiner, 1996) ergab sich unter Berücksichtigung bestehender Ausbringungsbeschränkungen ein Simulationsszenario, bei dem etwa 10,8 Mio. m³ organische Wirtschaftsdünger ausgebracht wurden.

Tabelle 7: Anteil der chemischen N-Verbindungen für den simulierten Düngermix aus Tabelle 5.

N-Verbindung	Menge N [t] Simulationsrechnung	Anteil
Nitrate	2.640,21	3.29%
Harnstoff	12.562,73	15.66%
Ammoniumnitrate	61.616,09	76.83%
Ammoniumphosphate	2.652,47	3.31%
Ammoniumsulfate	731,91	0.91%
Summe	80.203,41	100.00%

Die fruchtartsspezifischen Güllemengen sind in Tabelle 8 dargestellt. Das C/N-Verhältnis dieses Materials wurde vom DNDC-Modell auf Grundlage des Viehbestandes (SML, 1996) für jeden Landkreis automatisch berechnet.

Tabelle 8: Durchschnittliche Ergänzungsdüngung mit organischen Wirtschaftsdüngern in Sachsen 1995 (RSAG, 1980; Reiner, 1996; Bockisch, 2000).

DNDC-Klassifikation	Feldfrucht	organische Dünger [m ³ /ha]	Anbaufläche [ha]	Summe [m ³]	
Ackerland	winter wheat	Winterweizen	10,0	167.379,7	1.673.796,66
	rye	Roggen	15,0	72.631,5	1.089.472,08
	barley	Wintergerste	15,0	130.761,6	1.961.424,15
	rape	Winterraps	0,0	95.770,4	0,00
	barley	Sommergerste	10,0	58.157,2	581.571,76
	oats	Hafer	10,0	10.196,7	101.967,44
	corn	Körner-/Silomais, Corn-Cob-Mix	15,0	90.682,1	1.360.231,01
	potatoes	Kartoffeln früh/mittelfrüh/spät	15,0	13.103,5	196.552,61
	beets	Zuckerrüben, Runkelrüben	0,0	25.579,3	0,00
	legume hay	Klee (-gras), Luzerne, Futtererbsen	15,0	46.735,2	701.027,74
	pasture	Ackerwiese, Ackerweide	10,0	23.269,3	232.693,33
Grünland	vegetables	Gartengewächse (z.B. Gemüse)	0,0	5.533,6	0,00
	grasland	Grasland	10,0	73.120,1	731.200,61
	pasture	Weide	10,0	66.655,0	666.549,64
	non-legume hay	Wiese, Mähwiese	15,0	100.425,0	1.506.374,77
		Summe		980.000,0	10.802.861,80

Im Schnitt beträgt die in der Simulation ausgebrachte Menge an Wirtschaftsdüngern nur etwa 25% der maximal empfohlenen Menge. In der sächsischen Landwirtschaft sind etwa die Hälfte aller Betriebe reine Marktfruchtproduzenten ohne Tierhaltung (SML, 1996). Als Konsequenz, fällt die Ergänzungsdüngung durch Gülle relativ niedrig aus, weil nur wenig Gülle im Vergleich zur Größe der landwirtschaftlichen Nutzfläche produziert wird. Bei den Durchschnittsangaben in Tabelle 8 muß beachtet werden, dass in Wirklichkeit ein Teil der Feldfrüchte nicht mit Gülle gedüngt wird und der andere Teil dafür höhere Güllegaben erhält. Für einen Landwirt würde es sich kaum lohnen, wegen 10 m³/ha Gülle ein Feld zu befahren. Gründüngung wurde ebenfalls simuliert. Die landwirtschaftliche Praxis ist auch in diesem Bereich statistisch nur sehr schwer zu fassen. Nach Gesprächen mit Herr Dr. Albert von der

Sächsischen Landesanstalt für Landwirtschaft, Fachbereich Bodenkultur und Pflanzenbau in Leipzig, wurde anhand der in Sachsen praktizierten Fruchtfolgen eine Gründüngung auf der Basis des Zwischenfruchtanbaus von Leguminosen(-wiesen) simuliert. Neben der Gründüngung durch Unterpflügen von Zwischenfrüchten wurde auch der Einfluß eingearbeiteter Stoppel und Streu der jeweiligen Vorfrucht auf die Kohlenstoff- und Stickstoffkreisläufe der Böden simuliert.

Zur Festlegung fruchtartspezifischer Saat- und Erntetermine sowie der Bodenbearbeitungsmethoden und -zeitpunkte wurden die Düngeempfehlungen des SML (1997), der Landwirtschaftsratgeber der RSAG (1980) sowie Veröffentlichungen von Li (1994b, 1996) und Fink (1979) herangezogen.

Für jede Feldfruchtgruppe (nach DNDC-Klassifikation) wurde anhand der pflanzenspezifischen Ansprüche Saat-, Dünge- und Erntezeitpunkte sowie Maßnahmen der Bodenbearbeitung festgelegt. Die Zeitpunkte wurden in Abhängigkeit vom Witterungsverlauf im Bezugsjahr 1995 so gewählt, dass die entsprechenden Maßnahmen an diesen Tagen theoretisch durchführbar waren. So wurde z.B. an Tagen, an denen die Felder aufgrund von Niederschlägen nicht befahrbar waren, keine Feldbaumaßnahmen mit Traktoreinsatz angesetzt. Auf diese Weise konnte der in Frage kommende Zeitraum für einzelne Maßnahmen auf wenige Tage im Jahr 1995 eingeschränkt werden.

Nach Auskunft von Herrn Dr. Albert von der Sächsischen Landesanstalt für Landwirtschaft, Fachbereich Bodenkultur und Pflanzenbau in Leipzig, können die ermittelten Termine für jeden Landkreis in Sachsen gelten. Trotz der existierenden Höhenunterschiede und der räumlichen Distanzen zwischen den Anbauflächen Sachsens sind die zeitlichen Abweichungen der Bearbeitungsterminen zwischen den Landkreisen so gering, dass die Witterungsabhängigkeit andere Einflußfaktoren weitgehend überdeckt. Folglich ist eine Generalisierung in diesem Bereich zulässig.

B6.4 Sensitivitätsanalysen

Die bei den Modellrechnungen verwendete GIS-Datengrundlage geht von expliziten Werten für eine gegebene Teilfläche aus und berücksichtigt somit nicht standörtliche Variationen z.B. des pH-Wertes, des SOC Gehaltes oder der Bodentextur. Auch kleinräumige Schwankungen des Klimas werden bei dem gewählten Ansatz ebenso vernachlässigt, wie mögliche Unterschiede in der Menge des ausgebrachten N-Düngers auf landwirtschaftliche Flächen oder des Bestandesalters von Forsten. Zur Abschätzung der Bedeutung solcher standörtlicher und klimatischer Variationen für die Höhe der N₂O-Emissionen aus Böden landwirtschaftlich

und forstlich genutzter Flächen der BRD wurde eine detaillierte, die Gesamtfläche der BRD umfassende Sensitivitätsanalyse durchgeführt. Bei dieser Analyse wurden einzelne Initialisierungsparameter oder Modelltreiber um einen definierten Prozentsatz oder Betrag gemindert bzw. erhöht (Tab. 9). Letztendlich können durch einen Vergleich der Ergebnisse mit dem Grundszenario Aussagen über die Sensitivität einzelner Parameter auf die Höhe der simulierten N₂O- und NO-Emissionen getroffen und damit der Fehler der Vorhersagen näherungsweise abgeschätzt werden.

Tabelle 9: Untersuchte Faktoren im Rahmen der Sensitivitätsanalyse		
Nr	Szenario	Anmerkungen
1	Grundszenario-landwirtschaftliche Flächen	Unveränderte Eingangsdaten, Simulationsjahr 1994
1a	Temperatur	Tägliche Temperaturwerte +3°C, +1.5°C, -1.5°C oder -3°C
1b	Niederschlag	Tägliche Niederschlagssumme +50%, +25%, -25% oder 50%
1c	Organischer Kohlenstoffgehalt	Modellinitialisierung mit +50%, +25%, -25% oder -50%
1d	Bodentextur	Tongehalt +50%, +25%, -25% oder -50%
1e	Boden-pH	Modellinitialisierung mit +50%, +25%, -25% oder -50%
1f	N-Düngung	N-Düngerapplikationsrate +50%, -25%, keine Düngung, -25%, -50%
2	Grundszenario-forstwirtschaftliche Flächen	Unveränderte Eingangsdaten, Simulationsjahr 1994
2a	Temperatur	Tägliche Temperaturwerte +3°C, +1.5°C, -1.5°C oder -3°C
2b	Niederschlag	Tägliche Niederschlagswerte +50%, +25%, -25% oder -50%
2c	Organischer Kohlenstoffgehalt	Modellinitialisierung mit +50%, +25%, -25% oder -50%
2d	Bodentextur	Tongehalt +50%, +25%, -25% oder -50%
2e	Boden-pH	Modellinitialisierung mit +50%, +25%, -25% oder -50%
2f	Bestandesalter	Bestandesalter +50%, +25%, -25% oder -50%

Da die Einflüsse der beiden Faktoren "SOC-Gehalt" und "Düngermenge" auf bodenbürtige N-Spurengasemissionen bereits in experimentellen Beobachtungen untersucht wurden und auch entsprechend in den Programmalgorithmien von DNDC wie auch PnET-N-DNDC verwirklicht sind, existieren bestimmte Erwartungen gegenüber den Ergebnissen der Szenarienrechnungen. Mit den realisierten Testszenerarien lässt sich daher nicht nur der Einfluss der erwähnten Parameter auf die Höhe der bodenbürtigen N-Spurengasemissionen quantifizieren, sondern diese Vorgehensweise erlaubt somit auch eine Plausibilitätskontrolle der eingesetzten Modelle.

B7 Ergebnisse und Diskussion

B7.1 Modellvalidierungen

Mit der in den letzten 10 Jahren erfolgten kontinuierlichen Weiterentwicklung der Modelle DNDC und PnET-N-DNDC war gleichzeitig auch eine stetige Validierung der Modellergebnisse anhand von Freilanddatensätzen verbunden (z.B. Li et al., 1992b, 1994a,b, 1996, 1997; Li, 2000; Stange et al., 2000; Butterbach-Bahl et al., 2001; Zhang et al., 2002; Brown et al., 2002). Auch im Rahmen des vorliegenden Forschungsvorhabens wurden die verwendeten Modelle intensiv an Einzelmessdatensätzen validiert. In den Abbildungen 9 und 10 wird gezeigt, dass für eine Vielzahl von Standorten mit unterschiedlichsten Bodenkohlenstoffgehalten die mit DNDC simulierten Jahressummen der N₂O-Emissionen aus landwirtschaftlichen Flächen zumeist sehr gut mit den Ergebnissen von Freilanduntersuchungen übereinstimmen. Vergleichbar gute Ergebnisse wurden auch hinsichtlich der Simulation von NO und N₂O-Emissionen aus forstlich genutzten Flächen unter Verwendung des Modells PnET-N-DNDC erzielt (Abb. 11 - 13). Dies gilt auch hinsichtlich der im Rahmen der MORE-II Messkampagne erzielten Ergebnisse zu NO-Emissionen aus dem Boden des Waldstandortes Tharandt (Ankerstation im VERTIKO-Projekt). Auch für diesen Standort konnte eine sehr gute Übereinstimmung zwischen Freilandmessungen und Modellsimulation gezeigt werden (Abb. 14). Allerdings ist hier einschränkend zu erwähnen, dass die durch das IMK-IFU durchgeführten Messungen während einer stark ausgeprägten sommerlichen Trockenperiode durchgeführt wurden. Messungen zu einem anderen Zeitpunkt wären daher im Hinblick auf die Modellierung wünschenswert gewesen. Für eine weitere detaillierte Diskussion der Ergebnisse der vorgenommenen Modellvalidierung wird auf die Arbeiten von Li (2000), BROWN et al. (2002) sowie Stange et al. (2000) und Butterbach-Bahl et al. (2001, 2004) verwiesen. Mit der erfolgreichen Modellvalidierung an unterschiedlichsten landwirtschaftlich und forstlich genutzten Standorten ist die Basis für eine regionale Anwendung der Modelle gegeben. Hierzu wurde das DNDC- bzw. PnET-N-DNDC-Modell an eine detaillierte GIS-Datenbasis, die alle für die Modellinitialisierung und Modellantrieb relevanten Parameter in raumzeitlicher Auflösung für das Staatsgebiet der BRD vorhielt, gekoppelt (siehe B6 Eingesetzte Methoden). Aufgrund der notwendigen Mehrfachsimulationen für unterschiedliche Baumarten bzw. unterschiedliche Fruchtfolgen und Managementmaßnahmen für eine Raumeinheit ergaben sich für die Berechnung der jährlichen N₂O- und NO-Emissionen für die forstwirtschaftlich bzw. landwirtschaftlich genutzten Flächen im Freistaat Sachsen ca. 10000 Simulationsläufe.

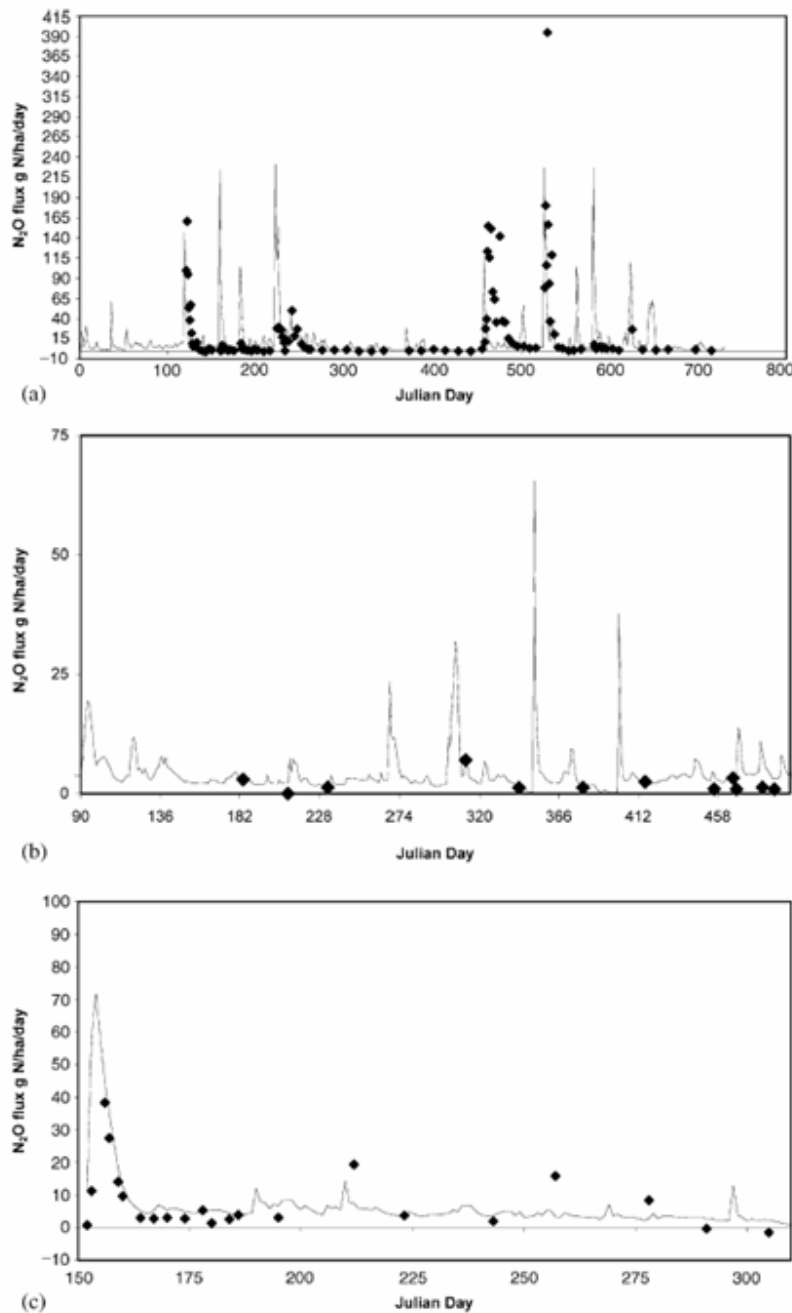


Abbildung 9: Vergleich von simulierten und im Freiland erfassten N_2O -Emissionen aus

- a) einer Graslandfläche bei Edinburgh (toniger Lehm, 360 kg N ha^{-1} als NH_4NO_3 ; Clayton et al., 1997),
- b) einem Winterweizenfeld in SE England (schluffiger Lehm, 225 kg N ha^{-1} als Stalldünger, Harrison et al., 1995) und ein Graslandfläche in SW England (toniger Lehm, 528 kg N ha^{-1} als Harnstoff, Yamulki et al., 1998).

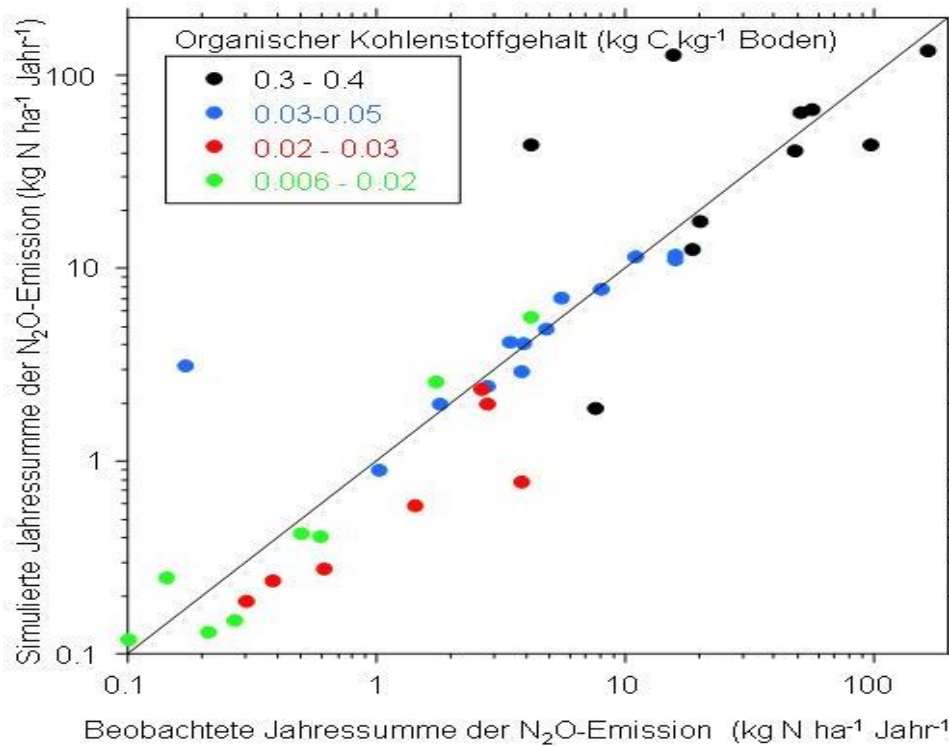


Abbildung 10: Vergleich von aus Freilandmessungen errechneten Jahressummen der N₂O-Emissionen aus landwirtschaftlichen Flächen mit Ergebnissen von DNDC-Modellsimulationen (Li *et al.*, 1992b, 1994a,b, 1996, 1997; Li, 2000; Brown *et al.*, 2002; sowie unveröffentlichte Ergebnisse). Die gezeigte Modellvalidierung umfasst ca. 40 unterschiedlich landwirtschaftlich genutzte Standorte weltweit.

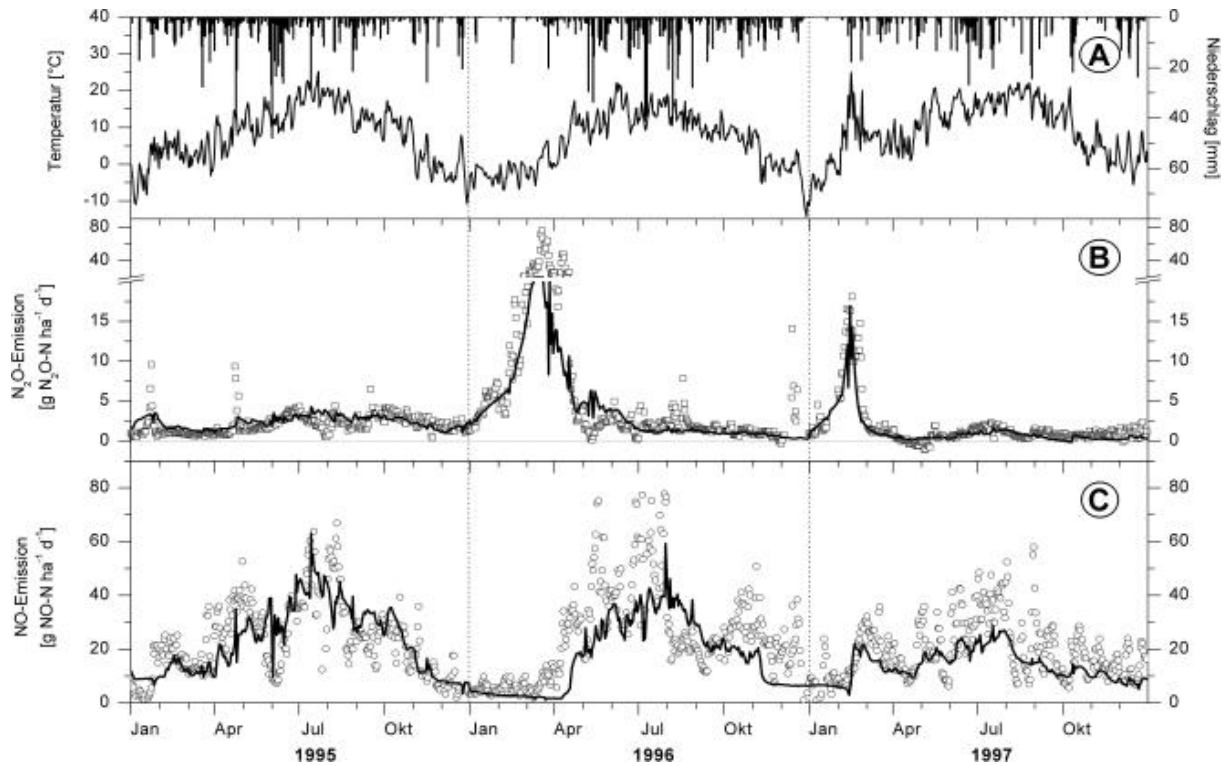
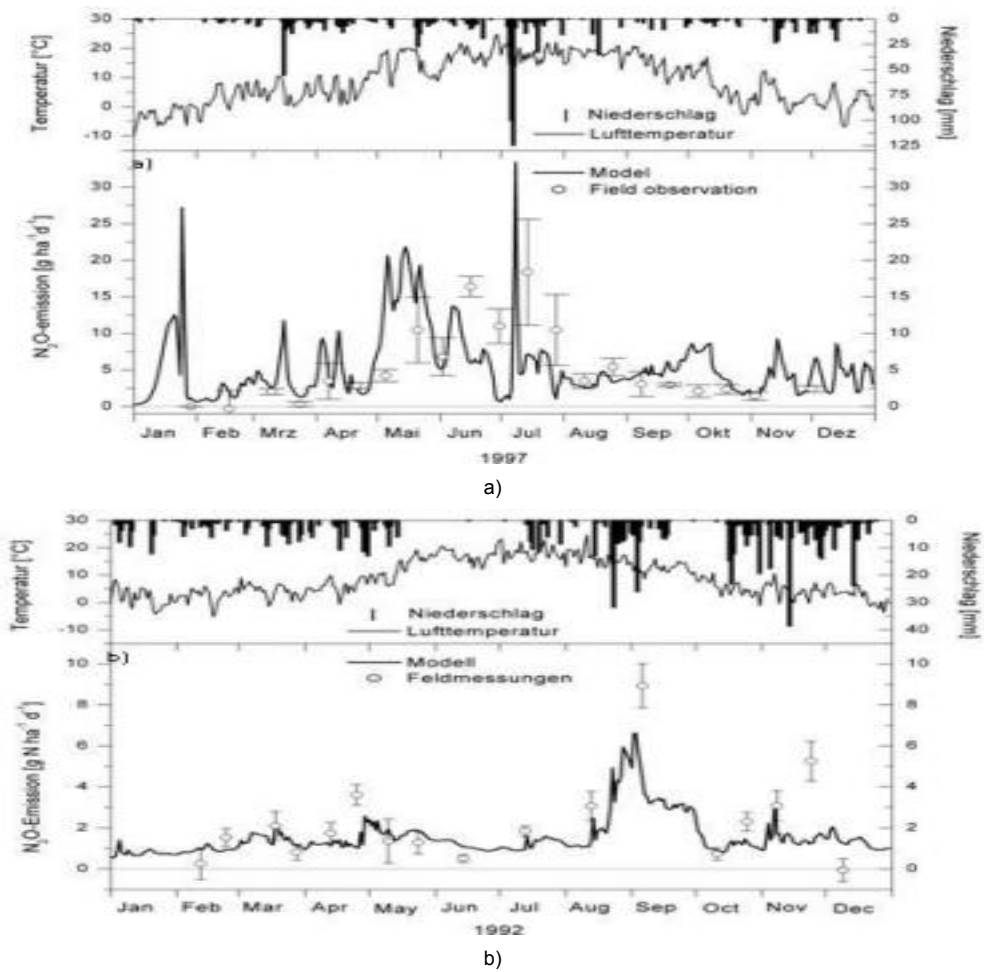


Abbildung 11: Gemessene und mit PnET-N-DNDC simulierte N₂O- und NO-Emissionen am Standort Höglwald (Fichte), Bayern (Butterbach-Bahl et al., 2001).



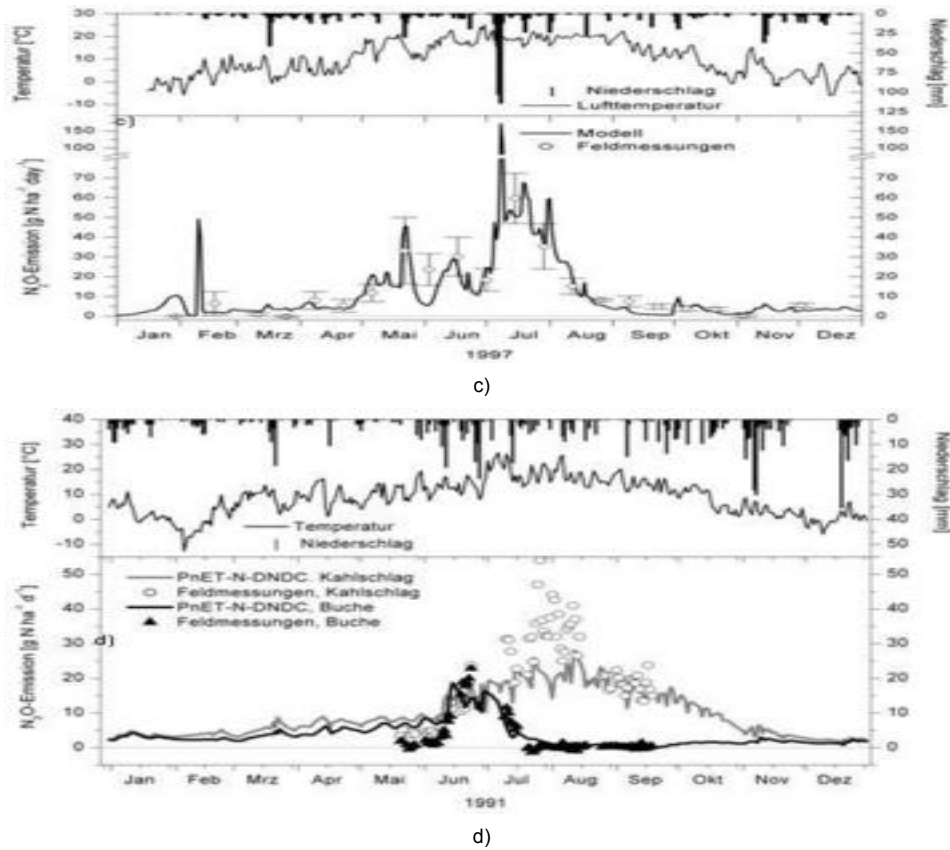


Abbildung 12: Gemessene und mit PnET-N-DNDC simulierte N_2O -Emissionen an den Waldstandorten:

- a) Buche, Schottenwald (Zechmeister-Boltenstern et al., 2002),
- b) Buche, Schottenwald (Hahn et al., 2000),
- c) Fichte, Dänemark (Ambus & Christensen, 1995); sowie
- d) Buche und Lochhieb, Solling (Brumme, 1995).

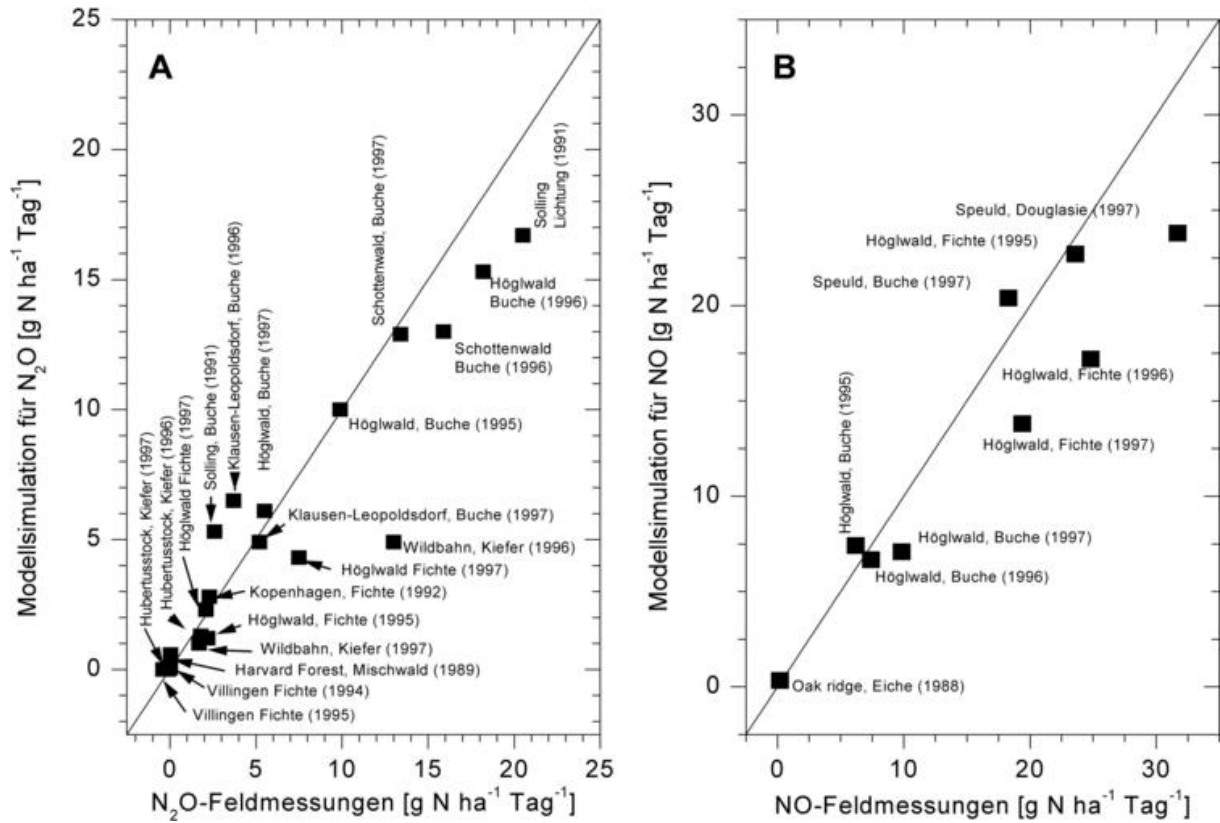


Abbildung 13: Vergleich der aus Freilandmessungen ermittelten und der mit PnET-N-DNDC berechneten mittleren Tagesemissionen von N₂O (A) und NO (B) für verschiedene Waldstandorte in der BRD, Österreich, Dänemark, den Niederlanden sowie der USA.

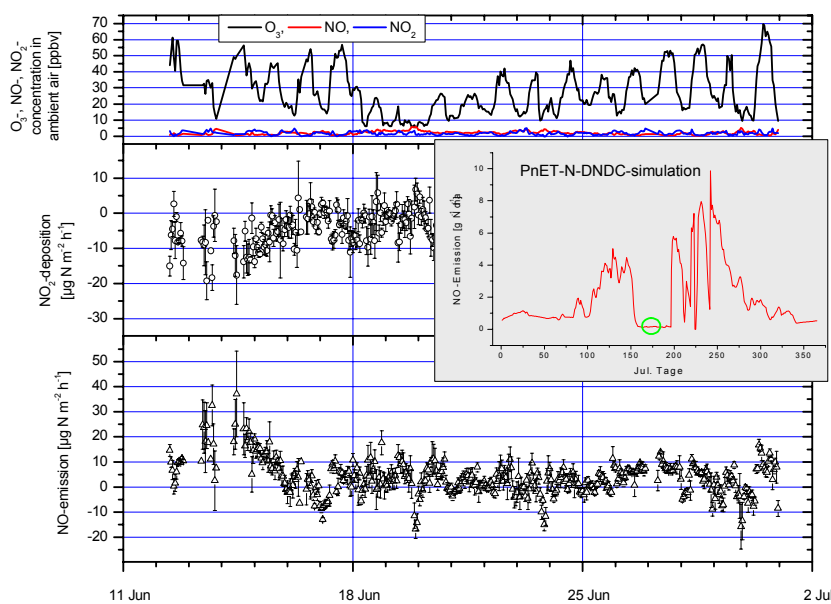


Abbildung 14: Am Standort Tharandter Wald im Jahr 2003 durch das IMK-IFU erfasste NO-Emissionen (MORE-II Messkampagne) und Ergebnisse der Modellsimulation.

Die Höhe der mit den Modellen DNDC und PnET-N-DNDC simulierten N₂O- und NO-Emissionen weisen eine deutliche Abhängigkeit von den Bodeneigenschaften pH, Textur und organischem Kohlenstoffgehalt auf. In den Abbildungen 15+16 ist die Abhängigkeit der N-Spuren gasemissionen (N₂O und NO) aus landwirtschaftlich genutzten Böden des Landkreises Aue-Schwarzenberg im Freistaat Sachsen für verschiedene Bodenparameter, Feldfruchtfolgen, Düngezeitpunkte und atmosphärische N-Deposition wiedergegeben. Die Abbildung zeigt, dass die Höhe der simulierten N₂O-Emissionen sehr stark vom organischen C-Gehalt des Bodens abhängig sind, während im Bezug auf die simulierten NO-Emissionen aus landwirtschaftlich genutzten Böden neben dem SOC-Gehalt auch der Tongehalt sowie der Boden-pH-Wert sensitive Parameter sind (Butterbach-Bahl et al., 2004).

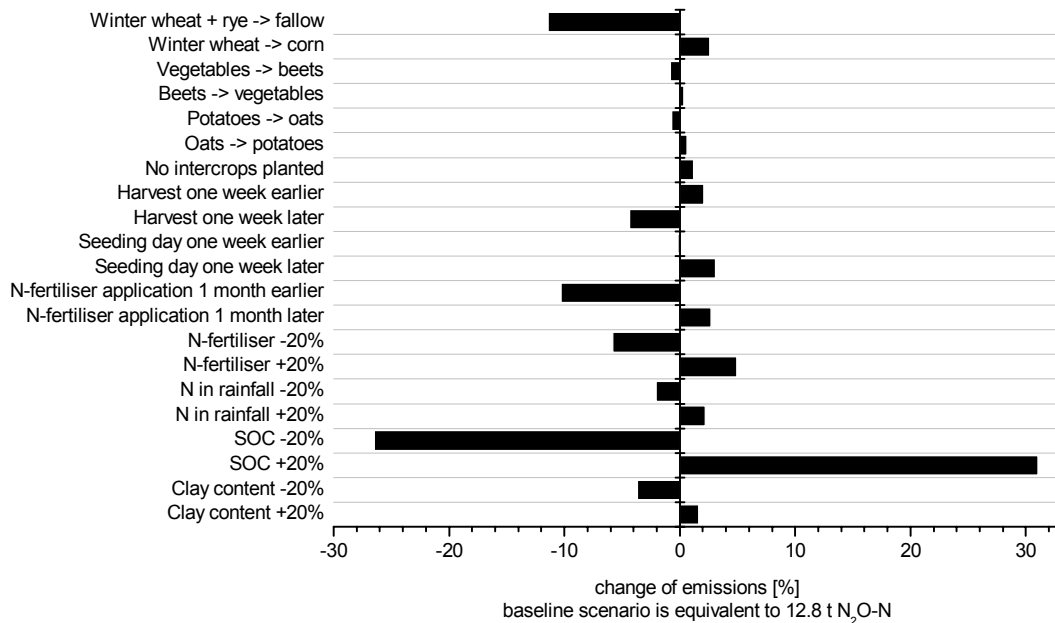


Abbildung 15: Sensitivität regionaler Vorhersagen von N₂O-Emissionen aus landwirtschaftlich genutzten Böden im Landkreis Aue-Schwarzenberg, Sachsen, auf Änderungen der Eingangsparametern (Butterbach-Bahl et al., 2004)

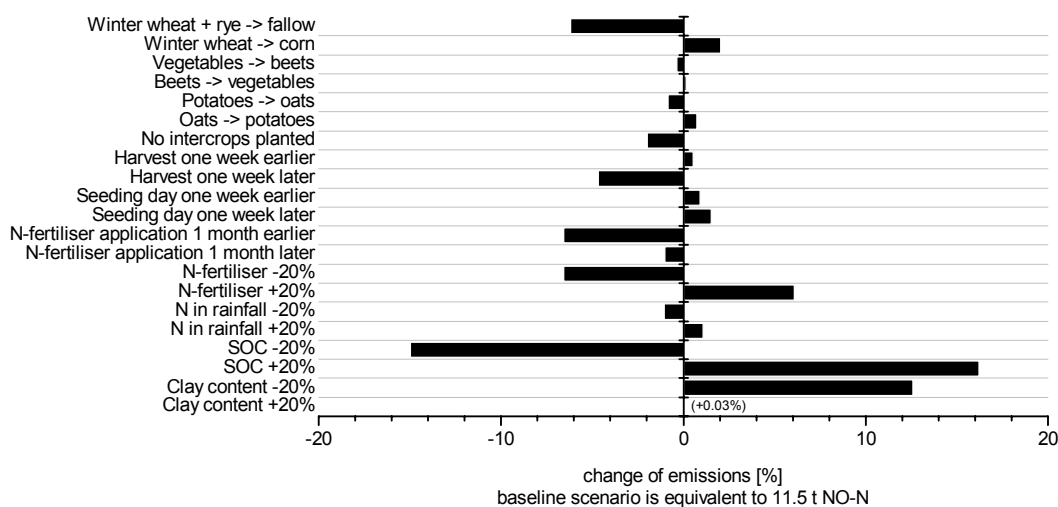


Abbildung 16: Sensitivität regionaler Vorhersagen von NO-Emissionen aus landwirtschaftlich genutzten Böden im Landkreis Aue-Schwarzenberg, Sachsen, auf Änderungen der Eingangsparametern (Butterbach-Bahl et al., 2004)

Vergleichbare Ergebnisse zur Sensitivität der vorhergesagten N-Spurengasemissionen in Abhängigkeit von den Eingangsparametern wurden auch für Waldböden nachgewiesen (Tab. 10).

Tabelle 10: Sensitivität regionaler Vorhersagen von N₂O bzw. NO-Emissionen aus forstlich genutzten Böden im Landkreis Aue-Schwarzenberg, Sachsen, auf Änderungen der Eingangsparametern (Butterbach-Bahl et al., 2004).

Szenarios	N ₂ O-Emissionen		NO-Emissionen	
	t N ₂ O-N a ⁻¹	kg N ₂ O-N ha ⁻¹ a ⁻¹	t NO-N a ⁻¹	kg NO-N ha ⁻¹ a ⁻¹
Baseline-Szenario	74 (100%)	2.3	373 (100%)	10.5
Fiche → Buche	86 (+16%)	2.7	243 (-35%)	7.6
Fichte → Kiefer	91 (+23%)	2.8	326 (-13%)	10.2
pH + 20%	192 (+159%)	6.0	132 (-64%)	4.1
pH – 20%	24 (-68%)	0.7	607 (+63%)	18.9
SOC + 20%	112 (+51%)	3.5	375 (+1%)	11.7
SOC – 20%	54 (-27%)	2.7	337 (-10%)	10.5

B7.2 Regionale Verteilung der N₂O- und NO-Bodenemissionen

N₂O-Emissionen

Einen Überblick über die regionale Verteilung der N₂O-Emissionen aus den landwirtschaftlichen Flächen des Freistaates Sachsen gibt Abbildung 17. Die höchsten jährlichen Emissionen von über 18,0 kg N₂O-N ha⁻¹ Jahr⁻¹ wurden für 13 Meßpunkte westlich des Elbtals (südwestlicher Bereich der Lößzone am Mittelgebirgsrand, nordwestliches Erzgebirge und Thüring.-Vogtländisches Schiefergebirge), für vier Meßstellen in der Urstromtalzone im Nordosten Sachsens sowie für zwei weitere Meßpunkte im Altmoränenland an der Lößnordgrenze errechnet. Diese höchsten simulierten Emissionsraten traten durchweg auf Flächen mit relativ hohen Gehalten an organischem Kohlenstoff (durchschnittlich >4.4% SOC) auf. Im Schnitt wurden diese Flächen zu 90.1% als Grünland genutzt.

Etwa drei Viertel (75.4%) aller berechneten N₂O-Emissionsraten lagen im Bereich 1.0-7.5 kg N₂O-N ha⁻¹ Jahr⁻¹. Die niedrigsten Emissionsraten (<1.0 kg N₂O-N ha⁻¹ Jahr⁻¹) traten ausschließlich im Norden Sachsens auf. Bis auf eine Ausnahme im nördlichen Bereich der Lößzone am Mittelgebirgsrand lagen die Flächen mit N₂O-Emissionsraten unter 1,0 kg N₂O-N ha⁻¹ Jahr⁻¹ im Bereich der lößbedeckten Altmoränen, der Altmoränen an der Lößnordgrenze und im Bereich der Urstromtalzone. Der SOC-Gehalt dieser Flächen betrug mit durchschnittlich 0,6% weniger als die Hälfte des Gesamtdurchschnitts von 1.6% SOC. Sie wurden zu 32.5% als Ackerland genutzt. Insgesamt zeigte sich eine Tendenz in Richtung steigender N₂O-Emissionen von Norden nach Süden (Abb. 17).

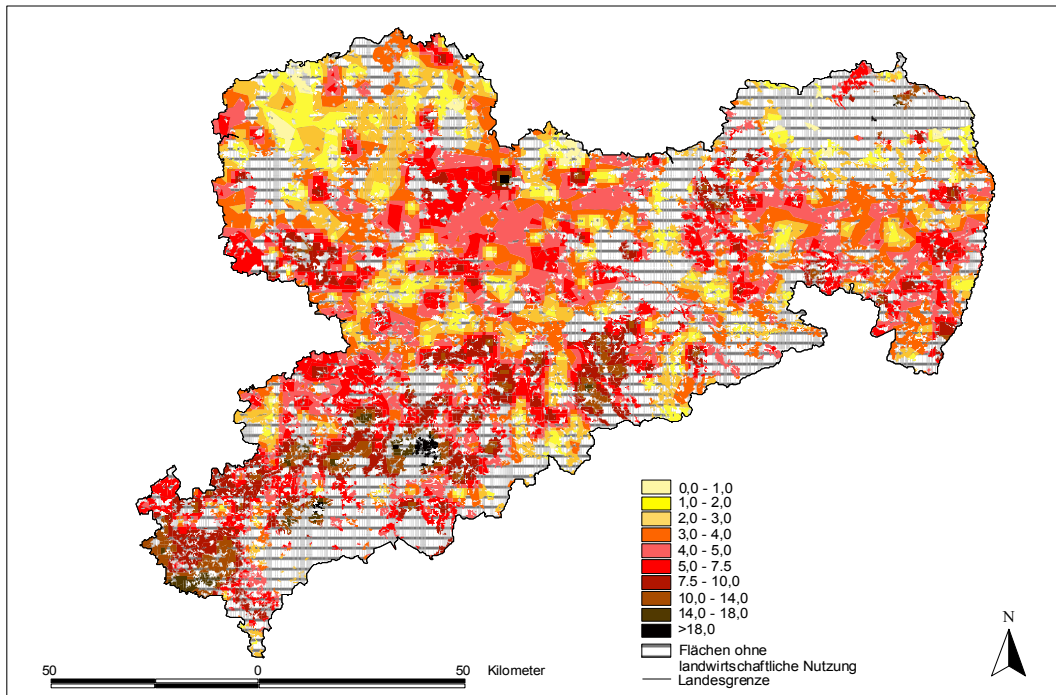


Abbildung 17: Regionale Verteilung der durchschnittlichen N₂O-Emissionen [kg N₂O-N ha⁻¹ Jahr⁻¹] aus den landwirtschaftlichen Flächen des Freistaates Sachsen für das Bezugsjahr 1995.

Die fruchtartspezifischen N₂O-Emissionsraten, die im Rahmen dieser Arbeit für landwirtschaftliche Flächen im Freistaat Sachsen am Computer simuliert wurden, umfassen eine Spanne von 1.24 kg N₂O-N ha⁻¹ Jahr⁻¹ aus Böden unter Klee, Klee gras, Luzerne und Futtererbsen bis hin zu 12.62 kg N₂O-N ha⁻¹ Jahr⁻¹ aus Böden unter intensiv bewirtschafteten Wiesen und Mähwiesen. In zahlreichen Veröffentlichungen wurde bereits festgestellt, dass die angebaute Feldfruchtart einen entscheidenden Einfluß auf die bodenbürtigen N₂O-Emissionen hat (z.B. Bouwman, 1990; Dobbie et al., 1999; Flessa & Dörsch, 1993; Flessa et al., 1996, 1998; Kaiser et al., 1996, 1998a, 1998b; Smith et al., 1998).

Die durchschnittliche N₂O-Freisetzung aus Waldböden des Freistaates Sachsen beträgt 2.37 kg N₂O ha⁻¹ Jahr⁻¹. Die berechneten N₂O-Emissionsraten weisen eine weite Spanne von 0.04 kg N₂O ha⁻¹ Jahr⁻¹ bis 19.74 kg N₂O ha⁻¹ Jahr⁻¹ auf. Die Gesamt-N₂O-Emission für die Wälder Sachsens beträgt 1.01 kt N₂O.

In Abb. 18 werden die N₂O-Emissionen aus Böden der Waldflächen des Freistaates Sachsen dargestellt. Die Unterteilung der N₂O-Emissionsraten in Sachsen reicht auf einer Skala von kleiner 1 kg N₂O ha⁻¹ Jahr⁻¹ bis zu größer 6 kg N₂O ha⁻¹ Jahr⁻¹. Einige naturräumliche Einheiten sind durch erhöhte N₂O-Emissionsraten gekennzeichnet. So kommen in der Leipziger Tieflandsbucht mittlere bis erhöhte N₂O-Emissionsraten aus Böden (> 5 kg N₂O ha⁻¹ Jahr⁻¹) vor. Ebenso weisen Böden des Vogtlands sowie des südlichen Westerzgebirges teilweise N₂O-Emissionsraten von bis zu 8.82 kg N₂O ha⁻¹ Jahr⁻¹ auf. Niedrige bzw. mittlere N₂O-Emissions-raten aus Böden (< 4 kg N₂O ha⁻¹ Jahr⁻¹) sind vorwiegend im Sächsischen Lössgefülle anzutreffen, sowie in den nordöstlichen Heidelandschaften. Sowohl am Rand des Erzgebirges als auch im Erzgebirge kommen sehr niedrige Emissionsraten vor (Mittelerzgebirge: 0.24 kg N₂O ha⁻¹ Jahr⁻¹). Die Verteilung der N₂O-Emissionsraten aus Böden der Waldflächen Sachsens ist jedoch so differenziert, dass anhand Abb. 18 keine eindeutigen Schwerpunkte zu deutlich erhöhten N₂O-Emissionen aus Böden für einzelne Regionen erkannt werden können. Bezogen auf die Einteilung Sachsens in die mitteleuropäischen Naturregionen kann ebenso anhand der regionalen N₂O-Emissionsverteilung kein eindeutiger Trend zu hohen N₂O-Emissionen in Richtung Tieflandanteil, Sächsisches Lößgefülle oder Sächsisches Mittelgebirge festgestellt werden.

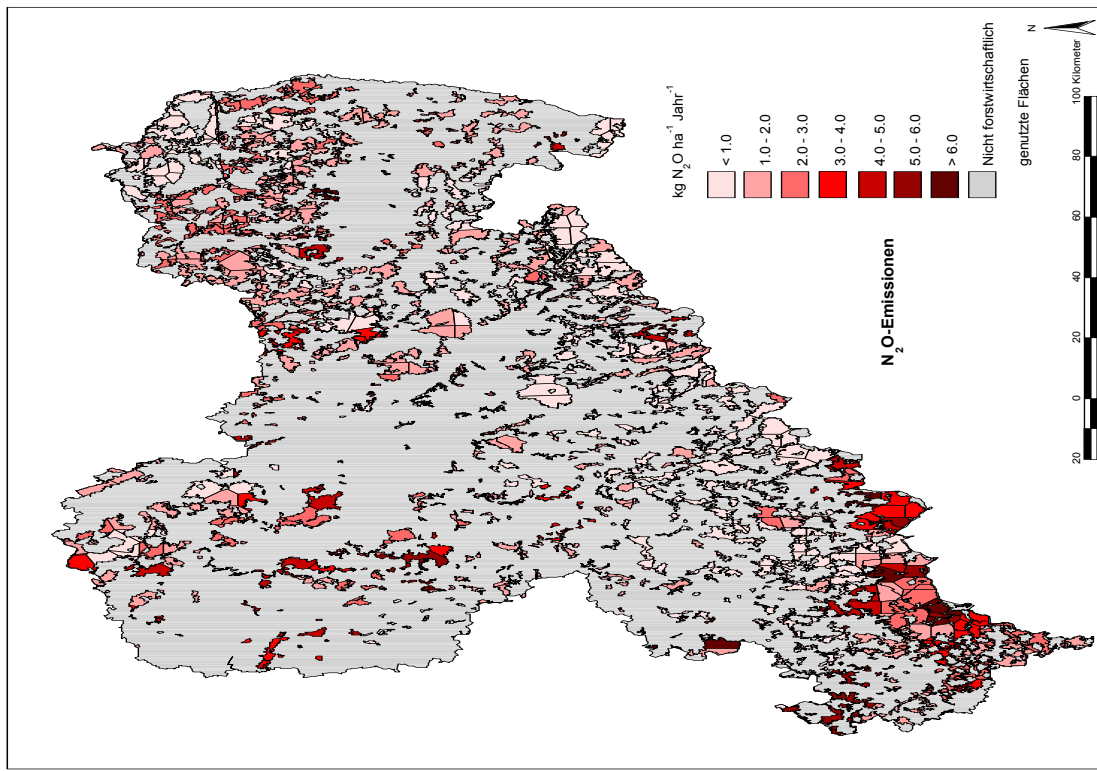


Abbildung 18: Räumliche Verteilung der N₂O-Jahresemissionen aus Böden der Waldflächen des Freistaates Sachsen

Die modellierten N₂O-Emissionsraten aus forstlich genutzten Flächen liegen im Bereich der im Feld beobachteten N₂O-Emissionsraten. Ausnahmen bilden lediglich die sonstigen Harthölzer, deren gemessener Wert eindeutig unter dem modellierten liegt. Da jedoch nur eine Angabe (Schmidt et al., 1988) in der Literatur zu N₂O-Emissionen aus Böden von Hartholzbeständen vorliegt, ist in diesem Fall ein Vergleich nur eingeschränkt möglich. Die modellierten N₂O-Emissionsraten für Buchestandorte liegen z.T. allerdings erheblich unter den Beobachtungen aus Freilandmessungen. Untersuchungen von Stange et al. (2000) und Pape & Butterbach-Bahl (1999) zeigen, dass Buchenstandorte eine im Vergleich zu Standorten anderer Baumarten erhöhte N₂O-Produktion und erhöhte N₂O-Emissionen aufweisen können. Dies liegt darin begründet, dass aufgrund der Blattgeometrie der Buche die Streuauflage des Waldbodens eine stärkere Diffusionsbarriere für den Gasaustausch zwischen Boden und Atmosphäre darstellt als Nadelstreu (Borken & Brumme, 1997; Ball et al., 1997). Nach Angaben dieser Autoren reduziert sich durch das Zusammenkleben der Buchenblätter in der Streuauflage die O₂-Infiltration in den Boden, wodurch die Anteile der anaeroben Bereiche der Bodenmatrix zunehmen, und damit die Produktion von N₂O über die

Denitrifikation ansteigt. Ein weiterer Grund dürfte in der höheren Durchfeuchtung der Böden von Buchenbeständen gegenüber z.B. Fichtenbeständen zu suchen sein, da bei der Buche signifikante Niederschlagsmengen über den Stammabfluß eingetragen werden und auch die Interzeptionsverluste bei der Buche – zumindest während laubfreier Monate – deutlich niedriger sind als bei der Fichte (Butterbach-Bahl et al., 2001). Da jedoch die N₂O-Emissionen neben der Baumart auch von bodenspezifischen Parametern wie dem pH-Wert des Mineralbodens und des Auflagehorizontes abhängig sind, könnten die relativ niedrigen simulierten N₂O-Emissionsraten für die Buchenfläche in Sachsen in einem niedrigen pH-Wert (pH: 3.5 Mineralboden, pH: 2,8 Auflagehorizont) begründet sein. Im Gegensatz dazu sind die N₂O-Emissionen auf Fichtenflächen geringer als auf Buchenstandorten (Butterbach-Bahl et al., 1997). So weisen die Fichtenstandorte in Sachsen im Vergleich zur Kiefer, zu den Harthölzern und zur Eiche geringere N₂O-Emissionsraten von 2.1 kg N₂O-N ha⁻¹ Jahr⁻¹ auf. Die simulierten N₂O-Emissionen der Eiche liegen im Vergleich zu den gemessenen N₂O-Emissionen von z.B. Borken & Brumme (1997) mit 0.8 kg N₂O-N ha⁻¹ Jahr⁻¹ wesentlich höher. Ausnahme bildet hier der von Tietema et al. (1991) berichtete Wert von 20 kg N₂O-N ha⁻¹ Jahr⁻¹. Jedoch birgt laut Tietema et al. (1991) die hohe zeitliche Variabilität und die geringe Anzahl der Messungen (einmal pro Woche) eine hohe Unsicherheit.

Nach Granli & Bockmann (1994) sind die N₂O-Emissionsraten im Sommer am höchsten, vorausgesetzt, dass der Boden nicht zu trocken ist. Hohe N₂O-Emissionsraten treten in den Simulationen mit PnET-N-DNDC jedoch sowohl im Sommer als auch im Frühjahr und Herbst auf, während im Winter die N₂O-Emissionen am niedrigsten sind. Die Maxima der N₂O-Emissionen in den Simulationsläufen treten insbesondere während, bzw. im Anschluß an länger anhaltende Niederschlagsperioden auf. In diesen Perioden mit hohem Bodenwassergehalt simuliert das Modell eine erhöhte Mineralisationsrate. Auch die N₂O-produzierenden Prozesse der Nitrifikation, aber auch der Denitrifikation, sind erhöht, was generell mit den Befunden von Granli & Bockman (1994) übereinstimmt. Die erhöhten N₂O-Emissionen im Frühjahr in Sachsen stehen möglicherweise mit den starken Auftauprozessen im Boden, die Papen & Butterbach-Bahl (1999) für das Jahr 1995 und insbesondere für das Jahr 1996 auch am Untersuchungsstandort Höglwald (Bayern) nachgewiesen haben, im Zusammenhang. Diese erhöhten N₂O-Emissionen während der Auftauprozesse, die nach lang anhaltenden Frostperioden stattfanden, haben ihre Ursache in einer engen Kopplung von Ammonifikation, Nitrifikation und Denitrifikation. Abschließend kann festgehalten werden, dass die simulierten N₂O-Emissionsraten aus Waldböden des Freistaates Sachsen im oberen Bereich der für Freilandmessungen nachgewiesenen N₂O-Emissionen aus Wäldern der

Mittelbreiten liegen. Jedoch ist eine generelle Übereinstimmung mit Abschätzungen zur Höhe der Freisetzung von N_2O aus Waldböden im Freistaat Bayern (siehe Butterbach-Bahl et al., 2001) gegeben. So beträgt nach Butterbach-Bahl et al. (2001) die durchschnittliche von PnET-N-DNDC simulierte N_2O -Emissionsrate für den Zeitraum 1995-1997 in Bayern $2.3 \text{ kg N}_2\text{O-N ha}^{-1} \text{ Jahr}^{-1}$. Die N_2O -Emissionsrate für Sachsen weist nahezu den gleichen Wert von $2.37 \text{ kg N}_2\text{O-N ha}^{-1} \text{ Jahr}^{-1}$ auf.

NO- Emissionen

Landwirtschaftliche Flächen mit NO-Emissionsraten bis zu $6.0 \text{ kg NO-N ha}^{-1} \text{ Jahr}^{-1}$ waren in der Simulation für das Jahr 1995 über das ganze Territorium Sachsens verteilt (Abb. 19). Räumliche Schwerpunkte der NO-Emissionen mit Raten von 8.0 bis $16.0 \text{ kg NO-N ha}^{-1} \text{ Jahr}^{-1}$ wurden im Osten Sachsens, im Bereich der Lößzone und im Lausitzer Bergland, errechnet. Auch für weite Teile des nordwestlichen Flachlands, etwa im nördlichen Bereich der Lößzone bis hin zu den lößbedeckten Altmoränen und entlang der Urstromtalzone, ließen sich vergleichbare Raten feststellen.

Die höchsten Emissionsraten von 14.0 bis über $18.0 \text{ kg NO-N ha}^{-1} \text{ Jahr}^{-1}$ wurden für große Teile der landwirtschaftlichen Flächen im Thüring.-Vogtländischen Schiefergebirge simuliert. Einzelne kleinere Flächen mit Emissionen über $18,0 \text{ kg NO-N ha}^{-1} \text{ Jahr}^{-1}$ befanden sich nach den Ergebnissen der Simulation in allen Gebieten des Freistaats Sachsen. Entlang des sächsischen Mittelgebirges zeigten die NO-Emissionen innerhalb weniger Kilometer Distanz bereits enorme Schwankungen in ihrer Intensität. Vor allem im Bereich des Thüring.-Vogtländischen Schiefergebirges ist dies zu erkennen (Abb. 19). Die Flächen mit den niedrigeren Raten liegen vermehrt im Osten des Erzgebirges, während die Schwerpunkte der NO-Emissionen weiter im Westen lokalisiert waren.

Die Flächen mit Emissionsraten von über $18,0 \text{ kg NO-N ha}^{-1} \text{ Jahr}^{-1}$ wurden zu etwa $96,4\%$ als Ackerland genutzt, während die Flächen mit NO-Emissionen unter $6,0 \text{ kg NO-N ha}^{-1} \text{ Jahr}^{-1}$ zu $92,2\%$ als Grünland genutzt wurden. Wie sich zeigte, hingen hohe NO-Emissionen mit hohen SOC-Gehalten im Boden zusammen. Die Flächen mit Emissionsraten über $18,0 \text{ kg NO-N ha}^{-1} \text{ Jahr}^{-1}$ hatten durchschnittlich einen Anteil von etwa $3,0\%$ organischem Kohlenstoff im Feinboden, die Böden mit Emissionen unter $6,0 \text{ kg NO-N ha}^{-1} \text{ Jahr}^{-1}$ hatten nur $1,6\%$ organischen Kohlenstoffgehalt.

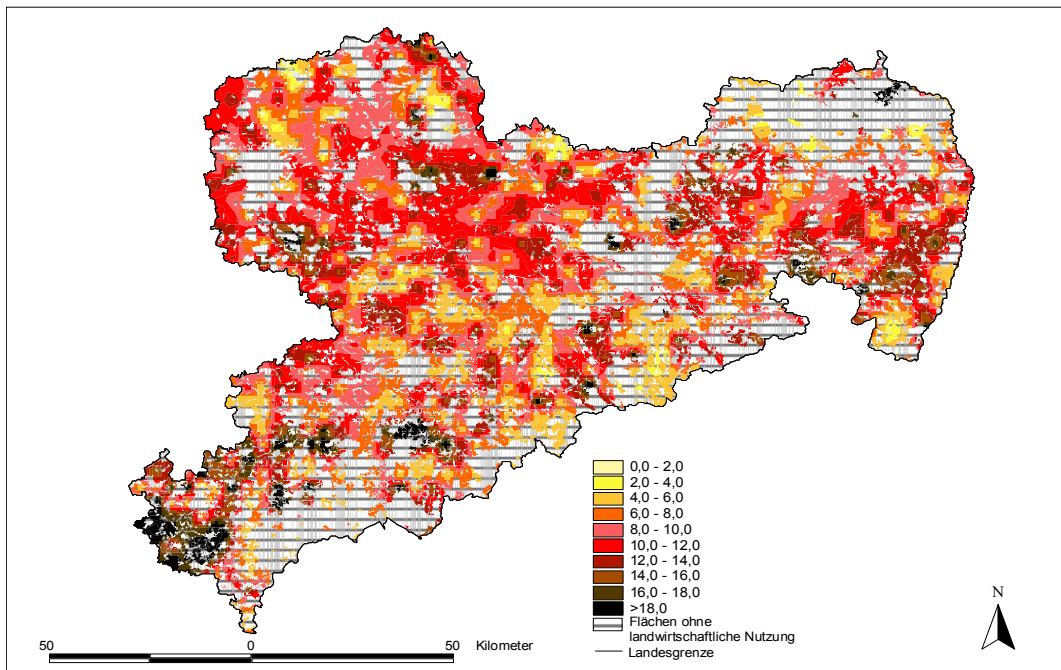


Abbildung 19: Regionale Verteilung der durchschnittlichen NO-Emissionsraten [kg NO-N ha⁻¹ Jahr⁻¹] der landwirtschaftlichen Flächen im Freistaat Sachsen für das Bezugsjahr 1995.

Nach Modellberechnungen werden aus den Böden der Waldflächen des Freistaates Sachsen durchschnittlich 9,73 kg NO ha⁻¹ Jahr⁻¹ emittiert. Dies entspricht einer NO-Emission aus Böden der Gesamtwaldfläche Sachsens von 4,15 kt NO. Die maximale NO-Emissionsrate weist einen Wert von 28,33 kg NO ha⁻¹ Jahr⁻¹ und die minimale NO-Emissionsrate einen Wert von 0,04 kg NO ha⁻¹ Jahr⁻¹ auf.

Abb. 20 illustriert die regionale Verteilung der NO-Emissionsraten aus den Böden sächsischer Wälder. In Sachsen sind die NO-Emissionen auf einer Skala von kleiner 2 kg NO ha⁻¹ Jahr⁻¹ bis hin zu größer 12 kg NO ha⁻¹ Jahr⁻¹ aufgetragen. Böden einiger naturräumlicher Regionen sind durch erhöhte NO-Emissionen gekennzeichnet. So treten z.B. in Böden des Sächsischen Mittelgebirges besonders hohe NO-Emissionsraten auf, die teilweise Werte bis zu 20,76 kg NO ha⁻¹ Jahr⁻¹ (Mittelerzgebirge) aufweisen. Böden des östlichen Teils der Leipziger Tieflandsbucht sowie des Sächsischen Lößgebirges sind vereinzelt durch stark erhöhte Werte gekennzeichnet. Im Unterschied hierzu sind aus Böden der Heidelandschaften Sachsens deutlich niedrigere NO-Emissionsraten (< 4,0 kg NO ha⁻¹ Jahr⁻¹) simuliert worden. Besonders ausgeprägt sind diese niedrigen NO-Emissionsraten in der Muskauer und Königsbrück-Ruhlander Heide (0,55 kg NO ha⁻¹ Jahr⁻¹), im Norden des Oberlausitzer Heidelandes, sowie in

der Elsterwerder-Herzberger Elsterniederung. Demzufolge weist der Tieflandsanteil Sachsen die niedrigsten NO-Emissionsraten auf, wohingegen für die anderen naturräumlichen Einheiten wesentlich höhere NO-Emissionen festgestellt wurden.

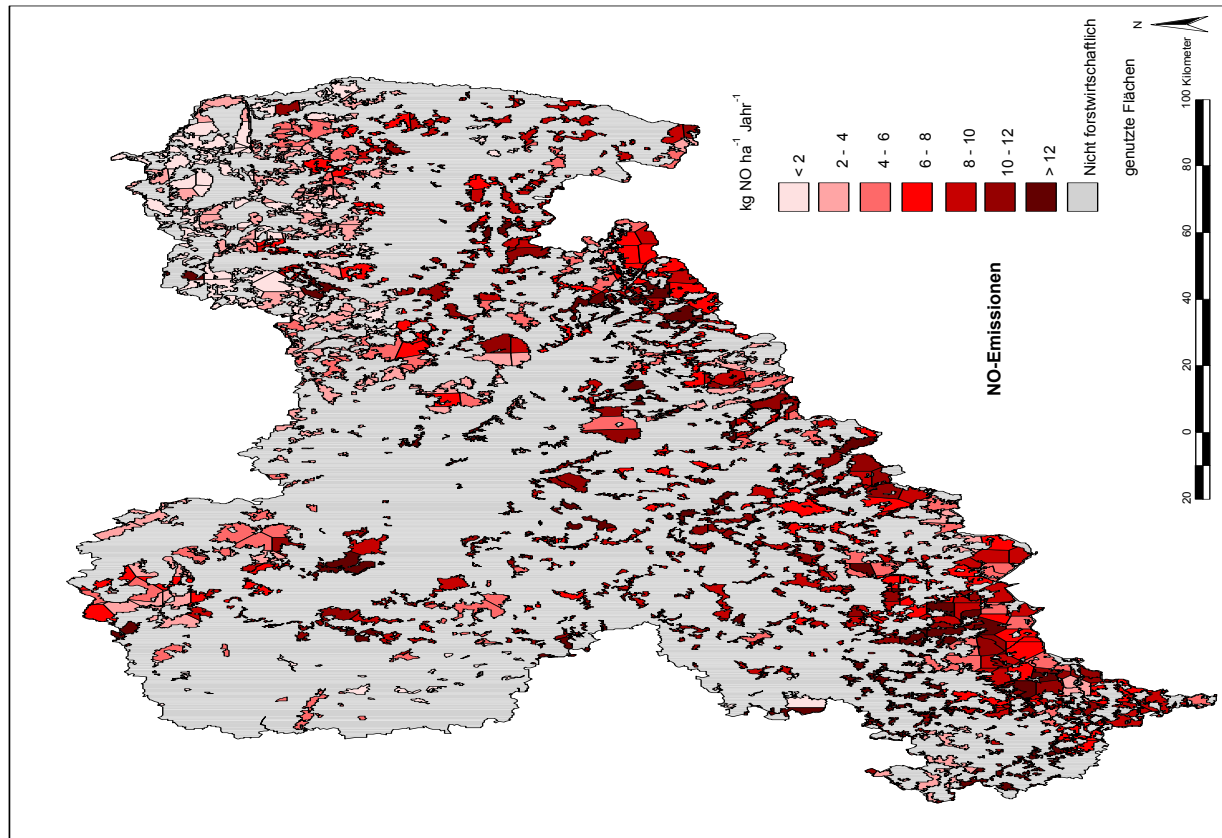


Abbildung 20: Regionale Verteilung der durchschnittlichen NO-Emissionsraten [kg NO-N ha⁻¹ Jahr⁻¹] der forstwirtschaftlich genutzten Flächen im Freistaat Sachsen für das Bezugsjahr 1995.

Eine Gegenüberstellung der modellierten und gemessenen NO-Emissionsraten zeigt, dass alle mit PnET-N-DNDC modellierten NO-Emissionen aus Waldböden wesentlich höher liegen als die NO-Emissionen, die bisher im Rahmen von Freilandmessungen nachgewiesen wurden. Ursache hierfür könnten die niedrigen Boden-pH-Werte in Sachsen sein, die für Waldböden in einem Bereich von pH: 2.9 - 3.9 liegen. Die pH-Werte im Boden sind ein wichtiger Faktor für die Chemodenitrifikation. Die Chemodenitrifikation findet nur dann statt, wenn der pH-Wert unter pH 5 liegt (McKenney et al., 1990). Da autotrophe Nitrifikation und mikrobielle Denitrifikation bei niedrigem pH-Wert reduziert ist, kann die Chemodenitrifikation sich zu einem entscheidenden Prozess für die Freisetzung der NO-Emissionen entwickeln (Blackmer & Cerrato, 1986). Diese Beziehung wurde auch bei der Entwicklung des Modells durch Li et

al. (2000) berücksichtigt. So wurden z.B. von Gasche & Papen (1999) und Butterbach-Bahl et al. (2002a) NO-Emissionsraten von durchschnittlich $8,0 \text{ kg NO-N ha}^{-1} \text{ Jahr}^{-1}$ für den Fichtenstandort Höglwald (pH: 3,2) gemessen. Die im PnET-N-DNDC modellierte NO-Emissionsrate aus den Fichtenbeständen beträgt hingegen $11,7 \text{ kg NO-N ha}^{-1} \text{ Jahr}^{-1}$. Diese Differenz der NO-Emissionsraten aus Fichtenbeständen beruht darauf, dass im Modell bei niedrigen pH-Werten eine erhöhte Chemodenitrifikation implementiert ist. Diesen Zusammenhang kann das PnET-N-DNDC nicht wirklichkeitsgetreu darstellen, da eine Simulation der NO-Emissionen ab einem pH-Wert unter pH: 3,2 noch nicht vollständig parametrisiert ist.

Weitaus höher ist der Unterschied der NO-Emissionen bei der Buche. So weisen die modellierten NO-Emissionen der Buche Raten von $13,2 \text{ kg NO-N ha}^{-1} \text{ Jahr}^{-1}$ auf, wohingegen die aus Buchenflächen im Höglwald von Gasche & Papen (1999) gemessenen NO-Emissionen nur $2,4 \text{ kg NO-N ha}^{-1} \text{ Jahr}^{-1}$ betragen. Untersuchungen im Höglwald von Butterbach-Bahl et al. (1997) haben ergeben, dass Standorte mit Fichtenbestand höhere NO-Flußraten aufweisen als Standorte mit Buchenbestand. Ein Grund hierfür sind die niedrigeren NO-Produktionsraten bzw. höheren NO-Konsumptionsraten im Boden des Buchenbestands im Vergleich zum Fichtenbestand. So kann aufgrund kleinerer Poren des Mineralbodens und des dichteren organischen Materials (große Blattgeometrie der Buche) die Reduktion der NO-Emissionen beim Buchenbestand teilweise in der geringen NO-Diffusion aus dem Boden begründet sein (Gasche & Papen, 1999). Dies trifft für Buchenbestände in Sachsen nicht zu, da hier für die Buche höhere NO-Emissionen als für die Fichte errechnet wurden. Jedoch muß erwähnt werden, dass die Buche nur auf einer Fläche von 1.171 ha vorkommt und somit nur eingeschränkt in den Simulationen repräsentiert werden kann. Zusätzlich weist der Buchenstandort die niedrigsten pH-Werte aller Baumarten mit pH: 3,5 (Mineralboden) und pH: 2,9 (Auflagehorizont) auf ; dies bewirkt - wie bereits oben erwähnt - hohe NO-Emissionsraten aufgrund starker Aktivität der Chemodenitrifikation.

Die höchsten NO-Emissionen wurden in dieser Arbeit für die Sommermonate berechnet. Dieses Ergebnis stimmt mit den im Freiland gemessenen Ergebnissen von Gasche & Papen (1999) überein, die ebenfalls einen deutlichen Jahresgang der NO-Emissionen mit Maximalwerten im Sommer zeigen. Der im Rahmen der Modellsimulation erzielte Befund, dass niedrige NO-Emissionen bei relativ hohen Temperaturen und geringem Niederschlag im Spätsommer auftreten und auf Bodenaustrocknung zurückzuführen sind, steht ebenfalls in Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Messungen von Gasche & Papen (1999). Zudem hat auch Williams et al. (1992) gezeigt, dass insbesondere autotrophe Nitrifizierer eine

erhöhte Sensitivität gegenüber hohen Temperaturen besitzen. Insgesamt bleibt festzuhalten, dass die von PnET-N-DNDC modellierten NO-Emissionen weitaus höher liegen als die bisher durch Feldmessungen ermittelten NO-Emissionsraten. Der modellierte Jahresgang der NO-Emissionen entspricht jedoch dem von Gasche & Papen (1999) beschriebenen saisonalen Verlauf der gemessenen NO-Emissionen.

B7.3 Quellen und Senken von N₂O und NO in Sachsen, Zusammenfassung

Für die Berechnung der bodenbürtigen N₂O und NO Emissionen in Sachsen wurden ca. 10000 Simulationsläufe für 806 verschiedene landwirtschaftliche und 326 forstliche Standorte durchgeführt. Die Emissionen von NO und N₂O wiesen in Abhängigkeit von Feldbearbeitungsunterschieden, Bodeneigenschaften, Klima und Landnutzung einen weiten Schwankungsbereich auf (z.B. forstlich genutzte Böden: 0.04-19.7 kg N₂O-N ha⁻¹ Jahr⁻¹, 0.04-28.3 kg NO-N ha⁻¹ Jahr⁻¹; landwirtschaftliche Böden: 0.5 – 26.0 kg N₂O-N ha⁻¹ yr⁻¹, 0.4 – 26.3 kg NO-N ha⁻¹ yr⁻¹). Die Höhe der N₂O-Emissionen aus landwirtschaftliche Böden im Freistaat Sachsen wurde auf ca. 2345 t N₂O Jahr⁻¹ kalkuliert, was auf der Basis von CO₂-Äquivalenten einer Freisetzung von 727 kt CO₂ Jahr⁻¹ entsprechen würde (Tabelle 11). Diese Abschätzung ist ca. 10% höher als eine frühere Abschätzung des Landesamt für Umwelt und Geologie (2000) bei dem der IPCC Ansatz verwendet wurde (Houghton et al., 1997). Unsere Berechnungen zeigen zudem, dass forstlich genutzte Böden in Sachsen nicht als Quelle für N₂O zu vernachlässigen sind, da der Beitrag von Waldböden zur Gesamtquellstärke im Freistaat Sachsen ca. 16.1% beträgt.

Tabelle 11. Quellen des primär klimarelevanten Spurengases N₂O in Sachsen (1995)

Emissionsquelle	N ₂ O in [t N ₂ O yr ⁻¹ .]
Industrie	421 (6.4%)
Großkraftwerke	1535 (23.4%)
Andere Kraftwerke	60 (0.9%)
Kleinverbraucher	19 (0.3%)
Hausbrand	27 (0.4%)
Verkehr	1004 (15.3%)
Abwasserbehandlung	65 (1.0%)
Kompostierung	38 (0.6%)
Dieselmotoren/ Landwirtschaft	63 (1.0%)
Landwirtschaftliche Böden (IPCC-approach) / DNDC-Simulation	2320 (35.3%) / 2597 (39.6%)
Waldböden (PnET-N-DNDC)	1011 (15.4%)
Summe	5552 / 6840 (+18.8%)

* Landesamt für Umwelt und Geologie, Sachsen, 2000

Auch in Hinblick auf die NO-Emissionen aus Böden des Freistaats Sachsen zeigen unsere Berechnungen, dass Böden eine signifikante, nicht zu unterschätzende Rolle für die regionale NO_x-Belastungssituation darstellen. Für landwirtschaftliche Böden wurde eine Gesamtquellstärke von 19.0 kt NO Jahr⁻¹ berechnet, während dieser Wert für forstlich genutzte Böden deutlich niedriger war (8.9 kt NO Jahr⁻¹). Insgesamt betrug die Quellstärke von Böden zu 15.4% zur Gesamt-NO_x-Belastung im Freistaat Sachsen bei (Tabelle 12). Hierbei muss angemerkt werden, dass dieser Beitrag in den Sommermonaten –aufgrund der Saisonalität der bodenbürtigen NO-Emissionen mit Maxima im Sommer– jedoch noch wesentlich höher ist und regional bis zu 40% und mehr erreicht.

Tabelle 12. Quellen des sekundär klimarelevanten Spurengases NO in Sachsen (1995)

Emission Quellen	NO _x in [t/Jahr]
Industrie	4.500
Großkraftwerke	57.388
Andere Kraftwerke	1.857
Kleinverbraucher	2.057
Hausbrand	3.249
Verkehr	58.000
Dieselmotoren/ Landwirtschaft	827
Summe LfUG*	127.878
Landwirtschaftliche Böden (DNDC) [t NO/Jahr]	19.003 (12.2%)
Waldböden	8.900 (5.7 %)
Summe	155.781 (+17.9 %)

* Landesamt für Umwelt und Geologie, Sachsen, 2000

Die vorliegende, im Rahmen des VERTIKO-Projekts durchgeführte Arbeit zeigt, dass prozessorientierte Modelle sehr gute Werkzeuge für die Berechnung von Emissionsinventarien bodenbürtiger N-Spurengasemissionen sind. Die im Rahmen des Projektes durchgeführte umfangreiche Sensitivitätsanalyse weist jedoch auch darauf hin, dass die Präzision von mit prozessorientierten Modellen berechneten Emissionsinventarien von a) der Qualität der eingesetzten Modelle und der Präzision der in diesen Modellen implementierten Prozesse (siehe auch Butterbach-Bahl et al., 2001) und b) der Qualität und Zuverlässigkeit der GIS-Datenbasis abhängt. Verglichen mit dem sehr einfachen IPCC-Ansatz hat der Einsatz prozessorientierter Modelle jedoch wesentliche Vorteile, da sich mit einem solchen Ansatz die Auswirkungen von Landnutzungsänderungen, Landmanagement und Klima direkt verfolgen und abschätzen lassen.

B8 Zitierte Literatur

- Ball B.C., Smith K.A., Klemetsson, L., Brumme, R., Sitaula, K., Hansen, S., Christensen, S., Priemé, A., MacDonald, J., Horgan, G.W., 1997.: The influence of soil gas transport properties on methane oxidation in a selection of northern European soils. *J. Geophys. Res.* 102, 23309-23317.
- Blackmer, A.M., Cerrato, M.E., 1986, Soil properties affecting formation of nitric oxide by chemical reactions of nitrite. *Soil Soc. Amer. J.* 50, 1215-1218.
- Bockisch, F.-J., 2000, Bewertung von Verfahren der ökologische und konventionellen landwirtschaftlichen Produktion im Hinblick auf Energieeinsatz und bestimmte Schadgasemissionen: Studie als Sondergutachten im Auftrag des Bundesministeriums für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten, Bonn / Bearb.: Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft. Braunschweig.
- Booth, B., 1999, *Getting Started With ArcInfo: ArcInfo 8*; ESRI Press.
- Borken, W., Brumme, R., 1997, Liming practice in temperate forest ecosystems and the effects on CO₂, N₂O and CH₄ fluxes. *Soil Use Managem.* 13, 251-257.
- Bouwman, A.F., 1990, Exchange of greenhouse gases between terrestrial ecosystems and the atmosphere. In: Bouwman, A.F. (Ed.), *Soils and the greenhouse effect*. West Sussex, England, pp. 61-128.
- Butterbach-Bahl, K., Gasche, R., Breuer, L., Papen, H., 1997, Fluxes of NO and N₂O from temperate forest soils: impact of forest type, N-deposition and of liming on the NO and N₂O emissions. *Nutr. Cycl. Agroecosys.* 48, 79-90.
- Butterbach-Bahl, K., Stange, F., Papen, H., Grell, G., Li, C., 2000, Impact of changes in temperature and precipitation on N₂O and NO emissions from forest soils. In: *Non-CO₂ Greenhouse Gases: Scientific Understanding, Control and Implementation*, Van Ham J., A.P.M. Baede, L.A. Meyer, R. Ybema (eds.), 165-171, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Butterbach-Bahl, K., Stange, F., Papen, H., Li, C., 2001, Regional inventory of nitric oxide and nitrous oxide emissions for forest soils of Southeast Germany using the biogeochemical model PnET-N-DNDC. *J. Geophys. Res.*, 106, 34155-34166.
- Butterbach-Bahl, K., Breuer, L., Gasche, R., Willibald, G., Papen, H., 2002, Exchange of trace gases between soils and the atmosphere in Scots pine forest ecosystems of the North Eastern German Lowlands, 1. Fluxes of N₂O, NO/NO₂ and CH₄ at forest sites with different N-deposition. *Forest Ecology and Management*, 167, 123-134.
- Butterbach-Bahl, K., Kesik, M., Miehle, P., Papen, H., Li, C., 2004, Quantifying the regional source strength of N-trace gases across agricultural and forest ecosystems with process based models. *Plant and Soil*, 260, 311-329.
- Conrad, R., 1990, Flux of NO_x between soil and atmosphere: Importance and soil microbial metabolism. In: *Denitrification in Soil and Sediment*, Revsbech N.P. & J. Sørensen (Eds.), pp. 106-128, Plenum Press, New York.
- Del Grosso, S., Ojima, D., Parton, W., Mosier, A., Peterson, G., Schimel, D., 2002, Simulated effects of dryland cropping intensification on soil organic matter and greenhouse gas exchanges using the DAYCENT ecosystem model. *Environmental Pollution* 116, S75-S83.
- Dobbie, K.E., McTaggart, I.P., Smith, K.A., 1999, Nitrous oxide emissions from intensive agricultural systems: Variations between crops and seasons, key driving variables, and mean emission factors. *J. Geophys. Res.*, 104, 26.891-26.899.
- ESRI, 1995, *Understanding GIS - The ARC/INFO Method*; GeoInformation International / Wiley.
- ESRI, 1996, *ArcView GIS*; ESRI Press.
- Flessa, H., Dörsch, P., Beese, F., 1995, Seasonal variation of N₂O and CH₄ fluxes in differently managed soils in southern Germany. *J. Geophys. Res.*, 100, 23.115-23.124.
- Flessa, H., Dörsch, P., Beese, F., König, H., Bouwman, A.F., 1996, Influence of cattle wastes on nitrous oxide and methane fluxes in pasture land. *J. Environmental Quality*, 25, 1366-1370.
- Fink, A., 1979, *Dünger und Düngung*. Weinheim.
- Gasche, R., Papen, H., 1999, A 3-year continuous record of nitrogen trace gas fluxes from untreated and limed soil of a N-saturated spruce and beech forest ecosystems. 2. NO and NO₂ fluxes. *J. Geophys. Res.* 104, 18505-18520.

- Granli, T., Bøckmann, O.C., 1994, Nitrous oxide from agriculture. *Norwegian Journal of Agricultural Sciences*, 12, 128 p.
- Grant, R.F., Pattey, E., 1999, Mathematical modeling of nitrous oxide emissions from an agricultural field during spring thaw. *Global Biogeochemical Cycles* 13, 679-694.
- Grant, R.F., Pattey, E., 2003, Modeling variability in N₂O emissions from fertilized agricultural fields. *Soil Biology and Biochemistry* 35, 225-243.
- Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Lim, B., Tréanton, K., Mamaty, I., Bonduki, Y., Griggs, D.J., Callander, B.A., 1997, Greenhouse gas inventory. Reference manual. Revised 1996 IPCC guidelines for national greenhouse gas inventories I-III. Bracknell, UK, IPCC.
- IPCC, 1995, Climate Change 1994 – Radiative forcing of climate change and an evaluation of the IPCC IS 92 emission scenarios. Cambridge University Press, Cambridge, U.K.
- Kaiser, E.-A., Eiland, F., Germon, J.C., Gispert, M.A., Heinemeyer, O., Henault, C., Lind, A.M., Maag, M., Saguer, E., Van Cleemput, O., Vermoesen, A., Webster, C., 1996, What predicts nitrous oxide emissions and denitrification N-loss from European soils?. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* 159, 541-547.
- Kaiser, E.-A., Kohrs, K., Kücke, M., Schnug, E., Heinemeyer, O., Munch, J.C., 1998a, Nitrous oxide release from arable soil: importance of fertilization, crops and temporal variation. *Soil Biology Biochem.*, 30, 1553-1563.
- Kaiser, E.-A., Kohrs, K., Kücke, M., Schnug, E., Munch, J.C., Heinemeyer, O., 1998b, Nitrous oxide release from arable soil: importance of perennial forage crops. *Biology and Fertility of Soils* 28, 36-43.
- Landesamt für Umwelt und Geologie, Saxony. 2000. Emissionssituation in Sachsen 2000. Dresden, 39 pp., Germany.
- Laves, D., Henk, U. (1997), Emission umweltrelevanter Spurengase aus der sächsischen Landwirtschaft. In: Sächsische Landesanstalt für Landwirtschaft (Hrsg.), Schriftenreihe der Sächsischen Landesanstalt für Landwirtschaft, Berichte aus der Pflanzenproduktion 2(3), Seiten 3-18.
- Li, C., 2000, Modeling trace gas emissions from agricultural ecosystems; *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 58, 259-276.
- Li, C., Frolking, S., Frolking, T.A., 1992, A model of nitrous oxide evolution from soil driven by rainfall events: 1. Model structure and sensitivity. *J. Geophys. Res.* 97, 9759-9776.
- Li, C., Qin, X., 2000, User's Guide for the DNDC Model. Durham.
- Li, C., Aber, J., Stange, F., Butterbach-Bahl, K., Papen, H., 2000, A process oriented model of N₂O and NO emissions from forest soils: 1. Model development. *J. Geophys. Res.* 105, 4369-4384.
- Li, C., Frolking, S., Harriss, R., 1994a, Modeling carbon biogeochemistry in agricultural soils. *Global Biogeochemical Cycles* 8, 237-254.
- Li, C., Frolking, S., Harriss, R., Terry, R., 1994b, Modeling nitrous oxide emissions from agriculture: A Florida case study. *Chemosphere*, 28, 1401-1415.
- Liu, S., Reiners, W.A., Keller, M., Schimel, D.S., Simulation of nitrous oxide and nitric oxide emissions from a primary forest in the Costa Rican Atlantic Zone. *Environ. Modeling and Software*, 15, 727-743.
- Meixner, F.X., Fickinger, T., Marufu, L., Serça, D., Nathaus, F.J., Makina, E., Mukurumbira, L., Andrae, M.O., 1997, Preliminary results on nitric oxide emission from a southern African savanna ecosystem. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 48, 123-138.
- Papen, H., Butterbach-Bahl, K., 1999, A 3-year continuous record of nitrogen trace gas fluxes from untreated and limed soil of a N-saturated spruce and beech forest ecosystem in Germany: 1. N₂O emissions. *J. Geophys. Res.* 104, 18487-18503.
- Parton, W.J., Mosier, A.R., Ojima, D.S., Valentine, D.W., Schimel, D.S., Weier, K., Kulmala, A.E., 1996, Generalized model for N₂ and N₂O production from nitrification and denitrification. *Global Biogeochemical Cycles*, 10, 401-412.
- Parton, W.J., Holland, E.A., Del Grosso, S.J., Hartman, M.D., Martin, R.E., Mosier, A.R., Ojima, D.S., Schimel, D.S., 2001, Generalized model for Nox and N₂O emissions from soils. *J. Geophys. Res.*, 106, 17,403-17,419.
- Pilegaard K., Hummelshøj, P., Jensen, N.O., 1999, Nitric oxide emission from a Norway spruce forest floor. *J. Geophys. Res.* 104, 3433-3445.

- Potter, C.S., Matson, P.A., Vitousek, P.M., Davidson, E.A., 1996, Process modeling of controls on nitrogen trace gas emissions from soils worldwide. *J. Geophys. Res.*, 101, 1361-1377.
- Potter, C., Davidson, E., Nepstad, D., Reis de Carvalho, C., 2001, Ecosystem modeling and dynamic effects of deforestation on trace gas fluxes in Amazon tropical forests. *Forest Ecology Management* 152, 97-117.
- Rank, G., Kardel, K., Pälchen, W., Weidensdörfer, H., 1999, Bodenatlas des Freistaates Sachsen, Bodenmessprogramm, Bodenmessnetz Raster 4 km x 4 km.-Materialien zum Bodenschutz, Sächs. Landesamt f. Umwelt und Geologie. Dresden.
- Reiner, L., 1996, Gülle, ein wertvoller Wirtschaftsdünger. URL: http://www.agrinf.agrar.tu-muenchen.de/buecken/fachinfo/guinfo_a.html, Stand: 15.5.2001.
- Reiners, W.A., Liu, S., Gerow, K.G., Keller, M., Schimel, D.S., 2002, Historical and future land use effects on N₂O and NO emissions using an ensemble modeling approach: Costa Rica's Caribbean lowlands as an example. *Global Biogeochem. Cycles*, 16, 1068, doi:10.1029/2001GB001437.
- Römer, W., 1993, Grundlagen der Pflanzenernährung und Düngung. Material zur Vorlesung Nr. 70 200, WS 1993/94, Georg-August-Universität Göttingen. Göttingen.
- Ruhr-Stickstoff Aktiengesellschaft, 1980, Faustzahlen für Landwirtschaft und Gartenbau. Münster-Hiltrup.
- Sächsisches Staatsministerium für Landwirtschaft, Ernährung und Forsten, 1997, Ordnungsgemäßer Einsatz von Düngern entsprechend der Düngeverordnung. Dresden.
- Sächsisches Staatsministerium für Umwelt und Landwirtschaft, 2000, Sächsischer Agrarbericht 1999. Dresden.
- Schmidt, J., Seiler, W., Conrad, R., 1988, Emission of nitrous oxide from temperate forest soils into the atmosphere. *J. Atmospheric Chem.* 6, 95-115.
- Shepherd, M.F., Barzetti, S., Hastle, D.R., 1991, The production of atmospheric NO_x and N₂O from a fertilized agricultural soil. *Atmos. Environ.* 25, 1961-1969.
- Skiba, U., Hargreaves, H.G., Fowler, D., Smith, K.A., 1992, Fluxes of nitric and nitrous oxides from agricultural soils in a cool temperate climate. *Atmospheric Environment* 26, 2477-2488.
- Skiba, U., Fowler, D., Smith, K., 1994, Emissions of NO and N₂O from soils. *Environmental Monitoring Assessment* 31, 153-158.
- Slemr, F., Seiler, W., 1984, Field measurements of NO and NO₂ emissions from fertilized and unfertilized soils. *J. Atmos. Chem.* 2, 1-24.
- Smith, K.A., McTaggart, I.P., Dobbie, K.E., Conen, F., 1998, Emissions of N₂O from Scottish agricultural soils, as a function of fertilizer N. *Nutr. Cycl. Agroecosys.* 52, 123-130.
- Stange, F., Butterbach-Bahl, K., Papen, H., Zechmeister-Boltenstern, S., Li, C., Aber, J., 2000, A process oriented model of N₂O and NO emissions from forest soils: 2. Sensitivity analysis and validation. *J. Geophys. Res.* 105, 4385-4398.
- Stange, C.F., 2001, Entwicklung und Anwendung eines prozeßorientierten Modells zur Beschreibung der N₂O- und NO-Emissionen aus Böden temperater Wälder. Schriftenreihe des Fraunhofer-Instituts Atmosphärische Umweltforschung, 69, Shaker Verlag Aachen.
- Statistische Ämter des Bundes und der Länder, 2000, Statistik Regional. Wiesbaden.
- Statistisches Bundesamt, 1997, Daten zur Bodenbedeckung für die Bundesrepublik Deutschland (CD-ROM). Wiesbaden.
- Taylor, N.M., Wagner-Riddle, C., Thurtell, B.G.W., Beauchamp, E.G., 1999, Nitric oxide fluxes from an agricultural soil using a flux-gradient method. *J. Geophys. Res.* 104, 12213-12220.
- Tietema, A., Bouten, W., Wartenbergh, P.E., 1991, Nitrous oxide dynamics in an oak-beech forest ecosystem in the Netherlands. *Forest Ecology and Management* 44, 53-61.
- Thornton, F.C., Valente, R.J., 1996, Soil emissions of nitric oxide and nitrous oxide from no-till corn. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60, 1127-1133.
- Van Dijk, S.M., Duyzer, J.H., 1999, Nitric oxide emissions from forest soils, *J. Geophys. Res.* 104, 15955-15961.
- Williams, E.J., Günther, A., Fehsenfeld, F.C., 1992, An inventory of nitric oxide emissions from soils in the United States. *J. Geophys. Res.* 97, 7511-7519.

B9 Verwertbarkeit der Ergebnisse im Sinne des fortgeschriebenen Verwertungsplans

Im vorliegenden Projekt konnte die Eignung von prozeßorientierten Modellen für die Erstellung regionaler und nationaler Emissionskataster für N₂O und NO Emissionen aus Böden nachgewiesen werden. Dieser Befund ist für die nationale Berichterstattung zu bodengebundenen Quellen und Senken von klimarelevanten Spurengasen im Rahmen der UNFCCC Verpflichtungen der BRD von größter Bedeutung. Inzwischen wird bereits beim Umweltbundesamt, beim Ministerium für Verbraucherschutz, Ernährung und Landwirtschaft sowie auf europäischer Ebene (DG research in Brüssel) darüber diskutiert inwieweit die in diesem Vorhaben weiterentwickelten und angewandten Modelle nicht für die nationale bzw. europäische Berichterstattung im Rahmen des Kyoto-UNFCCC Protokolls angewendet werden sollen.

B10: Fortschritt auf dem Gebiet des Vorhabens bei anderen Stellen

Dieses Vorhaben hat zugleich zur erfolgreichen Bearbeitung eines durch die EU geförderten Verbundprojektes zu N-Spurengasemissionen aus Wäldern Europas beigetragen (Nitrogen Oxide Emissions from European Forest ecosystems, NOFRETETE). Desweiteren konnte Erkenntnisse aus diesem Projekt auch für die Erstellung eines nationalen Emissionskatasters für N₂O und NO Emissionen aus landwirtschaftlich und forstlich genutzten Böden der BRD genutzt werden (FuE-Vorhaben des Umweltbundesamtes).

I.

Allgemeiner Teil

Barbara Köstner und Christian Bernhofer

1. Aufgabenstellung und Hintergrund

Veränderungen des physikalisch-chemischen Klimas werden zunehmend das System Erde beeinflussen. Um diese Auswirkungen abschätzen und ihnen begegnen zu können, ist es erforderlich, das Systemverständnis der Atmosphäre zu verbessern. Ein wichtiger Gesichtspunkt ist hierbei die Wechselwirkung zwischen Landoberfläche und Atmosphäre. Der Vertikaltransport in der Troposphäre und die mit ihm verbundenen Stoffflüsse haben ihre wesentlichen Quellen und Senken an der Erdoberfläche. Diese Quellen und Senken treten auf allen Raum- und Zeitskalen in Wechselwirkung mit der atmosphärischen Grenzschicht (AGS). Sie beeinflussen den Austausch von Impuls, Energie, Wasser und Spurenstoffen zwischen Erdoberfläche und Grenzschicht bzw. zwischen Grenzschicht und freier Atmosphäre. Ihr Verständnis und ihre Berücksichtigung in Modellen beruht auf der korrekten, d.h. skalentreuen Parametrisierung von Prozessen der Biosphäre, Pedosphäre und Hydrosphäre. Unklar ist, welche Skala an räumlicher Heterogenität der Landoberfläche für eine solche korrekte Beschreibung nötig ist bzw. wie subskalige Heterogenität charakterisiert werden kann.

Einzelaspekte dieser Problematik in Messung und Modell sind heute durch gesicherte Methoden zugänglich. So stehen Werkzeuge zur kontinuierlichen Messung von Energie- und Stoffflüssen über homogenen Oberflächen zur Verfügung: Referenz- oder Ankerstationen liefern zuverlässige „Punktinformationen“, die mit Hilfe der satellitengestützten Fernerkundung und Modellen in die Fläche übertragen werden können. Zur Modellierung stehen biogeochemische Modelle bzw. SVAT-Schemata (Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer) für die Beschreibung der Quellen und Senken von Wasserdampf, Kohlenstoff und Stickstoff an der Erdoberfläche, LES-Modelle (Large Eddy Simulation) für die Berücksichtigung der dreidimensionalen (3D) Turbulenzstruktur, AGS-Modelle (atmosphärische Grenzschicht) für die Koppelung von Oberfläche und freier Atmosphäre und mesoskale 3D-Modelle für die Behandlung der Advektion zur Verfügung. Diese Modelle wurden jedoch aus unterschiedlichen Ausgangspositionen entwickelt und dienen ursprünglich der Simulation des N- und C-Spuren-gashaushaltes, des Klimas, des Wasserhaushaltes oder der Wetterprognose mit unterschiedlichen räumlich/zeitlichen Auflösungen. Eine überzeugende Integration der verschiedenen Mess- und Modellansätze zur Untersuchung der Bedeutung kleinräumiger Heterogenität fehlte bisher.

Ziel des Verbundprojektes VERTIKO war daher die Messung und Modellierung der Vertikaltransporte in der atmosphärischen Grenzschicht als Flächenmittel über inhomogenem Gelände.

Zentrale Frage dabei war, mit welcher räumlichen und zeitlichen Auflösung welche atmosphärischen Prozesse in Modellen berücksichtigt werden müssen, um die Wechselwirkungen von Landoberflächen und der Atmosphäre adäquat zu erfassen. Oder ob gegebenenfalls auf hohe räumliche Differenzierung verzichtet werden kann, ohne wesentliche Rückkoppelungsprozesse zu vernachlässigen.

Da die notwendige Auflösung von der Fragestellung und der tatsächlich vorhandenen Heterogenität abhängig ist, wurde ein konkretes Zielgebiet definiert: der

Landschaftsstreifen zwischen dem Raum Lindenberg (Oder-Spree-Seengebiet) und dem Erzgebirge (mit ca. 100 km WE- und ca. 300 km NS-Erstreckung). Das Gebiet zeigt exemplarisch den Übergang von Ebene zu Mittelgebirge und umfasst die wesentlichen Landnutzungsformen Deutschlands (Grünland, Acker, Wald, Stadt, Wasser). Für dieses Gebiet konnte außerdem auf zahlreiche vorangegangene Messungen im Dauerbetrieb und Kampagnen mit ähnlicher Fragestellung (z.B. LITFASS-Experiment des Deutschen Wetterdienstes/DWD, SANA- bzw. ERZ-Projekt des BMBF) zurückgegriffen werden.

2. Projektstruktur und Koordination

2.1. Module und Arbeitsgruppen

Der Forschungsverbund bestand aus 17 Teilprojekten in 13 Institutionen. Während der Projektlaufzeit waren bis ca. 50 Personen am Projekt beteiligt.

Tabelle 2.1: Projektteilnehmer und deren Aufgaben

Akronym	Institution	<u>Anker Station</u> <u>Test Station</u>	Aufgabe
ALUF1	Albert-Ludwigs-Universität Freiburg Meteorologisches Institut		Oberflächenparameter
ALUF2	Albert-Ludwigs-Universität Freiburg Meteorologisches Institut	Hartheim	Langzeitliche interannuale Variabilität
DWD1	Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg	<u>Lindenberg</u>	Landnutzungstypen, Energieflüsse
DWD2	Deutscher Wetterdienst		Mesoskalige Modellierung, LM
FAL	Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft, Institut für Agrarökologie	Braunschweig	Modellparameter für Agrarkulturen
GAUG	Universität Göttingen Institut für Bioklimatologie	Solling	N-Flüsse, Wald
Ift	Institut für Troposphärenforschung e.V.	<u>Melpitz</u>	N-Flüsse, Grasland
IMK	Forschungszentrum Karlsruhe GmbH Institut für Meteorologie und Klimaforschung		N-BGC
TUB	Technische Universität Braunschweig Institut für Luft- und Raumfahrtssysteme		Helipod (STINHO)
TUBAF	Techn. Universität Bergakademie Freiberg Interdisziplinäres Ökologisches Zentrum		N-Flüsse, Waldbestände
TUD1	Technische Universität Dresden Institut für Hydrologie und Meteorologie	<u>Tharandt</u>	Kopplung SVAT-CN-PBL-LM
TUD2	Technische Universität Dresden Institut für Hydrologie und Meteorologie	<u>Oberbärenburg</u>	Fernerkundung, Zielgebiet
UBAS	Universität Basel, Institut für Meteorologie, Klimatologie und Fernerkundung		Advektionsexperimente
UBT1	Universität Bayreuth Abteilung Mikrometeorologie	Weidenbrunnen	Qa/Qc, Footprint Modellierung
UBT2	Universität Bayreuth Lehrstuhl Pflanzenökologie		SVAT-CN
UH	Universität Hannover, Institut für Meteorologie und Klimatologie		LES (STINHO)
ULLIM	Universität Leipzig, Institut für Meteorologie		Tomographie (STINHO)

Zur Durchführung des komplexen Gesamtvorhabens wurde eine Organisationsstruktur vereinbart, die den Datenfluss sichern, den Projektfortschritt fördern und die Erreichung des Gesamtziels erleichtern sollte. Die Aufgaben in VERTIKO wurden in **Arbeitspakete** gegliedert und diese zu **Projektmodulen** zusammengefasst. Querschnittsaufgaben wurden der Koordination des Gesamtprojektes zugeordnet und im Projektmodul K gebündelt. Die Koordination führte mit Unterstützung der Teilprojekte die begleitende Projektkontrolle (Zeitpläne, Produkte) durch und überprüfte den Projektfortschritt nach den individuellen Arbeitsplänen.

Modul K Koordination VERTIKO: TUD

- K1 Koordination der VERTIKO Forschungsaufgaben inkl. Meetings und Workshops
- K2 Aufbau und der Verwaltung der VERTIKO-Datenbank
- K3 Öffentlichkeitsarbeit (Internetpräsenz, Medien)

Modul A Ankerstationen im Zielgebiet – Koordination: UBT1

- A1 Geprüfte Datensätze / Validierungsdatensätze – Koordination: TUD
- A2 Qualitätskontrolle – Koordination: UBT1
- A3 Parameterbestimmung inkl. Überprüfung mit Modellparametrisierungen – Koordination: TUD1
- A4 Charakterisierung der mikroskaligen Heterogenität mit konventionellen und meteorologischen Verfahren (Advektion) – Koordination: UBAS

Modul B Ergänzende Untersuchungen an Teststationen – Koordination: FAL

- B1 Langjähriger Fluss- und Parameterdatensatz – Koordination: ALUF2
- B2 Adaption der Parameterdatensätze für bzw. Anwendung auf das Zielgebiet – Koordination: GAUG

Modul C Modellierung und flächenhafte Integration – Koordination: TUD2

- C1 Initialisierungs- und Validierungsdatensätze – Koordination: TUD2
- C2 SVAT-Modell Vergleich – Koordination: UBT2
- C3 Modelladaptionen an das Zielgebiet – Koordination: TUD1
- C4 Simulation / Validierung für Testfälle – Koordination: DWD2
- C5 Flächenhafte Stickstoffinformationen – Koordination: IfU
- C6 Simulation / Validierung für das Zielgebiet – Koordination: DWD2

Modul D Experiment / kleinräumige Untersuchungen – Koordination: LIM

- D1 Durchführung des ersten VERTIKO-Experimentes (STINHO1: Melpitz) und Auswertung der Messdaten - Koordination: ULLIM (Logistik: IfT)
- D2 Durchführung des zweiten VERTIKO-Experimentes (STINHO2: Lindenberg) und Auswertung der Messdaten - Koordination: ULLIM (Logistik: DWD1)
- D3 Untersuchungen zur kleinräumigen Heterogenität – Koordination: UH

Im Laufe des Projektes stellte sich heraus, dass Modul B als eigenständiges Modul nicht sehr geeignet war und die Aufgaben stärker mit den anderen Modulen verknüpft werden sollten. Des weiteren wurden zur Erleichterung des Austausches der Teilprojekte untereinander und gemeinsamen Planung von Messungen und Modellsimulationen **Arbeitsgruppen** zu folgenden Schwerpunkten gebildet (vgl. Newsletter Nr. 4, 2003):

VERTIKO-Koordination

- (1) Qualitätssicherung und Qualitätskontrolle
- (2) STINHO (Struktur von turbulenten Flüssen unter inhomogenen Bedingungen)
- (3) Messung und Modellierung von Stickstoffflüssen
- (4) SVAT (Soil Vegetation Atmosphere Transfer)-Modelle
- (5) Modellintegration

2.2. Messung und Modellierung

2.2.1. Ankerstationen

Die Bodenmessungen im Rahmen von VERTIKO gliedern sich in Messungen an Ankerstationen (s. Tabelle 2.2), an dortigen Intensivmessungen während Messkampagnen und Messungen an Teststationen. Die Ankerstationen liegen im VERTIKO Zielgebiet und erfassen kontinuierlich Flüsse über den für das jeweilige Gebiet typischen Landnutzungen. Von den oberen Lagen des Osterzgebirges im Süden bis zur nordost-deutschen Tiefebene im Norden befinden sich folgende Ankerstationen: Fichtenbestände im oberen Osterzgebirge bei Oberbärenburg (OBB) und Rotherdbach (RHB); landwirtschaftliche Ackerflächen in den mittleren und unteren Lagen bei Klingenberg (KLAS), einem Grasland bei Grillenburg (GRAS) sowie einem Fichtenbestand im Tharandter Wald (ASTW); Grasland in ehemaligen Flussauen bei Melpitz (ASME) und im

Tabelle 2.2: Ankerstationen und Einzugsgebiete im VERTIKO Untersuchungsgebiet (Energieflüsse: Strahlungsbilanz R_n , sensible Wärme H , latente Wärme LE , Impulsfluss τ , Bodenwärmestrom G ; Stoffflüsse: Kohlendioxid CO_2 , Stickoxide NO_x , Niederschlag P , Abfluss R)

Standort	Typ der Messanlage	Seehöhe in m	Landnutzung	Gemessene Stoff- u. Energieflüsse
Von der TU Dresden (TUD) eingerichtete und betreute Messstandorte				
Oberbärenburg (OBB)	Turm (18 m)	735 m	Wald (Fichte)	R_n, H, LE, τ
	Turm (30 m)	735 m	Wald (Fichte)	R_n, H, τ
Rotherdbach (RHB)	Turm (24 m)	720 m	Wald (Fichte)	R_n, H, τ, G
Tharandt (ASTW)	Turm (42 m)	370 m	Wald (Fichte)	$R_n, H, LE, \tau, G, CO_2, NO_x$
Grillenburg (GRAS, seit 2002)	Turm (3 m)	385 m	Grasland	R_n, H, LE, τ, G
Klingenberg (seit 2004)	Turm (3 m)	420 m	Ackerland	R_n, H, LE, τ, G
Wernersbach	Einzugsgeb. (4.6 km ²)	323-424 m	Wald (Fichte)	6 P-stations, R
Rotherdbach	Einzugsgeb. (0.09 km ²)	675-750 m	Wald (Fichte)	2 P-stations, R
Von anderen Projektteilnehmern eingerichtete und betreute Messstandorte				
Ift: Melpitz (ASME)	Turm (12 m)	86 m	Grasland	R_n, H, LE, τ, G
DWD: Lindenberg Grass (ASLBg)	Turm (12 m)	73 m	Grasland	R_n, H, τ, G
DWD: Lindenberg Pine (ASLBp)	Turm (30,5 m)	49 m	Wald (Kiefer)	R_n, H, τ, G

eiszeitlich geprägten Gebiet um Lindenberg (ASLBg) sowie Kiefernforste auf Moränen- und Flugsanden (ASLBp).

Ziel des Ankerstations-Konzeptes war es, langfristige Zeitreihen von Messungen meteorologischer Größen sowie von vertikalen Stoff- und Energieflüssen zur Verfügung zu stellen. Die Daten der Ankerstationen wurden in einer gemeinsamen Datenbank gesammelt und über ein Internetportal dem Gesamtprojekt und den kooperierenden Projekten wie EVA-GRIPS zur Verfügung gestellt. Die Teilprojekte setzten die Daten

zur Parametrisierung der Landoberflächen und zum Betrieb der verschiedenen in VERTIKO angewandten Modelle ein.

2.2.2. Messkampagnen

In Zusammenarbeit mit anderen Projektgruppen wurden intensivierete Messkampagnen LITFASS_Vorexperiment, LITFASS_2003, MORE_1 und MORE_2 zu verschiedenen Aspekten des Energie- und Stofftransportes durchgeführt.

Tabelle 2.3: Übersicht zu den intensivierten Beobachtungsperioden (Special Observation Periods, SOP) mit verschiedenen Messkampagnen

SOP	Experiment	Standort	Zeitraum	Ziele
SOP1	STINHO-1	Melpitz	24. Sept.-12. Okt. 2001	Inhomogenität von turbulenten und Wärmeflüssen über einer Acker-Grasland Grenze
	Landnutzungsparameter	Melpitz	24. Sept.-12. Okt. 2001	Parametererhebung für SVAT-Modelle und Modellvalidierung
	MORE-1	Tharandt, Oberbärenburg	5. Sept. – 12. Okt. 2001	Quantifizierung von advektiven Flüssen durch ein Waldvolumen (Testphase); SODAR und Fesselballon-Messungen
SOP2	Vorexperiment EVA-GRIPS/DEKLIM	Lindenberg	30. Mai –7. Juni 2002	Kooperation mit DEKLIM-EVA-GRIPS zum Vergleich von Turbulenzmesssystemen (Impuls, H, LE)
	STINHO-2	Lindenberg	12. Juni – 10. Juli 2002	Inhomogenität von turbulenten und Wärmeflüssen über einer Brache-Grasland Grenze
	Landnutzungsparameter	Lindenberg	4. Mai – 3. Juli 2002	Parametererhebung für SVAT-Modelle und Validierung von Footprint-Modellen
	Datenassimilation	VERTIKO-Zielgebiet	29. Mai – 11. Juli 2002	Kooperation mit AFO2000-SATEC4D zur Bereitstellung atmosphärischer Daten
SOP3	LITFASS-2003	Lindenberg	20. Mai – 18. Juni 2003	Kooperation mit EVA-GRIPS zur Messung von turbulenten Flüssen (Impuls, H, LE) über verschiedenen Landnutzungstypen zur Bildung von Flächenmitteln
	MORE-2 Advektionsexperiment	Tharandt	27. Mai – 10. Okt. 2003	Quantifizierung von advektiven Flüssen durch ein Waldvolumen (saisonale Bilanzen des CO ₂ Flusses), SODAR Messungen
	MORE-2 Stickstoffexperiment	Tharandt	19. Mai – 14. Juli 2003	Quantifizierung von N-Flüssen (Gerätevergleich, Methoden, Deposition/Emission, Parametererhebung für SVAT-CN

Die Experimentserie „*Lindenberg Inhomogeneous Terrain – Fluxes Between Atmosphere and Surface: a Long Term Study*“ LITFASS koordinierte das Meteorologischen Observatorium Lindenberg (DWD1). Das Gemeinschaftsexperiment mit dem BMBF-Projekt EVA-GRIPS gliederte sich in zwei Teile. Im ersten Teil, dem LITFASS_Vorexperiment erfolgte ein Vergleich der unterschiedlichen Eddykovarianz-Messsysteme aller Experimentteilnehmer an einem Standort. Darauf aufbauend fanden im zweiten Teil, LITFASS 2003, Messungen der Energiebilanzkomponenten über den Landnutzungen Gras, Getreide (TUD1), Raps (TUD1), Mais, Wald und Wasser im Raum Lindenberg statt. Die TUD1 beteiligte sich mit 2 Turbulenzmesstürmen von insgesamt 13 an den Messungen. Eine ausführliche Beschreibung wird in der Experimentdokumentation von Beyrich *et al.* (2004) gegeben.

Die Experimentserie „*Struktur des turbulenten Transports über inhomogener Unterlage*“ STINHO (koordiniert von ULLIM) ging der Frage nach, inwieweit die an einem Punkt erhobenen Meßdaten repräsentativ für eine weitere Umgebung sind, und wie der vertikale turbulente Austausch von einem heterogenen Untergrund modifiziert

wird. Die erfassten Daten in STINHO-2 wurden für die Initialisierung des Turbulenzsimulationsmodells (Large- Eddy - Simulation (LES) herangezogen.

Die Experimentserie „*Measurements in the ORE mountains*“ MORE hatte zum ersten die Untersuchung mikroskaliger Heterogenität und Advektion, und zum zweiten die Erfassung des Stickstoffaustausches im Fichtenbestand an der ASTW zum Ziel. Während der Messkampagne MORE_1 wurden in Kooperation mit der Universität Basel (UBAS) erste Messungen zur mikroskaligen Heterogenität und Advektion durchgeführt. Die Auswertung erfolgte im Teilprojekt UBAS. Zur Quantifizierung der festgestellten advektiven Flüsse wurde aufbauend auf den Erkenntnissen von MORE_1 das Experiment MORE_2 entworfen und während der Special Observation Period VERTIKO-SOP3 durchgeführt. Im zweiten Schwerpunkt, dem Stickstoff-Experiment von MORE_2, wurden Konzentrations- und Flussmessungen verschiedener Stickstoffkomponenten von 6 Arbeitsgruppen an der ASTW gebündelt, um ein Bild des komplexen Stickstoffaustausches zwischen Ökosystem und Atmosphäre zu erhalten.

2.2.3. Datenbank

Zu den Aufgaben der Koordination gehörte der Aufbau der VERTIKO-Datenbank (vgl. R. Queck, Datenbank-CD). Sie vereinigt Ergebnisse aus allen Modulen und Arbeitsgruppen. Sie stellt dementsprechend keine Rohdatenbank dar, sondern stellt Metadaten für die weitere Querschnittsauswertung der VERTIKO-Ergebnisse sowie für die Parametrisierung von Modellen zur Verfügung. Dadurch sind auch in weiterer Zukunft eine Reihe neuer Ergebnisse aus VERTIKO zu erwarten. Ferner wird die Datenbank zum Aufbau von neuen Unterrichtseinheiten für die Lehre ausgewertet.

In der Datenbank werden Metadaten der Ankerstationen (meteorologische Variablen, Flüsse und Parameter) als Grundlage zur Parametrisierung und Validierung von Modellen, zur Prüfung von Messkonzepten sowie zum Vergleich mit anderen Stationen bereitgestellt. Dabei gilt folgende Datenstruktur:

1-dimensionale Daten:

- Fluss- und Konzentrationsdaten (30-Min.-Mittelwerte)
- Periodische Daten (Bodenfeuchte)
- Einmalige und sporadische Daten (Bestandesinformationen, LAI etc.)

2-dimensionale Daten (Fernerkundung, Satelliten) und 3-dimensionale Daten (STINHO, mesoskal. Modellierung Zielgebiet) wurden im Format der weiterverarbeitenden Programme abgelegt bzw. in einer Datensammlung für die gemeinsamen Nutzung zur Verfügung gestellt

Die Zeitreihen der mikrometeorologischen Daten sind mit dreistufigen Qualitätsflags versehen. Eine ausführliche Erläuterung zur Benutzung der Datenbank ist über die VERTIKO-Webseite zu erhalten. Der Datenzugriff kann über das Internet erfolgen bzw. je nach Absprache mit der Professur für Meteorologie, TU Dresden.

2.2.4. Modellvergleich und Modellhierarchie

Am ersten VERTIKO-Workshop über SVAT-Modelle in Thurnau wurde ein Vergleich der VERTIKO SVAT-Modelle anhand verschiedener Landnutzungen geplant. Der Vergleich schloss auch das Grenzschichtmodell HIRVAC (im „SVAT-Modus“ mit vorgegebenem meteorologischen Antrieb) und das biogeochemische Modell (PnET-N-) DNDC ein. Er wurde unter Federführung von Teilprojekt UBT2 (E. Falge, Univ. Bayreuth) mit Unterstützung der Koordination auf Basis der VERTIKO-Datenbank durchgeführt und ausgewertet. Dies war gleichzeitig ein Test für die Handhabung der

Datenbank. Die Ergebnisse zeigen insbesondere, dass die Validierung der Modelle, die eine Schließung der Energiebilanz voraussetzen, dadurch begrenzt ist, dass die Energiebilanz in den Messungen i.d.R. nicht geschlossen ist. Hier sind Übereinkünfte über die Schließungslücke zu treffen (s. Teil II. Ergebnisse).

Für die Simulation von Energie-, Wasserdampf-, Kohlendioxid und insbesondere auch Stickstoffflüssen (NO_x , NH_3 , NO , N_2O) standen im Laufe des Projektes eine Reihe unterschiedlich spezialisierter SVAT-Modelle (SVAT-Plattform) zur Verfügung, die die Basis bildeten für die Modellhierarchie von SVAT über Grenzschichtmodell zum Lokalmodell (LM) auf der Mesoskala (Newsletter Nr.3). Flächengemittelte Flüsse wurden auf kleinster Skala (mikro- α) im Rahmen des STINHO-Experimentes, sowie auf der Landschaftsebene (meso- γ) in Kooperation mit DEKLIM-EVA_GRIPS durch Large Eddy Simulation (LES) erzeugt (vgl. Newsletter Nr. 6). Durch die Weiterentwicklung der SVAT-Modelle in VERTIKO (N-Depositionsmodelle, Emissionsmodelle für Treibhausgase wie NO , N_2O , CO_2) und Verbesserung ihrer Parametrisierung für die ausgewählten Landoberflächen, können diese zukünftig besser für praxisbezogene Fragestellungen (z.B. Simulation der Auswirkung von Klimaänderungen auf bestimmte Landnutzungen) eingesetzt werden. Über die Kopplung mit dem Grenzschichtmodell HIRVAC lassen sich Einflüsse der Landoberflächeneigenschaften auf die mesoskalige Simulation spezifischer testen und damit mögliche Verbesserungen der operationellen Wettervorhersagemodelle aufzeigen.

2.3. Kommunikation und Organisation

2.3.1. Internet

Die Kommunikations- und Informationsaufgaben wurden vor allem über das Internet organisiert. Alle Informationen zum Projekt einschließlich zahlreicher Dokumente zum Herunterladen und Datenbankzugang wurden während der Projektlaufzeit und werden auch noch in Zukunft über die Webseiten der Professur für Meteorologie, TUD bereitgestellt (www.AFO2000-VERTIKO.de, <http://www.forst.tu-dresden.de/ihm-projekte/vertiko/de/home.html>).

Die interne Kommunikation erfolgte zusätzlich über sog. VERTIKO-Mitteilungen. Darüber hinaus fanden sieben *Business Meetings* im Rahmen von Tagungen und Workshops statt. Als weiteres Kommunikations- und kurzfristiges Publikationsmedium wurden insgesamt sieben VERTIKO-Newsletter erstellt, die über das Projekt allgemein sowie über Ergebnisse aus den verschiedenen Modulen (Arbeitspakete) berichteten (siehe Anlage).

2.3.2. Workshops

25.-27.10.2004	EVA-GRIPS-Workshop in Dresden
12./13.05.2004	Workshop on "Landscape-oriented collection of ecosystem gas exchange data: Selected central to northern European sites". TU Dresden in Kooperation mit CarboEurope-Mitgliedern und Pflanzenökologie, Univ. Bayreuth
16./17.02. 2004	3. VERTIKO-Workshop: „Modellintegration“, FAL Braunschweig
19.08.2003	STINHO-Workshop in Zingst
17.-21.02.2003	2. VERTIKO-Workshop: "Messen and Parametrisieren"/gemeinsamer Workshop mit DEKLIM/EVA-GRIPS in Lindenberg
15.-17.11.2002	Workshop „Quality Control of Eddy-Covariance Measurements“

VERTIKO-Koordination

In Kooperation mit CARBOEUROFLUX und EVA-GRIPS, Universität Bayreuth, Wissenschaftszentrum Schloss Thurnau

- 02.-05.09.2002 STINHO-Workshop in Zingst
10.-12.02.2002 1. VERTIKO-Workshop: „Modelle“; Univ. Bayreuth, Wissenschaftszentrum Schloss Thurnau

2.3.3. Tagungen

Während der Projektlaufzeit beteiligte sich VERTIKO mit folgenden Beiträgen an nationalen und internationalen Tagungen

07.-10.09.2004 DACH Meteorologentagung in Karlsruhe

Vorträge

Skalenprobleme bei Vertikaltransporten von Energie und Spurenstoffen an Ankerstationen (Bernhofer, Ch., Köstner, B., Goldberg, V., Queck, R., Grünwald, Th., Feigenwinter, Ch., van Gorsel, E. u.a.)

Ansätze zur Validierung von footprint Modellen basierend auf Austauschmessungen natürlicher Tracer (Gödecke, M., Markkanen, T., Reth, S., Foken, T.)

Experimentelle Bestimmung von Advektionsprozessen (CO₂, H₂O) in und über einem mitteleuropäischen Altlichtenbestand (Feigenwinter, Ch., Bernhofer, Ch., Vogt, R., Grünwald, Th.)

Einfluss von Lichtflecken auf den Energieaustausch zwischen komplexen Vegetationsräumen und der Atmosphäre (Goldberg, V., Fischer, B., Bernhofer, Ch.)

Tornado Aufklärungsflugzeuge der Deutschen Bundeswehr als Messsysteme in meteorologischen Feldexperimenten (Bange, J., Wilken, S., Zittel, P., Spieß, T.)

Bestimmung bodennaher turbulenter Flüsse aus Tiefflügen mit der inversen Methode (Zittel, P., Spieß, T., Bange, J.)

Vergleich von LES und Messungen mit der akustischen Tomographie unter inhomogenen Oberflächenbedingungen (Ziemann, A., Schröter, M., Arnold, K., Raasch, S., Raabe, A.)

Untersuchungen zum Einfluss mikroskaliger Inhomogenitäten auf den Vertikalaustausch mittels Tomografie u. Scintillometrie (Arnold, K., Beyrich, F., Raabe, A., Ziemann, A.)

Die Rolle von Helipod Messungen im Rahmen großangelegter Feldexperimente (Spieß, T., Zittel, P., Bange, J.)

Fehleranalyse bei der Berechnung turbulenter Flüsse - Betrachtung und Verbesserungen (Zittel, P., Spieß, T., Bange, J.)

Posterbeiträge zur DACH-Meteorologentagung

Aufklärungsflugzeuge der Deutschen Bundeswehr als Messsysteme in meteorologischen Feldexperimenten (Bange, J., Wilken, S., Zittel, P., Spieß, T.)

Die Anwendung eines SVAT-Modells zur Bestimmung der Stickstoff- und Schwefel-Einträge in unterschiedliche Ökosysteme (Bernhofer, Ch., Schaaf, S., Dämmgen, U., Grünhage, L.)

Modelling spectral radiation extinction in barley stands (Falge, E., Schween, J., Ryel, R., Werle, P.)

Vertikaltransporte von Ammoniak über Fichtenwäldern - Feldmessungen und Modellrechnungen (Gravenhorst, G., Atashfaraz, S., Oltchev, A., Ibrom, A., Kreilein, H.)

VERTIKO-Koordination

Langjährige Variabilität von waldbezogenen Oberflächenkenngrößen und ihre Ableitung aus mikrometeorologischen Daten (Imbery, F., Mayer, H.)

Höhenabhängige Konzentrationsverteilung und Depositionsraten für Stickstoffspezies in Sachsen (VERTIKO-Zielgebiet) (Plessow, K., Spindler, G., Zimmermann, F., Matschullat, J.)

Staub und Nebeldeposition an 3 Standorten der Nordabdachung des Osterzgebirges - Modellierung zur Ergänzung von Messung (Queck, R., Bernhofer, Ch.)

The effect of soil water content, temperature, pH-value, and nutrient availability on soil N₂O efflux (Reth, S., Falge, E.)

Wie sicher sind Messergebnisse für den Bodenwärmestrom? (Liebethal, C., Foken, T.)

Analysen externer Parameter im Lokal – Modell des Deutschen Wetterdienstes (Lohse, A., Bernhofer, Ch., Adrian, G., Goldberg, V., Schwiebus, A.)

Energie- und Kohlenstoffflüsse eines Maisbestands (Lehner, I., Vogt, R.)

Modellierung von Stickstoffflüssen in einem Fichtenbestand (Zimmermann, F., Plessow, K., Queck, R., Matschullat, J.)

Bestimmung bodennaher turbulenter Flüsse aus Tiefflügen mit der inversen Methode (Zittel, P., Spieß, T., Bange, J.)

Zur Bestimmung turbulenter Flüsse aus Scintillometer-Messungen (Beyrich, F., Lorenz, A.)

Modellierung des thermischen Bioklimas mit dem Modell RayMan (Matzarakis, A.)

Validierte Strahlungs- und Energieflüsse am Erdboden abgeleitet aus Satellitendaten (Berger, F. H.)

22.-24.03 2004

AFO2000 Abschluss-Symposium in Bad Tölz

Vortrag

Vertical Transports of Energy and Trace Gases at Anchor Stations and Their Spatial/Temporal Extrapolation under Complex Natural Conditions (Bernhofer, Ch., Köstner, B. and the VERTIKO participants)

Posterbeiträge zum AFO2000 Abschluss-Symposium

Cooperation Between VERTIKO and EVA-GRIPS (Köstner, B. and the EVA_GRIPS and VERTIKO participants)

Application of Sodar Data for the Determination of PBL Characteristics (Matzarakis, A., Rost, J., Mayer, H.)

Long-Term Meteorological Characteristics of the Hartheim Scots Pine Forest (Imbery, F., Mayer, H., Wellpott, A.)

The Exchange of Energy over a Heterogeneous Land Surface in Flat Terrain (Stiller, B., Beyrich, F.)

Influence of External Parameter and Horizontal Resolution on the Variability of Energy Fluxes in the Lokal-Model (DWD2) (Lohse, A., Bernhofer, Ch., Adrian, G., Goldberg, V., Schwiebus, A.)

Continuous Measurement of Vertical Fluxes of Energy, Water and Trace Gases above an Arable Crop Rotation System (Schaaf, S., Dämmgen, U., Weigel, H.J.)

NH₃-fluxes between the Atmosphere and the Spruce Forest: Eddy Covariance Measurements and Model Calculations (Gravenhorst, G., Ibrom, A., Oltchev, A., Atashfaraz, S., Kreilein, H., Schulz, C.)

VERTIKO-Koordination

Concentration of Ammonia in the Erzgebirge and at the Anchor Station Melpitz – Estimation of N-Deposition over Grassland in Melpitz G. Spindler, (Brüggemann, E., Grüner, A., Herrmann, H., Plessow, K.)

Quantifying the Regional Source Strength of N-Trace Gases across Agricultural and Forest Ecosystems with Process Based Models (Klaus Butterbach-Bahl, Magda Kesik, Peter Miehle, Christian Werner, (Brüggemann, N., Papen, H., Li, C.)

Structure of Turbulent Fluxes under INHOMogeneous Surfaces (STINHO) – Airborne Measurements of Turbulent Fluxes (Bange, J., Zittel, P.)

Flux and Concentration Measurements of Nitrogen Species over a Low and a Mid Elevation Coniferous Forest (Eastern Erzgebirge, Germany) (Pleßow, K., Zimmermann, F., Matschullat, J., Oltchev, A., Queck, R., Schaaf, S., Spindler, G.)

Simulation of Energy and Trace Gas Fluxes at the VERTIKO Anchor Stations with the Boundary Layer Model HIRVAC (Goldberg, V., Queck, R., Baums, A.-B., Fischer, B., Bernhofer, Ch.)

Validated Radiative and Energy Fluxes at Surface inferred from Satellite Data (Schwiebus, A., Berger, F.H., Beyrich, F., Queck, R., Spindler, G., Stiller, B.)

Effects of Advection on CO₂ Surface Fluxes in Complex Terrain (Feigenwinter, Ch., Bernhofer, Ch., Vogt, R.)

Data Quality Assessment at Complex Measurement Sites Using Footprint Analyses (Göckede, M., Mauder, M., Liebenthal, C., Foken, T.)

Modeling Feedbacks Between Plant Canopy, Soil and Atmosphere in SVAT-CN (Reth, S., Falge, E., Tenhunen, J.D.)

Structure of Turbulent Fluxes under Inhomogeneous Surface Conditions (STINHO) – Simulation of Boundary Layer Turbulence – A Case Study to STINHO-2 (Schröter, M., Raasch, S., Raabe, A., Arnold, K., Ziemann, A., Bange, J., Zittel, P., Spieß, Th., Beyrich, F., Göckede, M.)

STINHO - Structure of turbulent transport under INHOMogeneous surface conditions (VERTIKO-ULLIM) (Raabe, A., Arnold, K., Ziemann, A., Schröter, M., Raasch, S., Bange, J., Zittel, P., Spieß, Th., Beyrich, F., Göckede, M., Foken, Th.)

03.-05.12.2003 5. BIOMET – Tagung „Mensch-Pflanze-Atmosphäre“, Dresden

Vorträge

Über die Skalenabhängigkeit der Wechselwirkung von Landoberfläche und Atmosphäre (Bernhofer, Ch.)

Auswirkungen des regionalen Klimawandels auf die Höhe der Emissionen von NO und N₂O aus Wäldern in Deutschland (Brüggemann, N., Butterbach-Bahl, K., Knoche, R., Werner, Ch.)

Stickstoff-Einträge in einen Kiefernforst im Weser-Ems-Gebiet (Dämmgen, U., Schaaf, S., Grünhage, L.)

Experimentelle Bestimmung von advektiven CO₂-Flüssen and der Ankerstation Tharandter Wald und deren Einfluss auf die Kohlenstoffbilanz (Feigenwinter, Ch., Bernhofer, Ch., Vogt, R.)

Immissionsschutzwirkung von Wäldern (Gravenhorst, G., Ibrom, A., Oltchev, A., Sogachev, A.)

Einfluss der Durchforstung eines Kiefernwaldes auf Kenngrößen des turbulenten Luftmassenaustausches (Imbery, F., Mayer, H.)

VERTIKO-Koordination

Die Komponenten des Waldniederschlages unter dem Einfluss von Durchforstungsmaßnahmen (Jaeger, L., Dabrowski, C.)

Charakterisierung von Phänophasen und Vegetationsperiode im Tharandter Wald auf phänologischer und meteorologischer Datenbasis (Niemand, C., Köstner, B., Prasse, H., Grünwald, T., Bernhofer, Ch.)

Ein Modellansatz für die Simulation der Energie-, Wasser-, CO₂ und NH₃ - Flüsse in Mischwaldbeständen (Oltchev, A., Atashfaraz, S., Gravenhorst, G.)

Beitrag von Ammoniak und Salpetersäure zur atmosphärischen Stickstoffdeposition in Fichtenwäldern des Osterzgebirges (Pleßow K., Zimmermann F., Matschullat J.)

Vergleichende Analyse der Energieflüsse einer Grasfläche und eines benachbarten Waldkiefernbestandes in der südlichen Oberrheinebene (Rost, J., Mayer, H.)

Die Bestimmung von Wasserdampf- und Kohlenstoffdioxid-Flüssen über Ackerflächen (Schaaf, S., Dämmgen, U., Grünhage, L., Burkart, S.)

Characteristics of the planetary boundary layer above a Scots pine forest (Schindler, D., Mayer, H.)

NH₃-Immissionsmessungen und Abschätzung des Anteils des N-Eintrages durch trockene Deposition von NH₃ für die Forschungsstation Melpitz in Sachsen (Spindler, G., Grüner, A., Plessow, K.)

Energiebilanzmessung im Dauerbetrieb in einem märkischen Kiefernforst (Stiller, B., Leps, J.-P., Beyrich, F.)

Quantifizierung von Trockenstress für den Hartheimer Kiefernwald (*Pinus sylvestris* L.) mit dem Modell BROOK90 (Wellpott, A., Schindler, D., Imbery, F., Mayer, H.)

Quantifizierung der Kohlenstoffdynamik in Forsten und Möglichkeiten der Regionalisierung von Bestandesstrukturparametern (Wutzler, T., Köstner, B.)

The influence of orography and meteorology on atmospheric deposition in spruce forest, eastern Erzgebirge, Germany (Zimmermann F., Matschullat J., Pleßow K.)

06. – 11.04.2003 EGS-AGU-EUG Joint Assembly 2003, Nizza, Frankreich

Vorträge und Poster

Land surface atmosphere interactions in the German research initiative AFO2000 – the VERTIKO cluster of projects (Bernhofer Ch., Köstner B. and the VERTIKO team)

LITFASS: Long-time measurements and a new field experiment (Stiller B., Beyrich F.)

Use of footprint modelling for the characterisation of complex meteorological flux measurements sites (Göckede M., Rebmann C., Foken Th.,)

Temperature and soil water controls on CO₂ efflux from agricultural soils - field measurements and climate chamber experiments (Reth S., Göckede M., Falge E., Tenhunen J.D.)

Calculation of area-averaged turbulent fluxes over heterogeneous terrain with the inverse method and multi-resolution decomposition from airborne measurements (Bange J., Zittel P.)

The influence of advection on the short term CO₂-budget in and above a forest canopy (Feigenwinter Ch., Vogt R., Ch. Bernhofer)

Intercomparison of horizontal fluxes measured by acoustic tomography and modelled by large-eddy simulation - first results (Arnold, K.; Raabe, A. ; Raasch, S. ; Schröter, M. ; Ziemann, A.)

Acoustic-tomographical sounding technique in near-surface atmospheric layers - applicability and limitations (Ziemann, A.; Arnold, K.; Raabe, A.)

VERTIKO-Koordination

Simultaneous measurements of ammonia and nitric acid over a coniferous forest, Germany (K. Plessow, F. Zimmermann, J. Matschullat, B. Köstner)

Sensitivity studies and their application: prospects within the passive remote sensing (Schwiebus A., Berger F. H.)

GIS based climate regionalisation in complex terrain for low mountain ranges (Häntzschel, J., Goldberg, V., Bernhofer, Ch.)

Quantifying the CO₂-fluxes over a spruce stand with the coupled vegetation-boundary-layer model HIRVAC (Baums, A.-B., Goldberg, V., Bernhofer, Ch. Meteorology)

Long-term CO₂-fluxes at a temperate spruce forest: seasonal and interannual variation, components and relationship to water fluxes (Grünwald T., Köstner B., Bernhofer Ch.)

The flash flood event in the catchment of the river Weisseritz (eastern Erzgebirge, Saxony) from 12.-14. August 2002 - meteorological and hydrological reasons, damage assesment and disaster management (Goldberg, V., Bernhofer, Ch.)

07.-09.10.2002 AFO2000 Status-Seminar, Schliersee

Vortrag

Vertical Transports of Energy and Trace Gases at Anchor Stations and Their Spatial/Temporal Extrapolation under Complex Natural Conditions (VERTIKO) (Bernhofer, Ch., Köstner, B.)

Posterbeiträge

Flutkatastrophe vom August 2002, Auswirkungen in Tharandt (Goldberg, V., Mellmann, P., Prasse, H., Eichelmann, U., Bernhofer, Ch.)

Surface related exchange conditions in the PBL above forested, urban and agricultural land use types (Mayer, H., Haggagy, M., Matzarakis, A.)

Long-term variability of forest related surface characteristic features derived from micrometeorological data (Imbery, F., Jaeger, L.)

The exchange of energy over a heterogeneous land surface in flat terrain (Stiller, B., Beyrich, F.)

Uncertainty of Estimating Vertical Fluxes over Inhomogeneous Terrain (Lohse, A., Heret, C., Goldberg, V., Adrian, G., Bernhofer, Ch.)

Continuous Measurement of Vertical Fluxes of Energy, Water and Trace Gases above an Arable Crop Rotation System (Schaaf, S., Dämmgen, U., Frühauf C., Weigel, H.J.)

First field tests to measure vertical NH₃-fluxes by eddy correlation with a NO chemiluminescence-detection-system (Gravenhorst, G., Atashfarez, S., Schu, E., Ibrom, A.)

Longtime investigations of energy- and trace gas fluxes over grassland for example at the anchor station (field research station Melpitz) and parametrisation of atmospheric resistance (inferential) models (Spindler, G., Brüggemann, E., Grüner, A., Herrmann, H.)

Improvement and application of biogeochemical process models for simulation of NO emissions from agricultural and forest soils (Butterbach-Bahl, K., Kesik, M., Miehle, P., Li, Ch.)

Structure of turbulent fluxes under INHOMogeneous surfaces (STINHO) – Airborne measurements of turbulent fluxes (Bange, J., Zittel, P.)

High time resolution flux and concentration measurements of nitrogen species over different complex and heterogeneous surfaces (Pleßow, K., Zimmermann, F., Matschullat, J.)

Temporal and Spatial Variability of Water Vapour, Carbon Dioxide and Nitrogen Fluxes (Baums, A.-B., Queck, R., Goldberg, V., Bernhofer, Ch.)

VERTIKO-Koordination

Energy Fluxes of Heterogeneous Terrain Inferred from Satellite Observations (Schwiebus, A., Berger, F.-H.)

Effects of advection on surface fluxes in complex terrain (Feigenwinter, Ch., Vogt, R., Bernhofer, Ch., Köstner, B.)

Evaluation of the vertical transport of energy and trace gases under complex natural conditions (Göckede, M., Liebenthal, C., Foken, T.)

Description of interactions between plant stands, soils, and the atmosphere with the SVAT-CN (Falge, E., Reth, S., Tenhunen, J.D.)

Structure of turbulent fluxes under INHOMogeneous Surface Conditions (STINHO) - Simulation of Boundary Layer Turbulence (Schröter, M., Letzel, M. O., Herold, M., Raasch, S.)

Structure of turbulent fluxes under INHOMogeneous surface conditions (STINHO) – Acoustic tomography (Raabe, A., Arnold, K., Ziemann, A.)

Einzelbeiträge verschiedener Teilprojekte

- 13.-15.12.2004 FLUXNET International Workshop in Florenz/Italien
- Vertical Transports of Energy and Trace Gases at Local and Regional Scale: Results From the Cooperative Research Network VERTIKO in Eastern Germany (B. Köstner, Ch. Bernhofer and 55 VERTIKO partners)
- Flux Measurements of Carbon Dioxide and Water Vapour Above the Forest Grassland and Agricultural Sites of Tharandt/Germany (Ch. Bernhofer, B. Köstner, Th. Grünwald, U. Eichelmann, K. Riedel)
- The CarboEurope-IP QA/QC Programme for Eddy Covariance Data (Foken, T; Mauder, M; Göckede, M)
- Turbulent Exchange Processes in and Above Tall Vegetation (Foken, T; Thomas, C Lüers, J; Ruppert, J; Göckede, M.)
- Whole-Air Relaxed Eddy Accumulation for the Measurement of Isotope and Trace-Gas Fluxes (Ruppert, J; Rothe, M; Jordan, A; Delany, AC; Buchmann, N; Foken, T.)
- Carbon Budget of a Spruce Forest Ecosystem, The Weidenbrunnen Site at 775 m a.s.l, 1997–2003 (Foken, T; Anthoni, P; Göckede, M; Lüers, J; Rebmann, C; Ruppert, J; Thomas, C; Wichura, B.)
- Sensible and latent heat - the imbalance between SVAT models and eddy covariance data (E.Falge and M. Aubinet, M. Aurela, P. Berbigier, C. Bernhofer, N. Buchmann, A. Carrara, A. Cescatti, R. Ceulemans, R. Clement, T. Foken, M. Göckede, T. Grünwald, B. Heinesch, G. Katul, A. Knohl, T. Laurila, G. Manca, E. Marek, B. Marcolla, T. Markkanen, L. Montagnani, M. Nardino, J.-M. Ourcival, S. Rambal, C. Rebmann, F. Rossi, E. Rotenberg, T. Vesala, D. Yakir)
- 13.-17.09.2004 GfÖ-Tagung in Giessen
- Flux Measurements of Carbon Dioxide and Water Vapor Above a Grassland and Forest Site in Saxony – A Contribution to CarboEurope-IP (B. Köstner, T. Grünwald, Ch. Bernhofer)
- 18.-19.01.2004 2nd CARBOEUROPE QA/QC Workshop for Eddy-Covariance Measurements in Spoleto/Italien

VERTIKO-Koordination

- Combining CO₂ Flux Tower Measurements with Spatial Forest Inventory Data for Source Area Analysis (Barbara Köstner, Thomas Wutzler, Thomas Grünwald and Christian Bernhofer)
- Effects of advection on the short term net ecosystem exchange (Ch. Feigenwinter, Ch. Bernhofer, R. Vogt)
- A combination of quality assessment tools for eddy covariance measurements with footprint modelling for the characterisation of complex sites. I – Methodology (Mathias Göckede, Corinna Rebmann, Thomas Foken)
- A combination of quality assessment tools for eddy covariance measurements with footprint modelling for the characterisation of complex sites. II – Results (Mathias Göckede, Corinna Rebmann, Thomas Foken)
- Comparison of prevalent types of sonic anemometers (Matthias Mauder, Thomas Foken)
- 06.-08. 10. 2003 DEKLIM Status Seminar in Bad Münstereifel
- Kooperation von EVA-GRIPS (DEKLIM) und VERTIKO (AFO 2000) (H.-T. Mengelkamp , B. Köstner , S. Huneke)
- 06.-08. 10. 2003 V. Fachtagung METTOOLS in Essen
- Beobachtung von Wind- und Temperaturfeldern mittels der akustischen Laufzeitomographie (A. Raabe, K. Arnold, A. Ziemann, M. Barth)
- 29.09.–03.10.2003 2003 EUMET-SAT Meteorological Satellite Conference in Weimar
- Surface Radiant Flux Densities and Their Uncertainty Ranges Calculated from Satellite Data (F. H. Berger and A. Schwiebus)
- 18.-25.09. 2003 Atmospheric Chemistry within the Earth System in Maris, Kreta/Griechenland
- Long-term study of the atmosphere-biosphere exchange of reactive reduced and oxidised N-species at the Melpitz site (Germany) (G. Spindler, F. Ashuri, E. Brüggemann, A. Grüner, H. Herrmann, F. X. Meixner, I. Trebs)
- 14.-20.09. 2003 6th International Symposium on Tropospheric Profiling in Leipzig
- Horizontal Sensing of vertical heat fluxes- preliminary results (A. Raabe, K. Arnold, A. Ziemann, M. Schröter)
- 31.08.-05.09. 2003 European Aerosol Conference in Madrid /Spanien
- Size-segregated characterization of PM₁₀, PM_{2.5} and PM₁ downwind of the Leipzig conurbation in Germany - an eight year study (G. Spindler, E. Brüggemann, T. Gnauk, K. Müller and H. Herrmann)
- 24.-28.03. 2003 Frühjahrstagung der Deutschen Physikalischen Gesellschaft in Hannover
- Eine akustisch-tomographische Untersuchungsmethode zur Sondierung bodennaher Luftschichten (A. Ziemann, K. Arnold A. Raabe)
- 19.-21.03.2003 CarboEurope Conference "The continental carbon cycle" in Lissabon/Portugal
- Long-Term CO₂ - Fluxes at a Temperate Spruce Forest in East Germany (Th. Grünwald, B. Köstner and Ch. Bernhofer)

VERTIKO-Koordination

- 3./4. 06. 2002 International - interdisciplinary- conference, FAL (Federal Agricultural Research Centre) in Braunschweig
Size segregated particle mass concentration and chemical composition in an agrarian region in Saxony (G. Spindler, K. Müller, E. Brüggemann, H. Herrmann)
- 24.-28.06.2002 ISARS 2002, 11th International Symposium on Acoustic Remote Sensing and Associated Techniques of the Atmosphere and Oceans in Rom/Italien
Acoustic Tavel time tomography in comparison with conventionally measurements over inhomogeneous Surfaces (K. Arnold, A. Ziemann, A. Raabe)
Applicability and limitations of acoustic tomography inside the atmospheric surface layer (A. Ziemann, K. Arnold, A. Raabe)
- 21.-26.04.2002 European Geophysical Society XXVII General Assembly in Nizza, Frankreich
Acoustic travel time tomography in comparison with conventionally measurements over inhomogeneous surfaces (K. Arnold, A. Raabe, G. Spindler, A. Ziemann)
Evaluation of large-eddy simulations with spatiallyaveraged measurements obtained by acoustic tomography (K. Arnold, A. Raabe, S. Raasch, S. Weinbrecht, A. Ziemann)
Determination of area-averaged turbulent fluxes from low-level flights using inverse modeling (P. Zittel, W. Deierling, J. Bange)
- 03/2002 Nationale Konferenz der Japan Society of Civil Engineers in Tokio/Japan
Large-Eddy Simulation of Thermally Induced Oscillations in the Convective Boundary Layer (M. O. Letzel, S. Raasch)
- 04.-08.03.2002 2nd CarboEurope Meeting in Budapest/Ungarn
Longterm Measurements at Spruce Site Tharandt (GE2) (Ch. Bernhofer et al.)
Linking long-term water and carbon fluxes (Chr. Bernhofer, A.-B. Baums, T. Grünwald)
Separating Soil Respiration and Total Ecosystem Flux (T. Grünwald, J.-A. Subke, Ch. Feigenwinter, Ch. Bernhofer)
- 04.-08.03.2002 DAGA 2002, 28. Jahrestagung der Deutschen Gesellschaft für Akustik e.V. in Bochum
Ein Verfahren zur akustischen Laufzeittomographie zur Sondierung meteorologischer Größen in der bodennahen Atmosphäre (A. Raabe, K. Arnold, A. Ziemann)
- 18.-21.09.2001 DACH Deutsch - Österreichisch - Schweizerische Meteorologentagung 2001 in Wien/Österreich
VERTIKO - Ein Forschungsverbund zur Bedeutung kleinräumiger Heterogenitäten in der Atmosphärenforschung (Ziele und erste Ergebnisse) (Ch. Bernhofer et al.)
- 03.-07.09.2001 European Aerosol Conference 2001 (EAC2001) in Leipzig

VERTIKO-Koordination

The long-term trend of PM 10, PM 2.5 and PM 1 particle concentration at the rural Melpitz site in Saxony (Germany) (G.Spindler, E. Brüggemann, TH. Gnauk, K. Müller and H. Herrmann)

11.-19.07.2001

IUFRO-Workshop in Corvallis, Oregon/USA

A new German research network for the study of vegetation-atmosphere exchange process under complex natural conditions: VERTIKO (B. Köstner, Ch. Bernhofer)

3. Kooperationen

3.1. AFO2000

Innerhalb von AFO2000 wurde insbesondere mit dem Projekt SATEC4D kooperiert, das für das gesamte VERTIKO-Zielgebiet assimilierte physikalische und chemische Hintergrunddaten der Atmosphäre bereitstellte. Die Daten werden in Zusammenhang mit der Modellintegration für das Zielgebiet weiter ausgewertet. Weiterhin bestand Informationsaustausch über Transport- und SVAT-Modelle mit dem Verbund BEWA2000.

3.2. DEKLIM-EVA_GRIPS

Mit dem Forschungsverbund EVA-GRIPS (Schwerpunktprogramm DEKLIM) wurde aufgrund inhaltlicher Nähe in einigen wissenschaftlichen Fragen auf Basis einer Kooperationsvereinbarung intensiver zusammengearbeitet. Unmittelbare Kooperationsmöglichkeiten ergaben sich bei der Messung und Modellierung von Impuls- und Energieflüssen im Gebiet der Untersuchungsflächen des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg (DWD). Unterschiede zwischen den Zielen der Forschungsverbünde lagen u.a. darin, dass EVA-GRIPS auf die lokale Skala (Gebiet um Lindenberg) konzentriert blieb, während für VERTIKO das Gebiet um Lindenberg einen intensiv untersuchten Ausschnitt (kontinuierliche Messungen an Ankerstationen verschiedener Landnutzung) des VERTIKO-Zielgebietes (Mesoskala) darstellte, wobei nicht nur Impuls- und Energieflüsse, sondern auch chemische Komponenten (C- und N-Flüsse) einbezogen wurden. Folgende gemeinsame Aktivitäten mit EVA_GRIPS wurden in der Projektlaufzeit unternommen:

- | | |
|-----------------------|---|
| 13.05.-
11.07.2002 | Kopplung der VERTIKO-Messkampagne mit dem EVA-GRIPS Vorexperiment in Lindenberg; gemeinsame Dokumentation zur Messkampagne (J.-P. Leps/F. Beyrich, MOL) |
| 30.09.-
01.10.2002 | EVA_GRIPS Treffen mit Planung des gemeinsamen Experimentes in Lindenberg |
| 15.-17.11.2002 | Gemeinsamer Workshop „Quality Control of Eddy-Covariance Measurements“ in Bayreuth; beteiligte Projekte: VERTIKO, EVA-GRIPS, CARBOEUROFLUX |
| 10/2002 | Formelle Kooperationsvereinbarung zwischen VERTIKO und EVA-GRIPS |
| 17./18.02.2003 | Gekoppelter Workshop von VERTIKO und EVA-GRIPS in Lindenberg |
| 19.05.-
17.06.2003 | Experiment LITFASS 2003 in Lindenberg; Dokumentation zur Messkampagne von F. Beyrich, MOL |
| 06.-08.10.2003 | DEKLIM-Statusseminar, Posterbeitrag zur Kooperation VERTIKO und EVA-GRIPS |
| 08.-10.10.2003 | EVA-GRIPS Projekttreffen in Geesthacht, Beitrag von VERTIKO (B. Köstner, TUD) |

VERTIKO-Koordination

- 16.-18.02.2004 VERTIKO Workshop "Modellintegration",
Bundesforschungs-anstalt für Landwirtschaft (FAL),
Braunschweig
Beitrag über Modelle in EVA_GRIPS (H.-T. Mengelkamp)
- 25.-27.02.2004 EVA-GRIPS Workshop in Lüneburg (Beitrag von B.
Köstner)
- 07.-10.09.2004 Gemeinsame Beiträge zur Session 5 „Wechselwirkung
Landoberflächen / Biosphäre – Atmosphäre“ bei der
DACH-Tagung 2004, Karlsruhe
- 25.-27.10.
2004 EVA-GRIPS Workshop in Dresden

3.3. CarboEurope-IP und FLUXNET

International war das Projekt VERTIKO vor allem mit dem europäischen Projekt CarboEurope-IP und dem globalen Netzwerk FLUXNET verbunden. VERTIKO-Ergebnisse wurden an deren Tagungen und Workshops vorgestellt (s. Tagungsbeiträge) bzw., es wurde ein gemeinsamer Workshop über die Qualitätskontrolle von Eddy-Kovarianz-Messungen abgehalten (s. Workshops). Für CarboEurope wurden wesentliche Beiträge zur Qualitätskontrolle, Footprintanalyse und zur Erstellung einer allgemein anerkannten Referenzmethode zur Datenauswertung geleistet, die heute an über 100 Standorten angewandt wird (s. Ergebnisse UBT1). Desweiteren wurden Beiträge über die Repräsentativität von Eddy-Kovarianz-Messungen an Einzeltürmen im Gelände basierend auf LES-Simulationen erbracht (s. Ergebnisse UH).

4. Verzeichnis der Publikationen

4.1. VERTIKO-Newsletter

Herausgabe von Köstner, B. und Bernhofer, Ch., VERTIKO-Koordination

09/2004 **VERTIKO-Newsletter 7**

- State of VERTIKO (Working Package K3: B. Köstner, Ch. Bernhofer)
- Spatial Integration to the VERTIKO Target Area by Modelling (Working Packages C2, C4, C6: V. Goldberg, A. Lohse, B. Köstner, Ch. Bernhofer)

03/2004 **VERTIKO-Newsletter 6**

- State of VERTIKO (Working Package K3: B. Köstner, Ch. Bernhofer)
- DEKLIM Research Project EVA-GRIPS (H.-T. Mengelkamp)
- Surface radiant flux densities (Working Package A1, A3: A. Schwiebus)
- Large-Eddy Simulation of the boundary layer turbulence above heterogeneous surfaces (Working Package D2: M. Schröter, S. Raasch)

11/2003 **VERTIKO-Newsletter 5**

- State of VERTIKO (Working Package K3: B. Köstner)
- Characterisation of VERTIKO Anchor Stations (Working Package A1, A3: R. Queck)
- Description of VERTIKO Test Stations (Working Package B2: S. Schaaf, U. Dämmgen, H. Weigel; Working Package B1: D. Schindler, H. Mayer, F. Imbery, A. Wellpott; Working Package B2)

04/2003 **VERTIKO-Newsletter 4**

- State of VERTIKO (Working Package K3: B. Köstner, Ch. Bernhofer)
- Airborne Measurements during STINHO-2 (Working Package D2: J. Bange, T. Spieß, P. Zittel)
- Quality Assurance and Quality Control (Working Package A2: Th. Foken, M. Göckede, C. Liebethal, M. Mauder)

10/2002 **VERTIKO-Newsletter 3**

- State of VERTIKO (Working Package K3: Ch. Bernhofer, B. Köstner)
- Model adaptations and coupling (Working Package C2: V. Goldberg)
- SVAT-Models in VERTIKO (Working Package C3: E. Falge)

04/2002 **VERTIKO-Newsletter 2**

- 1. VERTIKO-Workshop: Models (Working Package K3: B. Köstner)
- Measurement Campaign MORE-1 (Working Package A4: Ch. Feigenwinter, R. Vogt, I. Lehner, A. Christen, Bernhofer, T. Grünwald, B. Köstner, H. Prasse)
- Measurement Campaign STINHO-1 (Working Package D1: K. Arnold, A. Raabe, A. Ziemann)

09/2001 **VERTIKO-Newsletter 1**

- VERTIKO: A New Research Network
- Network Cooperations
- Measurement Campaigns
- VERTIKO Conference Presentations
(Working Package K3: Ch. Bernhofer, B. Köstner)

4.2. Zeitschriften und Buchbeiträge

Acker, K., Spindler, G., Brüggemann, E.: 2004. Nitrous and nitric acid measurements during the INTERCOMP2000 campaign in Melpitz. *Atmos. Environ.*, in press.

Arnold, K., Ziemann, A., Raabe, A., Spindler, G.: 2004. Acoustic tomography and conventional meteorological measurements over heterogeneous surfaces. *Meteorol and Atmos. Physics*, 85, 175-186.

Aubinet M., Berbigier P., Bernhofer Ch., Cescatti A., Feigenwinter C., Granier A., Grünwald Th., Havrankova K., Heinesch B., Longdoz B., Marcolla B., Montagnani L., Sedlak P.: 2005. Comparing CO₂ storage and advection conditions at night at different CARBOEUROFLUX sites. *Bound.-Layer Meteorol.*, in press.

Aubinet, M., Clement, R., Elbers, J.A., Foken, T., Grelle, A., Ibrom, A., Moncrieff, J.B., Pilegaard, K., Rannik, Ü., Rebmann, C.: 2003. Methodology for data acquisition, storage and treatment. In: Valentini, R. (ed.). *Fluxes of Carbon, Water and Energy of European Forests*, *Ecol. Stud.*, Vol. 163, *Fluxes of Carbon, Energy and Water of European Forests* (R. Valentini ed.), 9-35.

Baldocchi, D.D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, S., Anthoni, P., Bernhofer, Ch., Davis, K., Fuentes, J., Goldstein, A., Katul, G., Law, B., Lee, X., Mahli, Y., Meyers, T., Munger, W., Oechel, W., Paw U, C., Pilegaard, K., Schmid, H.-P., Valentini, R., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., and Steve Wofsy: 2001. FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor and energy flux densities. *Bull. Amer. Meteor. Society* 82: 2415-2435.

Bange, J., F. Beyrich, D. A. M. Engelbart: 2002a. Airborne Measurements of Turbulent Fluxes during LITFASS-98: A Case Study about Method and Significance. *Theor. Appl. Climatol.*, 73, 35-51.

VERTIKO-Koordination

Bange, J., P. Zittel, T. Spieß, J. Uhlenbrock: 2004. A New Method for the Determination of Area-Averaged Turbulent Surface Fluxes from Low-Level Flights Using Inverse Models. *Boundary-Layer Meteorol.*, submitted.

Baums, A.-B., Goldberg, V., Bernhofer, Ch.: 2005. Upgrading the Coupled Vegetation Boundary Layer Model HIRVAC by New Soil Water and Interception Modules. *Met. Z.*, 14, 211-218.

Baums, A.-B., Grünwald, Th., Neumann, U., Bernhofer, Ch.: 2001. Integration der Kohlenstoffsimulation in das hydrologische Modell BROOK90 – Parameterisierung und Sensitivitätsanalyse. *Drei-Länder-Meteorologentagung, Wien; Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik - Heft Nr.27.*

Berger, F.H.: 2002. Surface Radiant and Energy Flux Densities inferred from Satellite Data for the BALTEX watershed, *Boreal. Env. Res.*, 343-351.

Bernhofer Ch, Goldberg V, Berger FH, Köstner B, Spindler G, Mayer H, Jaeger L, Foken T, Tenhunen JD, Falge E, Gebauer G, Gravenhorst G, Matschullat J, Beyrich F, Adrian G, Dämmgen U, Weigel H-J, Butterbach-Bahl K, Raabe A, Raasch S, Bange J, Vogt R: 2001. VERTIKO – Ein Forschungsverbund zur Bedeutung kleinräumiger Heterogenitäten in der Atmosphärenforschung. *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik 27.*

Bernhofer Ch., B. Köstner, K. Arnold, S. Atashfaraz, J. Bange, A.-B. Baums, F. H. Berger, F. Beyrich, K. Butterbach-Bahl, E. Brüggemann, N. Brüggemann, U. Dämmgen, E. Falge, Ch. Feigenwinter, B. Fischer, Th. Foken, M. Göckede, V. Goldberg, G. Gravenhorst, A. Grüner, L. Grünhage, T. Grünwald, M. Haggagy, H. Herrmann, M. Herold, F. Imbery, A. Ibrom, M. Kesik, M. O. Letzel, Ch. Li, C. Liebenthal, A. Lohse, J. Matschullat, A. Matzarakis, M. Mauder, H. Mayer, P. Miehle, A. Oltchev, K. Pleßow, R. Queck, A. Raabe, S. Raasch, S. Reth, J. Rost, S. Schaaf, M., Schröter, A. Schwiebus, T. Spieß, G. Spindler, B. Stiller, J. D. Tenhunen, R. Vogt, M. Wagner, H.-J. Weigel, A. Ziemann, F. Zimmermann, P. Zittel: 2005. Vertical Transports of Energy and Trace Gases at Anchor Stations and Their Spatial and Temporal Extrapolation under Complex Natural Conditions. In: *The AFO2000 Synthesis*, Margraf Publishers, submitted.

Bernhofer, C., T. Grünwald, A. Schwiebus and R. Vogt: 2003. Exploring the Consequences of Non-zero Energy Balance Closure for Total Surface Flux. *Tharandter Klimaprotokolle (ISSN 1436-5235)*, Band 8, 21 – 28

Bernhofer, Ch, und V. Goldberg: 2003. Meteorologische Aspekte des Hochwassers 2002. *AFZ-DerWald*, 5/2003, 220-222.

Bernhofer, Ch., Aubinet, M., Clement, R., Grelle, A., Grünwald, T., Ibrom, A., Jarvis, P., Rebmann, C., Schulze, E.-D. and J. D. Tenhunen: 2003. Spruce forests (Norway and Sitka spruce, including Douglas fir): Carbon and water fluxes and balances, ecological and ecophysiological determinants. In *Ecological Studies Vol 163, Fluxes of Carbon, Water and Energy of European Forests (R. Valenitini ed.)*, 99-123.

Bernhofer, Ch., Berger, F.H., Eichelmann, U., Goldberg, V., Grünwald, T., Häntzschel, J. und Ch. Podlasly: 2001. Die Atmosphäre – nur Randbedingung des globalen Wandels? In: *Integrative Forschung zum globalen Wandel. Herausforderungen und Probleme (Hrsgb. R. Coenen)*. Campus, 155-169.

Bernhofer, Ch., V. Goldberg, F. H. Berger, B. Köstner, G. Spindler, H. Mayer, L. Jaeger, T. Foken, J. D. Tenhunen, E. Falge, G. Gebauer, G. Gravenhorst, J. Matschullat, F. Beyrich, G. Adrian, R. Vogt, U. Dämmgen, H.-J. Weigel, K. Butterbach-Bahl, A. Raabe, S. Raasch, und J. Bange: 2001. VERTIKO - Ein Forschungsverbund zur Bedeutung kleinräumiger Hetero-

VERTIKO-Koordination

genitäten in der Atmosphärenforschung (Ziele und erste Ergebnisse). Drei-Länder-Meteorologentagung, Wien; Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik - Heft Nr.27

Bernhofer, Ch., V. Goldberg, M. Hantel: 2005. Special issue on biometeorology. Meteorologische Zeitschrift, Vol. 14, No.2, 103-106

Beyrich, F., Richter, S.H., Weisensee, U., Kohsiek, W., Lohse, H., DeBruin, H., Foken, T., Göckede, M., Berger, F.H., Vogt, R., Batchvarova, E.: 2002. Experimental determination of turbulent fluxes over the heterogeneous LITFASS area: Selected results from the LITFASS-98 experiment, Theor. Appl. Climatol., 73, 19-34.

Butterbach-Bahl K., Kesik M., Miehle P., Papen H., Li C.: 2002. Calculation of regional budgets of N-trace gas emissions from soils using mechanistic models: results from a case study for Saxony, Germany. Van Ham J., Baede A.P.M., Guicherit R., Williams-Jacobse J.G.F.M. (eds.), Non-CO₂ Greenhouse Gases: Scientific understanding, control options and policy aspects, Millpress, Rotterdam, Netherlands, 119-124.

Butterbach-Bahl Klaus, Kesik Magda, Miehle Peter, Papen Hans, Li Changsheng: 2004. Quantifying the regional source strength of N-trace gases across agricultural and forest ecosystems with process based models. Plant and Soil, 260, 311-329.

Culf, A.D., Foken, T., Gash, J.H.C.: 2002. The energy balance closure problem, in Kabat et al.: Vegetation, water, humans and the climate. A new perspective on an interactive system, Springer, Berlin, Heidelberg, 159-166.

Dämmgen U., Grünhage L., Schaaf S.: 2004. The precision and spatial variability of meteorological parameters needed to determine vertical fluxes of air constituents. Presented in J. Appl. Bot.

Engelbart, D. A. M., J. Bange: 2002. Determination of Boundary-Layer Parameters using Wind Profiler/RASS and Sodar/RASS in the Frame of the LITFASS-Project. Theor. Appl. Climatol., 73, 53-65.

Falge, E., Reth, S., Brüggemann, N., Butterbach-Bahl, K., Goldberg, V., Oltchev, A., Schaaf, S., Spindler, G., Stiller, B., Queck, R., Köstner, B., Bernhofer, Ch.: 2004. Comparison of surface energy exchange models in VERTIKO. Ecological Modelling, submitted.

Feigenwinter, C., Bernhofer C., Vogt R.: 2004. The influence of advection on the short term CO₂-budget in and above a forest canopy, Boundary-Layer Meteorol., 113, 201-224.

Fleck, S., Schmidt, M., Köstner, B., Tenhunen, J.D.: 2004. Impacts of canopy internal gradients on carbon and water exchange of beech trees, In: Matzner E (ed) Temperate forest ecosystem response to changing environment, Ecol. Stud., Vol. 172, Springer, Berlin, 99-126.

Foken, T., and Leclerc, M. Y.: 2004: Methods and limitations in validation of footprint models, Agric. For. Meteorol., in press.

Foken, T., Göckede, M., Mauder, M., Mahrt, L., Amiro, B.D., Munger, J.W.: 2004. Post-field data quality control, In: Lee, X., Massman, W., Law, B. (eds.), Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis, Kluwer, Dordrecht, 81-108.

Foken, T.: 2003. Angewandte Meteorologie, Mikrometeorologische Methoden. Springer, 289 S.

VERTIKO-Koordination

- Foken, T.: 2003. Besonderheiten der Temperaturstruktur nahe der Unterlage, In: Chmielewski, F.-M., Foken, T. (Eds.), Beiträge zur Klima- und Meeresforschung, Eigenverlag Chmielewski & Foken, Berlin und Bayreuth, 103-112.
- Franke, J., Goldberg, V., Eichelmann, U., Freydank, E., Bernhofer, Ch.: 2004. Statistical analysis of regional climate trends in Saxony, Germany, *Clim. Res.*, 27, 145-150.
- Göckede, M., Markkanen, T., Hasager, C.B., and Foken, T.: 2004. Use of footprint modelling for the characterisation of complex measurement sites, *Boundary-Layer Meteorol.*, submitted.
- Göckede, M., Rebmann, C., Foken, T.: 2004: A combination of quality assessment tools for eddy covariance measurements with footprint modelling for the characterisation of complex sites, *Agric. For. Meteorol.*, in press.
- Goldberg, V. and Ch. Bernhofer, 2003: Wechselwirkungen zwischen Landoberfläche und Atmosphäre. *Tharandter Klimaprotokolle (ISSN 1436-5235), Band 8, 99 –113.*
- Goldberg, V., Bernhofer, Ch.: 2001. Quantifying the coupling degree between land surface and the atmospheric boundary layer with the coupled vegetation-atmosphere model HIRVAC, *Annales Geophysicae*, 19, 581-587.
- Goldberg, V., Häntzschel, J. und Ch. Bernhofer: 2002. Raumbezug von Klimainformationen – Methoden und Beispiele. *Wiss. Zeitschrift der TU Dresden*, 51, 55-60.
- Goldberg, V., Fischer, B., Bernhofer, Ch.: 2004. Quantifying the effect of sunflecks on the forest energy balance with the coupled vegetation boundary layer model HIRVAC. *Int. J. Biometeorol.*, submitted.
- Granier A, Aubinet M, Berbigier P, Bernhofer C, Boy M, Bréda N, Falge E, Grünwald T, Heinesch B, Ilvesniemi H, Knohl A, Köstner B, Longdoz B, Loustau D, Pilegaard K, Pumpanen J, Rambal S, Rannik U, Rebman C, Reichstein M, Vesala T, Wang Q, Tenhunen J: 2004. The drought of 2003 in Western Europe: consequences on forest ecosystems functioning. *Global Change Biology*, submitted.
- Gravenhorst G., Oltchev A., Sogachev A., Ibrom A., Kreilein H.: 2004. Forests as protection against airborne immissions. *Met. Z.*, 14, 117-122.
- Häntzschel, J., V. Goldberg, Ch. Bernhofer: 2005. GIS-based regionalisation of radiation, temperature and coupling measures in complex terrain for low mountain ranges. *Meteorol. Appl.* 12, 33-42.
- Hemming D, Ambus P, Aurela M, Besson C, Black K, Buchmann N, Burlett R, Cescatti A, Clement R, Gross P, Granier A, Grünwald T, Havrankova K, Janous D, Janssens IA, Knohl A, Köstner B, Kowalski A, Laurila T, Mata C, Marcolla B, Matteucci G, Moncrieff J, Moors EJ, Osborne B, Pereira JS, Pihlatie M, Pilegaard K, Ponti F, Rosova Z, Rossi F, Scartazza A, Vesala T, Yakir D: 2005. Continental-scale d13C isotope signatures of forest ecosystems: Results from a European network. *Global Change Biology*, in press.
- Inagaki A., M.O. Letzel, S. Raasch und M. Kanda: 2004. Mesoscale Heat Transport over Heterogeneous Surface and its Impact on Spatial Representativeness of Single Tower Observations - A numerical Study Using Large-Eddy Simulation. *Boundary-Layer Meteorol.*, submitted.

Iziomon, M.G., Mayer, H., Matzarakis, A.: 2003. Downward atmospheric longwave irradiance under clear and cloudy skies: measurement and parameterization, *J. Atmos. Solar-Terrestrial Phys.*, 65, 1107-1116.

Iziomon, M.G., Mayer, H.: 2001. Performance of solar radiation models – a case study, *Agric. Forest Meteorol.*, 110, 1-11.

Iziomon, M.G., Mayer, H.: 2002. Assessment of some global solar radiation parameterisations, *J. Atmos. Solar-Terrestrial Phys.*, 64, 1631-1643.

Iziomon, M.G., Mayer, H.: 2002. Characterisation of the shortwave radiation regime for locations at different altitudes in south-west Germany, *Clim Res.*, 20, 203-209.

Iziomon, M.G., Mayer, H.: 2002. On the variability and modelling of surface albedo and long-wave radiation components. *Agric. Forest Meteorol.*, 111, 141-152.

Kanda, M., Letzel, M. O. Watanabe, T., Inagaki, A. und Raasch, S.: 2003. LES Study on the Energy Imbalance Problem with Eddy Covariance Fluxes. *Boundary-Layer Meteorol.*, 110, 381-404.

Kessler, A., Jaeger, L.: 2003. Analysis of long time series of long-wave radiation fluxes above a pine forest. *Theor. Appl. Climatol.* 74, 179-189.

Ketzer, B., Tittebrand, A., Schwiebus, A., Heret, C., Berger, F.: 2004. Temporal and spatial variability of land surface parameters, radiant and energy flux densities in Central Europe derived from remote sensing data and modelling. *Met. Z.*, submitted.

Köstner B, Niemand C, Prasse H.: 2005. A 40-year study period of tree phenology at Tharandt International Phenological Garden. *Arboreta Phaenologica*, submitted.

Köstner, B., Falge, E., Tenhunen, J.D.: 2002. Age-related effects on leaf area / sapwood area relationships, canopy transpiration, and carbon gain of *Picea abies* stands in the Fichtelgebirge/Germany. *Tree Physiol.*, 22, 567-574.

Köstner, B., Grünwald, Th., Bernhofer, Ch.: 2005. Flux measurements of carbon dioxide and water vapour above a grassland and forest site in Saxony: A contribution to CarboEurope-IP. In: Otte A et al. (eds) *Eco-complexity and dynamics of the cultural landscape. GfÖ2004. Verh Ges Ökol* 34: 34

Köstner, B., Schmidt, M., Falge, E., Fleck, S., Tenhunen, J.D.: 2004. Atmospheric and structural controls on carbon and water relations in mixed-forest stands of beech and oak. In: Matzner E (ed) *Temperate forest ecosystem response to changing environment. Ecol. Stud.*, Vol. 172, Springer, Berlin, 69-98.

Köstner, B.: 2004. Vom sterbenden Wald zur Kohlenstoffsénke - Erfahrungen zwischen Lebenswissenschaft und Lebenspraxis", In: Beaufort J, Gumpert E, Vogt M (eds) *Fortschritt und Risiko. Zur Dialektik der Verantwortung in (post-)modernen Gesellschaften*, Forum für interdisziplinäre Forschung 21, Verlag J.H. Röhl, Dettelbach, 207-232.

Letzel, M. O. und Raasch, S., 2003. Large-Eddy Simulation of Thermally Induced Oscillations in the Convective Boundary Layer. *J. Atmos. Sci.*, 60, 2328-2341.

Liebenthal, C., Foken, T.: 2003. On the Significance of the Webb Correction to Fluxes, *Bound.-Layer Meteorol.*, 109, 99-106.

- Manderscheid R., Schaaf S., Mattsson M., Schjoerring, J.K.: 2004. Glufosinate treatment of weeds results in ammonia emission by the plants. Presented in Agriculture, Ecosystems & Environment.
- Matzner, E., Köstner, B., Lischeid, G.: 2004. Biogeochemistry of two forested catchments in a changing environment: A synthesis, In: Matzner, E. (ed) Temperate forest ecosystem response to changing environment, Ecol. Stud., Vol. 172, Springer, Berlin, 457-490.
- McDowell, N., Barnard, H., Bond, B.J., Hinckley, T., Hubbard, R., Ishii, H., Köstner, B., Meinzer, F.C., Marshall, J.D., Magnani, F., Phillips, N., Ryan, M.G., Whitehead, D.: 2002. The relationship between tree height and leaf area:sapwood area ratio. *Oecologia*, 132, 12-20.
- Niemand, C., Köstner, B., Prasse, H., Grünwald, T., Bernhofer, Ch., 2004: Relating tree phenology with net ecosystem exchange at Tharandt forest. *Met. Z.*, 14, 197-202.
- Oltchev, A., Cermak, J., Nadezhkina, N., Tatarinov, F., Tishenko, A., Ibrom, A., Gravenhorst, G.: 2002. Transpiration of a mixed forest stand: field measurements and simulation using SVAT models, *Boreal. Env. Res.*, 7, Vol 4. pp. 389-397.
- Pleßow K, Zimmermann F, Matschullat J: 2004. Concentration ranges of N-containing gases and particles and their deposition to a coniferous forest, Germany. To be submitted to *Environmental Science and Pollution Research*.
- Podlasly, Ch., Berger, F. H.: 2002. Insolation estimates for the LITFASS area derived from high resolution satellite data. *Theor. Appl. Climat.*, 73, 87-95.
- Pruskowsky, I., Queck, R., Bernhofer, Ch.: 2005. Modelling the deposition of nitric oxides into a spruce stand (Tharandt Forest). *Met. Z.*, 14, 123-127.
- Pruskowsky, I., R. Queck. and Ch. Bernhofer. 2003. Modellierung des Eintrages von Stickoxyden in einem Fichtenbestand des Tharandter Waldes. *Tharandter Klimaprotokolle (ISSN 1436-5235), Band 9, 54 – 57.*
- Pumpanen, J.; Kolari, P.; Ilvesniemi, H.; Minkkinen, K.; Vesala, T.; Niinistö, S.; Lohila, A.; Larmola, T.; Morero, M.; Pihlatie, M.; Janssens, I. A.; Yuste, J. C.; Grünzweig, J. M.; Reth, S.; Subke, J.-A.; Savage, K.; Kutsch, W.; Østreng, G.; Ziegler, W.; Anthoni, P.; Lindroth, A. and Hari, P.: 2004. Comparison of different chamber techniques for measuring soil CO₂ efflux. *Agricultural and Forest Meteorology* 123 (3-4), 159-176.
- Putaud, J.-P., Raes, F., Van Dingenen, R., Baltensperger, U., Brüggemann, E., Facchini, M.-C., Decesari, S., Fuzzi, S., Gehrig, R., Hansson, H.-C., Hüglin, C., Laj, P., Lorbeer, G., Meanhaut, W., Mihalopoulos, N., Müller, K., Querol, X., Rodrigues, S., Schneider, J., Spindler, G., ten Brink, H., Tørseth, K., Wehner, B., Wiedensohler, A.: 2003. A European Aerosol Phenomenology 2: chemical characterization of particulate matter at kerbside, urban, rural and background sites in Europe. *Atmospheric Environment* 38, 2579-2595.
- Queck, R., Bernhofer, Ch.: 2001. Pflanzen als Akzeptoren atmosphärischer Stofffrachten. *Drei-Länder-Meteorologentagung, Wien; Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik - Heft Nr.27.*
- Raabe, A., Arnold, K., Ziemann, A.: 2002. Horizontal turbulent fluxes of sensible heat and horizontal homogeneity in micrometeorological experiments, *J. Atm. Ocean. Technol.*, 19, 1225-1230.
- Raabe, A., Arnold, K., Ziemann, A., Beyrich, F., Leps, J.-P., Bange, J., Zittel, P., Spieß, Th., Foken, Th., Göckede, M., Schröter, M., Raasch, S.: 2004. STINHO - STructure of turbulent

transport under INHOMogeneous surface conditions-the micro- α scale field experiment Meteorol. Z., N.F., submitted.

Raabe, A., Arnold, K., Ziemann, A.: 2001. Near surface spatially averaged air temperature and wind speed determined by acoustic travel time tomography, Met. Z., 10, 61-70.

Raabe, A., Foken, T.: 2003. Die Höhe der internen Grenzschicht im Windfeld nach einer sprunghaften Änderung der aerodynamischen Rauigkeit der Unterlage - Beispiel Küste, In: Chmielewski, F.-M., Foken, T. (Eds.), Beiträge zur Klima- und Meeresforschung, Eigenverlag Chmielewski & Foken. Berlin und Bayreuth, 227-237.

Raabe, A., K. Arnold, A. Ziemann, M. Schröter, S. Raasch, J. Bange, P. Zittel, Th. Spieß, Th. Foken, M. Göckede, F. Beyrich, J.-P. Leps: 2004. STINHO - Structure of turbulent transport under INHOMogeneous surface conditions - micro- α scale field experiment and LES modelling. Meteorol. Z., submitted.

Rebmann, C., Anthoni, P., Falge, E., Göckede, M., Mangold, A., Subke, J.-A., Thomas, C., Wichura, B., Schulze, E.-D., Tenhunen, J.D., Foken, T.: 2004. Carbon budget of a spruce forest ecosystem, in Matzner, E. (ed.): Biogeochemistry of forested catchments in a changing environment: a case study in NE-Bavaria, Ecol. Stud., Vol. 172, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 143-160.

Rebmann, C., Göckede, M., Foken, T., Aubinet, M., Aurela, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Buchmann, N., Carrara, A., Cescatti, A., Ceulemans, R., Clement, R., Elbers, J.A., Granier, A., Grünwald, T., Guyon, D., Havránková, K., Heinesch, B., Knohl, A., Laurila, T., Longdoz, B., Marcolla, B., Markkanen, T., Miglietta, F., Moncrieff, J.B., Montagnani, L., Moors, E., Nardino, M., Ourcival, J.-M., Rambal, S., Rannik, Ü., Rotenberg, E., Sedlak, P., Unterhuber, G., Vesala, T., Yakir, D.: 2005. Quality analysis applied on eddy covariance measurements at complex forest sites using footprint modelling, Theor. Appl. Climatol., 80, 121-141.

Reithmaier, L., Göckede, M., Markkanen, T., Knohl, A., Churkina, G., Rebmann, C., Buchmann, N., and Foken, T.: 2004. Remote sensing methods for the evaluation of complex micrometeorological flux measurement sites, Theor. Appl. Climatol., submitted.

Reth S., Hentschel K., Drösler M. and Falge E.: 2004. DenNit - Experimental analysis and modelling of soil N₂O efflux in response on changes of soil water content, soil temperature, soil pH, nutrient availability and the time after rain event. Plant and Soil, in review.

Reth, S., Göckede, M., and Falge, E.: 2004. CO₂ efflux from agricultural soils in Eastern Germany - comparison of a closed chamber system with eddy covariance measurements, Theor. Appl. Climatol., in press.

Reth, S.; Göckede, M. and Falge, E.: 2004. Temperature and soil water control on CO₂ efflux from agricultural soils – comparison of closed chamber system with eddy covariance measurements. Theoretical and Applied Climatology, in press.

Reth, S.; Reichstein, M and Falge, E.: 2004. The effect of soil water content, soil temperature, soil pH-value and the root mass on soil CO₂ efflux - A modified model. Plant and Soil, in press.

Rost J., Mayer H.: 2004. Radiative Fluxes above a Grassland Site and an Adjacent Scots Pine Forest. Met. Z., in review.

Schaaf S., Dämmgen U., Grünhage L., Burkart S.: 2004. The assessment of water vapour and carbon dioxide fluxes above arable crop – A comparison of methods. Meteorol. Z., 14, 151-155.

VERTIKO-Koordination

- Schaaf S., Dämmgen U., Grünhage L.: 2004. Deposition of atmospheric N and S species to arable crops. Presented in Env. Pollut.
- Schaaf, S., Dämmgen, U., Grünhage, L.: 2004. The accuracy and spatial representativeness of momentum and heat flux measurements above low vegetation. In preparation
- Schaap, M., Spindler, G., Schulz, M., Acker, K., Maenhaut, W., Berner, A., Wieprecht, W., Sreit, N., Müller, K., Brüggemann, E., Chi, X., Putaud, J.-P., Hitzinger, R., Puxbaum, H., Baltensperger, U., ten Brink, H.M.: 2003. Artefacts in the sampling of nitrate studied in the „INTERCOMP“ campaigns of EUROTRAC-AEROSOL. Atmospheric Environment in press.
- Schindler, D., Mayer, H.: 2003. Storm-related characteristics of the turbulent airflow above a Scots pine forest. In: Wind Effects on Trees (ed. by B. Ruck, C. Kottmeier, C. Mattheck, C. Quine and G. Wilhelm), Karlsruhe, Lab. Building and Environmental Aerodynamics, 9-13.
- Schröter, M., J. Bange, S. Raasch: 2000. Simulated Airborne Flux Measurements in a LES Generated Convective Boundary Layer. Boundary-Layer Meteorol., 95, 437-456.
- Schwiebus, A. and F.H. Berger: 2004. Sensitivity studies and their application to infer surface energy fluxes: prospects within the passive remote sensing. Physics and Chemistry of the Earth. in print.
- Schwiebus, A., A. Lorenz and F. H. Berger: 2004. Validated surface solar radiation inferred from NOAA-AVHRR and Meteosat-8 SEVIRI data. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie, Fernerkundung und Geoinformation. in press.
- Spindler, G., Hesper J., Brüggemann, E., Dubois, R., Müller, Th., Herrmann, H.: 2003. Wet Annular Denuder Measurements of Nitrous Acid: Laboratory study of the artefact reaction of NO₂ with S(IV) in Aqueous Solution and Comparison with Field measurements. Atmos. Environ. 37, 2643-2662.
- Spindler, G., Müller, K., Brüggemann, E., Gnauk, T., Herrmann, H.: 2004. Long-term size-segregated characterization of PM₁₀, PM_{2.5}, and PM₁ at the IfT research station Melpitz downwind of Leipzig (Germany) using high and low-volume filter samplers. Atmos. Environ. 38, 5333-5347.
- Spindler, G., Teichmann, U., Sutton, M.A.: 2001. Ammonia dry deposition over grassland – micrometeorological flux-gradient measurements and bidirectional flux calculations using an inferential model. Q.J.R. Meteorol. Soc. 127, 795-814.
- Stiller, B., F. Beyrich, G. Hollaz, J.-P. Leps, S. H. Richter, U. Weisensee: 2004. Continuous measurements of the energy budget components at a pine forest site. Meteorol. Z., submitted.
- Stiller, B., F. Beyrich: 2003. LITFASS: Long-time measurements and a new field experiment, EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, April 06-11, 2003, Geophysical Research Abstracts 5, 14383.
- Stratmann, E., Siebert, H., Spindler, G., Wehner, B., Althausen, D., Heintzenberg, J., Hellmuth, O., Rinke, R., Schmieder, U., Seidel, C., Tuch, T., Uner, U., Wiedensohler, A., Wandinger, U., Wendisch, M., Schell, D., Stohl: 2003. A. New-particle formation events in a continental boundary layer: First results from the SATURN experiment. Atmos. Chem. Phys. Discuss. 3, 1445-1459.
- Tetzlaff, G., Arnold, K., Raabe, A., Ziemann, A.: 2002. Observations of area-averaged near-surface wind- und temperature-fields in real terrain using acoustic travel time tomography. Meteorol. Z., N.F., 11, 273-283.

- Thomas, C., Foken, T.: 2002. Re-evaluation of integral turbulence characteristics and their parameterisations, 15th Conference on Turbulence and Boundary Layers, Wageningen, NL, 15-19 July 2002, Am. Meteorol. Soc., 129.
- Uhlenbrock, J., M. Herold und S. Raasch: 2004. Investigation of the Generation of Thermally Induced Circulations by Two-Dimensional Inhomogeneities and its Quantitative Effects on the CBL Properties Using Large Eddy Simulation. *Boundary-Layer Meteorol.*, in preparation.
- Wang Q, Tenhunen J, Falge E, Bernhofer C, Granier A, Vesala T: 2003. Simulation and scaling of temporal variation in gross primary production for coniferous and deciduous temperate forests. *Global Change Biology*, 10, 37-51.
- Weinbrecht, S., Raasch, S., Ziemann, A., Arnold, K., Raabe, A.: 2004. Comparison of Large-Eddy Simulation data with spatially averaged measurements obtained by Acoustic Tomography - presuppositions and first results. *Boundary-Layer Meteorol.*, 111, 441-465.
- Wellpott, A., Imbery, F., Schindler, D., Mayer, H.: 2005. Simulation of drought for a Scots pine forest (*Pinus sylvestris* L.) in the southern upper Rhine plain. *Met. Z.*, 14, 143-150.
- Wieser G, Matyssek R, Köstner B, Oberhuber W: 2003. Quantifying ozone uptake at the canopy level of spruce, pine and larch trees at the alpine timberline: an approach based on sap flow measurements. *Environmental Pollution*, 126 (1), 5-8.
- Wilson, D.K., Ziemann, A., Ostashev, V.E., Voronovich, A.G.: 2001. An Overview of Acoustic Travel-Time Tomography in the Atmosphere and its Potential Applications. *Acustica*, 87, 721-730.
- Wilson, K.B., Baldocchi, D.D., Falge, E., Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, Ch., Dolman, H., Field, C., Goldstein, H., Granier, A., Hollinger, D., Katul, G., Law, B.E., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Tenhunen, J., Valentini, R., Verma, S., Wofsy, S.: 2003. The diurnal centroid of ecosystem energy and carbon fluxes at FLUXNET sites. *J. Geophys. Res.*, 108 (D21), 4664, doi: 10.1029/2000 JJD001 349.
- Wolff, M., J. Bange: 2000. Inverse Method as an Analysing Tool for Airborne Measurements. *Meteorol. Z.*, N. F., 9, 361-376.
- Wutzler Th, Köstner B, Bernhofer Ch: 2005. Stand-based quantification of carbon pools in managed forest stands. *European Journal of Forest Research*, submitted.
- Wutzler Th, Köstner B, Karl H-U: 2005. Using GIS to integrate forest inventory and site evaluation at stand level. *European Journal of Forest Research*, submitted.
- Ziemann, A., Arnold, K., Raabe, A.: 2001. Acoustic tomography as a method to identify small-scale land surface characteristics, *Acustica*, 87, 731-737.
- Zimmermann F, Lux H, Maenhaut W, Matschullat. J, Pleßow K, Reuter F, Wienhaus O.: 2003. A Review of air pollution and atmospheric deposition dynamics in Southern Saxony, Central Europe. *Atmospheric Environment* 37, 671-691.
- Zimmermann F, Matschullat J, Brüggemann E, Conradt S, Fiebig J, Kellmann E, Pleßow K, Wienhaus O.: 2004a. Temporal and spatial variation in precipitation chemistry from 1993 to 2002, Eastern Erzgebirge, Germany. Submitted to *Water, Air, and Soil Pollution*.
- Zimmermann F, Pleßow K, Queck R, Matschullat J: 2004b. Deposition of atmospheric N and S to a spruce forest in the eastern Erzgebirge, Germany. To be submitted to *Agricultural and Forest Meteorology*.

Zimmermann, F., Zimmermann, L.: 2002. Fog deposition to Norway Spruce stand at high-elevation sites in the Eastern Erzgebirge (Germany), *J. Hydrol.*, 256, 166-175.

Dissertationen

Haggagy, M., 2003: A sodar-based investigation of the atmospheric boundary layer. Ber. Meteor. Inst. Univ. Freiburg, Germany, Nr. 8.

Imbery, F., 2005: Langjährige Variabilität der aerodynamischen Oberflächenrauigkeit und Energieflüsse eines Kiefernwaldes in der südlichen Oberrheinebene (Harthim). Ber. Meteor. Inst. Univ. Freiburg, Germany, Nr. 14.

Lohse, A.: Ableitung und Untersuchung effektiver Parameter der Landnutzung für das Lokal-Modell des Deutschen Wetterdienste. Dissertation. Technische Universität Dresden. in Vorbereitung.

Queck, R., 2004: Fraktionierung und zeitliche Differenzierung von Depositionsraten in Waldbeständen. Dissertation. Technische Universität Dresden.

Reth, S., 2004: Verbesserte Schätzungen von CO₂- und N₂O-Flussraten von Böden mitteleuropäischer Ökosysteme - Entwicklung konzeptioneller Neuerungen von Bodenemissionsmodellen. Dissertation. Universität Bayreuth.

Rost, J., 2004: Vergleichende Analyse der Energiebilanz zweier Untersuchungsflächen der Landnutzungen „Grasland“ und „Wald“ in der südlichen Oberrheinebene. Ber. Meteor. Inst. Univ. Freiburg, Nr. 9.

Schindler, D., 2004: Characteristics of the atmospheric boundary layer over a Scots pine forest. Rep. Meteor. Inst. Univ. Freiburg, Germany, No. 11.

Schwiebus, A.: Flächengemittelte Energieflüsse heterogener Landoberflächen abgeleitet aus Satellitendaten. Dissertation. Technische Universität Dresden. in Vorbereitung.

Diplomarbeiten

Barth, M.: Sensitivitätsstudien zur Auflösung turbulenter Strukturen im Bereich der atmosphärischen Grenzschicht mit einem Verfahren der akustischen Laufzeitotomographie, Diplomarbeit, Universität Leipzig, 2002.

Baums, A.: Messung und Modellierung der Verdunstung zur Abschätzung des Wasserdargebots für einen homogenen Wiesenstandort (Melpitz bei Torgau), Diplomarbeit, Technische Universität Dresden, 2001.

Biegel, M.: Quantifizierung der räumlichen Heterogenität von Wolkenfeldern mit Hilfe von Strahlungstransfersimulationen, Diplomarbeit, Technische Universität Dresden, 2001.

Dabrowski, C.: Auswirkungen von Durchforstungen auf den Wasserhaushalt eines Kiefernwaldes. Diplomarbeit, Fakultät für Forst- und Umweltwissenschaften der Albert-Ludwigs-Universität. Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, 2002.

Franke, K., Stollberg, K.: Relaxed Eddy Accumulation-Methode zur Messung des bidirektionalen Flusses von reaktiven Stickstoffverbindungen über Waldökosystemen, Diplomarbeit, TU Bergakademie Freiberg, 2003.

Herold, M.: Einfluss von zweidimensionalen Oberflächeninhomogenitäten auf die Struktur und Entwicklung der atmosphärischen Grenzschicht - Untersuchungen mit dem LES-Modell PALM, Diplomarbeit, Universität Hannover, 2002.

Kesik M.: Erstellung eines Katasters des N- und C-Spuren gasaustausches (NO, N₂O und CH₄) für forstwirtschaftlich genutzte Flächen des Freistaates Sachsen unter Verwendung des

prozeßorientierten Modells PnET-N-DNDC, Diplomarbeit, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Augsburg, 2002.

Miehle, P.: Erstellung eines Katasters der N-Spuren gasemissionen (N₂O und NO) für landwirtschaftlich genutzte Flächen des Freistaats Sachsen unter Verwendung des prozeßorientierten Modells DNDC, Diplomarbeit, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Augsburg, 2002.

Moderow, U.: Abschätzung der turbulenten horizontalen Flüsse am Beispiel des fühlbaren Wärmestroms. Diplomarbeit, Technische Universität Dresden, 2005.

Otto, M.: Vergleich verschiedener Verfahren zur Abschätzung der Kohlenstoffspeicherung in einem Fichtenwald. Diplomarbeit, Technische Universität Dresden, 2005.

Ruppert, J.: Eddy sampling methods for the measurement of trace gas fluxes, Diplomarbeit, Universität Bayreuth, 2002.

Sodemann, H.: Evaluation of the parametrisation for turbulent fluxes of momentum and heat in stably stratified surface layers, Diplomarbeit, Universität Bayreuth, 2002.

Stollberg, K., Franke, K.: Relaxed Eddy Accumulation-Methode zur Messung des bidirektionalen Flusses von reaktiven Stickstoff-Verbindungen über Waldökosystemen, Unveröffentlichte Diplomarbeit, TU Bergakademie Freiberg, 2003.

Trümper, G.: Kenngrößen des Wasserhaushaltes verschiedener Baumarten an der Quellfläche der Ankerstation Tharandter Wald. Diplomarbeit, Technische Universität Dresden, 2004.

Tittebrand, A.: Ermittlung der langwelligigen Ausstrahlung am Erdboden aus ERS ½-ATSR- und NOAA-AVHRR-Satellitendaten, Diplomarbeit, Technische Universität Dresden, 2002.

Wutzler, T.: Aufstellung eines Datenmodells zur Quantifizierung der Kohlenstoffvorräte des Tharandter Waldes, Diplomarbeit, Technische Universität Dresden, 2002.

4.3. Bücher

Der VERTIKO-Schlussbericht wird im Rahmen der Reihe „Tharandter Klimaprotokolle“ im Eigenverlag TU Dresden als Band 12 erscheinen. (ISBN-Nr. 3-86005-480-5).

Über die verschiedenen Publikationen von VERTIKO hinaus ist eine Buchpublikation von VERTIKO geplant, die eine umfassende Synthese der Forschungsergebnisse sowie weiter gefasste Einordnung und Bewertung der Ergebnisse im Kontext des aktuellen internationalen Wissensstandes darstellen wird. Folgende Konzeption und Struktur ist vorgesehen:

Buchtitel:

Landsurface-Atmosphere Exchange of Complex Landscapes in Central Europe.

Analysis and Scaling from Patch to Region

(Für die Buchserie: „Ecological Studies“ oder „Regional Climate Studies“; Springer-Verlag)

Part I Introduction (Bernhofer/Köstner)

Part II Characterisation of different land-use types by continuous flux measurements

2. Long-term flux measurements over different types of land use in the LITFASS area (Beyrich et al.)

VERTIKO-Koordination

3. Grassland under high nitrogen deposition – measurements of nitrogen containing species and estimation of nitrogen exchange (Spindler et al.)
4. Energy balance and fluxes of atmospheric air constituents above an arable crop rotation system (Schaaf et al.)
5. Modelling total nitrogen deposition of Norway spruce forests (Queck et al.)
6. Scots pine forest under dry conditions (Imbery et al.)
7. Comparison of land-use types by surface and exchange parameters (Mayer et al.)

Part III Approaches to spatial heterogeneity at experimental sites

8. Characterisation of complex flux monitoring sites using footprint modelling (Göckede et al.)
9. The spatial representativeness of single tower measurements and the energy-imbalance problem with EC fluxes - results of an LES study (Letzel et al.)
10. Heterogeneity in soil CO₂ and N₂O efflux from different land-use types (Reth et al.)
11. Effects of advection on CO₂ surface fluxes in complex terrain (Feigenwinter et al.)
13. Nitrogen deposition to low and mid elevation coniferous forests (Pleßow et al.)
14. Heterogeneity in ecophysiological potentials related to species composition and vegetation structure (Köstner et al.)
14. Structure of turbulent fluxes above contrasting land-use types assessed by acoustic tomography, infrared thermometry, and scintillometry (Raabe et al.)
15. Airborne measurements of turbulent fluxes above landscape mosaics (Bange et al.)
16. Spatial heterogeneity of experimental sites derived from satellite (Berger et al.)

Part IV Analysis of fluxes and spatial integration by modelling

17. Potentials and limitations of SVAT models applied to different land-use types (Falge et al.)
18. Integration of ammonia fluxes between the atmosphere and forests into SVAT models: MixFor-SVAT (Olchev et al.)
19. Modelling regional nitrogen fluxes related to land use (Butterbach-Bahl et al.)
20. Vertical integration of fluxes from land-surface through the atmospheric boundary layer (Goldberg et al.)
21. Analyses of external parameters of the Lokalmodell of the German Weather Service (Lohse et al.)

Part V Synthesis (Bernhofer, Köstner)

II

Zusammenfassung der Forschungsergebnisse

Vertikaltransporte von Energie und Spurenstoffen an Ankerstationen und ihre räumliche/zeitliche Extrapolation unter komplexen natürli- chen Bedingungen (VERTIKO)

Barbara Köstner¹⁾, Christian Bernhofer¹⁾, Gerhard Adrian^{3a)}, Klaus Arnold¹⁵⁾, Sadegh Atashfaraz⁶⁾, Jens Bange⁹⁾, Anne-Barbara Baums¹⁾, Franz H. Berger¹⁾, Frank Beyrich^{3b)}, Klaus Butterbach-Bahl⁸⁾, Erika Brüggemann⁷⁾, Nicolas Brüggemann⁸⁾, Ulrich Dämmgen⁴⁾, Eva Falge¹³⁾, Christian Feigenwinter¹¹⁾, Björn Fischer¹⁾, Thomas Foken¹²⁾, Mathias Göckede¹²⁾, Valeri Goldberg¹⁾, Gode Gravenhorst⁶⁾, Achim Grüner⁷⁾, Ludger Grünhage⁵⁾, Thomas Grünwald¹⁾, Mahmoud El-Nouby Adam Haggagy²⁾, Hartmut Herrmann⁷⁾, Markus Herold¹⁴⁾, Florian Imbery²⁾, Andreas Ibrom⁶⁾, Magda Kesik⁸⁾, Marcus O. Letzel¹⁴⁾, Changsheng Li⁸⁾, Claudia Liebenthal¹²⁾, Antje Lohse¹⁾, Jörg Matschullat¹⁰⁾, Andreas Matzarakis²⁾, Markus Mauder¹²⁾, Helmut Mayer²⁾, Peter Miehle⁸⁾, Alexander Oltchev⁶⁾, Kirsten Pleßow¹⁰⁾, Ronald Queck¹⁾, Armin Raabe¹⁵⁾, Siegfried Raasch¹⁴⁾, Sascha Reth¹³⁾, Kathrin Riedel¹⁾, Jutta Rost²⁾, Stefan Schaaf⁴⁾, Michael Schröter¹⁴⁾, Angela Schwiebus¹⁾, Thomas Spieß⁹⁾, Gerald Spindler⁷⁾, Bernd Stiller^{3b)}, John D. Tenhunen¹³⁾, Roland Vogt¹¹⁾, Michael Wagner¹⁾, Hans-Joachim Weigel⁴⁾, Astrid Ziemann¹⁵⁾, Frank Zimmermann¹⁰⁾, Peter Zittel⁹⁾

¹⁾ TU Dresden, Institut für Hydrologie und Meteorologie, Professur Meteorologie, D-01062 Dresden

²⁾ Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, Meteorologisches Institut, Werderring 10, D-09085 Freiburg

^{3a)} Deutscher Wetterdienst, 63067 Offenbach

^{3b)} Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg, Am Observatorium 12, 15848 Tauche, OT Lindenberg

⁴⁾ Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft, Institut für Agrarökologie, Bundesallee 5, D-38116 Braunschweig

⁵⁾ Justus-Liebig-Universität, Institut für Pflanzenökologie, Heinrich-Buff-Ring 26-32, D-35392 Giessen

⁶⁾ Georg-August Universität, Institut für Bioklimatologie, Büsgenweg 2, 37077 Göttingen

⁷⁾ Leibniz-Institut für Troposphärenforschung e.V., Permoserstrasse 15, D-04318 Leipzig

⁸⁾ Forschungszentrum Karlsruhe GmbH, Institut für Meteorologie und Klimaforschung - Atmosphärische Umweltforschung, Kreuzeckbahnstraße 19, 82467 Garmisch-Partenkirchen

⁹⁾ Technische Universität Braunschweig, Institut für Luft- und Raumfahrtssysteme, Hermann-Blenk-Str. 23, D-38108 Braunschweig

¹⁰⁾ TU Bergakademie Freiberg, Interdisziplinäres Ökologisches Zentrum, Brennhausgasse 14, D-09599 Freiberg

¹¹⁾ Universität Basel, Institut für Meteorologie, Klimatologie und Fernerkundung, Klingelbergstrasse 27, CH-4056 Basel

¹²⁾ Universität Bayreuth, Mikrometeorologie, D-95440 Bayreuth

¹³⁾ Universität Bayreuth, Pflanzenökologie, D-95440 Bayreuth

¹⁴⁾ Universität Hannover, Institut für Meteorologie und Klimatologie, Herrenhäuserstr. 2, D-30419 Hannover

¹⁵⁾ Universität Leipzig, Institut für Meteorologie, Stephanstr. 3, D-04103 Leipzig

1. Einleitung

Verbesserte Kenntnisse über die Atmosphäre als Teil des Klimasystems, über das regionale Wetter sowie über Effekte von Landnutzungsänderungen und Management erfordern ein besseres Verständnis der Landoberfläche-Atmosphäre-Wechselwirkungen auf unterschiedlichen Skalen. Der Forschungsverbund VERTIKO hatte zum Ziel, Vertikaltransporte (Flüsse von Impuls, Energie und Spurengasen) in der atmosphärischen Grenzschicht als räumliches Mittel über inhomogenes Gelände zu messen und zu modellieren. Dabei wurde nach der geeigneten räumlichen und zeitlichen Auflösung gefragt, um Landoberfläche-Atmosphäre-Wechselwirkungen angemessen zu beschreiben.

Die Untersuchungen fanden in einem ausgewählten Zielgebiet in Ostdeutschland statt,

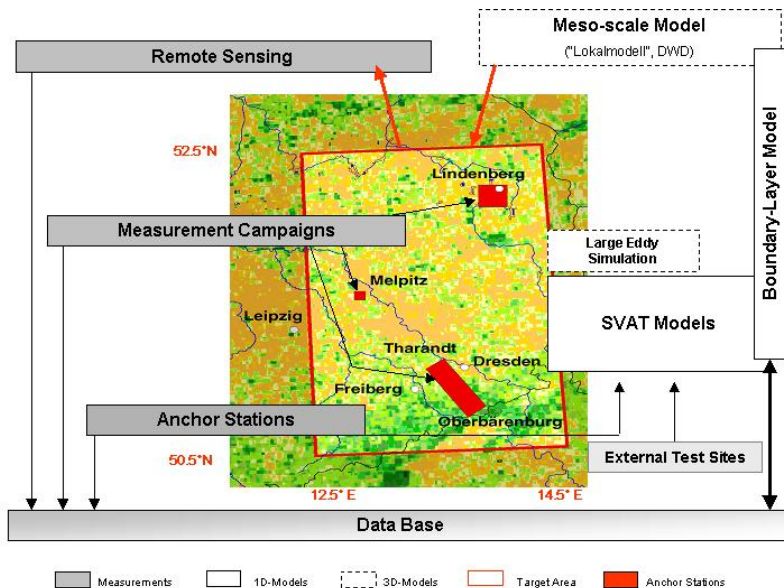


Abb 1.1. Schema zum VERTIKO-Konzept mit Aufgaben zu Messungen und Modellierung in Bezug auf das Zielgebiet, unterstützt durch Anker- und Teststationen (Hintergrund: NDVI, NOAA-AVHRR).

das sich über 30.000 km² vom östlichen Erzgebirge zur Oder-Spree Seenplatte erstreckte (**Abb. 1.1**). An Ankerstationen im Zielgebiet, die unterschiedliche Landnutzungstypen repräsentierten, wurden fortlaufende Messungen und intensive Messkampagnen durchgeführt. Diese wurden durch Datenerhebungen an Teststationen außerhalb des Zielgebietes ergänzt.

Die räumliche Integration wurde durch Fernerkundung (AVHRR, Landsat TM, Meteosat 6/7/8) in Verbindung mit einer Modellhierarchie von SVAT/BGC-Modellen, einem Grenzschichtmodell und Mesoskalenmodell (Lokalmodell) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) erreicht. Die erfassten Daten über meteorologische Variablen, gemessene und modellierte Flüsse sowie Beschreibungen der Messstandorte werden von der VERTIKO-Datenbank zur Verfügung gestellt. Die Forschungsarbeiten schlossen 17 Teilprojekte (siehe Tabelle im Anhang sowie Teil C des Schlussberichtes) von 13 Institutionen ein, die unterschiedliche Disziplinen und Fachrichtungen wie Meteorologie, Atmosphärenchemie, Pflanzenökologie, Agrar- und Geowissenschaften repräsentierten.

2. Messungen an Anker- und Teststationen

2.1 Messungen an Ankerstationen

Ein Hauptschwerpunkt wurde auf Messungen an Ankerstationen gelegt, die aus Messstationen innerhalb des Zielgebietes mit kontinuierlichen Langzeitmessungen von meteorologischen Variablen, Strahlungs- und turbulenten Flüssen bestehen. Zu den Ankerstationen (siehe **Tabelle 2.1**) gehören Lindenberg (Grasland, Kiefernwald), Melpitz (Grasland), Tharandt (Nadelwald, Grasland) und Oberbärenburg/Rotherdbach (Fichtenwald). Flüsse von Impuls, sensibler Wärme, Wasserdampf und Kohlendioxid wurden mit der Eddy-Kovarianz-Technik (*BALDOCCHI ET AL.*, 2001) erfasst.

VERTIKO-Koordination

Eine Vorbedingung für Standortsvergleiche und Modellvalidierungen sind standardisierte Daten von hoher Qualität. Es war daher erforderlich, Qualitätskontrollverfahren zu entwickeln, die auf alle Ankerstationen anzuwenden waren (Teilprojekt *UBTI*). Es wurde ein Verfahren entwickelt, das als zusätzliches Werkzeug für die Qualitätsprüfung von Flussdaten an Messstationen in komplexem Gelände eingesetzt werden kann (*GÖCKEDE ET AL.*, 2004a, 2004b). Es kombiniert die Qualitätsprüfungsverfahren für Eddy-Kovarianz-Messungen von *FOKEN UND WICHURA* (1996) mit dem Lagrange'schen stochastischen Footprintmodell von *RANNIK ET AL.* (2003). In einem der Datenauswertung vorgeschalteten Arbeitsschritt wird das mikroskalige Aggregationsmodell von *HASAGER UND JENSEN* (1999) implementiert, um die effektive Rauigkeitslänge als Input für die Footprint-Analyse zu ermitteln. Durch diese Kombination wird der dominierende Qualitätsflag für die verschiedenen beobachteten Flüsse und der relative Beitrag jeder Zelle in der Quellfläche zum Gesamtfluss erzeugt.

Tabelle 2.1. Ankerstationen im Zielgebiet, geordnet nach geogr. Höhenlage (Flüsse: Nettostrahlung Rn, Bodenwärmestrom G, Impulsfluss τ , sensibler Wärmestrom H, latenter Wärmestrom LE, Kohlendioxid CO₂, Stickoxide NO_x)

Station	Messhöhe	Messbeginn	Höhe über NN	Bestand	Gemessene Flüsse
Lindenberg	30,5 m	2000	49 m	Wald (Kiefer)	Rn, G, τ , H, (LE)
Lindenberg	12 m	2000	73 m	Grasland	Rn, G, τ , H, (LE)
Melpitz	12 m	1993	86 m	Grasland	Rn, G, τ , H, LE
Tharandt	42 m	1992	370 m	Wald (Fichte)	Rn, G, τ , H, LE, CO ₂ , NO _x
Grillenburg	3 m	2002	385 m	Grasland	Rn, G, τ , H, LE, CO ₂
Klingenberg	3 m	2004	480 m	Ackerland (Fruchtfolgen)	Rn, G, τ , H, LE, CO ₂
Rotherdbach	24 m	1996	720 m	Wald (Fichte)	Rn, G, H, τ
Oberbärenburg	18 m	1994	735 m	Wald (Fichte)	Rn, τ , H
	30 m	2003	735 m	Wald (Fichte)	Rn, τ , H

Die Analyse kann Ergebnisse für verschiedene Stratifizierungen bereitstellen und Karten erstellen, die quellenflächengemittelte meteorologische Parameter, wie z.B. die vertikale Windkomponente w , darstellen. Ein anderes optionales Ergebnis ist die Bestimmung des Beitrages der einzelnen Landnutzungstypen zum gemessenen Fluss. Dieses Verfahren ist besonders für die Interpretation der Ergebnisse von Messstationen in heterogenem Gelände nützlich. Der Beitrag der interessierenden Landnutzung zum Gesamtfluss kann so für jeden definierten Zeitraum bestimmt werden und über die Repräsentativität der Messungen für diesen spezifischen Landnutzungstypus Auskunft geben. Das Verfahren kann auch angewandt werden, um Methoden der Koordinatenrotation, wie z.B. Planar Fit, zu bewerten. Zusätzlich können damit Störfaktoren der Messungen identifiziert und visualisiert werden. Innerhalb von VERTIKO wurde das Werkzeug für die Standortsbewertung an der Teststation Weidenbrunnen, an den Waldstandorten der Ankerstationen Tharandt, Lindenberg und Oberbärenburg angewandt. Die Ankerstation Melpitz (Grasland) wurde mit einer eingeschränkten Version des Verfahrens geprüft. In enger Kooperation mit dem DEKLIM-Projekt EVA-GRIPS und Partnern aus dem europäischen Projekt CARBOEUROPE-IP wurde ein Softwarepaket entwickelt, das auf dem neuesten Stand turbulente Flüsse aus Rohdaten von Eddy-Kovarianz-Messungen berechnet. Neben den üblichen Korrekturverfahren enthält das Auswertesystem die Pla-

nar-Fit Koordinatenrotation, Quellflächenanalysen und eine Reihe weiterer Werkzeuge, um die Qualität der Flussdaten zu bewerten. Die entwickelten Methoden für Qualitätskontrolle und Standortsbewertung wurden als Referenzverfahren ausgewählt, um damit die mehr als 100 Messstationen von CARBOEUROPE-IP zu bewerten und zu vergleichen.

Quellflächenanalysen wurden auch dazu benutzt, verschiedene Messsysteme mit unterschiedlicher räumlicher Integration zu vergleichen und die Datenqualität innerhalb der Messkampagnen zu ermitteln. So konnte z.B. die Streuung zwischen CO₂-Flüssen aus einem geschlossenen Bodenkammersystem und Eddy-Kovarianz-Messungen deutlich durch Anwendung eines Footprint-Filters reduziert werden (*RETH ET AL.*, 2004). Weitere Untersuchungen betrafen die Entwicklung eines Verfahrens, um die Quellfläche von linearen Messungen wie von Szintillometern zu ermitteln. Für alle Messkomplexe im Rahmen der STINHO Experimente (s. unten) wurden die Quellflächen untersucht, um ihre räumliche Repräsentativität zu bestimmen und damit die Auswahl der Eingangsdaten für die Large Eddy Simulationen (LES) zu verbessern.

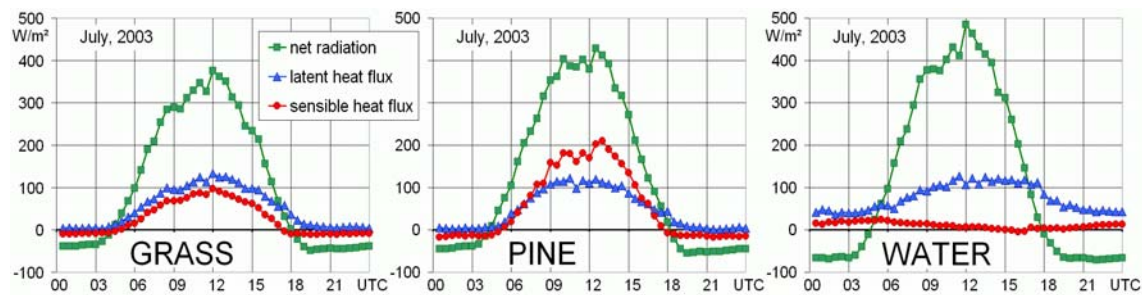


Abbildung 2.1. Mittlerer Tagesgang von Nettostrahlung, sensiblem und latentem Wärmestrom im Juli 2003 in Falkenberg (Grasland), Kehrighk Waldstation (Kiefer) und über dem Großen Kossenblatter See (flaches Gewässer)

Die Ankerstation Lindenberg, die vom Meteorologischen Observatorium des Deutschen Wetterdienstes (DWD) betrieben wird, trug kontinuierliche Langzeitmessungen von Energieflüssen (kurz- und langwellige Strahlung, turbulente Wärmeflüsse, Bodenwärmestrom) über unterschiedlichen Landnutzungstypen (Grasland und Wald) in flachem Gelände bei (Teilprojekt *DWDI*). Des weiteren wurden grundlegende mikrometeorologische Parameter (Wind, Temperatur, Feuchte, Niederschlag, Bodenparameter) über Gras und über Kiefer kontinuierlich während der Projektlaufzeit erfasst. Zusätzlich wurden in jedem Jahr saisonale Messungen (April-November) über Wasserflächen durchgeführt. Nach eingehenden Qualitätskontrollen wurden die Daten für verschiedene numerische Modelle in VERTIKO (SVAT, LES, LM, s. Kap. 4. "Modellintegration") herangezogen.

In **Abbildung 2.1** werden Beispiele für Flussmessungen über verschiedenen Landnutzungstypen gezeigt. Deutliche Unterschiede ergeben sich für die Nettostrahlung und den sensiblen Wärmefluss, während der latente Wärmefluss hinsichtlich der absoluten Größen vergleichbar ist. In den Untersuchungs Jahren wurden während verschiedener Jahreszeiten teils doppelt so hohe sensible Wärmeströme über Wald im Vergleich zu Grasland beobachtet. Offensichtlich wurde die höhere verfügbare Energie von Kiefer (geringere Albedo) nicht für die Verdunstung genutzt. Dies zeigt sich auch in der geringeren Verdunstungsfraction ($(R_n - H)/R_n$) von Wald im Vergleich zu Grasland für alle Ankerstationen (s. **Abb. 4.4**).

An der Ankerstation Tharandt (Teilprojekt *TUDI*) werden seit 1996 kontinuierliche Flussmessungen für Kohlendioxid (net ecosystem exchange, NEE) und Wasserdampf im Rahmen der EU Projekte EUROFLUX/ CARBOEUROPE (*GRÜNWALD*, 2003, **Abb.**

2.2) durchgeführt. Fortlaufende Messungen der Kohlenstoffflüsse sind wichtig, um die interannuale Variabilität terrestrischer Kohlenstoffsinken festzustellen und wichtige biologische Kontrollen über die Austauschprozesse zwischen Landoberfläche und Atmosphäre aufzuzeigen.

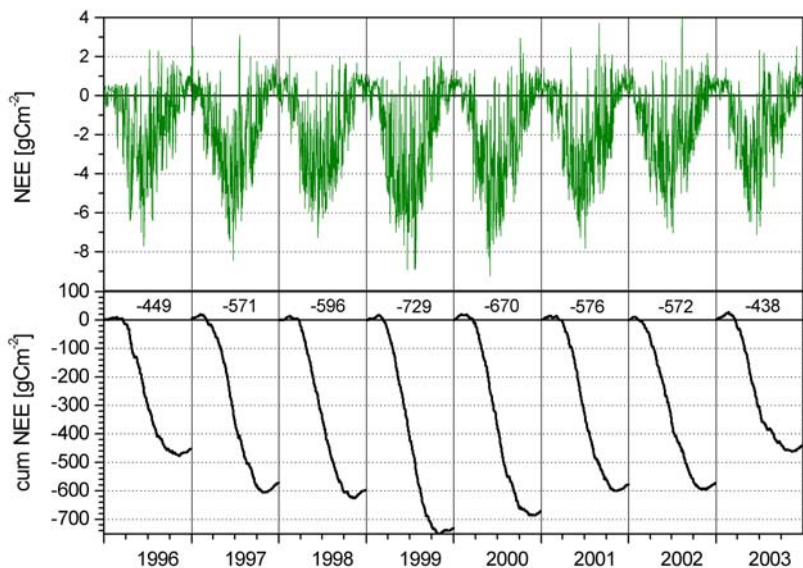


Abbildung 2.2. Nettoökosystemaustausch für CO₂ (NEE) von 1996 bis 2003 an der Ankerstation Tharandt. Tageswerte (oben), kumulative Werte (unten); die Zahlen geben die Jahressummen ($\text{g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) an.

verfügbarkeit korrelierten die CO₂-Flüsse am besten mit der Länge der Vegetationsperiode, die ein Maximum im Jahr 1999 (192 Tage; Jahresmitteltemperatur T_a 9.0°C; NEE -729 $\text{gCm}^{-2} \text{ a}^{-1}$) und ein Minimum im Jahr 1996 (171 Tage; Jahresmitteltemperatur T_a 6.1 °C; NEE -449 $\text{gCm}^{-2} \text{ a}^{-1}$) aufwies. Die Verdunstungsfraktion ($(R_n-H)/R_n$) war an der Ankerstation Tharandt am niedrigsten im Vergleich zum Fichtenwald im oberen Erzgebirge (Oberbärenburg) und auch im Vergleich zum Kiefernwald der Ankerstation Lindenbergr (s. **Abb. 4.4**).

An der Ankerstation Melpitz (Grasland) lag ein besonderer Schwerpunkt auf der Messung und Modellierung von Stickstoffflüssen (Teilprojekt *I/T*). Eine mikrometeorologische, aerodynamische Gradientenmethode wurde angewandt, um die Netto-NH₃-Flüsse zu bestimmen (**Abb. 2.3**). Die atmosphärischen Konzentrationen von NO_x, NH₃, HNO₂ und HNO₃ wurden über Chemilumineszenz und Ringspalten-Denuder im Nassverfahren bestimmt. Die trockene Deposition von HNO₃, HNO₂ und NH₃ wurde über Widerstands analogie (SUTTON ET AL., 1998, SPINDLER ET AL., 2001) geschätzt und der N-Eintrag über den Niederschlag (NO₃⁻, NH₄⁺) mit einem was wet-only Sammler quantifiziert. NO₃⁻ und NH₄⁺ Konzentrationen von Aerosolen wurden mit Filtersystemen (Partisol 2000, Partikelmassen PM₁, PM_{2.5} und PM₁₀) erfasst. Die größenabhängige Depositionsgeschwindigkeit wurde auf der Basis der Reibungsgeschwindigkeiten (SLINN, 1982) modelliert. Der N-Eintrag zeigte eine hohe interannuale Variabilität zwischen 8 und 24 $\text{kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$. Der N-Eintrag über nasse Deposition zeigt einen relativ konstanten jährlichen Wert im Bereich von 8 $\text{kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$. Die Variabilität war bei der trockenen Deposition von NH₃ am stärksten. Die partikelförmige Deposition betrug weniger als 10 % der trockenen N-Deposition. Ein Vergleich mit Modellsimulationen zeigt gute Übereinstimmungen für die Ankerstation Melpitz (GAUGER ET AL. 2003).

An der Ankerstation Tharandt und Oberbärenburg im Ostergebirge wurden die atmosphärischen Konzentrationen von sauren und basischen N-Komponenten fortlaufend

In der VERTIKO Periode (2001-2003) wurden mittlere jährliche Flüsse in 2001/ 2002 (-576/-572 $\text{gCm}^{-2} \text{ a}^{-1}$) und minimale CO₂-Aufnahmeraten im Jahr 2003 (-438 $\text{gCm}^{-2} \text{ a}^{-1}$) gemessen. Im Jahr 2003 war auch der geringste jährliche Niederschlag (501 mm a^{-1}) und eine Trockenperiode im Sommer zu verzeichnen. Während der verbleibenden Jahre mit hinreichender Wasser-

von September 2001 bis Dezember 2003 simultan mit Denuder- und Filterpacktechnik gemessen (Teilprojekt *TUBAF*, *PLEßOW ET AL.*, 2003). Niederschlags- und Nebeltropfenchemie wurden parallel untersucht. Mittlere NH_3 -N, HNO_3 -N, HNO_2 -N und SO_2 -S Konzentration in der Luft betragen 0,45, 0,16, 0,06 und $1,4 \mu\text{g}/\text{m}^3$ in Oberbärenburg und 1,2, 0,4, 0,2 und $0,9 \mu\text{g}/\text{m}^3$ in Tharandt. Die NH_3 -Konzentrationen korrelierten positiv mit Lufttemperatur, Globalstrahlung, relativen Feuchte der Luft und der Blattoberfläche. Konzentrationsmessungen über und unter dem Kronendach zeigten einen signifikanten Gradienten für NH_3 und HNO_3 . Die Werte nehmen nach dem Durchtritt durch das Kronendach bis auf 60% des Ausgangswertes ab.

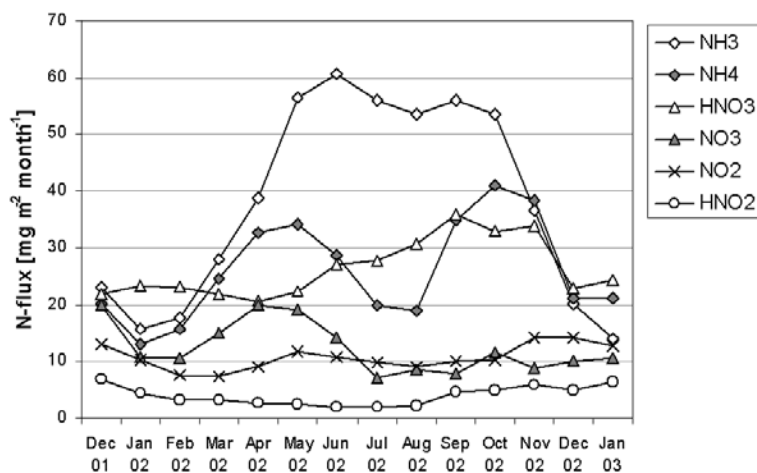


Abbildung 2.4. Simulierte monatliche Flüsse für verschiedene N-Verbindungen in Oberbärenburg, Dezember 2001 bis Januar 2003.

Die trockene Deposition für gas- und partikelförmige N-Spezies wurde mit dem neu entwickelten Widerstandsmodell *SPRUCE-DEP* (*ZIMMERMANN ET AL.* 2004) abgeschätzt. *SPRUCE-DEP* basiert überwiegend auf dem 1-dimensionalen Modell *PLATIN* (*GRÜNHAGE ET AL.*, 1997), wurde jedoch an die Waldstandorte und speziellen Vegetationstypen angepasst. Des Weiteren wurden Oberflächenparameter genutzt, die direkt aus mikrometeorologischen Messungen an den Ankerstationen abgeleitet wurden (Teilprojekt *TUDI*, *QUECK*, 2003).

Die modellierten monatlichen N-Flüsse in Oberbärenburg sind in **Abb. 2.4** dargestellt. Die Flüsse von NH_3 , NH_4^+ und HNO_3 zeigen deutliche saisonale Variationen. Die berechneten mittleren Depositionsgeschwindigkeiten erreichten $1,8 \text{ cm s}^{-1}$ für NH_3 und NH_4^+ , sowie $3,5 \text{ cm s}^{-1}$ für HNO_3 . Maximale Depositionsraten mit bis zu $60 \text{ mg m}^{-2} \text{ Monat}^{-1}$ für NH_3 wurden beobachtet.

Der jährliche N-Fluss aus der Summe von trockener und nasser Deposition wurde auf $30\text{-}40 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ für beide Waldstandorte geschätzt. Im Jahr 2003 lag der gesamte N-Fluss mit $27 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in Tharandt und $24 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in Oberbärenburg (*PLEßOW ET AL.*, 2004) deutlich niedriger. Das Jahr 2003 war außergewöhnlich trocken mit einem Niederschlagsdefizit von ca. 40 %. Dies resultierte in einer reduzierten nassen und Nebel-deposition. Der Beitrag der trockenen Deposition (Gase und Partikel) zur gesamten N-Bilanz betrug 50-65% für beide Ankerstationen.

Zusätzlich zu den fortlaufenden Messungen wurde ein gemeinsames N-Experiment von sechs VERTIKO-Teilprojekten im Sommer 2003 an der Ankerstation Tharandt durchgeführt, um Messtechniken zu vergleichen und Parameterableitungen für die Modellierung der N-Deposition zu vervollständigen. Die gasförmigen Spezies dominierten die untersuchten Verbindungen mit mittleren atmosphärischen Konzentrationen von $1,2 \mu\text{g}/\text{m}^3$, $0,4 \mu\text{g}/\text{m}^3$ und $0,2 \mu\text{g}/\text{m}^3$ für NH_3 -N, HNO_3 -N und HNO_2 -N. Umgebungskonzentrationen für partikularen NH_4^+ -N und NO_3 -N betragen ca. $0,9 \mu\text{g}/\text{m}^3$ bzw. $0,3 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Konzentrationsmessungen über und unter dem Kronendach zeigten einen deutlichen Gradienten für NH_3 und HNO_3 .

VERTIKO-Koordination

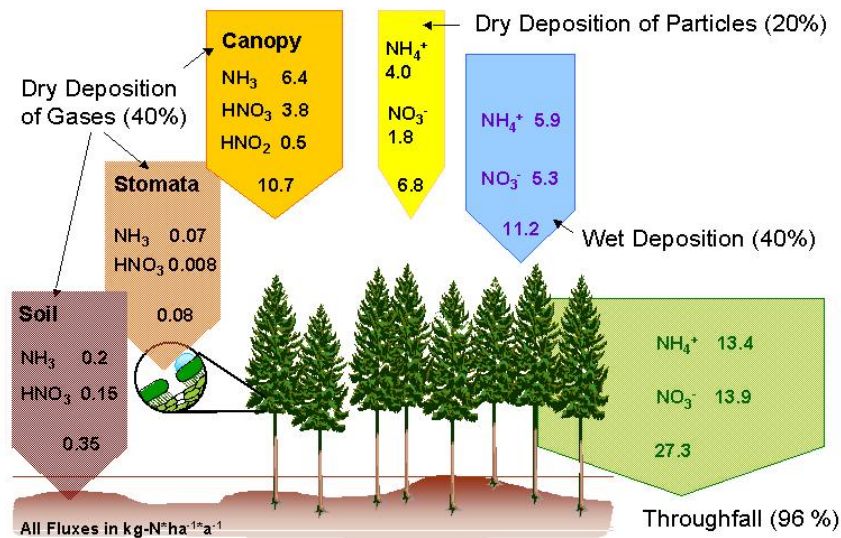


Abbildung 2.5. Depositionsraten von Stickstoffverbindungen, geschätzter jährlicher N-Fluss ca. $28 \pm 5 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ an der Ankerstation Tharandt im Jahr 2003.

Die N-Flüsse, berechnet von Spruce_DEP für die Gase NH₃, HNO₃, HNO₂ und von PLATIN für partikuläres NH₄⁺ und NO₃⁻ wurden für eine Schätzung der jährlichen N-Bilanz herangezogen (**Abb. 2.5**).

Zusammen mit der nassen Deposition erreichte der gesamte N-Fluss $28,2 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$. Die Periode der Messkampagne zeichnete sich durch hohe Trockenheit mit einem akkumulierten Niederschlag von 25 mm in sechs Wochen aus. Die Modellsimulationen ergeben für solche Trockenperioden nur eine geringe durch die Stomata der Pflanzen aufgenommene Menge an N-Spezies. Daher beschränkte sich die N-Deposition im Wesentlichen auf den Kronendurchlass. Zusätzlich zur N-Deposition wurde die Ausgasung von N-Spezies und CO₂ aus dem Waldboden über Kammermessungen (Teilprojekte IFU, UBT2) erfasst. Diese unterstützen auch die Modellierung bzw. Modellentwicklung von SVAT-CN und BGC-Modellen. Insgesamt unterstreichen die Ergebnisse aus den VERTIKO-Projekten die Bedeutung der N-Deposition für das Waldwachstum und die Entwicklung der C-Senkenstärke.

2.2 Ergänzende Messungen an Teststationen

Teststationen außerhalb des VERTIKO Zielgebietes (Braunschweig, Göttingen/Solling, Freiburg/Hartheim) trugen zusätzliche Flussmessungen und Oberflächencharakteristika der Landnutzungstypen (bes. Ackerland und urbane Gebiete) für Modellparametrisierungen bei.

Die Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft in Braunschweig führte Messungen zum Gas- und Energieaustausch für typische Bewirtschaftungsformen (Fruchtwechsel) von Ackerland auf einem 20 ha großen Experimentalfeld durch (Teilprojekt FAL). Für die Bestimmung von zeitlich hoch aufgelösten Flüssen war die Messstation mit mikro-meteorologischen und analytischen Instrumenten ausgestattet (geschlossene, „closed“ und offene, „open-path“ CO₂/H₂O-Gasanalytoren von Eddy-Kovarianz-Systemen, Denuder Sammler) sowie dynamische Kammern, die Vertikalflüsse von sensibler und latenter Energie, Spurengase und Aerosole erfassten (siehe WEIGEL UND DÄMMGEN, 2000). Gradienten- und Kammermessungen ergaben Flüsse in vergleichbarer Größenordnung. Flüsse, die mit dem geschlossenen Eddy-Kovarianz-System bestimmt wurden, mussten wegen unzureichender Turbulenzkriterien innerhalb des Systems zunächst auf

Raten der trockenen Deposition für verschiedene N-Spezies wurden über folgende Widerstandmodelle geschätzt: MixForSVAT (GAUG, OLTCEV ET AL., 2002), PLATIN (FAL, GRÜNHAGE ET AL., 1997), Gas_DEPO (TUDI, QUECK, 2004) und Spruce_DEP (TUBAF, ZIMMERMANN, 2003).

der Basis von co-spektalen Analysen korrigiert werden. Jedoch blieb die Energiebilanzschließung unbefriedigend. Die Anwendung von offenen Systemen erwies sich als erfolgreich (siehe *SCHAAF ET AL.*, 2003, 2004). Mit Hinblick auf die Qualitätssicherung der mikrometeorologischen Messungen wurde die Genauigkeit und Repräsentativität der Flussmessungen genauer untersucht. Ihre Abweichung von der „Wahrheit“ war in der Größenordnung von 20 % (*DÄMMGEN UND SCHAAF*, 2002; *DÄMMGEN ET AL.*, 2004). Dies kann zumindest z.T. auf kleinräumige Inhomogenitäten des Boden-Pflanze-Systems zurückgeführt werden, denen die Flüsse durch die Quellflächenanalyse zugeordnet werden können.

An der Teststation Solling wurde ein Eddy-Kovarianz-System zur Bestimmung der Vertikalflüsse von NH_3 über einem Fichtenbestand entwickelt und getestet (Teilprojekt *GAUG*). Das System ermöglicht die alternierende Messung von NO_x und NO_x+NH_3 -Flüssen (Gesamt-N) mit einer zeitlichen Separierung von wenigen Sekunden. Der Unterschied zwischen diesen beiden Konzentrationen wird als NH_3 -Konzentration ausgewiesen. Die Messungen der Vertikalflüsse zeigte, das Power Spektren ein Maximum bei ca. 100 s aufweisen. Der fehlende hochfrequente Anteil des NH_3 Spektrums wird durch Vergleich mit dem Power Spektrum von sensibler Wärme bestimmt. Gemessene NH_3 -Konzentrationen variierten um 1,0 ppb und NH_3 -Flüsse lagen im Bereich zwischen 0,4 und $-1,0 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Der Fluss war überwiegend in den Bestand hinein gerichtet. Über eine Periode von 4 Monaten (Sept., Okt., Jan., Mrz.) ergab sich eine mittlere Depositionsrate von $0,2 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Langzeitlichere Flussraten von NH_3 konnten bisher nur mit dem Modell MixForSVAT simuliert werden. Damit wurden auch N-Bilanzen auf der Basis des N-Experimentes in Tharandt (VERTIKO SOP2, s. oben) erstellt. Die NH_3 -Flüsse im Erzgebirge waren vergleichbar mit denen im Solling und erreichten im Mittel ca. $0,05 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Maxima $0,12 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$).

An der Teststation Hartheim in der südlichen Oberrheinebene bei Freiburg werden langzeitliche forst- und hydrometeorologische Daten (1978-2003) über einem Kiefernwald (*Pinus sylvestris* L.) aufgezeichnet. Ziel ist, den Einfluss der Wachstumsdynamik des Waldes (Höhenwachstum und Durchforstung) auf die Energieflüsse und aerodynamische Oberflächenrauigkeit zu analysieren. Zusätzlich wurden die Witterungsbedingungen während der VERTIKO Periode 2001-2003 in Hinblick auf die Langzeitaufzeichnungen in Hartheim eingeordnet und bewertet. Des Weiteren wurde ein spezifisches hierarchisches Modell für die Qualitätskontrolle und das Datenmanagement der Aufzeichnungen an der Station Hartheim entwickelt, das erlaubt, fehlende und kritische Werte zu maskieren und sie durch unterschiedliche Qualitätsflags zu markieren. Turbulente Wärmeströme wurden über die Bowen-Ratio-Energiebilanzmethode und die aerodynamische Gradientenmethode ermittelt. Die aerodynamischen Oberflächenvariablen Rauigkeitslänge z_0 , Verschiebungshöhe d und Schubspannungsgeschwindigkeit u_* wurden über ein interaktives linear-logarithmische Verfahren bestimmt.

Die Jahresmitteltemperatur der Luft über dem Hartheimer Kiefernwald nahm in der Periode 1978-2002 um $0,069 \text{ K}\cdot\text{a}^{-1}$ zu. Obwohl die mittlere jährliche Nettostrahlung Q^* abnahm (*KESSLER UND JAEGER*, 2003), zeigte der mittlere turbulente latente Energiefluss L.E keinen signifikanten Trend, was durch die leichte Zunahme der jährlichen Niederschläge und der Abnahme des Blattflächenindex des Kiefernwaldes durch die Durchforstung erklärt werden könnte. Daraus resultierte eine Abnahme des jährlichen turbulenten sensiblen Wärmeflusses H , was zu einer Abnahme der mittleren jährlichen Bowen-Ratio (β) von 0,76 (1978) auf 0,55 (2002) führte. Zeitweise auftretende Sommer-trockenheit von unterschiedlicher Intensität war charakteristisch für die Untersuchungsperiode.

VERTIKO-Koordination

Die langzeitliche Wachstumodynamik führte zu einem deutlichen Anstieg von d mit geringen Fluktuationen von z_0 und u_* , wohingegen in Perioden nach Durchforstung eine kurzzeitige Reduktion von d mit gleichzeitigem Anstieg von u_* und z_0 erfasst werden konnte. Insgesamt wurde ein linearer Zusammenhang der Größen mit der Bestandeshöhe h in der Untersuchungsperiode gefunden: $d = 0,72h$ ($R^2 = 0,77$) und $z_0 = 0,09h$ ($R^2 = 0,13$).

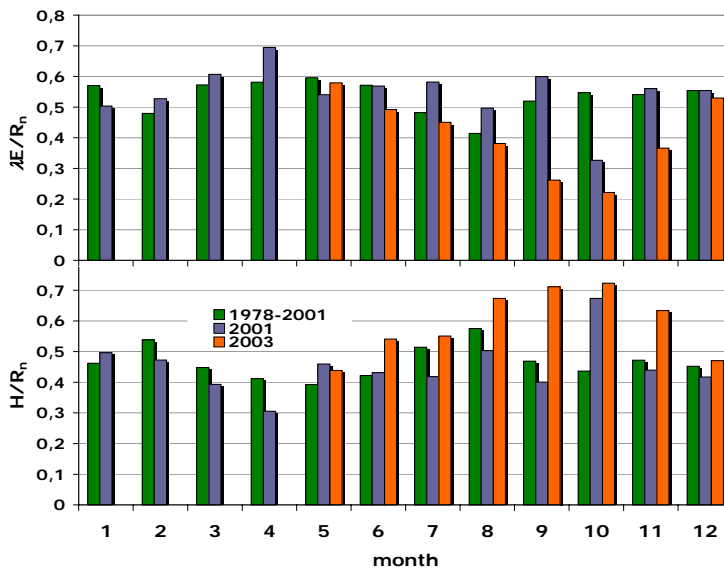


Abbildung 2.6. Vergleich der Messungen von verfügbarer Energie, sensibler und latenter Wärme der Messjahre von VERTIKO mit Langzeittrends an der Teststation Hartheim

ze im Sommer 2003 zu vergleichsweise hohen Jahresmitteln von Q^* , H und β sowie zu einem niedrigeren Jahresmittel von λE als für die Referenzperiode. Im Jahr 2001 waren die Jahresmittel von Q^* , H , β und $L.E$ niedriger bzw. höher für $L.E$ als in der Referenzperiode.

3. Untersuchung von Heterogenitätseffekten während Messkampagnen

Die Messungen an den Ankerstationen wurden durch verschiedene Intensiv-Messkampagnen (special observation periods SOPs) ergänzt. Dazu zählen das Experiment STINHO (“Structure of Turbulent fluxes under INHOMogenous surface conditions”), welches in den Jahren 2001 and 2002 die Effekte mikroskaliger Heterogenität auf Oberflächenflüsse untersuchte, sowie das Advektionsexperiment im Rahmen von MORE (Measurements in the Ore Mountains) im Erzgebirge in den Jahren 2001 und 2003 mit dem Ziel, die Effekte von Advektion auf die Flüsse durch ein Waldvolumen zu untersuchen. Zusätzlich wurden die Messkampagnen von SODAR-Messungen ergänzt, welche auch auf urbane Gebiete in der unteren Rheinebene in der Nähe der Teststation Hartheim ausgedehnt wurden (Teilprojekt *ALUFI*). Nach eingehender Qualitätsprüfung verblieb nur ein relativ eingeschränkter Datensatz für die Evaluierung der verschiedenen Landnutzungen. Auch erwies sich die Ableitung der Oberflächenparameter d und z_0 aus den SODAR-Daten als unzureichend (unrealistische Werte; keine Werte unter 30-40 m Höhe), wohingegen die Fesselballondaten plausible Werte ab 2 m über Grund lieferten.

Trotz der vergleichsweise großen Distanz zwischen Hartheim und dem VERTIKO Zielgebiet, konnten die Zeitreihen der Energieflüsse in Hartheim als Referenz herangezogen werden, um die Repräsentativität der Witterungsbedingungen während der VERTIKO Periode 2001-2003 zu untersuchen (**Abb. 2.6**). Während das Jahr 2002 durch mittlere Witterungsbedingungen charakterisiert war, führte die extreme Hitze

3.1 Das STINHO-Experiment

Das STINHO-Experiment bestand aus 3 Teilen: akustische und optische Untersuchungen (Teilprojekt *ULLIM*), luftgestützte Turbulenzmessungen mit dem Helipod (Teilprojekt *TUB*) und hoch aufgelöste Large Eddy Simulation (LES, Teilprojekt *UH*). Dieses Experiment sollte untersuchen, wie durch die Heterogenität der Oberfläche der vertikale turbulente Austausch modifiziert und die Größe der horizontalen Wärme-flüsse speziell beeinflusst wird. Kombinierte Beobachtungen und Simulationen wurden herangezogen, um die horizontale Divergenz der sensiblen Wärmeströme unter heterogenen Oberflächeneigenschaften zu quantifizieren. Zwei Messkampagnen wurden innerhalb des VERTIKO-Zielgebietes durchgeführt: STINHO-1 an der Ankerstation Melpitz und STINHO-2 am Grenzschichtmessfeld des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg.

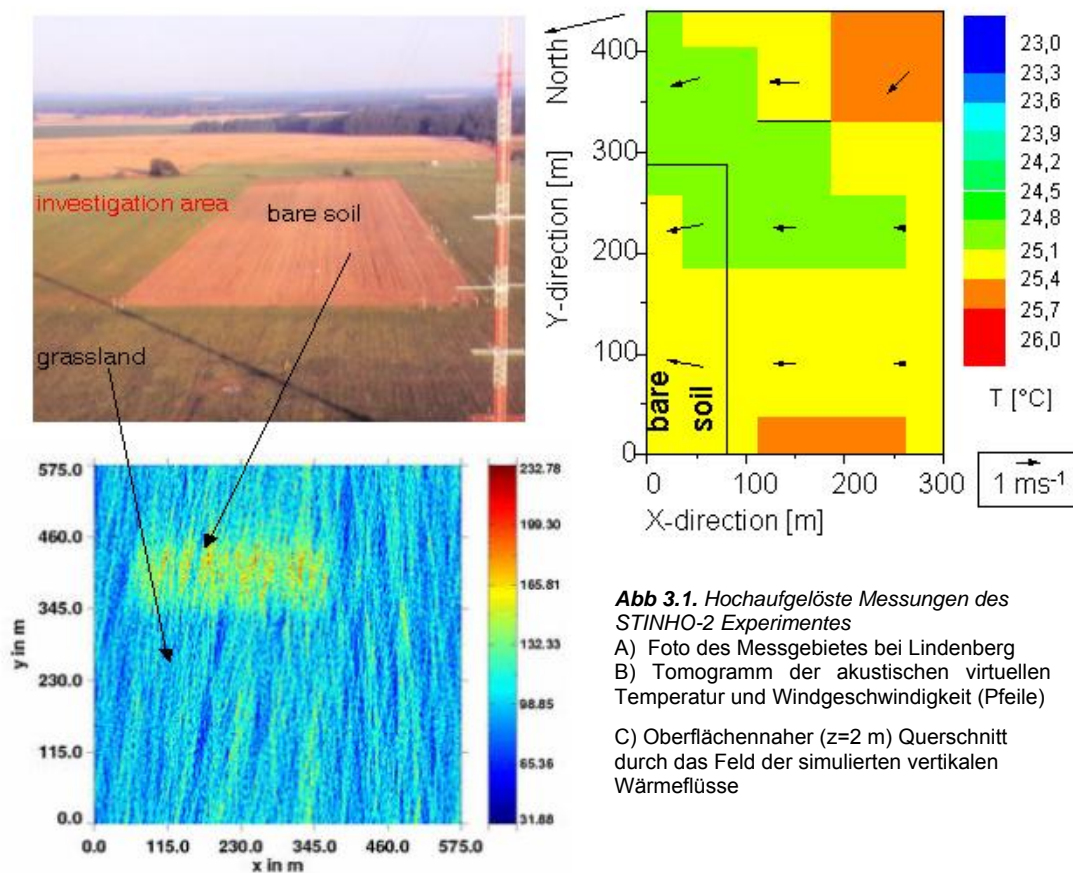


Abb 3.1. Hochaufgelöste Messungen des STINHO-2 Experimentes
 A) Foto des Messgebietes bei Lindenberg
 B) Tomogramm der akustischen virtuellen Temperatur und Windgeschwindigkeit (Pfeile)
 C) Oberflächennaher ($z=2$ m) Querschnitt durch das Feld der simulierten vertikalen Wärme-flüsse

Während STINHO-2 konzentrierten sich die intensiven Messungen auf die Entwicklung der morgendlichen Grenzschicht über einer heterogenen Oberfläche. An vier unterschiedlichen Tagen wurden Helipod-Flüge in der niedrigen Grenzschicht am frühen Morgen durchgeführt. Die Struktur der bodennahen Inversion und die Entwicklung der flachen Konvektion während der morgendlichen Übergangsphase wurden durch Flüge im Gittermuster in niedriger Höhe festgehalten. Stark nicht stationäre „Low-Level-Jets“ wurden in Verbindung mit intermittierender Turbulenz und steilen Rampen sowie großen vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur und Feuchte beobachtet.

Die STINHO-Datenbank enthält alle boden- und luftgestützten Messungen sowie die Strahlungs- und Energiebilanz und die Höhe der konvektiven Grenzschicht. Diese Parameter wurden insbesondere für die LES-Initialisierung und Validierung bereitgestellt. Die Versuchsanordnung der Messtechniken ermöglichte die Abbildung der Oberflächen-Atmosphären Interaktionsparametern und von Prozessen, die mit der (horizontal-

len) Gitterstruktur des LES-Modells korrespondierte. Durch die Kombination der experimentellen mit den hochaufgelösten und den numerischen Daten konnte der Energie-transfer unter inhomogenen Oberflächenbedingungen analysiert werden (**Abb. 3.1**). Diese Untersuchungen auf der micro- α Skala konnten zeigen, wie heterogene Oberflächenbedingungen die vertikalen turbulenten Wärmeflüsse modifizieren.

Die Kombination der STINHO-Daten und Simulationsergebnisse ermöglicht es, die Repräsentativität der Langzeit-Flussmessungen an den Ankerstationen innerhalb der heterogenen Landschaft zu verifizieren (*ARNOLD ET AL.*, 2004) und die experimentellen gewonnenen Daten zu generalisieren (s. auch "4. Modellintegration").

3.2 Das Advektionsexperiment

Die von dem globalen Forschungsnetzwerk FLUXNET angewandte Standardmethode zur Messung des Netto-Ökosystemaustausches (NEE) von CO₂ basiert auf der Eddy-Kovarianz-Technik (EC). Dabei werden normalerweise die Advektionsterme in der Erhaltungsgleichung ignoriert. Neuere Studien zeigen jedoch, dass die vernachlässigten Terme eine wichtige Rolle in der Kohlenstoffbilanz, besonders von Waldbeständen spielen, und dass sie eine größere Bedeutung für die Unterschätzung der nächtlichen CO₂-Flüsse haben können als Messfehler. Innerhalb des VERTIKO-Projektes wurden 2 intensive Messkampagnen im September/Oktober 2001 und Mai/Oktober 2003 durchgeführt, um den Einfluss der nichtturbulenten horizontalen und vertikale Advektionsprozesse auf NEE zu untersuchen. Während der Kampagne wurden die bestehenden Messeinrichtungen an der Ankerstation Tharandt wesentlich durch zusätzliche Türme verstärkt, um die horizontalen und vertikalen CO₂-Konzentrationsgradienten in einem Kontrollvolumen zu erfassen.

Tabelle 3.1. Mittlere Summen (JD 263–283) der Kohlenstoffflusses in g C m⁻² und Periode der relevanten Variablen für NEE während MORE I.

Flussanteile	00:00-08:00	08:00-16:00	16:00-24:00	00:00-24:00 [g C m ² d ⁻¹]
horizontale Advektion	-1.78	0.80	-1.25	-2.23
vertikale Advektion	1.52	-0.20	1.19	2.51
Speicheränderung	-0.08	-0.19	0.27	0.00
EC-Fluss	0.73	-3.00	0.43	-1.84
Gesamt	0.39	-2.59	0.64	-1.56

Die Ergebnisse der ersten (kurzzeitigen) Kampagne (*FEIGENWINTER ET AL.* 2004) zeigen, dass sich NEE um 15% während einer 20-tägigen Messperiode reduziert, wenn die Advektionsterme in der Erhaltungsgleichung berücksichtigt werden (**Tabelle 3.1**). Die zweite (langzeitige) Kampagne ergab, dass die advektiven Flüsse die nächtliche CO₂-Quelle signifikant erhöhen und dadurch die Kohlenstoffsенke des Waldes reduzieren. Mittlere advektive Flüsse waren in der gleichen Größenordnung wie turbulente EC-Flüsse von CO₂, jedoch streuen die Werte sehr stark von Tag zu Tag. Es zeigte sich, dass die horizontale Advektion höhenabhängig ist mit einem Maximum im unteren Stammraum und in bzw. über dem Kronendach gegen Null geht.

Bisher gibt es nur wenige Studien zum Vergleich, und es sind immer noch viele methodische Probleme auf diesem Gebiet zu lösen. Die Ergebnisse mögen daher nur für die-

sen spezifischen Standort charakteristisch sein. Die Ergebnisse unterstreichen den gegenwärtigen Trend zu Messkonzepten, die ein gesamtes Boden-Vegetation-Atmosphäre-Volumen mit mehr als einem einzigen Turm beproben. Die Einbeziehung von Advektionsprozessen in Flussbilanzen stellt eine der wichtigsten Aufgaben der aktuellen mikrometeorologischen Forschung dar.

4. Modellintegration

Die Modellintegration in VERTIKO zielt sowohl auf die Integration physikalischer und chemischer Prozesse als auch auf die Integration von Flüssen von heterogenen Oberflächen (Mikro- bis Mesoskala) ab. Die Atmosphäre integriert Prozesse auf allen Skalen, wirkt jedoch auf die gesamte Heterogenität der realen Landschaft zurück. Um Prozesse auf der Mesoskala zu verstehen und vorherzusagen, sollten Modelle alle potenziell relevanten Kontrollfaktoren berücksichtigen, die für heterogene Oberflächen auf niedrigerer Skala aufgelöst wurden. Die von VERTIKO entwickelte Modellhierarchie soll als Werkzeug dienen, die geeignete räumliche Auflösung und hinreichend detaillierte Parametrisierung für mosaikartige Landschaften zu testen.

4.1 SVAT und BGC Modelle

In einem ersten Schritt wurden SVAT (soil vegetation atmosphere transfer) und BGC- (biogeochemische) Modelle beschrieben und verglichen, die für unterschiedliche Landnutzungstypen spezifiziert sind und verschiedene physikalische und chemische Faktoren vorhersagen (FALGE ET AL., 2004). Die Ergebnisse der untersuchten Energieflüsse waren bei allen Modellen innerhalb eines akzeptablen Bereiches. Jedoch zeigte der Modellvergleich auch, dass Modellvalidierungen durch Messungen (Daten aus den VERTIKO-Messkampagnen) bestimmte Annahmen über die Energiebilanz-Schliessung erfordern. Die Energiebilanz ist *a priori* in den Modellen geschlossen, was jedoch in den Messungen nicht der Fall war.

Im Rahmen der Integration von physikalischen und chemischen Flüssen in Modellen war es das Ziel des Teilprojektes UBT2, einfache biologisch basierte Modelle für die Bodenemission von CO₂ und N₂O als Eingangsdaten für atmosphärische Transportmodelle im Rahmen von VERTIKO zur Verfügung zu stellen. Für die Modellentwicklung und Validierung wurden CO₂- und N₂O-Emissionen von offenen Böden, Wiesen- und Waldböden mit einem photoakustischen Infrarot-Gasanalysator gemessen. Sowohl die CO₂ als auch N₂O Emissionen variierten zwischen den Verschiedenen Landnutzungstypen. Im allgemeinen zeigten Wiesenböden und offene Böden höhere CO₂- und N₂O-Flüsse als Waldböden.

Ein nicht-lineares Regressionsmodell wurde für die Berechnung der CO₂-Emissionen von unterschiedlichen Landnutzungstypen angepasst. Das Modell überschätzte die Flüsse während und bis zu vier Stunden nach dem letzten Regenereignis.

Umgekehrt unterschätzte das Modell die Flüsse ab 72 h ohne Regen. Zwischen 4 und 72 Stunden nach Regen konnte das Regressionsmodell bis zu 91 % der Varianz der CO₂-Flüsse erklären. Für die N₂O-Flüsse wurde ein nicht-lineares Regressionsmodell (DenNit) für Wiese, Wald und offenen Boden entwickelt. Nur sechs Parameter (Bodentemperatur, Bodenfeuchte, pH-Wert, Nitrat- und Ammoniumverfügbarkeit und der Zeitabstand zum letzten Regen) wurden als Modellinput gebraucht. Das Modell erklärt 81% der Variabilität der N₂O-Emission des Bodens von Feldmessungen, außer für Daten mit kurzzeitigen Änderungen der Bodenwassergehalte während bzw. bis zu zwei Stunden nach Regen (Abb. 4.1).

VERTIKO-Koordination

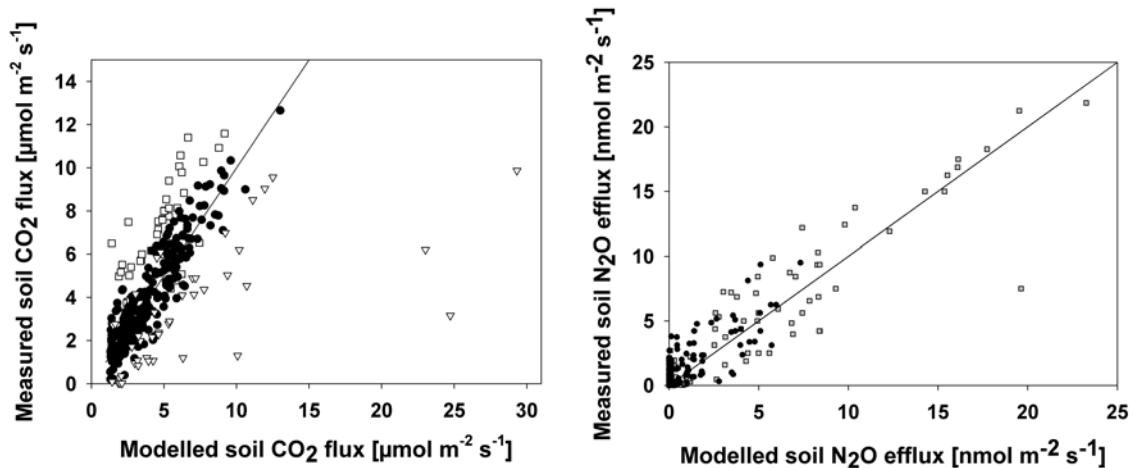


Abbildung 4.1 Vergleich von modelliertem und gemessenem CO₂ aus dem Boden (A) und N₂O Abfluss (B) den zeitlichen Effekt des letzten Regenereignisses. Linien markieren den 1:1 Anstieg, Modifiziert von *Reth et al.* 2004 a,b. (A) Standardabweichung (RMSE) der Modellergebnisse betrug 0.89 μmol m⁻² s⁻¹. Daten wurden nicht von Regen oder Trockenheit beeinflusst (Punkte, n=240). Während und bis zu 4 Stunden nach einem Regenereignis (Dreiecke, n=44) überschätzte das Modell die gemessenen CO₂ Flüsse. Nach einer trockenen Perioden von mehr als 72 h (Quadrate, n=39);). (B) Standardabweichung betrug 0.58 nmol m⁻² s⁻¹. Daten zwischen 2 und 8 Stunden Nach dem letzten Regen (Quadrate, n=132) und mehr als 8 Stunden nach dem letzten Regen (Punkte, n=271).

Die Modelle liefern eine gute Beschreibung der Boden CO₂ und N₂O Emissionen auf biologischer Basis und können für zukünftige Anwendungen in Grenzschicht- oder Atmosphärenmodellen angepasst werden.

Um den Austausch von Energie-, Wasser-, CO₂- und NH₃ zwischen vertikal strukturierten Waldbeständen und der Atmosphäre zu beschreiben, wurde ein eindimensionales mehrschichtiges SVAT-Modell (MixFor-SVAT) weiterentwickelt (Teilprojekt *GAUG*); *OLTCHEV ET AL.* 2002, 2003, *GRAVENHORST ET AL.* 2004). Die Simulation des NH₃-Austausches zwischen verschiedenen Bestandesschichten und der Atmosphäre basiert auf einem modifizierten Verfahren nach Sutton für die NH₃ Kompensationspunkt-Konzentrationen. Es erlaubt, sowohl die Emission als auch die trockene Deposition von NH₃ (cuticulärer und stomatärer Transfer von NH₃ durch unterschiedliche Schichten des Unterwuchses und Kronendaches und Bodenoberflächentransfer) in Betracht zu ziehen. Der Vergleich von Ergebnissen des MixFor-SVAT Modells mit Messungen an den Ankerstationen während der Messkampagnen SOP1 und SOP2 zeigte, dass das Modell Energie- und Wasserflüsse sehr gut unter den verschiedenen Umweltbedingungen beschreiben kann (*FALGE ET AL.* 2004). Der Modellansatz für die Simulation der NH₃-Flüsse wurde für die Teststation Solling und die Ankerstationen Tharandt und Oberbärenburg (siehe 2.1: N-Experiment) untersucht. Auch hier zeigten sich gute Übereinstimmungen mit den Messdaten. Die jährliche Depositionsrates von NH₃ in die Waldbestände lag im Bereich zwischen 3 und 10 kg NH₃ ha⁻¹ a⁻¹.

Das SVAT-Modell PLATIN (Plant Atmosphere Interaction, s. *GRÜNHAGE UND HAENEL* 1997) wurde aktualisiert und angewandt, um den Energie-, Gas- und Partikelaustausch zwischen Vegetation und Atmosphäre zu simulieren (Teilprojekt *FAL*). PLATIN konnte die Energiekomponenten der verschiedenen Ökosysteme in geeigneter Weise reproduzieren (*FALGE ET AL.* 2004). Es wurde herangezogen, um die Deposition von atmosphärischen N und S Spezies auf Ackerland zu bestimmen. Es wurde eine mittlere jährliche Deposition von 27 kg N ha⁻¹ a⁻¹ und 9 kg S ha⁻¹ a⁻¹ berechnet (Schaaf et al. 2005). PLATIN wurde auch genutzt, um die Ammoniumverluste von Vegetation und Boden nach einem Herbizideinsatz zu schätzen (*MANDERSCHIED ET AL.* 2004).

VERTIKO-Koordination

Biogeochemische (BGC) Modelle werden für die räumliche Hochrechnung von N-Flüssen von Wäldern und Agrarböden genutzt (Teilprojekt *FZK-IFU*). Das Projekt hatte seinen Schwerpunkt auf der Weiterentwicklung und Anwendung von zwei prozessorientierten Modellen, das DNDC (für Agrarböden) und das PnET-N-DNDC (für Waldböden), mit denen der Austausch zwischen Böden terrestrischer Ökosysteme und der Atmosphäre simuliert werden kann. Beide Modelle wurden hinsichtlich der numerischen Beschreibung der Bodenhydrologie und der Prozesse zur Bildung und zum Abbau von N-haltigen Spurengasen in Böden verbessert. Nach der erfolgreichen Validierung der Modelle (*BUTTERBACH-BAHL ET AL.* 2004; *KIESE ET AL.* 2004), für die teilweise Daten aus dem VERTIKO-Projekt genutzt wurden, wurden diese Modelle an Geographische Informationssysteme (GIS) gekoppelt, um eine regionale Inventur der N-Spuren-gasemission von Böden in Sachsen (*KESIK* 2002; *MIEHLE* 2002, *BUTTERBACH-BAHL ET AL.* 2002, 2004) durchzuführen.

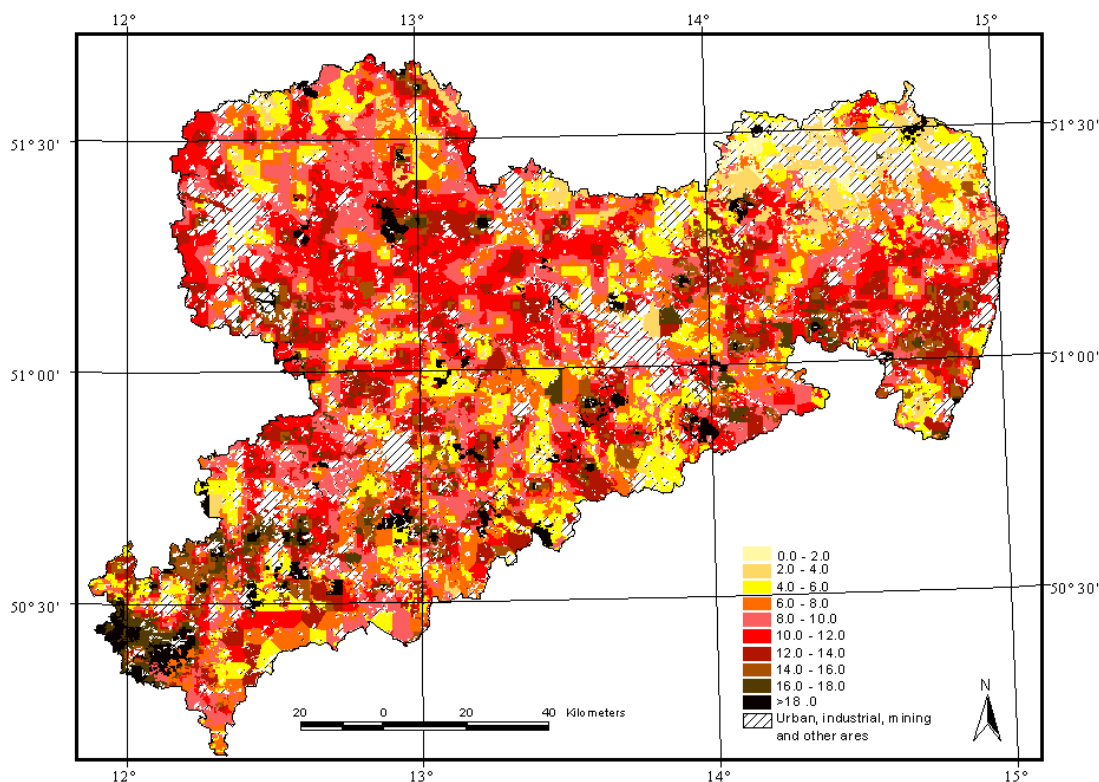


Abb. 4.2. Geschätzte mittlere jährliche NO-Emissionsraten von Böden in Sachsen im Jahr 1995.

Das GIS stellte alle relevanten Datensätze für die Modellinitialisierung (Bodeneigenschaften und Bewirtschaftungsformen) und Variablen (tägliche Wetterdaten und atmosphärische N-Deposition) in detaillierter räumlicher und zeitlicher Auflösung (*BUTTERBACH-BAHL ET AL.* 2004) zur Verfügung. Die gesamte N_2O -Emission aus Agrarböden in Sachsen lag im Bereich von 0,5-26,0 kg N_2O-N ha⁻¹ a⁻¹ und erreichte im Jahr 1995 ca. 5475 t N_2O a⁻¹, was gut mit früheren Schätzwerten des IPCC (4892 t N_2O-N a⁻¹) vergleichbar ist. Im Vergleich zu den Agrarböden waren die Emissionen aus Waldböden wesentlich niedriger und erreichten 1011 t N_2O-N a⁻¹. Im Vergleich zu anderen N_2O -Quellen in Sachsen zeigen die Schätzungen, dass sogar in einem relativ hochindustrialisierten Land wie Sachsen die Böden mehr als 50% zur gesamten regionalen Quellenstärke von N_2O beitragen. Die modellierten Emissionen für NO von Agrar- und Waldböden waren etwa in der gleichen Größenordnung wie für N_2O (**Abb. 4.2**). Die NO-Emission lag im Bereich von 0,4-26,3 kg NO-N ha⁻¹ a⁻¹ für die Agrarböden und 0,04-28,3 kg NO-N ha⁻¹ a⁻¹ für die Waldböden mit einer Jahresgesamtemission von 8868 t

NO-N a⁻¹ (Agrarböden) plus 4155 t NO-N ha⁻¹ a⁻¹ (Waldböden). Die Ergebnisse zeigen, dass Agrar- und Waldböden eine signifikante Quelle darstellen, die 17,9 % der gesamten NOx Emission von Sachsen beiträgt. Des Weiteren wurden eine Reihe von Sensitivitätstests durchgeführt, die zeigen, dass die Variationen im organischen Kohlenstoffgehalt der Böden (SOC) und die Bodentextur signifikant die simulierten N-Spurengasemissionen von Agrarböden auf der regionalen Skala beeinflussten. Bei Waldböden spielt zusätzlich der pH-Wert der Böden eine Rolle. Schließlich wurden mehrjährige Simulationen für die Region durchgeführt mit meteorologischen Daten von 1994-1996. Die Ergebnisse zeigten, dass die modellierten interannualen Variationen 36 % erreichen und offensichtlich nur von den klimatischen Bedingungen verursacht waren. Aus den hohen interannualen Variationen lässt sich schließen, dass Simulationen von mehreren Jahren (z.B. 5-10 Jahre) verlässlichere Schätzungen der mittleren N₂O-Emission aus Böden auf der regionalen Skala liefern würden als von Einzeljahren. Im Hinblick auf das Kyoto-Protokoll bedeutet das, dass die mittlere N₂O-Emission von Böden in der Periode 1988-1992 evaluiert werden sollte, anstatt sich auf das einzelne Jahr 1990 zu konzentrieren.

4.2 Grenzschicht-Modell

Das PBL-Modell HIRVAC (High Resolution Vegetation Atmosphere Coupler; *GOLDBERG UND BERNHOFER*, 2001) wird als Testplattform für SVAT-Modelle genutzt, wie sie in Mesoskalenmodellen angewandt werden. Es besteht aus bis zu 120 horizontalen Schichten vom Boden zur unteren Troposphäre, einschließlich von Schichten für unterschiedliche Blattflächendichten im Bestand, gekoppelt mit dem Blattgaswechselmodell PSN6 (von Teilprojekt *UBT2*, siehe *HARLEY UND TENHUNEN* 1991). Innerhalb von VERTIKO wurde ein Interzeptionsmodul und ein mehrschichtiges Grundwassermodul (Federer 1995) integriert. Mit Hilfe von HIRVAC wurde nun die Variabilität von Energie- und Spurengasflüssen (hauptsächlich H₂O und CO₂) für dominierende Landnutzungstypen untersucht. Folgende Messstationen stellten Daten für die Parametrisierung bereit: Ankerstation Tharandt im unteren Bergland (Fichte), Grasland in Melpitz und 2 Standorte in Lindenberg (Gras und Kiefer) im Tiefland von Nordsachsen und Ostbrandenburg. Um die Effekte von Lichtflecken in Beständen zu berücksichtigen, wurde eine vertikal und seitlich variable Zufallsfunktion angewandt. (**Abb. 4.3**)

Aus Grundlage der Kooperation mit *UBT2* und dem DEKLIM-Projekt *EVA_GRIPS* wurden neue Parametersätze des PSN6-Modells für Buche und verschiedene Ackerkulturen angewandt. Der turbulente Fluss für latente Wärme LE, sensible Wärme H und Kohlendioxid FCO₂ wurde für die SOP2 Periode simuliert und mit Messungen der Ankerstationen verglichen. Die Ergebnisse sind in guter Übereinstimmung für H und LE, das als Restglied aus der Energiebilanz und aus Flussgradientenbeziehungen abgeleitet wurde sowie auch für FCO₂.

Vergleiche zwischen direkt gemessenem LE und simulierter latenter Wärme aus dem Gaswechselmodul PSN6 zeigten eine entsprechende Übereinstimmung, jedoch mit mehr gestreuten Daten aufgrund der kumulativen Varianz von einzelnen atmosphärischen Eingangsparametern. Des Weiteren zeigte der Vergleich zwischen Messungen und Simulation, dass die Einbeziehung von einer Lichtflecken-Parametrisierung in das Strahlungstransferschema ein gangbarer Weg ist, um realistischere sensible und latente Wärme Flüsse zu simulieren.

VERTIKO-Koordination

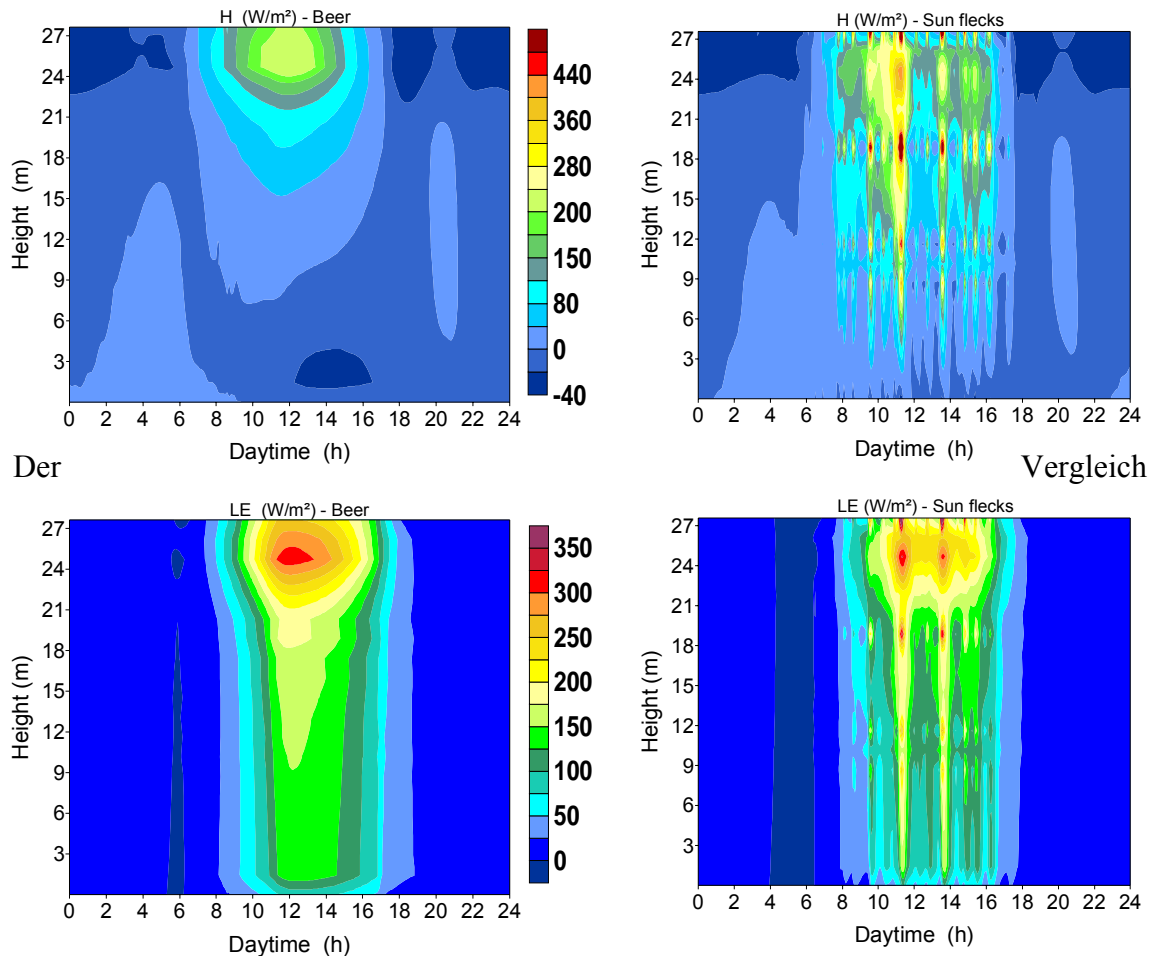


Abbildung 4.3. Effekte der Struktur der Vegetation auf die turbulenten Flüsse H und LE , Modellierung mit dem ABL-Modell HIRVAC: Links: Strahlungstransfer nach dem Beer'schen Gesetz, rechts: Strahlungstransfer mit zufällig verteilten Lichtflecken

mit Messungen zeigte auch, dass es für die Berechnung von latenter Wärme angebracht ist, 2 Verfahren in HIRVAC zu unterscheiden – den sog. “SVAT-Modus” und den “PBL-Modus”. Der erste Modus basiert auf der Hochskalierung von Einzelblatttranspirationen auf das Kronendach, berechnet mit dem Gaswechselmodell. Diese sind mit den Ergebnissen aus SVAT-BIGLEAF-Simulationen vergleichbar und daher für SVAT-Vergleiche geeignet. Der zweite Modus nutzt die Fluss-Gradienten-Beziehung, um den latenten Wärmefluss entlang des Feuchtegradienten zu erhalten. Dieser ist mit anderen Resultaten aus PBL-Modellen vergleichbar. In weiteren Untersuchungen sollen Ergebnisse von SVAT-Modellen mit HIRVAC-Ergebnissen verglichen werden, um den Effekt hoch aufgelöster Bestandesschichten auf den flächengemittelten Fluss gegenüber dem Ergebnis aus üblichen einschichtigen SVAT-BIGLEAF-Modellen darzustellen. Zusätzlich müssen Ergebnisse aus Bestandes- und SVAT-Modellen mit HIRVAC-Ergebnissen verglichen werden, um den Effekt der Interaktion zwischen Vegetationsoberflächen und der PBL-Umgebung auf die kontrollierenden Parameter der Bestandestranspiration zu quantifizieren.

4.3 Räumliche Integration und mesoskalige Modellierung

Eine Vorbedingung für die räumliche Integration war es, Parameter und Flüsse in Beziehung zu unterschiedlichen Landnutzungstypen zu untersuchen und zu vergleichen. Dazu wurden die kontinuierlichen Messungen an Ankerstationen benutzt. Für die Oberflächenparameter der unterschiedlichen Vegetationstypen konnten eindeutige Abhängigkeiten von d und z_0 von der Windgeschwindigkeit und der Oberflächenbeschaffen-

heit in der Umgebung der türme beschrieben werden. Des weiteren wurden konsistente Unterschiede in der Evaporationsfraktion zwischen Wald und Grasland aufgezeigt (Abb. 4.4).

Die geringere Albedo von Wäldern führt zu größerer Nettostrahlung, höheren sensiblen Wärmeflüssen und größeren Bowen-Verhältnissen, trotz sehr ähnlicher Evapotranspiration. Daher differiert der latente Wärmefluss nur geringfügig zwischen den Landnutzungstypen. Es muss noch geklärt werden, ob dies auch für Perioden mit geringer Wasserverfügbarkeit gilt.

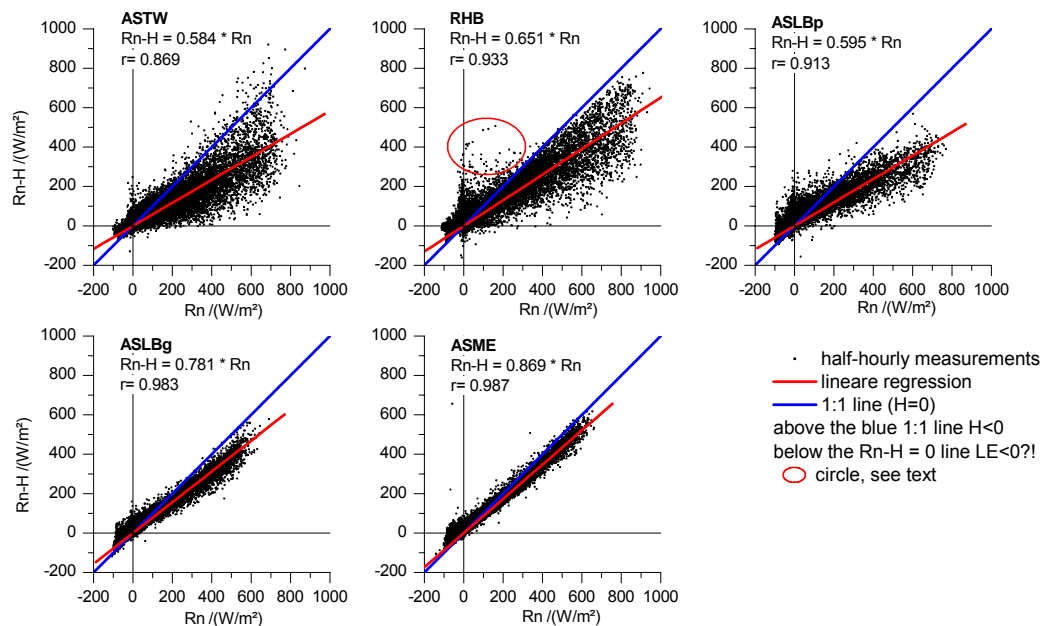


Abbildung 4.4. Strahlungsanteil zur Verdunstung gemessen über Fichtenwald (Tharandt und Rotherdbach/Oberbärenburg), Kiefernwald (Lindenberg) und Gras (Lindenberg und Melpitz); der rote Kreis weist auf Nebel an der Station Rotherdbach/Oberbärenburg hin

Die Effekte der landschaftlichen Heterogenität in der Umgebung der Ankerstationen auf die Oberflächenparameter und Flüsse wurde durch luftgestützte Messungen beschrieben, die ein Verbindungsglied zwischen Ankerstationen und umgebender Landschaft und räumlicher Modellierung darstellen (Teilprojekt *TUB*). Die Flugmuster unterstützten flächegemittelte turbulente Flüsse und wurden während der VERTIKO-Kampagnen SOP1 und SOP2 sowie in Kooperation mit dem DEKLIM Projekt EVA-GRIPS in Lindenberg (LITFASS 2003) durchgeführt. Insgesamt wurden über 40 Stunden Messflüge mit dem Helikoptergestützten Messsystem Helipod (Abb. 4.5) und dem Forschungsflugzeug Do128 durchgeführt. Die Flüge erfolgten über heterogenem Gelände nahe dem LITFASS-Gebiet und den Ankerstationen Melpitz und Tharandt. Während der Flüge wurden die turbulenten Flüsse, Statistiken und Charakteristika der PBL mit hoher Genauigkeit gemessen. Mehrere verschiedene Flugmuster in verschiedenen Höhen wurden durchgeführt, um den Einfluss der heterogenen Oberfläche auf den Energietransport (Wärme, Feuchte, Impuls) in der unteren Atmosphäre zu quantifizieren. Zusätzlich zu den Horizontalflügen erfolgten vertikale Erhebungen an verschiedenen orten innerhalb des Untersuchungsgebietes durch Anstiegsflüge. Die Flüge konnten große Teile des Gebiets innerhalb kurzer Zeit abdecken. Daher konnte die Repräsentativität von Bodenbeobachtungen (Stationen, Türme, Szintillometer, Wind Profiler und andere Fernerkundungssensoren) überprüft werden. Flächengemittelte Oberflächenflüsse, die aus den Helipod-Messungen abgeleitet wurden, sind erforderlich, um Mittelungsstrategien für

VERTIKO-Koordination

Flussmessungen am Boden zu definieren. Die Ergebnisse werden auch für die Initialisierung und Verifizierung von numerischen Atmosphärenmodellen gebraucht.

Die Flüge in der Nähe von Tharandt zeigten, dass der Einfluss von unterschiedlichen Oberflächen (Wald, Agrarland) gut innerhalb der konvektiven Grenzschicht (CBL) zu erkennen war. Dieses Ergebnis widerspricht der „Lehrbuchmeinung“ einer niedrigen „blending height“ und gut durchmischter CBL. Unter Heranziehung der kürzlich entwickelten, sehr genauen LLF+IM-Methode (low-level Flüge kombiniert mit inverser Modellierung) wurden zum ersten Mal die Flüsse von einzelnen Oberflächentypen innerhalb eines heterogenen Gebietes von Flugmessungen abgeleitet.

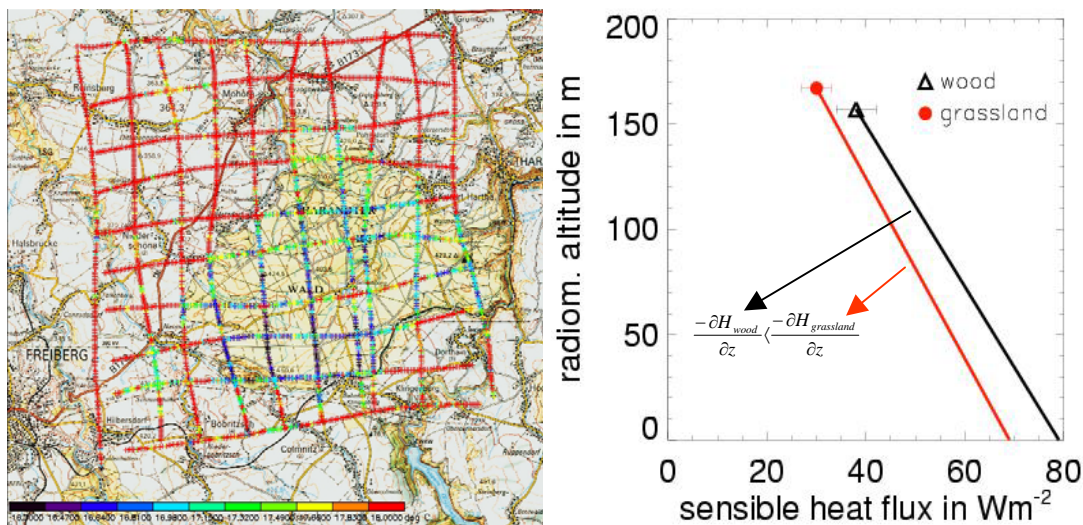


Abbildung 4.5. Tharandt 2001: Luftgestützte Messungen während der STINHO-1 Kampagne mit dem Forschungsflugzeug Do 128. Erster Schritt zur Berechnung der flächengemittelten turbulenten Flüsse über verschiedenen Oberflächen in heterogenem Gelände ist die Unterscheidung von z.B. Wald und Grasland mit Hilfe der Oberflächentemperatur. Im zweiten Schritt wurden die flächengemittelten turbulenten Wärmeflüsse mit der inversen Methode berechnet. Wärmeflüsse über Wald waren größer als über Grasland, nahmen aber mit der Höhe schneller ab als über Gras.

Die räumliche Repräsentativität von Wärmeflüssen auf der Basis von Einzelturmmessungen und mögliche Mechanismen, die zu einer Schließungslücke der Energiebilanz (Imbalanz) führen, wurden unter Nutzung des LES-Modells PALM untersucht (Teilprojekt UH, KANDA ET AL. 2003). Die Ergebnisse dieser Studie legen nahe, dass Einzelturmmessungen mit zeitlicher Eddy-Korrelation sogar über homogenen Oberflächen limitiert sind und ein Hochrechnungsalgorithmus erforderlich ist, der aus ergänzenden Untersuchungen und Advektionsexperimenten mit mehreren Türmen abzuleiten ist.

Der typische Eddy-Korrelations-Fluss auf der Basis von Punktmessungen unterschätzt systematisch den „wahren“ Fluss (ungefähr 20% bei niedrigen Windgeschwindigkeiten). Zunehmende Windgeschwindigkeiten sowie höhere Mittelungszeiten reduzieren die Imbalanz, wohingegen eine zunehmende Messhöhe die Imbalanz vergrößert (**Abb. 4.6**)

Die Imbalanz konnte auf lokale Advektionseffekte zurückgeführt werden, die von sich langsam bewegenden turbulenten organisierten Strukturen (TOS) verursacht sind. Diese TOS sind mit Divergenzen des horizontalen Wärmeflusses verbunden (ZIEMANN ET AL., 2004, RAABE ET AL., 2004), die einen zusätzlichen Term in der Energiebilanz von einzelnen Gittervolumen erfordern.

VERTIKO-Koordination

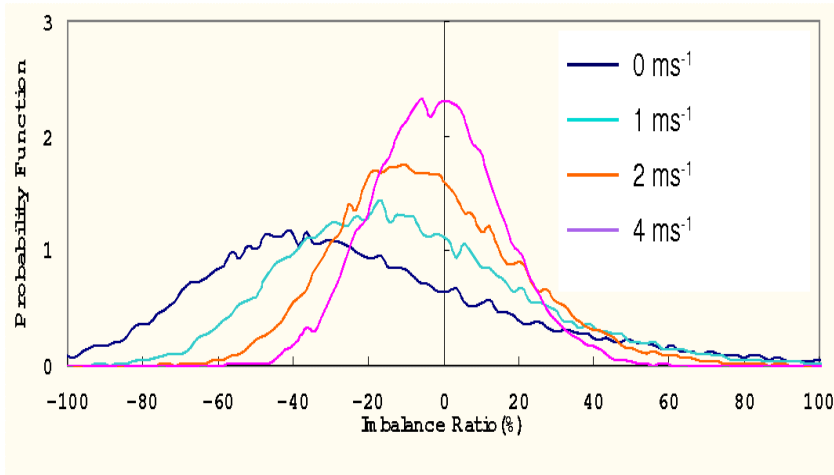


Abbildung 4.6. Die Imbalanz-Studie mit LES hat gezeigt, dass horizontal gemittelte Flüsse auf der Basis von Punktmessungen systematisch den "wahren" Fluss in der konvektiven Grenzschicht, auch unter idealen Standortsbedingungen, unterschätzen (negative Imbalanz).

Unter heterogenen Oberflächenbedingungen wurde der mesoskalige Transport, der von den Oberflächeninhomogenitäten induziert wird, als eine der wichtigsten Gründe für das Imbalanz-Problem identifiziert (INAGAKI ET AL., 2004).

Der zusätzliche mesoskalige Transport ist Teil der thermisch induzierten mesoskaligen Zirkulation (TMC), die ebenfalls durch Inhomogenitäten hervorgerufen wird. TMC's auf Skalen größer als die Höhe der Grenzschicht modifizieren signifikant die Grenzschichtstruktur:

Die räumliche Integration bis auf das VERTIKO-Zielgebiet wurde durch Satellitenmessungen kombiniert mit Strahlungs- und Energieflussmodellen erreicht. Eines der Hauptziele war die Quantifizierung des Energieaustausches zwischen Oberfläche und Atmosphäre mit Fernerkundungsdaten und die Ausweisung von räumlichen Mitteln und deren Variabilität für spezifische Regionen innerhalb des VERTIKO-Zielgebietes. Besonderer Wert wurde auf die Validierung mit Bodenmessungen an den Ankerstationen gelegt. Verbesserte Kenntnisse über die Genauigkeit der angewandten Analysewerkzeuge sind erforderlich, um Modelle weiter zu entwickeln und ihren Unsicherheitsbereich zu quantifizieren.

- Die Oberflächen (1D-) Inhomogenitäten induzieren periodische mesoskalige Zirkulationen (LETZEL UND RAASCH, 2003), deren Amplitude vom thermischen Antrieb der Oberflächen und seiner Intensität abhängt.
- Die turbulente kinetische Energie nimmt deutlich zu und bleibt signifikant als höher als unter homogenen Bedingungen
- Die horizontalen turbulenten Austauschprozesse sind signifikant erhöht. Zunehmende Wellenlänge sowie zunehmende Amplitude der Inhomogenitäten erhöhen den horizontalen turbulenten Austausch (HEROLD, 2002; UHLENBROCK ET AL., 2004).
- Entgegen früheren Vermutungen wurde kein deutlicher Einfluss der Inhomogenitäten des Oberflächenwärmeflusses auf die vertikalen Austauschprozesse innerhalb der PBL gefunden.

Auf Grundlage von NOAA-16 AVHRR Daten wurden instantane Energiebilanzdaten für die drei SOPs von 2001 bis 2003 im Zielgebiet mit SESAT berechnet. SESAT ist ein modular aufgebautes Analyseschema für meteorologische Satellitendaten (BERGER 2001). Für die Bestimmung der Oberflächeneigenschaften wurden über 7 Tage die Werte der spektralen Eigenschaften gesammelt, um den Einfluss von Wolken auszuschließen und die Oberflächenparametrisierung für den Energiefluss zu verbessern. Die Validierung der SESAT-Ergebnisse wurde mit Halbstundendaten der Ankerstationen Lindenbergl, Melpitz und Tharandt vorgenommen sowie für 11x11 km² Pixel-Mittelwerte

VERTIKO-Koordination

um den zentralen 1x1 km² Pixel jeder Station. Die Vergleiche sind in **Tabelle 4.1** mit den RMSE der einzelnen Komponenten zusammengefasst. Sie variieren für einzelne Standorte und nehmen unter wolkenlosen Bedingungen ab. Die Abweichungen erscheinen relativ hoch trotz mehrerer Verbesserungen des Analysewerkzeuges.

Tabelle 4.1. Validierungsergebnisse für aus Satellitendaten abgeleitete und bodenbasierte Messungen von Strahlungs- und turbulenten Flüssen an Ankerstationen von VERTIKO. Einheiten für Flusskomponente und RMSE (root mean square error) sind W m⁻².

Strahlung/ RMSE	Nettostrahlung/ RMSE	Latente Wärme/ RMSE	Latente Wärme berechnet*/ RMSE	Sensible Wärme/ RMSE	Bodenwärmestrom/ RMSE
433 / 153	373 / 115	246 / 116	302 / 112	395 / 119	338 / 21,1

* als Residuum mit Hilfe von Bodenmessungen berechnet

Einmal mehr wurde deutlich, dass die Validierung von Pixeldaten mit Punktmessungen am Boden aus vielen Gründen problematisch ist. Einerseits ist es erforderlich, Pixelmittelwerte anstatt der Werte von eindeutigen, homogenen Orten zu verwenden (und damit das Risiko einer Mischinformation in heterogenem Gelände einzugehen), andererseits ist die Größe des Fehlers der Bodendaten (ground truth) meistens unbekannt. Besonders für turbulente Flüsse sind die Unsicherheiten groß und durch das Schließungsproblem bleibt die Validierung weiterhin schwierig. Andererseits zeigten Sensitivitätsstudien, dass Unsicherheiten innerhalb von berechneten Oberflächenparametern (LAI, z₀, Vegetationshöhe) auch zu beträchtlichen Abweichungen führen können.

Für das gesamte Zielgebiet wurden die vertikalen turbulenten Flüsse mit mesoskaliger Modellierung bestimmt. Dafür wurde das Lokalmmodell (LM) des Deutschen Wetterdienstes auf das VERTIKO-Zielgebiet angewandt (Teilprojekt *DWD2*).

Des Weiteren wurden die Fehler dieser Flüsse aufgrund von unzureichenden externen Parametern und Modellauflösungen anhand von Oberflächenparametern aus der Fernerkundung untersucht. Die Sensitivitätsstudien zeigten, dass zum Beispiel die Oberflächenalbedo hauptsächlich vom Wert der Pflanzenalbedo während der Vegetationsperiode abhängt. Der Einfluss der Bodenalbedo spielt nur eine marginale Rolle. Die Pflanzenalbedo im LM ist mit einem Wert von 0.15 besonders für Waldgebiete relativ hoch. Wenn man den Wert auf 0.1 reduziert, nimmt die abgeleitete Oberflächenalbedo um ca. 25% im räumlichen Mittel ab. Diese Änderung wirkt sich am stärksten auf den sensiblen Wärmefluss aus, der um ca. 8% abnimmt. Die Effekte sind beim latenten Wärmefluss und der kurzwelligen Strahlungsbilanz geringer. Die Mittelwerte nehmen um nur ca. 3.5% zu. Der Änderung der Pflanzenalbedo hat keinen bedeutenden Effekt auf die langwellige Strahlungsbilanz und die Temperatur. Für die Strahlungsbilanz mit niedriger Albedo wurde eine bessere Übereinstimmung mit den Messungen an der Ankerstation Tharandt (Landnutzung Fichte) erzielt. Der Vergleich der Oberflächenalbedo aus der Fernerkundung mit den Werten des LM zeigten, dass die Oberflächenalbedo besonders in den Modellgebieten mit hohem Waldanteil zu hoch ist. Aufgrund der fehlenden Differenzierung der Vegetation im Wert der Pflanzenalbedo ist die Heterogenität des Gebietes nicht adäquat repräsentiert.

Von allen untersuchten Parametern hatte die Änderung des Pflanzenbedeckungsgrades den größten Effekt auf die turbulenten Wärmeflüsse. Eine Zunahme der Pflanzenbedeckung von 10% führte zu einem niedrigeren sensiblen Wärmefluss von im Mittel 2%. Der latente Wärmefluss nimmt um ca. 3.3% zu. Die Strahlungsbilanz ist davon nur unwesentlich betroffen und die Temperatur ist praktisch unabhängig vom Pflanzenbedeckungsgrad. Die Untersuchung der Bodenparameter Porenvolumen, Feldkapazität, per-

manenter Welkepunkt und minimale Infiltrationsrate zeigt, dass der Einfluss des Porenvolumens auf die turbulenten Wärmeflüsse am größten ist. Besonders reagiert die langwellige Strahlung auf das Porenvolumen. Die kurzwellige Strahlungsbilanz und die Temperatur blieben praktisch unbeeinflusst. Die LM-Ergebnisse hängen stark von der vorherrschenden Bodenart ab. Der größte Variationsbereich der latenten Wärmeflüsse wurde relativ zum Porenvolumen von Sand beobachtet, wohingegen die Bodenart Lehm zu nur geringen Fluktuationen von LE für alle benutzten Parameter führt. Damit kann der latente Wärmefluss im Mittel für Sand, sandigem Lehm und Lehm angepasst werden, sofern für Sand das maximale Porenvolumen und für die anderen Bodenarten das minimale Porenvolumen benutzt wird. Nur bei Anwendung unrealistischer Parameter wurde eine geringere Evaporation über Sand als über sandigem Lehm und Lehm erzielt. Dies steht im Gegensatz zur üblichen Erwartung und legt die Notwendigkeit einer Modellverbesserung nahe. Unterschiedliche räumliche Auflösungen des LM führten nur zu geringen unterschieden der flächengemittelten Flüsse. Der größte Einfluss der Gitterauflösung wurde für den Impulsfluss gefunden, der eindeutig mit der höheren Auflösung von 2,8 km im Vergleich zu 7 km zunimmt. Dieser Effekt wird von der zunehmenden Rauigkeit verursacht. Die Strahlungsbilanz wird geringfügig von der räumlichen Auflösung beeinflusst. Die beiden turbulenten Wärmeflüsse (**Abb. 4.7**) und die Temperatur scheinen von der Modellauflösung unabhängig zu sein. Große Änderungen der LM-Ergebnisse konnten im VERTIKO-Gebiet an Gitterpunkten mit Wasserflächen beobachtet werden. Dieser Landnutzungstyp erscheint nicht in der groben Auflösung von 7 km.

5. Schlussfolgerung und Perspektiven

Die Forschungsergebnisse von VERTIKO haben bekräftigt, dass kontinuierliche Flussmessungen für das Verständnis von Oberflächen-Atmosphären-Interaktionen wesentlich sind und die Modellparametrisierung verbessern. Jedoch haben SVAT-Modellvergleiche auch gezeigt, dass die Modellvalidierung durch Messungen Annahmen über die Energiebilanzschließung (geschlossen in Modellen, aber nicht in den Messungen) erfordert.

Messkampagnen haben Methoden der Kohlenstoff- und N-Flussmessungen verbessert und konnten die große Bedeutung von advektiven Flüssen in inhomogenem Gelände aufzeigen. Für die räumliche Integration ist es möglich, Oberflächenenergieflüsse von Satellitendaten abzuleiten, wobei die verbleibenden Ungenauigkeiten sowohl mit den Bodendaten als auch mit den Fernerkundungsdaten in Zusammenhang stehen. Auch die kleinräumige Heterogenität von Pflanzenbeständen (Lichtflecken) ist für die Simulationsergebnisse von Bedeutung. Atmosphärische Charakteristika über der aktiven Oberfläche scheinen weniger berührt. Eine vollständigere Betrachtung der heterogenen Landschaft stellt eine Herausforderung an die mesoskalige Modellierung und den Gebrauch von effektiven Parametern dar, um eine realitätsnähere Rückkopplung zwischen Landoberfläche und Atmosphäre zu erlauben.

Die Verbesserung der Messgenauigkeit und räumlichen Repräsentativität, die Spezifizierung von Heterogenitätseffekten (Imbalanz und Advektion) auf horizontale und vertikale Flüsse und ein besseres Verständnis der Energiebilanz von heterogenen Oberflächen sind wichtige zukünftige Forschungsaufgaben. Langzeitliche Beobachtungsprogramme, die die saisonale und interannuale Variabilität und landschaftliche Heterogenität widerspiegeln, sollten für die Validierung von SVAT- und BGC-Modellen sowie für regionale Klimamodelle fortgesetzt werden.

6. Danksagung

Die Autoren danken den Mitarbeitern ihrer Institute und allen externen Kooperationspartnern für ihre wertvollen Beiträge. Der Wiederaufbau von Messstationen und Infrastruktur in Melpitz, Tharandt und Oberbärenburg nach der Flut im August 2002 konnte durch viele Freiwillige, die finanzielle Unterstützung des Freistaates Sachsen und des Institutes für Troposphärenforschung in Leipzig erreicht werden. Die Projektförderung durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF), FKZ PT-UKF 07ATF37 einschließlich zusätzlicher Flut-Fördermittel wird dankbar anerkannt.

7. Referenzen

- Arnold, K., Ziemann, A., Raabe, A., Spindler, G.: Acoustic tomography and conventional meteorological measurements over heterogeneous surfaces, *Meteorol. and Atmos. Physics*, **85**, 175-186, 2004.
- Baldocchi, DD, Falge, E, Gu, L., R. Olson, D. Hollinger, S. Running, P. Anthoni, Ch. Bernhofer, K. Davis, J. Fuentes, A. Goldstein, G. Katul, B. Law, X. Lee, Y. Malhi, T. Meyers, J.W. Munger, W. Oechel, K. Pilegaard, H.P. Schmid, R. Valentini, S. Verma, T. Vesala, K. Wilson and S. Wofsy: FLUXNET: A New Tool to Study the Temporal and Spatial Variability of Ecosystem-Scale Carbon Dioxide, Water Vapor and Energy Flux Densities, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **82**, 2415-2435, 2001.
- Berger, F.H. Bestimmung des Energiehaushaltes am Erdboden mit Hilfe von Satellitendaten. Tharandter Klimaprotokolle Bd. 5, Hrsg: Ch. Bernhofer, F.H. Berger, V. Goldberg, Eigenverlag TU-Dresden, 2001.
- Butterbach-Bahl K., Kesik M., Miehle P., Papen H., Li C.: Calculation of regional budgets of N-trace gas emissions from soils using mechanistic models: results from a case study for Saxony, Germany, Van Ham J., Baede A.P.M., Guicherit R., Williams-Jacobse J.G.F.M. (eds.), *Non-CO₂ Greenhouse Gases: Scientific understanding, control options and policy aspects*, Millpress, Rotterdam, Netherlands, 119-124, 2002.
- Butterbach-Bahl K., Kesik M., Miehle P., Papen H., Li C.: Source strength of soils for N-trace gases in Saxony, Germany, *Plant and Soil*, **260**, 311-329, 2004.
- Dämmgen U., Grünhage L., Schaaf S.: The precision and spatial variability of meteorological parameters needed to determine vertical fluxes of air constituents, *Landbau-forschung Völkenrode*, in preparation, 2004.
- Dämmgen U., Schaaf S.: Accuracy and spatial representativity of heat flux measurements. A contribution to subproject BIATEX-2. Proceedings from the EURO-TRAC-2 symposium 2002. Margraf Verlag, Weikersheim 2002.
- Falge E., Reth S., Brüggemann N, Butterbach-Bahl K., Goldberg V., Oltchev A., Schaaf S., Spindler G., Stiller B., Queck R., Köstner B., Bernhofer C.: Comparison of surface energy exchange models in VERTIKO, *J. Ecological modelling*, submitted, 2004.
- Federer, C.A.: BROOK90: a simulation model for evaporation, soil water and stream-flow, Version 3.1, Computer freeware and documentation, USDA Forest Service, P.O. Box 640, Durham NH, USA, 1995.
- Feigenwinter, C., Bernhofer, C., Vogt, R.: The influence of advection on the short term CO₂-budget in and above a forest canopy, *Bound.-Layer Meteorol.*, **113** (2): 201-224, 2004.

- Foken, Th., Wichura, B.: Tools for quality assessment of surface-based flux measurements, *Agric. Forest Meteorol.*, **78**, 83-105, 1996.
- Gauger, Th.; Anshelm, F.; Schuster, H.; Erisman, J.W.; Vermeulen, A.T.; Draaijers, G.P.J.; Bleeker, A.; Nagel, H.-D.: Mapping of ecosystem specific long-term trends in deposition loads and concentrations of air pollutants in Germany and their comparison with Critical Loads and Critical Levels, Umweltbundesamt und Institut für Navigation der Universität Stuttgart, Final Report 299 42 210, part 1: 207 pages, part 2: 108 pages, 2002.
- Göckede, M., Markkanen, T., Hasager, C. B., Foken, T.: Use of footprint modelling for the characterisation of complex measurement sites, *Bound.-Layer Meteorol.*, to be submitted, 2004.
- Göckede, M., Rebmann, C., Foken, T.: A combination of quality assessment tools for eddy covariance measurements with footprint modeling for the characterisation of complex sites, *Agric. For. Meteorol.*, accepted, 2004.
- Gravenhorst G., Oltchev A., Sogachev A., Ibrom A., Kreilein H.: Forests as protection against airborne immissions. *Met. Zeitsch.* submitted, 2004
- Grünhage, L., Haenel, H.-D.: PLATIN (PLant ATmosphere INteraction) I: A model of plant-atmospheric interaction for estimating absorbed doses of gaseous air pollutants, *Environmental Pollution*, **98**, 37-50, 1997.
- Grünwald, Th.: Langfristige Beobachtungen von Kohlendioxidflüssen mittels Eddy-Kovarianz-Technik über einem Altlichtenbestand im Tharandter Wald, Tharandter Klimaprotokolle Bd. 7, Hrsg: Ch. Bernhofer, F.H. Berger, V. Goldberg, Eigenverlag TU-Dresden, 2003.
- Harley, P.C., Tenhunen, J. D.: Modelling the photosynthetic response of C3 leaves to environmental factors, In: K.J. Boote (ed), *Modeling Crop Photosynthesis - from Biochemistry to Canopy*, Proceedings of American Society of Agronomy Symposium, pp 17-39, 1991.
- Hasager, C. B., Jensen, N. O.: Surface flux aggregation in heterogeneous terrain, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **125**, 075-2102, 1999.
- Herold, M.: Einfluss von zweidimensionalen Oberflächeninhomogenitäten auf die Struktur und Entwicklung der atmosphärischen Grenzschicht - Untersuchungen mit dem LES-Modell PALM, Diplomarbeit, Universität Hannover, 2002.
- Inagaki A., Letzel, M.O., Raasch, S., Kanda, M.: Mesoscale Heat Transport over Heterogeneous Surface and its Impact on Spatial Representativeness of Single Tower Observations - A numerical Study Using Large-Eddy Simulation, *Bound.-Layer Meteorol.*, submitted, 2004.
- Kanda, M., Letzel, M. O. Watanabe, T., Inagaki, A. und Raasch, S.: LES Study on the Energy Imbalance Problem with Eddy Covariance Fluxes, *Bound.-Layer Meteorol.*, **110**, 381-404, 2003.
- Kesik M.: Erstellung eines Katasters des N- und C-Spuren-gasaustausches (NO, N₂O und CH₄) für forstwirtschaftlich genutzte Flächen des Freistaates Sachsen unter Verwendung des prozeßorientierten Modells PnET-N-DNDC, Diplomarbeit, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Augsburg, 2002.
- Kessler, A., Jaeger, L.: Analysis of long time series of long-wave radiation fluxes above a pine forest, *Theor. Appl. Climatol.*, **74**, 179-189, 2003.
- Kiese, R., Li, C., Hilbert, W., Papen, H., Butterbach-Bahl, K.: Regional application of PnET-N-DNDC for estimating the N₂O source strength of tropical rainforests in the Wet Tropics of Australia, *Global Change Biology*, in press, 2004.

VERTIKO-Koordination

- Letzel, M. O., Raasch, S.: Large-Eddy Simulation of Thermally Induced Oscillations in the Convective Boundary Layer, *J. Atmos. Sci.*, **60**, 2328-2341, 2003.
- Manderscheid, R., Schaaf, S., Mattsson, M., Schjoerring, J.K.: Glufosinate treatment of weeds results in ammonia emission by the plants, *Agriculture, Ecosystems & Environment*, submitted, 2004.
- Miehle, P.: Erstellung eines Katasters der N-Spurenemissionen (N₂O und NO) für landwirtschaftlich genutzte Flächen des Freistaats Sachsen unter Verwendung des prozessorientierten Modells DNDC, Diplomarbeit, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Augsburg, 2002.
- Oltchev A., Atashfaraz S., Ibrom A., Gravenhorst G.: Ein Modellansatz für die Simulation der Energie-, Wasser-, CO₂ und NH₃ - Flüsse in Mischwaldbeständen. Biomet Tagung "Mensch- Pflanze- Atmosphäre", Ch. Bernhofer und V. Goldberg (Hrsg.), *Tharandter Klimaprotokolle*, Band 9, S. 61-63, 2003.
- Oltchev A., Cermak J., Nadezhdina N., Tatarinov F., Tishenko A., Ibrom A., Gravenhorst G.: Transpiration of a mixed forest stand: field measurements and simulation using SVAT models, *J. Boreal Environmental Research*, **7**, Vol 4. pp. 389-397, 2002.
- Plessow, K., Spindler, G., Zimmermann, F., Matschullat, J.: Höhenabhängige Konzentrationsverteilung und Deposition reaktiver Stickstoffverbindungen in Sachsen (VERTIKO-Zielgebiet), Tagungsband der DACH-Tagung Karlsruhe, Sep 07-10, 2004.
- Plessow, K., Zimmermann, F., Matschullat, J.: Beitrag von Ammoniak und Salpetersäure zur atmosphärischen Stickstoffdeposition in Fichtenwäldern des Osterzgebirges. *Tharandter Klimaprotokolle* Bd. 9, Hrsg: Ch. Bernhofer, F.H. Berger, V. Goldberg, Eigenverlag TU-Dresden, 45-47, 2003.
- Queck, R.: Anchor stations, *VERTIKO Newsletter* No.5, TU-Dresden, 2003
- Queck, R.: Fraktionierung und zeitliche Differenzierung von Depositionsraten in Waldbeständen. Dissertation. *Tharandter Klimaprotokolle*, Band 11, Hrsg: Ch. Bernhofer, V. Goldberg, Eigenverlag TU-Dresden, 2004.
- Raabe, A., Arnold, K., Ziemann, A., Schroeter, M., Raasch, S., Bange, J., Zittel, P., Spieß, T., Foken, T., Goeckede, M., Beyrich, F., Leps, J.-P.: STINHO - Structure of turbulent transport under INHogeneous surface conditions - a micro- α scale field experiment and LES modelling, *Met. Zeitschr.*, submitted, 2004.
- Rannik, Ü., Markkanen, T., Vesala, T.: Turbulence statistics inside and over forest: influence on footprint prediction, *Bound.-Layer Meteorol.*, **109**, 163-189, 2003.
- Reth S., Hentschel K., Drössler M., Falge E.: DenNit - Experimental analysis and modelling of soil N₂O efflux in response on changes of soil water content, soil temperature, soil pH, nutrient availability and the time after rain event, *Plant and Soil*, submitted, 2004.
- Schaaf S., Dämmgen U., Grünhage L.: Deposition of atmospheric N and S species to arable crops, *Env. Pollut.*, in preparation, 2005
- Slinn, W.G.N.: Predictions for particle deposition to vegetation surfaces, *Atmos. Environ.*, **16**, 1785-1794, 1982
- Spindler, G., Teichmann, U., Sutton, M.A.: Ammonia dry deposition over grassland – micrometeorological flux-gradient measurements and bidirectional flux calculations using an inferential model, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **127**, 795-814, 2001.

VERTIKO-Koordination

- Sutton, M.A., Burkhardt, J.K., Guerin, D., Nemitz, E., Fowler, D.: Development of resistance models to describe measurements of bi-directional ammonia surface-atmosphere exchange, *Atmos. Environ.*, **32**, 473-480, 1998.
- Uhlenbrock, J., Herold, M., Raasch, S.: Investigation of the Generation of Thermally Induced Circulations by Two- Dimensional Inhomogeneities and its Quantitative Effects on the CBL Properties Using Large Eddy Simulation, *Bound.-Layer Meteorol.* accepted, 2004.
- Weigel, J. H., Dämmgen, U.: The Braunschweig Carbon Project : atmospheric flux monitoring and Free Air Carbon Dioxide Enrichment (FACE), *J. Appl. Bot.*, **74**, 55-60, 2000.
- Ziemann A., Schröter, M., Arnold, K., Raasch, S., Raabe, A.: Vergleich von Large-Eddy Simulationen und Messungen mit der akustischen Tomographie unter inhomogenen Oberflächenbedingungen, *Tagungsband der DACH-Tagung Karlsruhe*, Sep 07-10, 2004.
- Zimmermann, F., Lux, H., Maenhaut, W., Matschullat, J., Plessow, K., Reuter, F., Wienhaus, O.: A review of air pollution and atmospheric deposition dynamics in Saxony, Germany, Central Europe. *Atmos. Environ.*, **37**, 671-691, 2003.
- Zimmermann, F., Plessow, K., Queck, R., Matschullat, J.: Modellierung von Stickstoffflüssen in einem Fichtenbestand. *Tagungsband der DACH-Tagung Karlsruhe*, Sep 07-10, 2004.

**Abschlussbericht
zum Forschungsprojekt**

**Struktur des Turbulenten Transports über inhomogener Unterlage -
Flugmessungen in der Grenzschicht
(VERTIKO-TUB)**

FK 07 ATF37-TUB

Berichtersteller:

Jens Bange, Peter Zittel, Thomas Spieß

**Technische Universität Braunschweig
Institut für Luft- und Raumfahrtsysteme
Hermann-Blenk-Str. 23
38108 Braunschweig
im Dezember 2004**

Forschungsvorhaben: Struktur des Turbulenten Transports über inhomogener Unterlage - Flugmessungen in der Grenzschicht

Förderung durch: Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms 2000

Förderkennzeichen: Förderkennzeichen 07 ATF37-TUB

Projektleiter: Dr. Jens Bange, Technische Universität Braunschweig, Institut für Luft- und Raumfahrtsysteme

Projektmitarbeiter: Peter Zittel, Thomas Spieß, Technische Universität Braunschweig, Institut für Luft- und Raumfahrtsysteme

1 Zusammenfassung

Im Rahmen des Unterverbundes STINHO in VERTIKO wurden zwei Flugexperimente durchgeführt. Im Vorexperiment STINHO-1 (September 2001) fanden Überflüge des Forschungsflugzeuges Do 128 „IBUF“ über den Ankerstationen Melpitz und Tharandt (bei Dresden) statt. Die Flüge dienten der Untersuchung und Quantifizierung der räumlichen und zeitlichen Variabilität oberflächennaher turbulenter Flüsse über heterogenen Landschaften. Das Hauptexperiment STINHO-2 (Sommer 2002) wurde in einer mehrwöchigen Messphase in der Nähe des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg (MOL) im LITFASS Messgebiet durchgeführt. Die bodengestützten Messverfahren wurden dabei von dem Hubschraubergestützten Turbulenzmesssystem Helipod begleitet.

Hauptziel der Flugmessungen war die Bestimmung flächenrepräsentativer bodennaher turbulenter Flüsse. Als erster Schritt wurde ein verbessertes Verfahren zur Extrapolation von flächengemittelten turbulenten Flüssen aus der Flughöhe zum Erdboden entwickelt. Dieses Verfahren, genannt LLF+IM, bedient sich inverser Modelle. Die Methode wurde zunächst in einer Large Eddy Simulation (LES) und durch Messdaten aus Vergleichsflügen des Helipod und der Do 128 im Feldexperiment LITFASS-98 verifiziert.

Außerdem konnte der statistische Fehler der im Flug gemessenen Flüsse durch Vereinfachung und Präzisierung der allgemein akzeptierten Methode zur Berechnung der statistischen Unsicherheiten deutlich verringert werden. Dabei stellte sich heraus, dass die statistische Verteilung der turbulenten Größen signifikant von der allgemein angenommenen Normalverteilung abwich. Eine neue, analytische Verteilungsfunktion wurde angesetzt, konnte aber nicht abschließend bestimmt werden.

Die getrennte Auswertung der turbulenten Flüsse über Wald und über niedrig bewachsenem Ackerland zeigte, dass 1) signifikant verschiedene bodennahe Flüsse zu messen waren, und 2) die konvektive Grenzschicht (CBL) in 180 m Flughöhe nicht durchmischt war.

Als Spezialfall wurde die sich entwickelnde CBL in den frühen Morgenstunden untersucht. Die beobachteten Vertikalprofile des turbulenten Flusses fühlbarer Wärme entsprachen (in entsprechender Skalierung) den Modellvorstellungen einer vollentwickelten CBL. In der darüber liegenden Restinversion (der nächtlichen Bodeninversion) wurden riesige Vertikalgradienten der Feuchte und potentiellen Temperatur sowie sehr dünne und gekoppelte Temperatur- und Feuchteschichten beobachtet.

2 Einleitung

Im Verbund **VERTIKO** (**VERTI**kaltransporte von Energie- und Spurenstoffen an Ankerstationen und ihre räumlich/zeitliche Extrapolation unter **KO**mplexen natürlichen Bedingungen) wurden kontinuierliche Messungen an Ankerstationen benutzt, um Parameterisierungen und Modelle zur Beschreibung turbulenter Oberflächenflüsse über heterogenen Landschaften zu entwickeln und zu verbessern. In diesem Zusammenhang ermittelte das Projekt **STINHO** (**ST**tructure of the turbulent transport over **INH**omogeneous surfaces), inwieweit diese Punktmessungen repräsentativ für ihre Umgebung sind. Dazu wurde im Teilprojekt Flugmessungen die Hubschrauberschleppsonde Helipod eingesetzt, um meteorologische Grundgrößen, ihre spektrale Verteilung, turbulente Strukturen und Flüsse, sowie statistische Momente innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht zu bestimmen. Ferner wurde die Oberflächentemperatur entlang des Flugweges gemessen. Mit Hilfe von Haushaltsgleichungen und mathematischen Verfahren konnten die bodennahen turbulenten Wärmeflüsse aus den Flugmessungen berechnet und mit denen direkt an den Ankerstationen gemessenen Werten verglichen werden. Sowohl Oberflächentemperatur als auch die bodennahen Flüsse konnten als Randbedingung für die Initialisierung von Grobstruktursimulationen (LES-Modelle in VERTIKO) genutzt werden, während die Helipod-Messungen von Flüssen, Momenten und Spektren in verschiedenen Höhen der Validierung dieser Modelle dienen.

Der Helipod hat im Vergleich zu herkömmlichen Forschungsflugzeugen die Vorteile geringer Mindestflughöhen und eines sehr hohen räumlichen Auflösungsvermögens (SPIESS et al. 2004b; SPIESS et al. 2004c). Dies erleichterte den Vergleich mit Bodenmessungen (ZITTEL et al. 2004f). Die Flugmuster, die in diesem Teilprojekt realisiert wurden (SPIESS et al. 2003), bestanden aus Kombinationen von geraden Teilstücken, so genannten Legs, mit Längen zwischen 5 und 20 km. Somit konnte innerhalb kurzer Zeit die Grenzschicht über dem Messgebiet sondiert und flächengemittelte Werte mit den Punktmessungen der Ankerstationen verglichen werden.

Es wurden zwei Experimente durchgeführt. 2001 fand das Vorexperiment nahe der Ankerstation Melpitz statt, 2002 wurde das Hauptexperiment über dem LITFASS Gelände bei Lindenberg (MOL) durchgeführt. Mittels verschiedener Flugmuster (SPIESS et al. 2004d; ZITTEL et al. 2004e) sollten konkret die folgenden Fragestellungen untersucht werden:

- Turbulenter vertikaler Transport über heterogenem Gelände: Mittels „Low-Level-Flights“, quadratischen Flugmustern in möglichst geringer Höhe, sowie der Methode der inversen Modellierung wurden bodennahe mittlere turbulente Wärmeflüsse berechnet. Durch Mittelung über Teilabschnitte, bzw. Anpassung der Flugmuster konnte der turbulente Transport über verschiedenen Geländetypen (Wald, See, Wiese) bestimmt werden.
- Bestimmung horizontaler Flüsse aus Low-Level-Flights.
- Oberflächentemperatur. Das Strahlungsthermometer, mit dem der Helipod ausgestattet ist, gestattete die Erstellung einer Ortsreihe der Oberflächentemperatur, die sowohl als notwendige untere Randbedingung für LES-Modelle, als auch zur Berechnung der bodennahen Flüsse dient.
- Mittlerer vertikaler Transport. Die mittlere Vertikalgeschwindigkeit an der Obergrenze der Grenzschicht ist klein gegenüber Konvektion und Turbulenz und hat ihre Ursache in

VERTIKO_TUB

der synoptischen Skala. Ihre direkte Bestimmung war bisher nicht erfolgreich. Horizontale Flugmessungen in mehreren Höhen (3D-Box) und deren inverse Modellierung liefert die Divergenz des Windfeldes als Funktion der Höhe. Mit Hilfe der Kontinuitätsgleichung lässt sich der mittlere Vertikalwind an der Obergrenze der Grenzschicht bestimmen. Idealerweise finden diese Flüge in einer Hochdruckwetterlage statt, in der ein mittleres Absinken zu beobachten ist.

- Statistische Momente und Spektren innerhalb der Grenzschicht. Die Messflüge der 3D-Boxen lieferten die zweiten und höheren Momente, sowie Spektren der turbulenten Größen. Das LES-Modell konnte mit den daraus gewonnenen Flächenmitteln validiert und die Punktmessungen der Ankerstationen auf ihre Repräsentanz für deren Umgebung überprüft werden.
- Messungen in der stark stabil geschichteten Grenzschicht. Kleinskalige Turbulenz, wie sie typischerweise in stabiler Schichtung auftritt, kann vom Helipod aufgelöst werden. Daher wurden Messflüge während des morgendlichen Abbaus der nächtlichen Bodeninversion durchgeführt.

Die Ergebnisse des Projektes STINHO zeigen, dass die Flugmessungen mit der Hubschrauberschleppsonde Helipod wichtige Datenlücken schlossen und die Zusammenarbeit zwischen Experiment und numerischer Simulation stark verbessert wurde.

3 Methoden

3.1 Bestimmung der flächengemittelten bodennahen turbulenten Flüsse aus Flugmessungen

Eine übliche Methode zur Bestimmung bodennaher vertikaler turbulenter Wärmeflüsse aus Flugmessungen ist die sogenannte 3D-Box (z.B. BANGE et al. 2002a; BANGE et al. 2002b). Hierbei werden in wenigstens drei verschiedenen Flughöhen innerhalb der Grenzschicht Flugmessungen auf quadratischen Flugmustern durchgeführt. Die in den verschiedenen Höhen ermittelten flächengemittelten Flüsse werden dann zum Boden extrapoliert. Nachteile dieser Methode sind der hohe Zeitaufwand, die Voraussetzung von Stationarität über mehrere Stunden, sowie die Annahme eines bekannten Flussprofils durch die ganze Grenzschicht. Eine deutliche Verbesserung stellt die Tiefflugmethode (GRUNWALD et al. 1998) dar. Allerdings sind nun zusätzliche (bodengestützte) Messung zur Ermittlung der Gradienten und zeitlichen Entwicklung der Zustandsgrößen notwendig.

Eine weitere Verbesserung ist daher die Kombination von LLF mit inversen Modellen (LLF+IM; BANGE et al. 2004a; BANGE et al. 2004d; WOLFF und BANGE 2000; ZITTEL et al. 2002a; ZITTEL et al. 2002b; ZITTEL et al. 2003; ZITTEL et al. 2004a; ZITTEL et al. 2004c). Dabei werden hochauflösende Flugmessungen in möglichst geringer Höhe durchgeführt und lediglich ein bekanntes Flussprofil zwischen Flughöhe und Boden vorausgesetzt.

Zunächst wird der flächengemittelte turbulente Fluss in der Flughöhe z mit der üblichen Kovarianzmethode berechnet. Mittels einer inversen Modellierung werden aus den Messreihen die benötigten Gradienten zur Lösung der Energieerhaltungsgleichung

$$\frac{\partial H}{\partial z} = - \left(\rho c_p \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} \right) - \left(\rho c_p \bar{u} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} + \rho c_p \bar{v} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} \right) \quad (1)$$

berechnet. Die vertikale turbulente Fluss fühlbarer Wärme H steht hier stellvertretend für alle vertikale turbulente Flüsse der atmosphärischen Grenzschicht. In der Flughöhe z wird dann der Vertikalgradient des mittleren turbulenten Flusses mit Gl. 1 berechnet. Nun kann der in der Höhe z berechnete turbulente Fluss auf den Boden extrapoliert und so der mittlere bodennahe flächengemittelte turbulente Fluss bestimmt werden. Dazu muss lediglich eine Annahme für das vertikale Flussprofil unterhalb der Flughöhe z gemacht werden. Diese Annahme ist in der Regel besser erfüllt, je tiefer der Flug durchgeführt wurde.

3.2 Verifizierung der inversen Methode in LITFASS-98

Beim Feldexperiment LITFASS-98 nahe Lindenberg wurden turbulente Flüsse mit dem Forschungsflugzeug Do 128, der Hubschrauberschleppsonde Helipod und einigen Bodenstationen und Fernerkundungsmethoden zeitgleich erfasst (BANGE et al. 2002a; ENGELBART und BANGE 2002). Dabei wurden horizontale quadratische Flugmuster (etwa 15 km x 15 km) in drei verschiedenen Höhen (140 m - 700 m) in der konvektiven Grenzschicht geflogen. Die mit LLF+IM berechneten bodennahen turbulenten Flüsse stimmten hervorragend mit den Bodenbeobachtungen überein und lieferten ein deutlich stimmigeres Ergebnis als die 3D Box Methode (BANGE et al. 2004c; BANGE et al. 2004b).

3.3 Verifizierung der inversen Methode mittels LES

In Zusammenarbeit mit dem Institut für Meteorologie und Klimatologie (IMUK) der Universität Hannover (Arbeitsgruppe um Dr. Siegfried Raasch) wurden simulierte Flugmessungen in einer künstlichen atmosphärischen Grenzschicht untersucht. Mit einer LES (**L**arge-**E**ddy **S**imulation) wurden zunächst virtuelle Flüge über homogenem Gelände simuliert (siehe auch SCHRÖTER et al. 2000; RAASCH und SCHRÖTER 2001). In weiteren Untersuchungen wurde Flugmessungen über heterogenem Untergrund - entsprechend den Feldexperimenten STINHO-2 und LITFASS-2003 - in LES simuliert (siehe auch UHLENBROCK et al. 2004). Die in Flughöhe „gemessenen“ turbulenten Flüsse wurden mit den flächengemittelten Vorgaben des Modells verglichen. Ferner wurden die mittels LLF+IM zum Boden extrapolierten Flüsse mit den Modellrandbedingungen verglichen. Die Übereinstimmung zwischen simulierten Flug- und vorgegebenen Modelldaten war sehr zufrieden stellend. Die statistischen Fehler der LLF+IM Methode sind auch auf kleineren Flugmustern akzeptabel.

Rahmenbedingungen für die verwendete LES

- leicht labil geschichtete Grenzschicht mit einer Grenzschichthöhe von 650 m
- Startwert des bodennahen turbulenten fühlbaren Wärmestroms: 151 Wm^{-2}
- simulierte Fluggeschwindigkeit: 40 ms^{-1}
- simuliertes Flugmuster: Box mit einer Seitenlänge von 8 km wurde 9 mal abgeflogen in 5 Flughöhen (100, 200, 300, 400 und 500 m)
- Flugbeginn erfolgte nach 90 Minuten nach Simulationsbeginn mit einer Flugdauer von 120 Minuten
- Die Abtastrate betrug 1 Hz entsprechend alle 40 m ein Messpunkt

3.4 Vorexperiment STINHO-1

Das Vorexperiment STINHO-1 (22. Sept. 2001) diente der Erprobung der Messstrategien und des Zusammenspiels der einzelnen Arbeitsgruppen. Die Bodenmessungen wurden am Vormittag durch Flugmessungen mit der Do 128 „IBUF“ der Technischen Universität Braunschweig begleitet. Die meteorologischen Grundgrößen Wind \vec{v} , Temperatur T , Mischungsverhältnis m , sowie die Oberflächentemperatur T_s des überflogenen Geländes wurden mit 100 Hz erhoben. Nach Abschluss der Befliegung der Ankerstation Melpitz wurde das Flugexperiment am Nachmittag über der Ankerstation Tharandt fortgesetzt. Beide Flüge dienten der Untersuchung und Quantifizierung der räumlichen und zeitlichen Variabilität oberflächennaher turbulenter Flüsse über heterogenen Landschaften. Zu diesem Zweck wurde ein quadratisches Messgebiet mit einer Kantenlänge von etwa 10 km ausgewählt. Innerhalb dieses Gebietes wurden zunächst 10 geradlinige horizontale Flüge (so genannte „Legs“) in West-Ost-Richtung, danach noch einmal 10 horizontale Flüge in Nord-Süd-Richtung durchgeführt (Abbildung 1). Dieses Flugmuster trägt in der Flugmeteorologie den Namen „Matratze“ und wurde sowohl in Melpitz als auch in Tharandt (Abb. 1) angewandt. Durch Vertikalsondierungen der atmosphärischen Grenzschicht wurden die Flugmessungen vor, während und nach der Matratze ergänzt.

3.5 Flugmessungen im Feldexperiment STINHO-2

Im Mai 2002 wurde der Helipod nach einer mehrjährigen Einsatzpause wieder in Betrieb genommen. Das System absolvierte einen erfolgreichen Testflug am Braunschweiger Flughafen. So konnte vom 24. Juni bis 10. Juli 2002 das Feldexperiment STINHO-2 bei Lindenberg ohne nennenswerte Störungen mit dem Helipod durchgeführt werden. In Kooperation mit dem Verbund EVA-GRIPS des Forschungsprogramms DEKLIM wurden insgesamt etwa 30 h Flugmessungen über heterogenem Gelände absolviert (siehe Abb. 2). Die Flugroutenauslegung, die Planung vor Ort und die Durchführung der Messflüge in STINHO-2 geschah in enger Zusammenarbeit mit den Projektpartnern DWD1, UBT1, UBT2, UH und ULLIM.

3.6 Messungen in der morgendlichen Grenzschicht, flache Konvektion

Im STINHO-2 Experiment wurden an vier Tagen Messflüge während der morgendlichen Übergangsphase der Grenzschicht durchgeführt. Es kam das gitterförmige Flugmuster „kleine Matratze“ zum Einsatz, welches aus 12 Legs mit 5 km Länge besteht. Das Muster wurde in einer konstant niedrigen Höhe von 80 m geflogen. Zusätzlich wurden in regelmäßigen Abständen Schrägflüge durchgeführt.

Die Entwicklung der morgendlichen Grenzschicht ermöglichte eine ungewöhnliche Vertikalsondierungsmethode, bei der sich nicht das Messsystem bewegt, sondern die Grenzschichthöhe z_i . Jedes Leg befand sich in einer normierten Höhe z/z_i , so dass bei konstanter Flughöhe z der Wert für z/z_i bei anwachsender Grenzschicht von Leg zu Leg abnimmt.

Abbildung 3 zeigt die Grenzschichtentwicklung am 6. Juli 2002 anhand von Profilen der potenziellen Temperatur, gemessen während der Schrägflüge. Deutlich ist der Übergang von der stabilen nächtlichen Schichtung zu konvektiven Verhältnissen zu erkennen.

3.7 Fehleranalyse bei der Berechnung turbulenter Flüsse

Die Theorie nach LENSCHOW und STANKOV (1986) zur Berechnung des statistischen Fehlers von den turbulenten Flüssen wurde im Detail betrachtet und auf die Flugmessungen optimiert. Parallele Messungen von Helipod und Do 128 im Flugexperiment LITFASS-98 zeigten identische Flüsse mit vergleichsweise großen Fehlerbalken, die nicht zu der guten Übereinstimmung der beiden Flugmessungen zu passen schienen (BANGE et al. 2002a). Dieser Sachverhalt motivierte zur genaueren Betrachtung der Fehlerrechnung nach LENSCHOW und STANKOV (1986). In der üblichen Fehlerrechnung wird aus den integralen Maßen λ vom Vertikalwind w und der zu transportierenden Größe s die gemeinsame integrale Länge unter Annahme von normalverteilten Zeitreihen und einem empirisch bestimmten Zusammenhang $\lambda_{ws} = f(\lambda_w, \lambda_s)$ bestimmt. Um schließlich den statistischen Fehler berechnen zu können, werden weitere Abschätzungen vorgenommen.

$$\sigma_F \leq \frac{2}{r_{ws}} \cdot \sqrt{\frac{\min(\lambda_w, \lambda_s)}{L}} \cdot |F| \quad . \quad (2)$$

In Gl. 2 ist r_{ws} der Korrelationskoeffizient von w und s , L die Flugdauer und F der turbulente Fluss. In den Flugmessungen konnte das integrale Maß λ_{ws} ohne Näherungen berechnet und so der statistische Fehler ohne weitere Approximationen direkt bestimmt werden.

$$\sigma_F^2 = 2 \cdot \left(\langle w^2 s^2 \rangle - \langle ws \rangle^2 \right) \cdot \frac{\lambda_{ws}}{L} \quad . \quad (3)$$

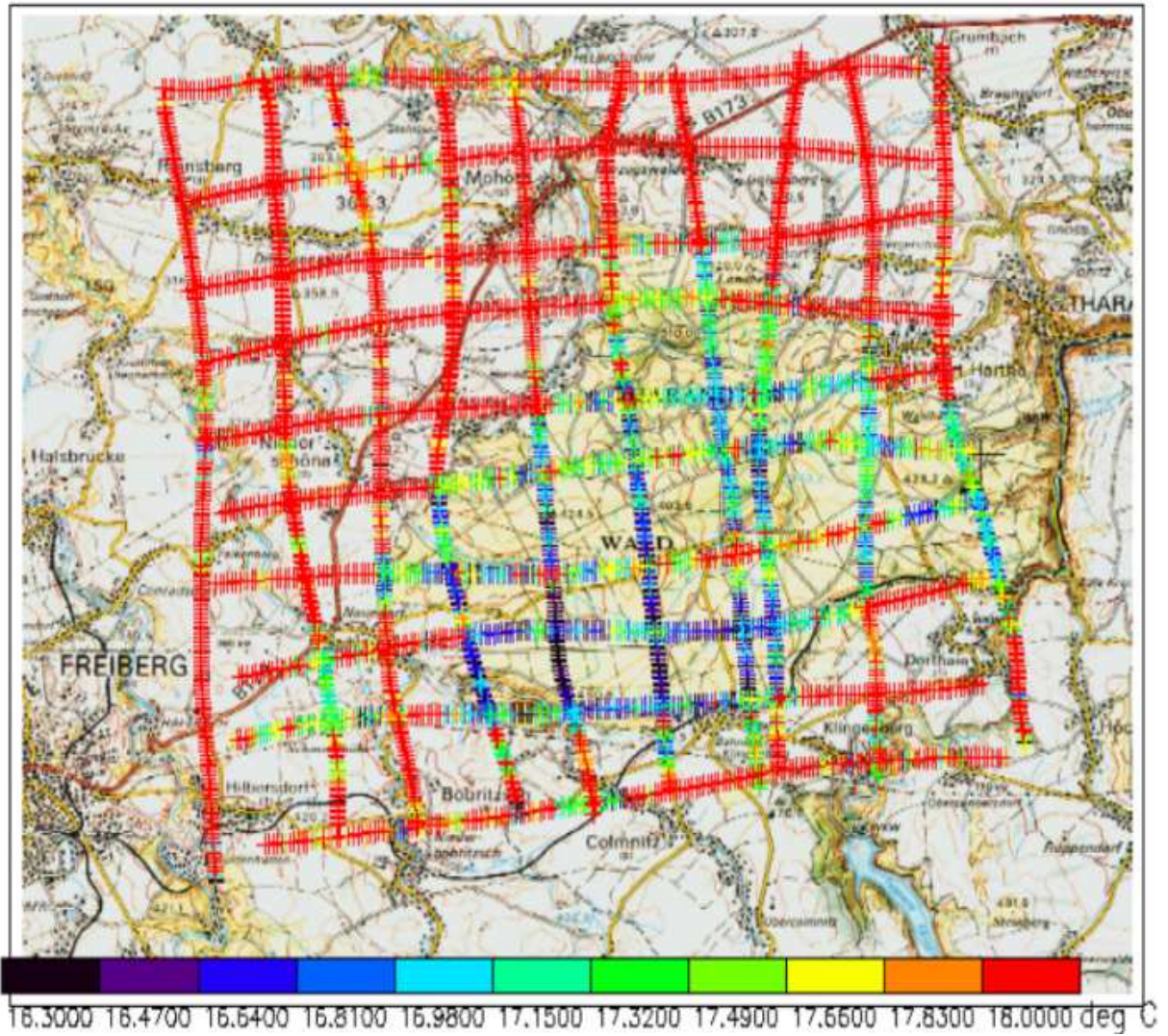


Abbildung 1: Flugmuster über Tharandt mit der Oberflächentemperatur zur Selektion von Wald und Acker

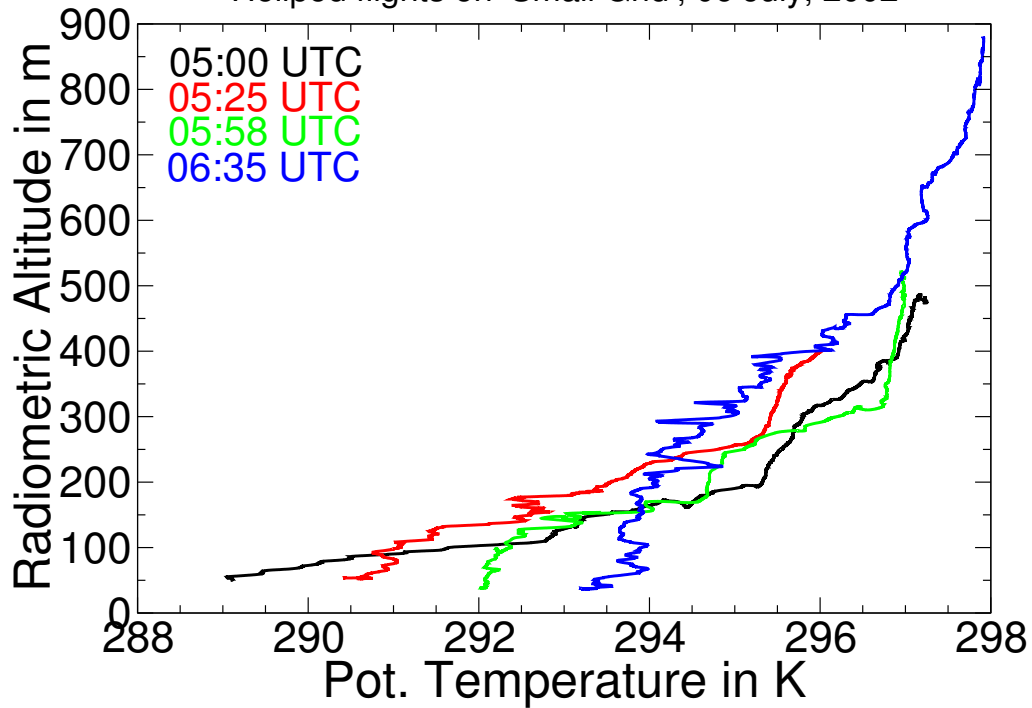
VERTIKO_TUB

Datum	25.06.02	26.06.02	05.07.02	06.07.02	07.07.02	08.07.02	09.07.02
Uhrzeit							
07:00:00				07:00 h bis			
07:15:00			07:13 h bis	08:50 h		07:15 h bis	07:20 h bis
07:30:00			08:45 h			09:15 h	09:10 h
07:45:00				kleine			
08:00:00			kleine	Matratze		kleine	kleine
08:15:00			Matratze			Matratze	Matratze
08:30:00				3 / 8 Ci			
08:45:00			wolkenlos			wolkenlos	1 / 8 Ci
09:00:00							
09:15:00				09:20 h bis			
09:30:00				11:10 h			
09:45:00			09:42 h bis				
10:00:00			11:42 h	Katalog			
10:15:00				2x low			
10:30:00			große				
10:45:00			Matratze	1 / 8 Ac			
11:00:00				4 / 8 Ci			
11:15:00			2 / 8 Cu hum				
11:30:00			1 / 8 Sc				
11:45:00			6 / 8 Ci	11:40 h bis		11:45 h bis	
12:00:00				13:00 h		13:15 h	
12:15:00				Katalog		Katalog	
12:30:00				0,2 zi +0,5 zi		low +0,2 zi	
12:45:00				2- - >5 / 8 Ac			
13:00:00				6 / 8 Ci		2 / 8 Cu hum	
13:15:00			13:20 h bis			Dunst	13:15 h bis
13:30:00			14:41 h				15:15 h
13:45:00			Katalog			13:35 h bis	
14:00:00	14:06 h bis		low und 0,2 zi			14:55 h	Int. BL Lake
14:15:00	15:53 h					Katalog	
14:30:00		14:17 h bis	6 / 8 Cu			0,5 zi +low	
14:45:00	große	16:01 h				4 / 8 Cu	2 / 8 Ci
15:00:00	Matratze					Dunst	
15:15:00		große	15:15 h bis				
15:30:00	2 / 8 Cu hum	Matratze	16:07 h			15:30 h bis	
15:45:00			Katalog 0,5 zi			16:55 h	
16:00:00		4- 5 / 8 Cu	6 / 8 Cu				
16:15:00						Katalog	
16:30:00						0,2 zi +0,5 zi	
16:45:00							
17:00:00						3 / 8 Cu med	

Abbildung 2: Chronologie der Helipod-Flüge vom 25.06. bis 09.07.2002. Am Anfang und am Ende der Flugmuster wurden zusätzlich Vertikalprofile geflogen

Vertical Profiles of the Pot. Temperature

Helipod flights on 'Small Grid', 06 July, 2002



Convective boundary layer height

Helipod flight on "Small Grid", 6 July, 2002

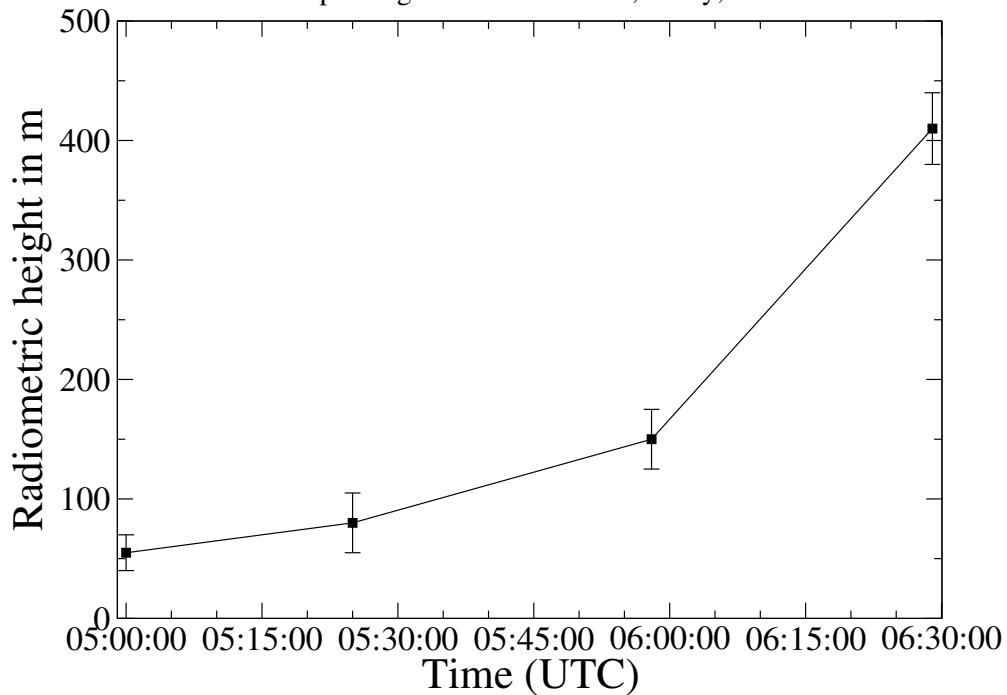


Abbildung 3: Links: Vertikalprofil der potenziellen Temperatur, gemessen zu verschiedenen Messzeitpunkten in einem Flugmuster. Zu erkennen ist die Ausbildung einer konvektiven Grenzschicht. Rechts: Grenzschichthöhenentwicklung abgeleitet aus den Vertikalprofilen der potenziellen Temperatur.

4 Ergebnisse und Diskussion

4.1 Verifizierung der inversen Methode mittels LES Simulation

Abbildung 4 zeigt den im simulierten Flug „gemessenen“ turbulenten Strom fühlbarer Wärme H als Funktion der Flugdauer. Verwendet wurden simulierte Flugmessungen in $z = 200$ m Höhe. Die Qualität der Flugmessungen wird im Vergleich mit dem durch die LES aufgelösten Wärmestrom in gleicher Höhe (gestrichelte Linie in Abb. 4) deutlich. Wie zu erwarten war, wird die Berechnung des Wärmestroms H mit einer größeren Anzahl von Datenpunkten (also größerer Mittelungsdauer) immer genauer und der statistische Fehler (Gleichung 3) immer kleiner.

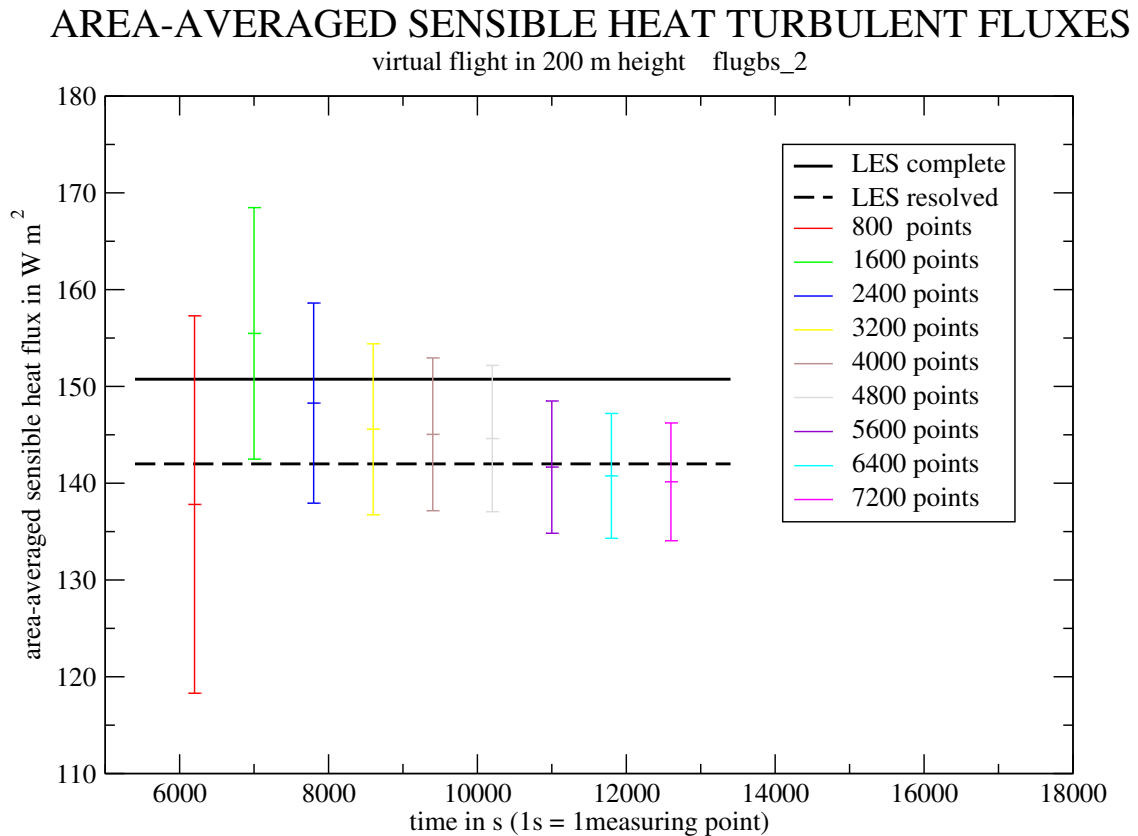


Abbildung 4: Aus virtuellen Flüge in 200 m Höhe abgeleiteter Wärmestrom in Abhängigkeit von der Dauer des simulierten Messfluges. Die Fehlerbalken stellen die statistische Unsicherheit des bodennahen Flusses dar und wurden mit Fehlerfortpflanzungsrechnung aus den statistischen Fehlern der Flüsse in Flughöhe und der statistischen Unsicherheiten der inversen Modellierung berechnet. Die horizontale, durchgezogene Linie stellt den totalen Wärmestrom aus der LES dar. Die horizontale, gestrichelte Linie bildet den aufgelösten Wärmestrom aus der LES ab, der in durch die simulierten Flugmessungen wiedergegeben werden soll.

Flächengemittelte bodennahe turbulente Flüsse fühlbarer Wärme wurde mit der LLF+IM Methode berechnet und mit den Randbedingungen der LES über homogenem wie heterogenem Gelände verifiziert. Die Extrapolation des Wärmestroms zum Boden wurde aus insgesamt fünf Flughöhen und über die gesamte Simulationsdauer von 120 min durchgeführt. Zum Vergleich sind in Abb. 5 die vom Modell vorgegebenen Profile des aufgelösten Wärmestroms zu drei verschiedenen Zeitpunkten eingezeichnet. Die Resultate bestätigen den Ansatz der LLF+IM und rechtfertigen ihre Anwendung bei der Auswertung von Flugmessungen.

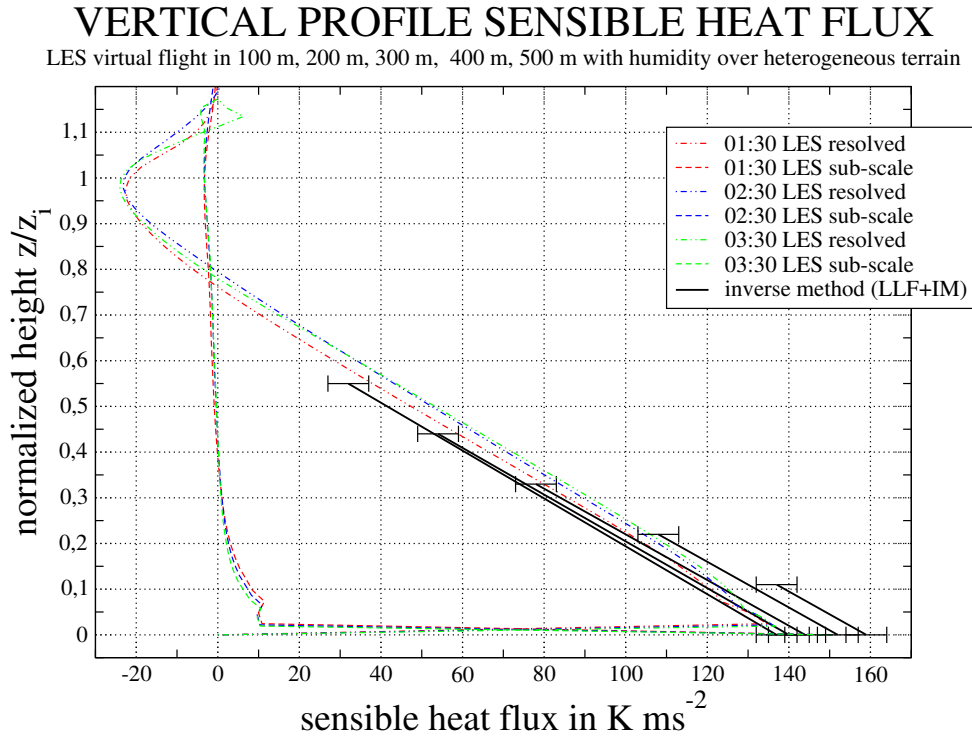


Abbildung 5: Vergleich des mittleren bodennahen fühlbaren Flusses berechnet mit der LLF+IM (schwarze Linie) mit den „wahren“ Werten aus der LES (rote, blaue, grüne gestrichelten Linien). Der gesamte Fluss ist die Summe vom aufgelösten und subskaligen Fluss. Der aufgelöste Fluss ist für die LLF+IM relevant. Die mittleren Flüsse in den verschiedenen Höhen z weichen leicht von den Flüssen aus der LES ab. Die Ursache für die Abweichung besteht darin, dass in der LES über die gesamte Fläche und bei der LLF+IM über den Rand gemittelt wird. Die Vertikalgradienten des Flusses aus LLF+IM passen sehr gut mit der LES zusammen. Durch die LLF+IM werden die mittleren bodennahen Flüsse sehr gut wiedergegeben.

4.2 Auswertung des Vorexperiments STINHO-1

Zuerst wurde die LLF+IM auf das Vorexperiment STINHO-1 über dem Tharandter Wald angewendet, mit dem Ziel der Untersuchung eines Messgebiets mit größeren Strukturen / stärkeren Signalen und damit deutlicheren Effekten und Kontrasten. Aus den Messdaten der erfassten Oberflächentemperatur war es möglich, Wald und Acker zu selektieren (s. Abb. 1). So konnten vertikale turbulente Flüsse über unterschiedlichen Geländetypen errechnet und verglichen werden. Über dem Wald war im Vergleich zum Acker ein höherer Wärmestrom und ein deut-

lich größerer Vertikalgradient erkennbar. Durch die unterschiedlichen Gradienten ist in einer bestimmten Höhe keine Differenz im Wärmefluss erfassbar (siehe Abschnitt 4.2). Weitere Analysen im Feldexperimenten STINHO-2, LIDAR-Messkampagne und LITFASS-2003 wurden und werden in Kooperation mit EVA-GRIPS bzgl. der bodennahen Flüsse durchgeführt.

Die Flüge über dem Tharandter Wald stellen sich als ein besonders geeignetes Experiment zum Vergleich der vertikalen turbulenten Flüsse über unterschiedlichen Geländetypen (Wald und Acker) dar. Wald und Acker sind als zwei große und vergleichsweise homogene Teilgebiete des gesamten überflogenen Geländes zu verstehen, die unterschiedliche Randbedingungen für den vertikalen turbulenten Transport darstellen.

Anhand der Verteilung der Oberflächentemperatur T_s in Abb. 1 wurden die einzelnen horizontalen Flüge (Legs) in Wald- und in Acker-Unterabschnitte unterteilt. Für diese Teil-Legs wurde jeweils der mittlere fühlbare Wärmestrom berechnet. Anschließend wurde für die beiden Bodentypen Acker und Wald jeweils der flächengemittelte Wärmestrom H und - mittels der inversen Modellierung - der Vertikalgradient des turbulenten fühlbaren Wärmestroms $\frac{\partial H}{\partial z}$ berechnet (Abb. 6).

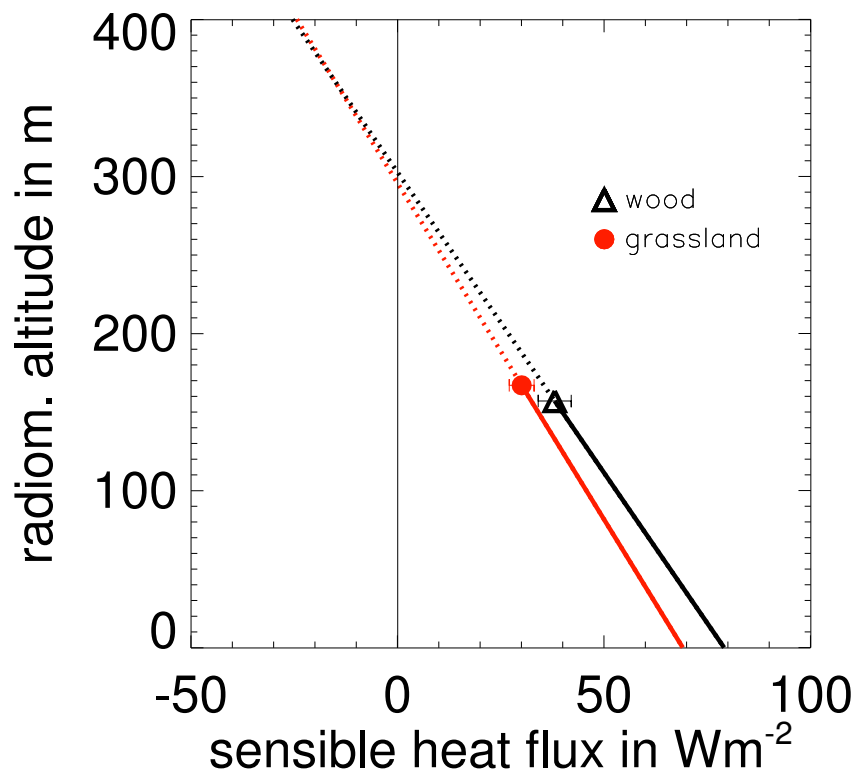


Abbildung 6: Fühlbarer Wärmestromverlauf über dem Wald und Acker bei Tharandt, berechnet mit der inversen Modellierung.

Über dem Wald ist im Vergleich zum Acker ein im Mittel um 10 W/m^2 höherer turbulenter Wärmetransport erkennbar (Abb. 6). Der Vertikalgradient $\frac{\partial H}{\partial z}$ über Wald ist jedoch betragsmäßig größer als der Gradient über Acker. Durch Fortsetzen der als linear angenommenen Wärmestromprofile ergibt sich eine Höhe z_e von etwa 400 m, in denen sich die beiden Wärme-

stromprofile treffen. Da oberhalb dieser Höhe ein einheitliches Wärmestromprofil für das gesamte Messgebiet angenommen werden kann, handelt es sich bei z_e um eine Art *blending height* (CLAUSSEN 1991). Unterhalb von z_e ist der Einfluss des Erdbodens auf den Wärmtransport feststellbar, darüber nicht mehr. Auffällig ist, dass z_e im Bereich des theoretischen Wärmestromminimums liegt, was definitionsgemäß der Höhe der konvektiven Grenzschicht entspricht. In diesem Fall wird der Bodeneinfluss also erst durch die Inversion oberhalb der CBL begrenzt.

4.3 Feldexperiment STINHO-2: Die morgendliche Grenzschichtentwicklung und flache Konvektion

Durch die gelungene räumliche und zeitliche Abstimmung der einzelnen Messverfahren aller an STINHO-2 beteiligten Gruppen wie z.B. Mikrometeorologische Stationen, Laser Szintillometer, ein Langstreckenszintillometer (*Large Aperture Scintillometer*, LAS), ein 99 m Messmast, ein Windprofiler/RASS System (ENGELBART und BANGE, 2002), ein SODAR, ein LIDAR System (BÖSENBERG und LINNÉ, 2002) und akkustische Tomografie (RAABE et al., 2004), sind vollständige, dreidimensionale Datensätze verfügbar, die z.B. als Grundlage für hochaufgelöste LES der Gruppe UH benötigt wurden. Analytierte Flugmessdaten wurden in der VERTIKO-Datenbank bereitgestellt. Umfassendere Datenanforderungen können innerhalb weniger Stunden befriedigt werden.

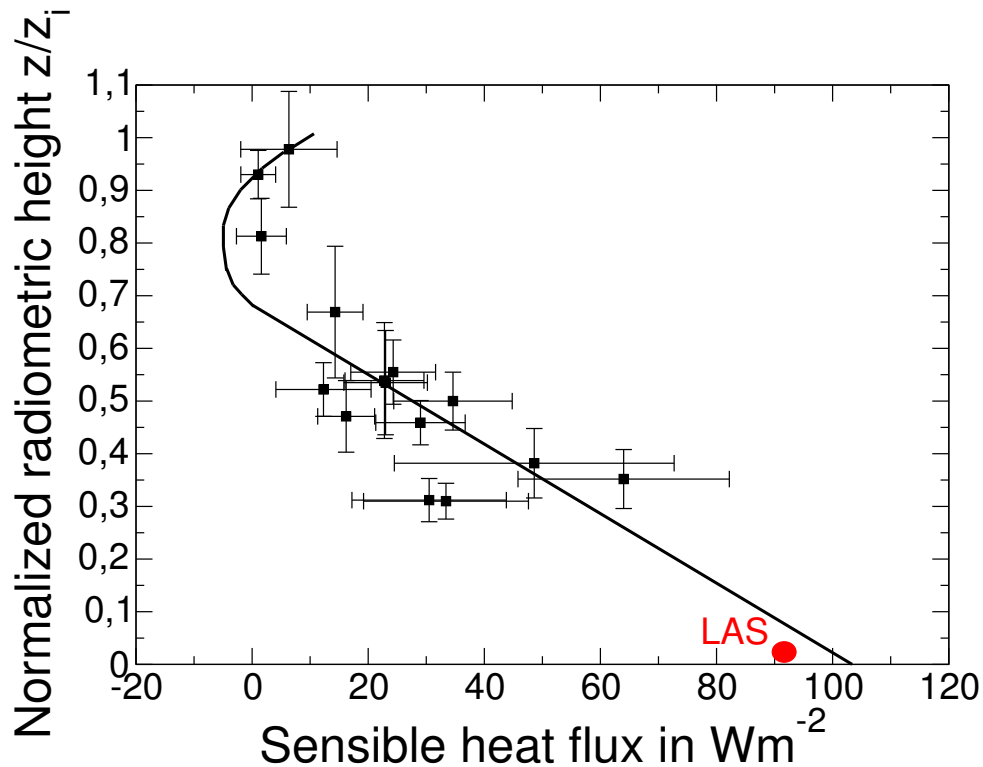


Abbildung 7: z/z_i -skalierter Fluss fühlbarer Wärme am 8 Juli 2002.

Für die Untersuchung der morgendlichen Grenzschichtentwicklung (siehe Abschnitt 3.6) wurden nach Anwendung der z/z_i Skalierung für die weitere Untersuchung alle Legs verwendet, für die $0.25 z_i \leq z \leq 1.0 z_i$ lagen. Abbildung 7 zeigt beispielhaft die Flüsse fühlbarer Wärme H während des Fluges am 8. Juli 2002. Jeder Datenpunkt entspricht dem Wert, der aus einem Leg

VERTIKO_TUB

berechnet wurde. Die Ausgleichsgerade ähnelt dem Wärmestromprofil, das in einer konvektiven Grenzschicht erwartet wird. Dies zeigt, dass sich die flache Konvektion während der morgendlichen Übergangsphase wie die Konvektion der voll entwickelten Grenzschicht verhält. Die 15 Legs aus Abb. 7 entstanden zwischen 5.57 UTC und 7.00 UTC, so dass sie alle innerhalb der flachen Konvektion lagen. Die Extrapolation der Ausgleichsgeraden führte zu einem Wert von $H=102 \text{ Wm}^{-2}$ am Boden. Der mit einem LAS ermittelte Wert liegt bei 94 Wm^{-2} . An den anderen Messtagen stimmten die Werte von LAS und extrapolierten Helipod-Messungen ebenfalls gut überein (SPIESS et al. 2004a). Das LAS war ein geeignetes Vergleichssystem, da es, wie der Helipod, auch einen Mittelwert aus verschiedenen Oberflächen bildet.

Am 8. Juli 2002 konnte *nach* der Entwicklung einer CBL ein weiteres Phänomen beobachtet werden. Abbildungen 8 und 9 zeigen Vertikalprofile der potenziellen Temperatur und des Mischungsverhältnisses um 7.00 UTC. In beiden Abbildungen sind zwei signifikante Sprünge zu erkennen. Zwischen 437 m und 440 m stieg und sank die Temperatur um 1 K, was einem Gradienten von 33 Kelvin pro 100 m entspricht. Im selben Intervall änderte sich die Feuchte um 2.3 g/kg mit einem Gradienten von 80 g/kg pro 100 m. Eine Fehlfunktion der Sensoren kann ausgeschlossen werden, da Temperatur-, Wind- und Feuchtemessung an unterschiedlichen Stellen mit unabhängiger Stromversorgung geschieht. Die Analyse ist noch nicht abgeschlossen, aber die beobachteten Sprünge sind die größten, die jemals in einer Flugmessung festgestellt wurden. Es gibt bereits Hinweise auf dünne Schichten mit (relativ) kalter und feuchter Luft (z.B. MUSCHINSKI und WODE, 1998), aber die beobachteten Gradienten vom 8. Juli 2002 waren viel größer.

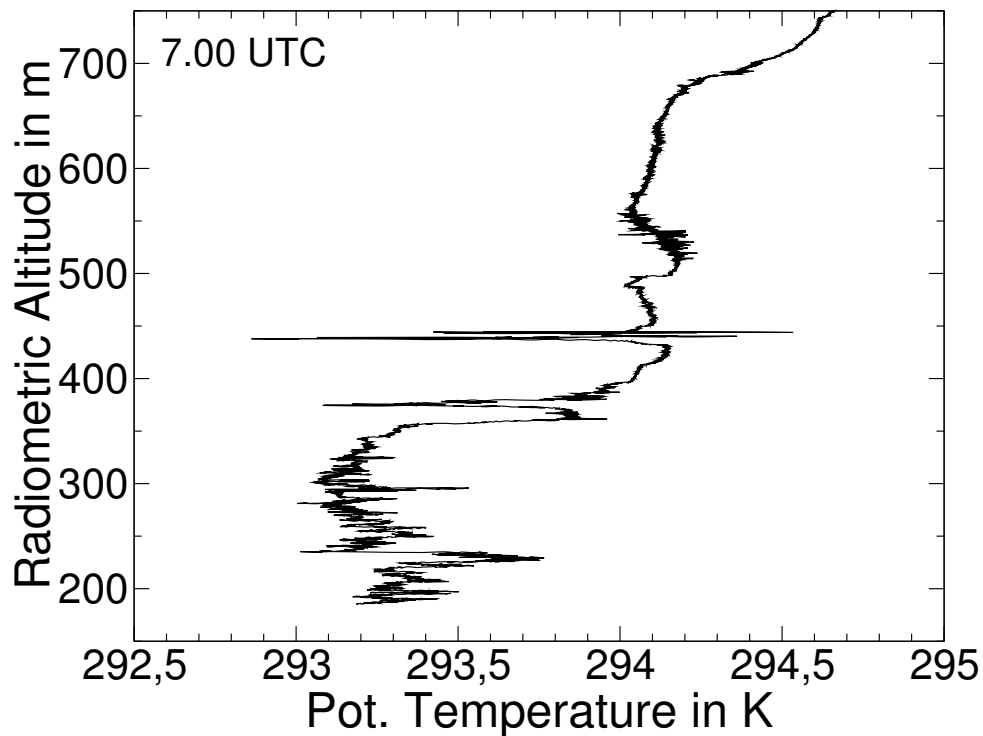


Abbildung 8: Vertikalprofil der potenziellen Temperatur um 07.00 UTC am 8. Juli 2002.

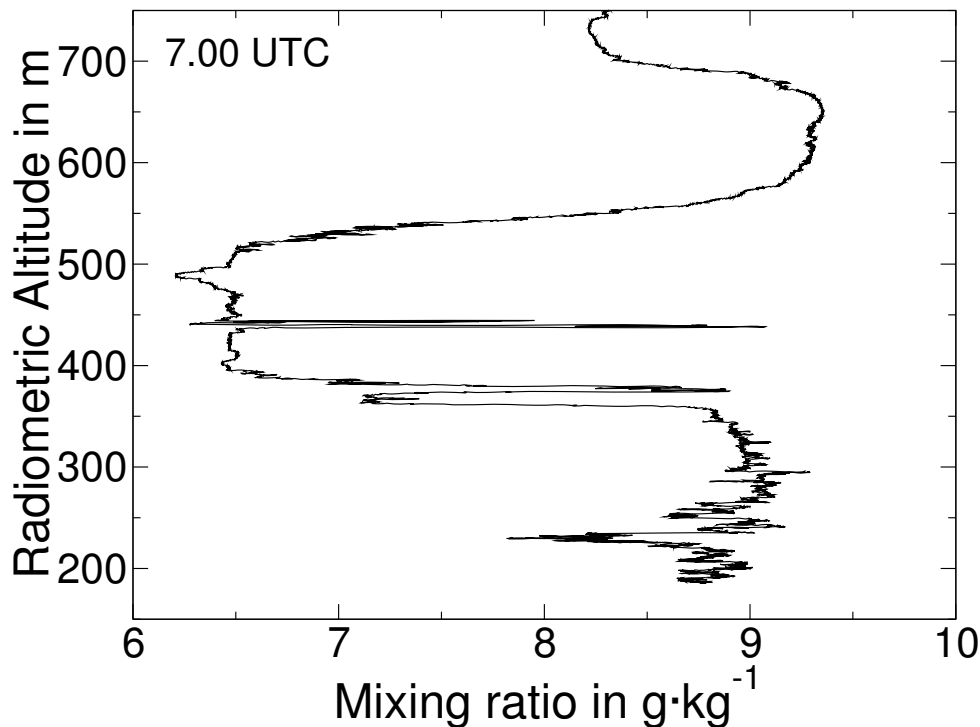


Abbildung 9: Vertikalprofil des Mischungsverhältnisses um 07.00 UTC am 8. Juli 2002.

Des weiteren dienten die Messungen innerhalb der morgendlichen Übergangsphase zur Initialisierung von Large-Eddy Simulationen. Abbildung 10 zeigt die Temperaturentwicklung von Wald und Acker/Wiese. Der Oberflächentemperaturanstieg über Acker/Wiese ist in den Morgenstunden höher als über dem Wald, wie es wegen der Albedo und Verdunstungskälte zu erwarten ist. Die Gradienten dienten als Anfangsbedingungen für LES und als Referenz für andere Messsysteme.

4.4 Ergebnisse aus der Fehleranalyse bei der Berechnung turbulenter Flüsse

Die Ergebnisse der direkten Fehlerrechnung (siehe Abschnitt 3.7) führten zu einem Fehler, der im Vergleich zur üblichen Fehlerrechnung bis um den Faktor 2 kleiner ist. Abbildung 11 zeigt die Gegenüberstellung der direkten mit der üblichen Fehlerrechnung im Feldexperiment LITFASS-98. Die Fehler konnten mit der direkten Methode deutlich minimiert werden (ZITTEL et al. 2004b; ZITTEL et al. 2004d).

Mit den geringeren Fehlern können präzisere Aussagen über das Gesamtbild von Wärmeflüssen in Flugexperimenten erfolgen. Weitere Feldexperimente mit dem Helipod über homogenem und heterogenem Gelände wurden erfolgreich ausgewertet. Bei der Anwendung der inversen Methode in Flugexperimenten konnten flächengemittelte bodennahe Flüsse mit geringerer statistischer Unsicherheit extrapoliert werden.

Verteilungsdichte der Turbulenz

Durch Konstruktion einer empirischen Verteilungsfunktion konnte der Fluss diskret berechnet werden. Um eine stetige Verteilungsfunktion einzusetzen, wurde die IDB-Verteilung (Hjorth-

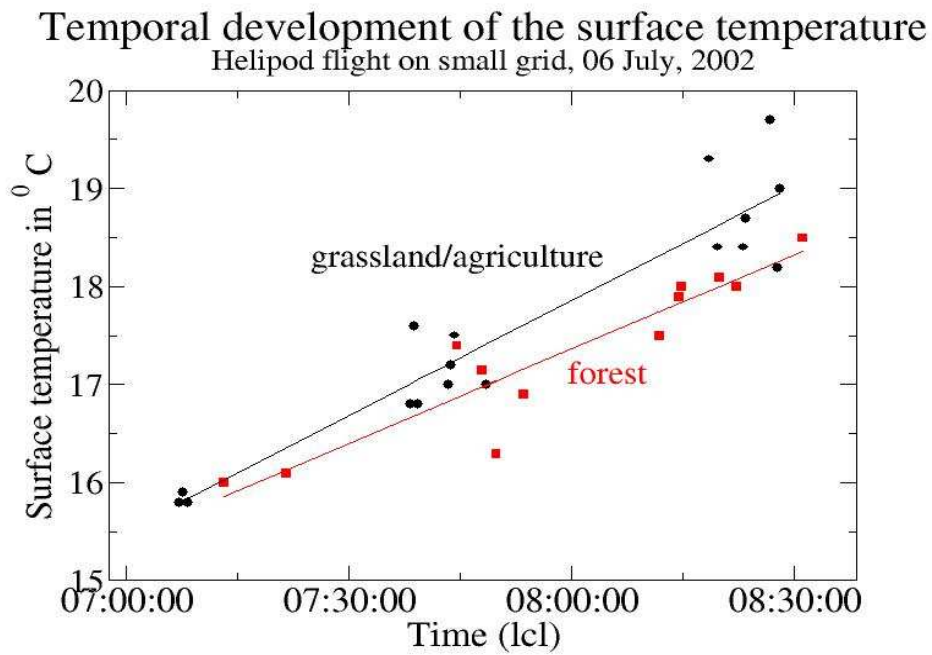


Abbildung 10: Zeitliche Entwicklung der Oberflächentemperatur aus Flugmessungen mit dem Helipod.

Verteilung, Gl. 4) favorisiert und ermittelt (Abb. 12).

$$f(t) = \frac{\alpha t (1 + \beta t) + \gamma}{(1 + \beta t)^{\gamma/\beta + 1}} e^{-\alpha t^2/2} \quad (4)$$

Die Verteilung besitzt drei Parameter α , β und γ , die durch Lösen eines nichtlinearen Gleichungssystems bestimmt werden. Spezialfälle der Verteilung sind die Exponential-Verteilung, die Rayleigh-Verteilung und die Weibullverteilung. Die mit den verschiedenen Ansätzen berechneten Wärmeflüsse ergaben identische Mittelwerte und identische statistische Fehler. Weitere und exaktere Untersuchungen der Verteilungsdichte der Turbulenz werden in Zukunft durchgeführt.

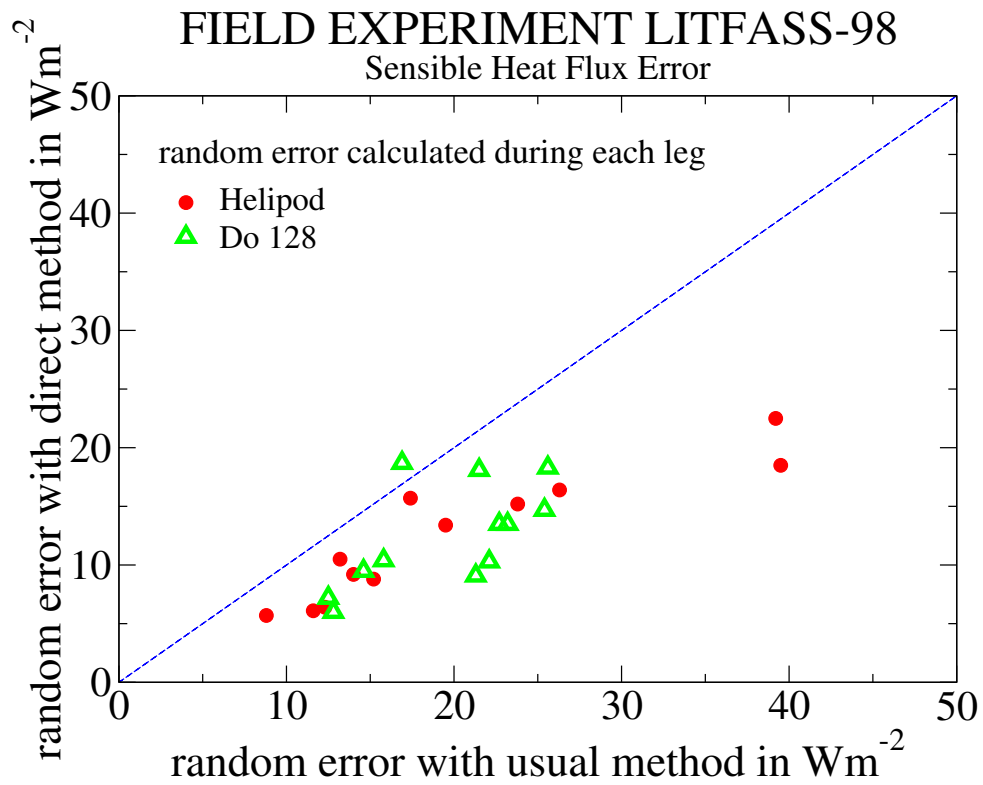


Abbildung 11: Gegenüberstellung des berechneten statistischen Fehlers mit der üblichen und der direkten Methode im LITFASS-98 Experiment. Eine lineare Interpolation der Daten ergibt eine Gerade mit einer Steigung von 0.7 (nicht in der Grafik eingezeichnet).

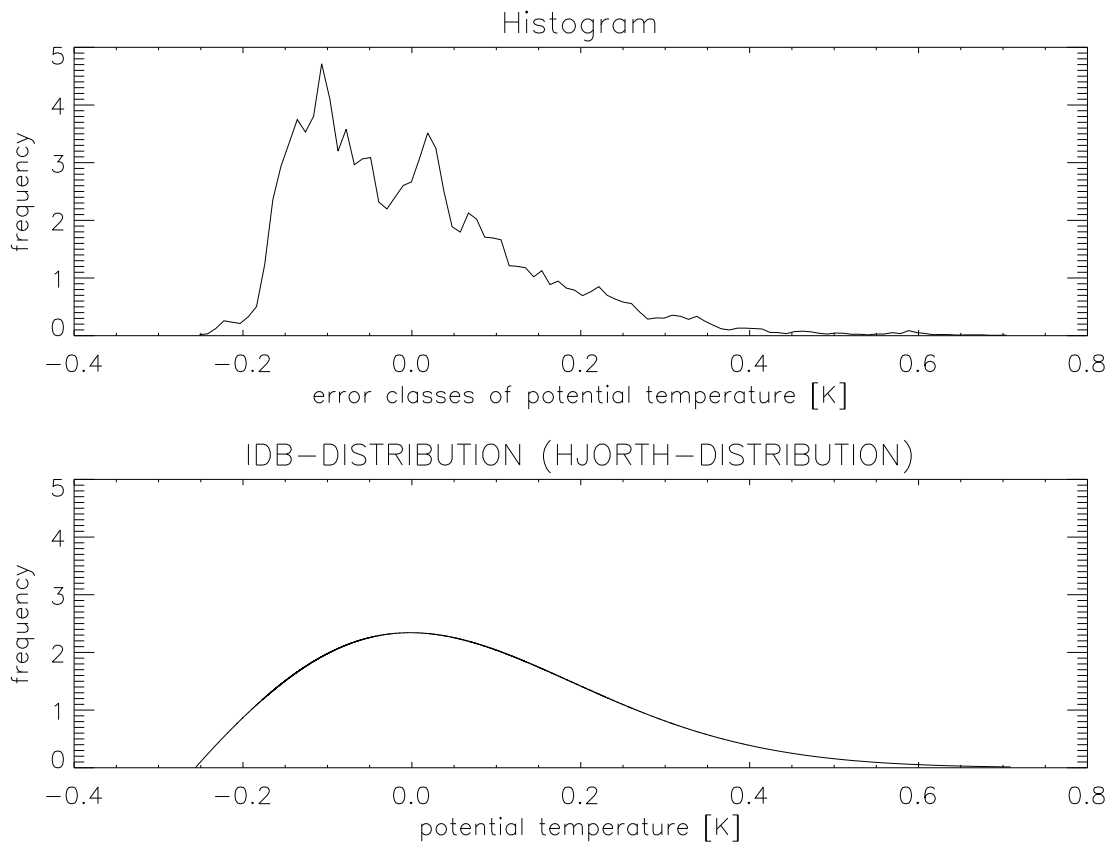


Abbildung 12: Das obere Diagramm zeigt das Histogramm der Verteilung der potenziellen Temperatur. Das untere Diagramm zeigt die stetige IDB-Verteilung ($\alpha = 15$, $\beta = 16$, $\gamma = 0$) für die gleiche Zeitreihe. Da die IDB-Verteilung drei Freiheitsgrade α , β und γ besitzt, kann sie die Realität gut wiedergeben.

5 Schlussfolgerungen / weitere Verwertbarkeit der Ergebnisse

Aus Tiefflügen mit dem Forschungsflugzeug Do 128 und der Hubschrauberschleppsonde Helipod konnten flächengemittelte turbulente Flüsse über heterogenem Gelände mit statistischen Fehlern unter 10 v.H. bestimmt werden. Der statistische Fehler ist natürlich von der Gesamtmessdauer, dem gewählten Flugmuster und dem Zustand der atmosphärischen Grenzschicht (ABL) abhängig. Gegenüber der verbreiteten Methode, die statistische Unsicherheit zu berechnen, konnte mit einem neuen Verfahren dieser Fehler jedoch halbiert werden. Das neue Verfahren verzichtet auf Näherungen und die Annahme der Normalverteilung der turbulenten Größen. Letztere musste für alle vorgenommenen Messungen verworfen werden. Die Gauß-Verteilung muss im Allgemeinen durch eine drei-parametrische Hjorth-Verteilung ersetzt werden. Abschließende Untersuchungen stehen jedoch noch aus.

Die Extrapolation der turbulenten Flüsse von der Flughöhe zum Boden setzt die Kenntnis der vertikalen Divergenz der Flüsse voraus. Diese wurde aus den Tiefflüge mit einer neuen Methode berechnet, die wir LLF+IM nennen. Sie beruht auf der inversen Modellierung der Flugmessdaten und wurde experimentell wie auch in numerischen Modellen verifiziert. Die Methode ist sehr erfolgreich und liefert ergänzend Qualitätskriterien zu den Modellparametern. Es ist anzunehmen, dass die LLF+IM Methode in Zusammenhang mit der Bestimmung bodennaher turbulenter Flüsse aus Flugmessungen einen neuen Standard setzen wird. Eine entsprechende Veröffentlichung ist bereits eingereicht (BANGE et al. 2004d).

Messungen in der flachen Konvektion der entwickelnden morgendlichen ABL sind selten flächenrepräsentativ. Die Messungen im Tiefflug mit dem Helipod in den frühen Morgenstunden nach einer ausstrahlungsreichen Sommernacht über heterogenem Gelände decken gleich zwei meteorologisch hoch interessante Situationen ab. Zunächst wurde die nächtliche Bodeninversion untersucht. Dabei wurden dünne Schichten gegenüber der Hintergrundströmung veränderter Temperatur in Koexistenz mit Feuchteschichten beobachtet. Die Dicke dieser Schichten betrug nur wenige Meter und brachten die erstaunlichen vertikalen Gradienten von 33 Kelvin pro 100 m respektive 80 g/kg pro 100 m zu Tage. Die Natur dieser dünnen Schichten ist Gegenstand aktueller Forschung. Die beobachteten Vertikalgradient sind sicherlich die größten, die bislang in situ beobachtet wurden. Eine weitere Auswertung dieser Phänomene kann zum besseren Verständnis der stabil geschichteten atmosphärischen Strömung beitragen.

Die unter der Inversion sich entwickelnde ABL wurde mit Helipod-Flügen beobachtet. Dabei kam ein Vertikalsondierungsverfahren der besonderen Art zur Anwendung: Während der Helipod in konstanter Höhe (100 m über dem Boden) die atmosphärische Strömung horizontal sondierte, wuchs die konvektive ABL über das Flugniveau hinaus. Die dabei gemessenen flächenrepräsentativen turbulenten Flüsse fühlbarer Wärme entsprechen mit bemerkenswerter Präzision der Lehrbuchvorstellung einer vollentwickelten konvektiven ABL.

Flugmessungen über einem Waldgebiet mit umgebener Ackerlandschaft (Vorexperiment STINHO-1 in der Nähe von Tharandt) stellten sich als besonders interessantes Studienobjekt für heterogenes Gelände mit klar definierten horizontalen Längenskalen heraus. Die Aufteilung der im Flug gemessenen turbulenten Flüsse nach dem darunter liegenden Untergrund brachte zwei Erkenntnisse: 1) Mit fliegenden Plattformen lassen sich (durch Extrapolation um Boden mit der LLF+IM Methode) signifikant die verschiedenen Quellgebiete unterscheiden. In diesem Fall lieferte die Acker- und Wiesenlandschaft 70, der Wald 80 Wm^{-2} fühlbaren turbulenten Wärmestrom, während die statistische Unsicherheit der Flugmessungen nur wenige Prozent betrug. 2) In der Flughöhe von etwa 180 m über dem Boden war die konvektive Grenzschicht nicht durch-

VERTIKO_TUB

mischt. Dies deutet darauf hin, dass das allgemein angewendete „Blending Height“ Konzept unter den gegebenen Umständen nicht geboten war. Generell kann die Frage gestellt werden „How mixed is the mixed layer?“. Dieses Thema sollte mit den vorhandenen Flugmessdaten in Verbindung mit Large Eddy Simulationen und Fernerkundungen erörtert werden. Potentielle Partner sind in der Arbeitsgruppe um Dr. Siegfried Raasch (Universität Hannover) und Dr. Frank Beyrich (Deutscher Wetterdienst) bereits angesprochen. Ein entsprechender Antrag zur Finanzierung des Vorhabens könnte im Frühjahr 2005 gestellt werden.

Literatur

- Bange, J., F. Beyrich, D. A. M. Engelbart, 2002a:** Airborne Measurements of Turbulent Fluxes during LITFASS-98: A Case Study about Method and Significance. *Theor. Appl. Climatol.*, **73**, 35–51.
- Bange, J., F. Beyrich, D. A. M. Engelbart, 2002b:** Airborne Measurements of Turbulent Fluxes over Heterogeneous Terrain with Helipod and Do 128 - Error Analysis and Comparison with Ground-Based Systems. In: *AMS, 15th Conference on Boundary Layer and Turbulence*, AMS, Wageningen, The Netherlands, S. 378–381 (7.6).
- Bange, J., T. Spieß, P. Zittel, 2004a:** The Determination of Area-Averaged Turbulent Surface Fluxes From Low-Level Flights using Inverse Modelling: Verification, benefit, and comparison. In: *16th Symposium on Boundary Layers and Turbulence*, AMS, Portland/Maine, USA, 6.5.
- Bange, J., T. Spieß, P. Zittel, 2004b:** Improved Method for the Determination of Turbulent Surface Fluxes Using Low-Level Flights and Inverse Modelling. In: *4th Study Conference on BALTEX*, Bornholm, Denmark, S. 67–68, 67-68.
- Bange, J., T. Spieß, P. Zittel, 2004c:** New Method for the Determination of Turbulent Surface Fluxes from Low-Level Flights: Verification and Benefit in Joint Field Experiments. In: *AMS: Eighth Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Oceans, and Land Surface*, AMS, Seattle, USA, 1.6.
- Bange, J., P. Zittel, T. Spieß, J. Uhlenbrock, 2004d:** A New Method for the Determination of Area-Averaged Turbulent Surface Fluxes from Low-Level Flights Using Inverse Models. *Boundary-Layer Meteorol.*, submitted.
- Bösenberg, J., H. Linné, 2002:** Laser Remote Sensing of the Planetary Boundary Layer. *Meteorol. Z.*, **11**, 233–240.
- Claussen, M., 1991:** Estimation of Areal-Averaged Surface Fluxes. *Boundary-Layer Meteorol.*, **54**, 387–410.
- Engelbart, D. A. M., J. Bange, 2002:** Determination of Boundary-Layer Parameters using Wind Profiler/RASS and Sodar/RASS in the Frame of the LITFASS-Project. *Theor. Appl. Climatol.*, **73**, 53–65.
- Grunwald, J., N. Kalthoff, F. Fiedler, U. Corsmeier, 1998:** Application of Different Flight Strategies to Determine Areal-Averaged Turbulent Fluxes. *Contr. Atmos. Phys.*, **71**, 283–302.
- Lenschow, D. H., B. B. Stankov, 1986:** Length Scales in the Convective Boundary Layer. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1198–1209.
- Muschinski, A., C. Wode, 1998:** First In-Situ Evidence for Co-Existing Sub-Meter Temperature and Humidity Sheets in the Lower Free Troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2893–2906.
- Raabe, A., K. Arnold, et al., 2004:** STINHO - Structure of turbulent transport under INHOMogeneous surface conditions - a micro- α scale field experiment and LES modelling. *Met. Zeitschr.*, submitted.

- Raasch, S., M. Schröter, 2001:** PALM - A Large-Eddy Simulation Model Performing on Massively Parallel Computers. *Meteorol. Z., N. F.*, **10**, 363–372.
- Schröter, M., J. Bange, S. Raasch, 2000:** Simulated Airborne Flux Measurements in a LES Generated Convective Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, **95**, 437–456.
- Spieß, T., P. Zittel, J. Bange, 2003:** Helipod Measurements during VERTIKO and EVA-GRIPS Campaigns in 2002. In: *EGS-EGU-EUG Joint Assembly*, EGU, Nice, France.
- Spieß, T., P. Zittel, J. Bange, 2004a:** Analysis of Flat Convection during the Morning Boundary Layer Transition using Airborne Measurements. In: *16th Symposium on Boundary Layers and Turbulence*, AMS, Portland/Maine, USA, P4.17.
- Spieß, T., P. Zittel, J. Bange, 2004b:** Die Rolle von Helipod Messungen im Rahmen großangelegter Feldexperimente. In: *Deutsch - Österreichisch - Schweizerische Meteorologen - Tagung*, DACH, Karlsruhe, Germany.
- Spieß, T., P. Zittel, J. Bange, 2004c:** The Helicopter-Borne Turbulence Probe Helipod - Considerations and Improvement. In: *4th Annual Meeting of the European Meteorological Society*, EMS, Nice, France.
- Spieß, T., P. Zittel, J. Bange, 2004d:** The Role of the Helicopter-Borne Turbulence Probe Helipod in Joint Field Campaigns. In: *AMS: Eighth Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Oceans, and Land Surface*, AMS, Seattle, USA, P7.6, 6 pp.
- Uhlenbrock, J., S. Raasch, B. Hennemuth, P. Zittel, W. Meijninger, 2004:** Effects of Land Surface Heterogeneities on the Boundary Layer Structure and Turbulence During LITFASS-2003: Large-Eddy Simulations in Comparison with Turbulence Measurements. In: *16th Symposium on Boundary Layers and Turbulence*, AMS, Portland/Maine, USA, 9.3.
- Wolff, M., J. Bange, 2000:** Inverse Method as an Analysing Tool for Airborne Measurements. *Meteorol. Z., N. F.*, **9**, 361–376.
- Zittel, P., W. Deierling, J. Bange, 2002a:** Determination of Area-Averaged Turbulent Fluxes from Low-Level Flights Using Inverse Modelling. In: *Conference of the European Geophysical Society 2002*, EGS, Nice, France.
- Zittel, P., W. Deierling, J. Bange, 2002b:** Using the Inverse Method to Obtain Area-Averaged Turbulent Fluxes from Airborne Measurements at One Low Altitude. In: *AMS: 15th Conference on Boundary Layer and Turbulence*, AMS, Wageningen, The Netherlands, S. 580–581 (P6.5).
- Zittel, P., T. Spieß, J. Bange, 2003:** Area-Averaged Turbulent Fluxes from Airborne Measurements over Heterogeneous Terrain using the Inverse Method and MR Cospectra. In: *EGS-EGU-EUG Joint Assembly*, EGU, Nice, France.
- Zittel, P., T. Spieß, J. Bange, 2004a:** Bestimmung bodennaher turbulenter Flüsse aus Tief- flügen mit der inversen Methode. In: *Deutsch - Österreichisch - Schweizerische Meteorologen - Tagung*, DACH, Karlsruhe, Germany, P5.45.
- Zittel, P., T. Spieß, J. Bange, 2004b:** The calculation of the statistical error of measured turbulent fluxes - considerations and improvement. In: *AMS: 17th Conference on Probability and Statistics in the Atmospheric Sciences*, AMS, Seattle, USA, 6.7, 5 pp.

Zittel, P., T. Spieß, J. Bange, 2004c: Determination of Area-Averaged Turbulent Surface Fluxes from Airborne Measurements using Low-Level Flights and Inverse Models. In: *4th Annual Meeting of the European Meteorological Society*, EMS, Nice, France.

Zittel, P., T. Spieß, J. Bange, 2004d: Fehleranalyse bei der Berechnung turbulenter Flüsse - Betrachtung und Verbesserungen. In: *Deutsch - Österreichisch - Schweizerische Meteorologen - Tagung*, DACH, Karlsruhe, Germany.

Zittel, P., T. Spieß, J. Bange, 2004e: The Helicopter-Borne Turbulence Probe Helipod in LITFASS Field Campaigns: Strategies and Results. In: *4th Study Conference on BALTEX*, BALTEX, Bornholm, Denmark, S. 69–70, 69-70.

Zittel, P., T. Spieß, J. Uhlenbrock, B. Hennemuth, F. Beyrich, J. Bange, 2004f: Helipod Measurements in the LITFASS-2003 Field Experiment: Comparison with DIAL, LAS, Tower, Ground-Station, and LES. In: *16th Symposium on Boundary Layers and Turbulence*, AMS, Portland/Maine, USA, 9.3.

**Abschlussbericht
zum Forschungsprojekt**

**Zeitlich hoch aufgelöste Fluss- und Konzentrationsmessungen von
Stickstoffspezies über unterschiedlich komplexen und heterogenen
Oberflächen
(VERTIKO-TUBAF)**

FK 07 ATF37-TUBAF

Berichtersteller:

Kirsten Pleßow, Frank Zimmermann

**TU Bergakademie Freiberg
Interdisziplinäres Ökologisches Zentrum
AG Geochemie und Geoökologie
Brennhausgasse 14, 09599 Freiberg
im Dezember 2004**

Forschungsvorhaben: Oberflächenspezifische Austauschbedingungen in der planetaren Grenzschicht über den Landnutzungsklassen Wald, Stadt und Landwirtschaft

Förderung durch: Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms 2000

Förderkennzeichen: Förderkennzeichen 07 ATF37-ALUF1

Projektleiter: Prof. Dr. Jörg Matschullat, TU Bergakademie Freiberg, Interdisziplinäres Ökologisches Zentrum, AG Geochemie und Geoökologie

Projektmitarbeiter: Dr. Kirsten Pleßow, TU Bergakademie Freiberg, Interdisziplinäres Ökologisches Zentrum, AG Geochemie und Geoökologie

Inhaltsverzeichnis

1. Zusammenfassung	2
2. Einleitung und Ziele des Vorhabens	3
3. Methoden	4
3.1. Ankerstationen Oberbärenburg und Tharandter Wald	4
3.2. Meteorologische Messungen	5
3.3. Messungen von Stoffkonzentrationen in der Umgebungsluft	6
3.4. Stoffeintragsmessungen	7
3.5. Probenaufbereitung und Analytik	8
3.6. Modellierung	9
4. Ergebnisse und Diskussion	11
4.1. Ergebnisse der Luftkonzentrationsmessungen	11
4.2. Oberbärenburg: Modellierung der trockenen Deposition	17
4.4. MORE II: Modellierung der trockenen Deposition	21
4.5. Jährliche Depositionsraten	24
5. Bewertung und weitere Verwertbarkeit der Ergebnisse	25
6. Literatur	27

1. Zusammenfassung

Auf Grundlage von Denuder- und Filterpackmessungen wurden die Konzentrationen von stickstoffhaltigen Gasen und Partikeln sowie relevanter S- und Cl- Spezies ermittelt. Damit sind für die beiden Ankerstationen Oberbärenburg (OBB) und Tharandter Wald (THW) Aussagen zum typischen Konzentrationsbereich und der jahreszeitlichen Variabilität möglich. Die mittleren Luftkonzentrationen für $\text{NH}_3\text{-N}$, $\text{HNO}_3\text{-N}$, $\text{HNO}_2\text{-N}$ und $\text{SO}_2\text{-S}$ liegen in Oberbärenburg bei $0,54 \mu\text{g}/\text{m}^3$, $0,18 \mu\text{g}/\text{m}^3$, $0,10 \mu\text{g}/\text{m}^3$ und $2,5 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Im Tharandter Wald werden mit $1,11 \mu\text{g}/\text{m}^3$ $\text{NH}_3\text{-N}$, $0,33 \mu\text{g}/\text{m}^3$ $\text{HNO}_3\text{-N}$, $0,17 \mu\text{g}/\text{m}^3$ $\text{HNO}_2\text{-N}$ für die N- Spezies durchweg höhere Gehalte gemessen. Die Werte für $\text{SO}_2\text{-S}$ sind mit $1,14 \mu\text{g}/\text{m}^3$ etwas niedriger. Im Tharandter Wald tragen Gas- und Partikelphase in derselben Größenordnung zu den gemessenen Luftkonzentrationen bei. In Oberbärenburg überwiegen dagegen die partikulären N-Spezies. Allgemein zeigen die N-Spezies-Konzentrationen eine starke Abhängigkeit zu meteorologischen Parametern. Hohe NH_3 -Gehalte gehen beispielsweise einher mit hohen Lufttemperaturen und Globalstrahlung sowie niedriger relativer Luftfeuchte. Daraus resultieren typische Jahres- und Tagesgänge. So wurden für NH_3 und HNO_3 im Sommer höhere mittlere Luftkonzentrationen gemessen als in den übrigen Jahreszeiten. Für HNO_2 und SO_2 waren im Winter die durchschnittlichen Konzentrationen am höchsten, während partikel-gebundenes NH_4^+ und NO_3^- ausgeprägte Konzentrationsmaxima im Frühjahr zeigten.

Über Widerstandsmodellierungen bzw. einer Kombination von Kronenraumbilanzmethode und Bestandesrandmethode konnten jährliche Depositionsraten abgeschätzt werden. Auf Basis der Messungen und Modellierungen kann für beide Ankerstationen von einem jährlichen Stickstoffeintrag im Bereich von $20\text{--}30 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ ausgegangen werden. Die modellierten N-Einträge korrespondieren gut mit dem typischen Konzentrationsbereich reaktiver N-Verbindungen für diese Standorte. Die trockene Deposition (Gase und Partikel) trägt danach etwa 60% zum Gesamtfluss bei. Den größten Anteil an den trockenen Depositionsraten haben die Gase NH_3 und HNO_3 sowie partikuläres NH_4^+ , die zusammen etwa 80-85% des trockenen Depositionsflusses ausmachen. Obwohl die beiden Ankerstationen aufgrund des Gesamtstickstoffeintrags als mäßig Stickstoff-belastet charakterisiert werden können, werden an beiden Standorten die critical loads, die im Bereich von $7,5\text{--}12,5 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ liegen, um das 2-3fache überschritten.

Die modellierten N-Flüsse stimmen gut mit den Kronentraufmessungen überein. Bei den reduzierten N-Spezies lagen diese jedoch um $2\text{--}3 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ über der Kronentraufedifferenz. Über die Kronenraumbilanzierung wurde ein vergleichbarer Wert für die Ammoniumaufnahme ermittelt, sodass von einer stomatären Aufnahme der reduzierten N-Spezies in dieser Größenordnung ausgegangen werden kann. Die für die Messkampagne MORE II modellierten N-Flüsse ergaben mit der nassen Deposition einen mittleren Tagesfluss von $5,7 \text{ mg N m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ im Tharandter Wald. Die Modellierungen zeigten, dass in trockenen Perioden wie MORE II die stomatäre Aufnahme von NH_3 sehr stark eingeschränkt ist. Der bestimmende Teilfluss ist die trockene Deposition auf den Nadeloberflächen.

2. Einleitung und Ziele des Vorhabens

Der Stickstoffeintrag aus der Atmosphäre ist ein entscheidender Faktor der Ernährung von Waldökosystemen. Selbst nur gering erhöhte atmosphärische N-Einträge führen zu erheblichen ökologischen Konsequenzen für die an Stickstoffmangelernährung angepassten Waldökosysteme der deutschen Mittelgebirge. Erhöhte N-Einträge tragen einerseits zur Erhöhung der Säureeinträge (oxidierte N-Verbindungen direkt, reduzierte N-Verbindungen indirekt durch Umsetzungen im Boden) und andererseits zur Eutrophierung von Ökosystemen bei (critical loads-Konzept).

Bedeutenden Anteil an der trockenen Deposition in Waldökosysteme haben die Spurengase NH_3 und HNO_3 sowie partikuläres NH_4^+ und NO_3^- . Als weitere Spurengase tragen NO_2 , HNO_2 und Peroxyacetylnitrat (PAN) zur Deposition, und NO und N_2O zur Emission von Stickstoff in Wäldern bei. In der nassen und feuchten Deposition sind Nitrat und Ammonium die Hauptquellen des Stickstoffs. Im Idealfall sollten alle genannten Komponenten in eine N-Bilanzierung eines Bestandes mit einbezogen werden. Um mögliche chemische Wechselwirkungen zu bestimmen, sind ebenfalls Messungen der Konzentrationen von SO_2 , O_3 , HCl und von Sulfat- und Chloridpartikeln notwendig. Hinzu kommen die Messungen der nassen Deposition und in höheren Lagen die Erfassung der Nebelinterzeption (Zimmermann u. Zimmermann, 2002; Lange et al. 2003).

Konzentrationen reaktiver N-Spezies wurden bislang nicht im Erzgebirge gemessen. Daher war ein Ziel des Teilprojektes die Ermittlung von typischen Konzentrationsbereichen, Tages- und Jahregängen. Auch der Einfluss klimatischer Bedingungen wie Temperatur und Luftfeuchte sollte erfasst werden. Ausgehend von der Zielstellung des Gesamtprojektes „Quantifizierung der räumlich-zeitlichen Variabilität der Oberflächenflüsse von Impuls, Energie und Spurenstoffe“ sollten in diesem Teilprojekt weiterhin Beiträge zur Quantifizierung von Stickstoff-Oberflächenflüssen an den Ankerstationen Tharandter Wald und Oberbärenburg erfolgen. Die beiden Ankerstationen standen im VERTIKO-Zielgebiet stellvertretend für untere und obere Mittelgebirgslagen des Erzgebirges. Eine weitere Aufgabe bestand in der kontinuierlichen Datenbereitstellung von meteorologischen Grundparametern der Ankerstation Oberbärenburg für die VERTIKO-Datenbank.

Die an vielen Waldstandorten Deutschlands angewandte Kronenraum-Bilanz-Methode ist für die Quantifizierung von N-Depositionen unmittelbar nicht geeignet. Die Ergebnisse stellen nur die untere Grenze des tatsächlichen Gesamt-N-Eintrages dar, denn luftbürtiger Stickstoff wird sowohl in reduzierter Form als auch in oxidiert Form von den Pflanzen aufgenommen und für die Ernährung genutzt. Erst in den letzten Jahren wurden mikrometeorologische Methoden angewendet, um die Stickstoffflüsse (NH_3 , HNO_3) in Wälder zu erfassen. Anfänglich wurde an verschiedenen Standorten die Gradientenmethode eingesetzt (z.B. Andersen et al. 1999; Andersen und Hovmand 1993, 1999; Duyzer et al. 1992, 1994; Sievering et al. 1994, 2001; Wyers et al. 1992; Wyers und Erisman 1998), obwohl die geringen Konzentrationsunterschiede über Wald bei sehr niedrigen Umgebungskonzentrationen gegen die Anwendung der Methode sprechen. Direkte Messungen mit der Eddy-Correlation-Methode scheitern daran, dass sowohl für Ammoniak als auch für Salpetersäure keine ausreichend

schnellen Sensoren verfügbar sind. Indirekte Flussmessungen wie das Relaxed-Eddy-Accumulation (REA)-Verfahren beruhen auf der Anreicherung des interessierenden Spurenstoffes. Aber auch hier sind im Idealfall Spurenstoffmessungen in 30-minütiger Auflösung nötig, was durch kontinuierlich arbeitende Ringspalt-denuder gewährleistet werden könnte. Inzwischen liegen erste Ergebnisse zur REA-Messung von N-Spezies über hoher Vegetation vor (Pryor et al., 2001 für NH_3 , Pryor et al., 2002; Pryor und Klemm, 2004 für HNO_3).

Als Alternative zu den aufwendigen mikrometeorologischen Flussmessungen wurde in diesem Teilprojekt ein kombiniertes Denuder- /Filterpacksystem zur simultanen Bestimmung der Umgebungskonzentrationen eingesetzt. So war es möglich, sämtliche relevante N-Spezies gleichzeitig zu erfassen und Angaben zu deren Beiträgen an den Gesamtflüssen zu machen. Auf Grundlage von mikrometeorologischen Messungen der Austauschigenschaften der Atmosphäre (TU Dresden, Teilprojekt TUD1) und aus der Literatur bekannten Parameterisierungen zur Widerstandsanalogie wurde ein neues Widerstandsmodell (SPRUCEDEP) entwickelt, das an die hohe Vegetation der Ankerstationen angepasst ist. Durch Kombination der Messergebnisse mit dem Modell konnten die Flüsse für Gase und Partikel abgeschätzt werden. Im Zielgebiet wurden außerdem die nasse Deposition von Ammonium- und Nitrat-Stickstoff mit wet only-Sammlern bzw. die chemische Zusammensetzung von Wolkenwässern mit Nebelsammlern (nur Oberbärenburg) erfasst. Für beide Ankerstationen konnten verlässliche Aussagen zu den mittleren Stickstoff-Gesamtflüssen und den Beiträgen von trockener und nasser Deposition gemacht werden.

3. Methoden

3.1 Ankerstationen Oberbärenburg und Tharandter Wald

Die Ankerstationen Tharandter Wald (ThW) und Oberbärenburg (OBB) präsentieren mit 380 m bzw. 735 m über NN untere und obere Berglagen des VERTIKO-Zielgebietes.

Die Ankerstation Oberbärenburg liegt zwischen Oberbärenburg und Altenberg neben der Bobbahn Altenberg in einem Fichtenwaldgebiet. Sie befindet sich etwa in der Mitte der Emissionsgebiete von Dresden, Freiberg, Teplice und Usti n. L. bei Entfernungen von ca. 15 bis 40 km. Die Station ist als Einheit mit dem ca. 1 km Luftlinie entfernten Wassereinzugsgebiet Rotherdbach (Level2-Fläche) zu betrachten.

Die Ankerstation Tharandter Wald (TU Dresden, Teilprojekt TUD1) liegt südlich des Kurortes Hartha im südöstlichen Teil des Tharandter Waldes und ist jeweils etwa 15 km von Dresden und Freiberg entfernt. Messungen fanden auf dem mit Fichten bestandenen Ökologischen Messfeld der TU Dresden sowie auf der in unmittelbarer Nähe befindlichen Freifläche, der meteorologischen Messstation „Wildacker“, statt.

Seit 1984/85 werden an den beiden Stationen Stoffeintragungsmessungen durchgeführt. Tabelle 1 fasst wichtige Daten zur Standortscharakteristik zusammen.

VERTIKO-TUBAF

Tabelle 1: Charakterisierung der Standorte Oberbärenburg und Tharandter Wald

	Oberbärenburg	Tharandter Wald
Geographische Länge [°]	13,72	13,56
Geographische Breite [°]	50,79	50,79
Rechtswert	5409740	5398849
Hochwert	5629286	5649517
Höhe [m. ü. NN]	735	380
Jahresniederschlag [mm]	ca. 950	ca. 820
Jahresmitteltemperatur [°C]	ca. 5,5	ca. 7,6
Bestockung	Fichte (47 Jahre, 2002)	Fichte (112 Jahre, 2002)
Bestandeshöhe	16m (2002)	28m (2002)
Exposition	NE-Hang	Kuppe

3.2 Meteorologische Messungen

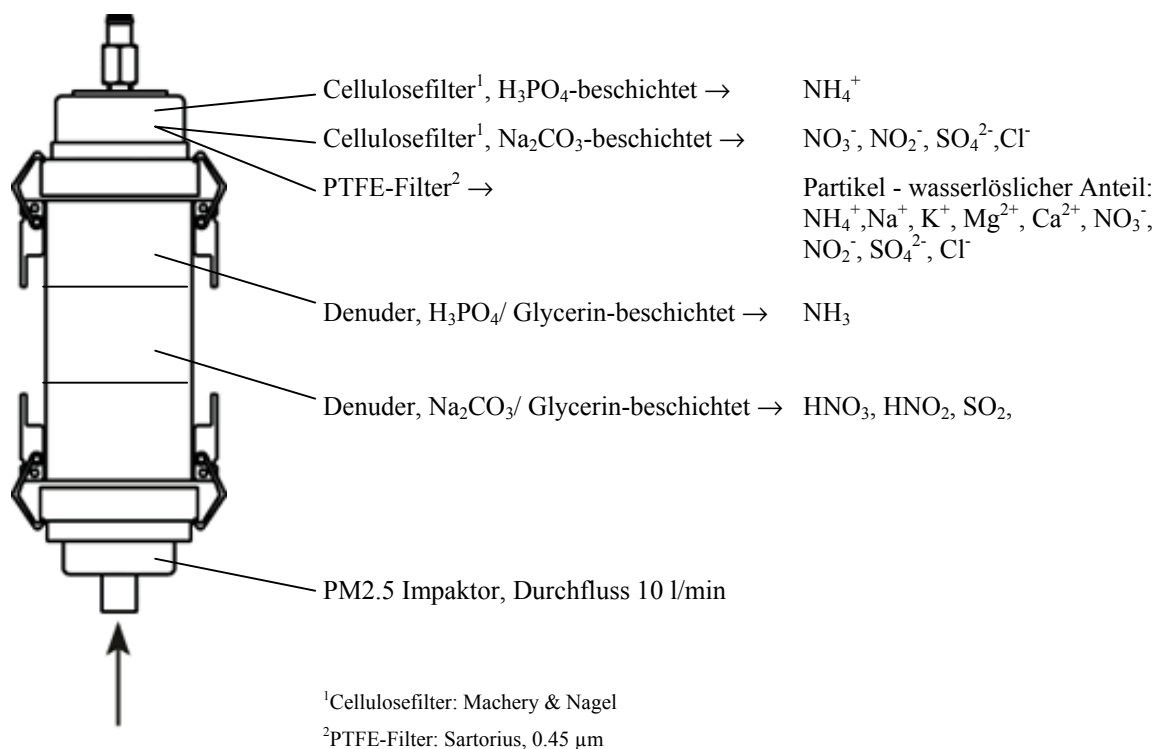
Für die Ankerstation Tharandter Wald wurden die meteorologischen und mikrometeorologischen Daten durch das IHM der TU Dresden (TUD1) zur Verfügung gestellt. Das IÖZ der TU Bergakademie Freiberg (TUBAF) führte die meteorologischen Messungen an der Ankerstation Oberbärenburg durch. Sämtliche Daten wurden in der VERTIKO-Datenbank verwaltet. Zur Instrumentierung in Oberbärenburg siehe Tabelle 2. Durch die zusätzliche Installation eines 30 m Turmes im Sommer 2003 konnten die Bedingungen für mikrometeorologische Messungen an der Ankerstation OBB entscheidend verbessert werden. Inzwischen ist der Mast mit zwei Ultraschallanemometern ausgestattet (TUD1). Ergänzend wurden in OBB in den Jahren 2001 und 2003 durch das Teilprojekt ALUF1 SODAR-Messungen durchgeführt zur Ermittlung der Rauigkeits- und Verschiebungslänge (z_0 und d). Eine Footprintmodellierung zur Qualitätsbestimmung des gemessenen Windprofils (Teilprojekt UBT1) erfolgte im Frühsommer 2004. Die Ergebnisse sind den Endberichten der beiden Arbeitsgruppen zu entnehmen.

Tabelle 2: Messprogramm Messtürme Oberbärenburg

Höhe über Grund	Parameter	Messgerät
30 m	Windgeschwindigkeit, Temperatur	Ultraschallanemometer METEK
22 m	Windgeschwindigkeit, Temperatur	Ultraschallanemometer METEK
20 m	Windgeschwindigkeit Windrichtung Globalstrahlung Lufttemperatur Relative Luftfeuchte	Schalenkreuzanemometer Windfahne CM 3 Pt 100 Kapazitiver Luftfeuchtesensor
14 m	Blattfeuchte	Blattfeuchtesensor
10 m	Windgeschwindigkeit Lufttemperatur	Schalenkreuzanemometer Pt 100
2 m	Windgeschwindigkeit Lufttemperatur	Schalenkreuzanemometer Pt 100
-0,1 m	Bodentemperatur	Pt 100

3.3 Messungen von Stoffkonzentrationen der Umgebungsluft

Der Untersuchungszeitraum zur Erfassung gas- und staubförmiger N-Spezies (NH_3 , HNO_3 , HNO_2 , SO_2 , HCl , partikuläres NH_4^+ , NO_3^- , SO_4^{2-} und Cl^-) erstreckte sich in Oberbärenburg von Oktober 2001 bis Dezember 2003. Dabei kam das kombinierte Denuder-Filter-System Partisol Speciation Sampler 2300/Chemcomb 3500 der Firma Rupprecht & Patashnick, U.S.A. (Koutrakis et al. 1993; Sioutas et al. 1996; UMEG-Report 2002) zum Einsatz. Das Denuder-Filter-System besteht aus einem PM-2,5-Einlass, zwei sequentiellen Honeycomb-Denudern zur Abscheidung von Gasen und einem Filterpacksystem zur Abscheidung von Schwebstäuben. Abbildung 1 zeigt den prinzipiellen Aufbau und gibt eine Übersicht über die gesammelten Komponenten.



VERTIKO-TUBAF

Abbildung 1: ChemComb-Sammelkartusche: Aufbau des Denuder- und Filterpacksystems sowie Übersicht über die gesammelten Spezies

Die durchschnittliche Sammelzeit für die einzelnen Chemcomb-Kartuschen lag bei 24 h, wurde aber den jeweiligen Fragestellungen angepasst. Die Sammelzeiten variierten insgesamt zwischen 6 h und 14 Tagen. Zur Trennung von stabilen und nicht stabilen Austauschbedingungen wurde zwischen Tag- und Nachtmessungen unterschieden. In der Regel lag die Messhöhe bei 16 m und damit im oberen Bereich des Kronenraumes. Teilweise wurde in einer 2. Höhe unterhalb des Kronenraumes gemessen, um Aufschlüsse über die Variation eines Konzentrationsgradienten zu erhalten.

In den Wintermonaten sind aufgrund fehlender Einflüsse durch die Vegetation und reduzierter Photochemie ganz allgemein niedrigere Konzentrationen der hier untersuchten N-Spezies zu erwarten. Daher wurde im Winterhalbjahr die Messperiode auf 14 Tage ausgedehnt.

Ab Oktober 2003 wurden die Konzentrationsmessungen am neuen 30m-Mast in einer Sammelhöhe von 28m weitergeführt.

In der Regel werden die Chemcomb-Kartuschen mit 2 unterschiedlich beschichteten Denudern betrieben (siehe Abbildung 1), um saure und basische Gase simultan zu erfassen. Die Aufnahmekapazität eines Honeycombdenuders liegt nach Koutrakis et al. (1993) für NH_3 und HNO_3 bei 10 mg bzw. 1,2 mg. Auch bei hohen Akkumulationszeiten von max. 56 h wurden diese Aufnahmekapazitäten nicht überschritten. Die absolut abgeschiedene Menge lag für alle N-Spezies unter 30 μg . Dennoch wurden zur Untersuchung der Sammeleffizienz während einer 14tägigen Sammelperiode im Oktober 2002 zwei Kartuschen parallel betrieben, von denen eine mit 2 H_3PO_4 -beschichteten Denudern, die andere mit 2 Na_2CO_3 -beschichteten Denudern bestückt war. Die untersuchten Gasen werden danach sehr effektiv bereits auf dem 1. Denuder abgeschieden, NH_3 und HNO_2 zu 100%, HNO_3 und SO_2 zu 95% bzw. 98% (Tabelle 3).

Tabelle 3: Überprüfung der Sammeleffizienz anhand von 2 hintereinander geschalteten Denudern für eine 14tägige Messperiode mit einer Akkumulationszeit von 56 h

		NH_3	HCl	HNO_2	HNO_3	SO_2
1. Honeycomb-Denuder	$\mu\text{g}/\text{m}^3$	0.13	0.070	0.20	0.37	4.01
2. Honeycomb-Denuder	$\mu\text{g}/\text{m}^3$	0.00	0.021	0.00	0.02	0.10
Denuder-Effizienz	%	100	77	100	94	98

Neben den kontinuierlichen Messungen an der Ankerstation Oberbärenburg stand die Ankerstation Tharandter Wald während der Messkampagnen MORE I (01.-30.09.2001) und MORE II (20.05.2003 – 14.07.2003) im Mittelpunkt. Die TUBAF beteiligte sich an beiden Messkampagnen durch Konzentrationsmessungen mit dem Partisolsammler (kombiniertes Denuder / Filterpacksystem) über und unter dem Fichtenbestand (41 m und 17 m) sowie auf dem Wildacker. Weiterhin wurden auf dem Wild-

VERTIKO-TUBAF

acker Filterpackmessungen mit einem Low-Volume-Sampler (KleinfILTERGERÄT GS 050 Derenda, Berlin) durchgeführt.

Die einzelnen Filter des Filterpacksystems erfassen folgende Spezies:

Filter 1: PTFE (Sartorius, 0,45 µm)	Partikel, <10 µm
Filter 2: Polyamid (Sartorius, 0,45 µm)	HNO ₃ , HNO ₂ + partiell SO ₂
Filter 3: Cellulose (Machery & Nagel) – Na ₂ CO ₃ beschichtet	SO ₂ quantitativ
Filter 4: Cellulose(Machery & Nagel) - H ₃ PO ₄ beschichtet	NH ₃

Hochaufgelöste NH₃-Messungen mit der AiRRmonia durch das Teilprojekt IfT Leipzig fanden während der Messkampagne MORE II im ThW und im Oktober 2003 in OBB statt.

3.4 Stoffeintragungsmessungen

Die nasse Deposition wurde an beiden Standorten mit sogenannten wet-only-Sammlern (IfE Leipzig GmbH; Marquardt et al. 1986, Zimmermann et al., 2004a) erfasst. Gleichzeitig wurden mit offenen Sammlern (LAWA-Richtlinie 1998) auf den Waldlichtungen die sogenannte bulk-Deposition und in den Fichtenbeständen die Kronentraufe als Summenparameter ermittelt. Die bulk-Sammlern entsprechen den UN-ECE-Empfehlungen (Zimmermann et al., 2004b). In Oberbärenburg wurden zusätzlich Kronentraufebestimmungen in einem ca. 100 Jahre alten Fichtenaltbestand und am westlichen Bestandesrand des jüngeren Fichtenbestandes während der Projektlaufzeit durchgeführt. Als Grundlage für eine Modellierung sollte so die örtliche Variabilität der N-Deposition am Standort überprüft werden. Die Messung des Stickstoffeintrages durch das Auskämmen von Nebeltröpfchen ist nur für den Standort Oberbärenburg relevant und wurde hier mit Passiv-Fadensammlern gemessen (Lange et al. 2003; Zimmermann u. Zimmermann 2001).

3.5 Probenaufbereitung und Analytik

Vorbereitung und Aufarbeitung der Honeycombdenuder: Zur Präparation wurden die Denuder mit 10 ml der jeweiligen Beschichtungslösung befüllt und die Beschichtungslösung durch gründliches Schwenken gleichmäßig in den Denuderkanälen verteilt. Überschüssige Beschichtungslösung wurde entfernt, die Denuder getrocknet. Die fertig präparierten Denuder wurden sofort in die Kartuschen eingebaut.

Folgende Beschichtungslösungen wurden verwendet:

Basisch: 2% (w/v) Na₂CO₃, 2% (w/v) Glycerin in einem 1:1-Gemisch Methanol-Wasser

Sauer: 1,5 ml H₃PO₄ (85%) + 98,5 ml H₂O + 400 ml Methanol

Exponierte Denuder wurden zur Extraktion der gesammelten Gase mit 10 ml H₂O befüllt und die gesamte Denuderoberfläche durch gründliches Schwenken, Drehen und Schütteln benetzt. Die so erhaltene Extraktionslösung wurde bis zur Messung im Kühlschrank (4°C) aufbewahrt. Zur Reinigung

VERTIKO-TUBAF

wurden die Denuder mit einfach ionisiertem Wasser 2 min lang gespült, dreimal mit jeweils 10 ml Reinstwasser geschüttelt und anschließend getrocknet.

Präparation der Filter: Filterpack, Passivsammler, Partisolkartuschen: Teflonfilter konnten ohne weitere Vorbehandlung eingesetzt werden. Polyamid- und Cellulosefilter wiesen jedoch einen deutlichen Blindwert auf und wurden daher vor dem Einsatz gewaschen (3 x 15 min mit Wasser im Ultraschallbad) und getrocknet. Während die Polyamidfilter gleich nach dem Reinigungsschritt verwendet werden konnten, wurden die Cellulosefilter vor der Sammlung basisch bzw. sauer präpariert. Dazu wurden die Cellulosefilter in der jeweiligen Beschichtungslösung getränkt, abermals getrocknet und bis zum Einbau in die Sammelkartuschen in luftdichten Behältern gelagert. Verwendet wurden die gleichen Beschichtungslösungen (s.o.) wie bei der Beschichtung der Honeycombdenuder. Die exponierten Filter verblieben bis zur Analyse im Kühlschrank.

Unmittelbar vor der Analyse wurden die Filter zur Extraktion der wasserlöslichen Anteile und der adsorbierten Gase mit 5 ml Wasser versetzt und eine 1 h im Ultraschallbad behandelt. Nur im Fall der Polyamid-Filter wurde anstelle von Wasser Dionex-Eluent (3 mM NaHCO₃/2,4 mM Na₂CO₃) als Extraktionsmittel verwendet.

Sämtliche Arbeiten wurden in einer Laminar-Flow-Reinluftwerkbank durchgeführt. Das integrierte Filtersystem der Werkbank gewährleistete die Reinigung der zugeführten Luft von Partikeln, Ammoniak und sauren Gasen. Zur Vermeidung von Kontaminationen wurde grundsätzlich mit Handschuhen gearbeitet. Das zur Probenbehandlung eingesetzte Wasser war zweifach deionisiert, dabei wurde eine Leitfähigkeit von 0,1 µS/cm nicht überschritten. Alle verwendeten Reagenzien entsprachen der Qualität pro analysi oder suprapur.

Nasse Deposition

Die Niederschlagswässer wurden unmittelbar nach der Sammlung membranfiltriert (0,45 µm, Celluloseacetat, Sartorius) und an den Proben der pH-Wert (Meinsberg) und die Leitfähigkeit (WTW) bestimmt.

Analyse

Die Analyse sämtlicher Proben aus Luftkonzentrations- und Depositionsmessungen erfolgte mittels Ionenchromatographie. Die Konzentrationen folgender Ionen wurden bestimmt: F⁻, Cl⁻, NO₂⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻, Na⁺, NH₄⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺.

Die Analysen wurden mit einem DX-120 SE Ionenchromatograph der Fa. Dionex durchgeführt.

Anionentrennsatz: Trennsäule IONPAC AS14A (3 mm) mit Vorsäule, Eluent: 6 mM NaHCO₃/1 mM Na₂CO₃, 100 µl Probenschleife, Suppressor: ASRS Ultra (4 mm)

Kationentrennsatz: Trennsäule IONPAC CS12A (3 mm) mit Vorsäule, Eluent: 20 mM Methansulfonsäure, 100 µl Probenschleife, Suppressor: CSRS Ultra (2 mm)

Detektion: Leitfähigkeit nach Suppression

3.6 Modellierung

Die Modellierung der Stickstoffflüsse für die Ankerstation Oberbärenburg erfolgte einerseits mit einem Widerstandsmodell (Big-Leaf-Modell) und andererseits über die Kombination verschiedener Ansätze zur Kronenraumbilanzierung.

Das neu entwickelte Modell 'SPRUCEDEP' verwendet Modellierungsansätze verschiedener Autoren, die entweder direkt an dem untersuchten Bestand parametrisiert wurden (Queck, 2004) oder speziell für die Baumart Fichte (*Picea abies* L. Karst.) abgeleitet wurden. Die Widerstandsanalogie beschreibt den Stofffluss über die Gleichung: $-F_c = v_d C_c$. Die Depositionsgeschwindigkeit v_d kann aus der Summe der in Serie geschalteten Widerstände R_a (aerodynamischer Widerstand), R_b (Widerstand der quasilaminaren Grenzschicht) und R_c (Bestandeswiderstand) gewonnen werden $v_d = (R_a + R_b + R_c)^{-1}$. Der aerodynamische Widerstand R_a wurde nach Queck (2004) über die statistische Windfunktion parametrisiert. Der Widerstand der quasilaminaren Grenzschicht R_b wurde nach dem von Jensen und Hummelshoj (1995, 1997) beschriebenen Ansatz modelliert. Der Bestandeswiderstand R_c wurde nach dem PLATIN-Modell von Grünhage und Haenel (1997) berechnet. Die Parametrisierung des stomatären Widerstandes erfolgte nach Jarvis-Stewart-Ansatz (Jarvis 1976; Stewart 1988). Für den Mesophyllwiderstand (R_{mes}) wurden Werte aus Zhang et al. (2002) verwendet. Für den externen Widerstand R_{ext} SO₂ wurden eigene Parametrisierungen vorgenommen, da der von Grünhage und Haenel (1997) vorgeschlagene Ansatz von Erisman et al. (1994) die SO₂-Deposition stark überschätzt. Die Berechnungen von R_{ext} NO₂ und R_{soil} NO₂ wurde entsprechend dem Ansatz von Zhang et al. (2002) vorgenommen, dabei werden diese Widerstände über die entsprechenden Ozonwiderstände parametrisiert. Die Depositionsgeschwindigkeit für Partikel wurde nach einem Ansatz von Ruijgrok et. al (1997) ermittelt, wobei sedimentierende Partikel nicht berücksichtigt worden sind.

Bei den Kronenraumbilanzen wurde der ursprünglich von Ulrich (1983) entwickelte Na-Kalibrierungsansatz in den modifizierten Fassungen von Matzner (1988), Brahmmer (1990) und van der Maas und Pape (1991) verwendet. Dieser Ansatz wurde mit der Methode von Beier et al. (1992), die den Bestandesrandeffekt für die Abschätzung der Deposition von basischen Kationen ausnutzt, kombiniert. Weitere Details zum Modell SPRUCEDEP sind einem dem Schlussbericht beigelegten Publikationsmanuskript zu entnehmen (Zimmermann et al., 2004d).

Die Konzentrationsmessungen aus der MORE II-Kampagne im Tharandter Wald dienten als Basis für einen Vergleich verschiedener SVAT-Modelle, die innerhalb des VERTIKO-Verbundes von Teilprojekten genutzt werden:

- *MixForSVAT*: Teilprojekt GAUG (nur NH₃); Oltchev et al. 2003

VERTIKO-TUBAF

- *Platin*: Teilprojekt FAL; Grünhage u. Hänel 1997; Schaaf et al. 2004
- *Gas_DEP*: Teilprojekt TUD1; Queck 2004
- *SPRUCEDEP*: Teilprojekt TUBAF; Zimmermann et al. 2004 c, d

Darüber hinaus stehen die in Oberbärenburg und im Tharandter Wald gemessenen Stickstoffkonzentrationen der VERTIKO-Datenbank für weitere Modellierungen zur Verfügung. So wurden bereits die NH₃-Daten aus OBB zur Validierung des Modells MixForSVAT durch das Teilprojekt GAUG genutzt.

4. Ergebnisse und Diskussion

4.1 Ergebnisse der Luftkonzentrationsmessungen

Auf Grundlage der Denuder- und Filterpackmessungen sind für die beiden Ankerstationen Oberbärenburg und Tharandter Wald Aussagen zum typischen Konzentrationsbereich und zur jahreszeitlichen Variabilität der relevanten N-Spezies möglich. Tabelle 4 enthält die Mittel-, Minimal- und Maximalwerte für die Messungen in Oberbärenburg und im Tharandter Wald. Die Werte wurden um Ergebnisse aus vergleichbaren Studien ergänzt.

Tabelle 4: Mittlere, minimale und maximale Gas- und Partikelphasenkonzentrationen im Untersuchungszeitraum in Oberbärenburg und im Tharandter Wald, sowie ein Vergleich mit weiteren Waldstandorten in Deutschland, Europa und Nordamerika.

	Gasphase					PM _{2.5} (Löslicher Anteil)				
	NH ₃ -N	HCl-Cl	HNO ₂ -N	HNO ₃ -N	SO ₂ -S	NH ₄ ⁺ -N	Cl ⁻	NO ₂ ⁻ -N	NO ₃ ⁻ -N	SO ₄ ²⁻ -S
	µg m ⁻³	µg m ⁻³	µg m ⁻³	µg m ⁻³	µg m ⁻³	µg m ⁻³	µg m ⁻³	µg m ⁻³	µg m ⁻³	µg m ⁻³
Oberbärenburg										
Mittelwert	0.54	0.17	0.10	0.18	2.51	1.19	0.23	0.03	0.46	1.14
Median	0.41	0.15	0.06	0.15	1.80	1.06	0.13	0.02	0.35	0.88
min	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.10
max	2.63	0.69	0.43	0.66	10.7	4.45	1.32	0.19	2.61	5.16
Standardabweichung	0.47	0.14	0.10	0.12	2.29	0.87	0.27	0.03	0.48	0.89
n	255	170	170	170	170	255	170	170	170	170
Tharandter Wald										
Mittelwert	1.11	0.05	0.17	0.33	1.14	1.10	0.07	0.01	0.41	1.08
Median	1.10	0.01	0.14	0.27	0.74	0.93	0.02	0.00	0.31	1.01
min	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.00	0.00	0.02	0.03
max	2.81	0.51	0.69	1.26	6.39	4.15	0.97	0.15	3.46	2.73
Standardabweichung	0.59	0.10	0.12	0.25	1.15	0.67	0.13	0.03	0.43	0.55
n	93	93	93	93	93	93	93	93	93	93
Andere Waldstandorte										
Fichtelgebirge (Fichte) ¹	0.21			0.08		0.97			0.35	0.59
Schorfheide (Kiefer) ²	0.99		0.21	0.20	1.80	2.10			0.70	1.40
Höglwald (Fichte) ³	2.06									
Wolkersdorf (Eiche) ⁴	1.23	0.26		0.40	10.01	3.53	0.11		1.04	2.73
Matra (Fichte) ⁵	0.30			0.10	3.10	1.09			0.14	2.17
Ulborg (Fichte) ⁶	1.48			0.09		1.79			0.99	
Rudolice, CZ (Fichte) ⁷	0.49			0.40		2.48			2.51	
MMSF, USA (Laubwald) ⁸	0.39			0.27						
Nivot Ridge, USA ⁹				0.04						
Harvard Forest, USA ¹⁰	0.14			0.23						

⁽¹⁾Held et al. 2002; ⁽²⁾Zimmerling & Dämmgen 2002; ⁽³⁾Huber & Kreutzer 2002; ⁽⁴⁾Puxbaum et al. 1998; ⁽⁵⁾Horvath et al. 2001; ⁽⁶⁾Andersen & Hovmand 1999; ⁽⁷⁾Cerný & Paces 1995; ⁽⁸⁾Pryor et al. 2001, 2002; ⁽⁹⁾Sievering et al. 2001; ⁽¹⁰⁾Lefer et al. 1999

Die mittleren Luftkonzentrationen liegen in Oberbärenburg für NH₃-N, HNO₃-N, HNO₂-N und SO₂-S bei 0,54 µg/m³, 0,18 µg/m³, 0,10 µg/m³ und 2,5 µg/m³. Im Tharandter Wald werden mit 1,11 µg/m³ NH₃-N, 0,33 µg/m³ HNO₃-N, 0,17 µg/m³ HNO₂-N für die stickstoffhaltigen Spezies durchweg höhere Gehalte gemessen. Die Werte für SO₂-S sind mit 1,14 µg/m³ dagegen niedriger. Unterschiede gibt es

auch bei den relativen Anteilen von Gas- und Partikelphase (Abbildung 2 a-b). Im Tharandter Wald tragen Gas- und Partikelphase in derselben Größenordnung zu den gemessenen Luftkonzentrationen bei. In OBB überwiegen dagegen die partikulären N-Spezies, beim Schwefel dominiert hier die Gasphase. Der Tharandter Wald ist deutlich stärker von primären anthropogenen Emissionen aus Landwirtschaft und Verkehr beeinflusst. Dies führt bei den N-Komponenten zu einem höheren Anteil der Gasphase. In OBB dagegen steigt der Einfluss der Partikelphase durch eine auf dem Transport stattfindende Gas-Partikel-Umwandlung. Für S-haltige Spezies ist in OBB immer noch – je nach Wetterlage – ein Einfluss von tschechischen Emissionsquellen festzustellen (Pleßow et al., 2004b; Zimmermann et al. 2003). Daher werden hier höhere SO_2 -Gehalte gemessen.

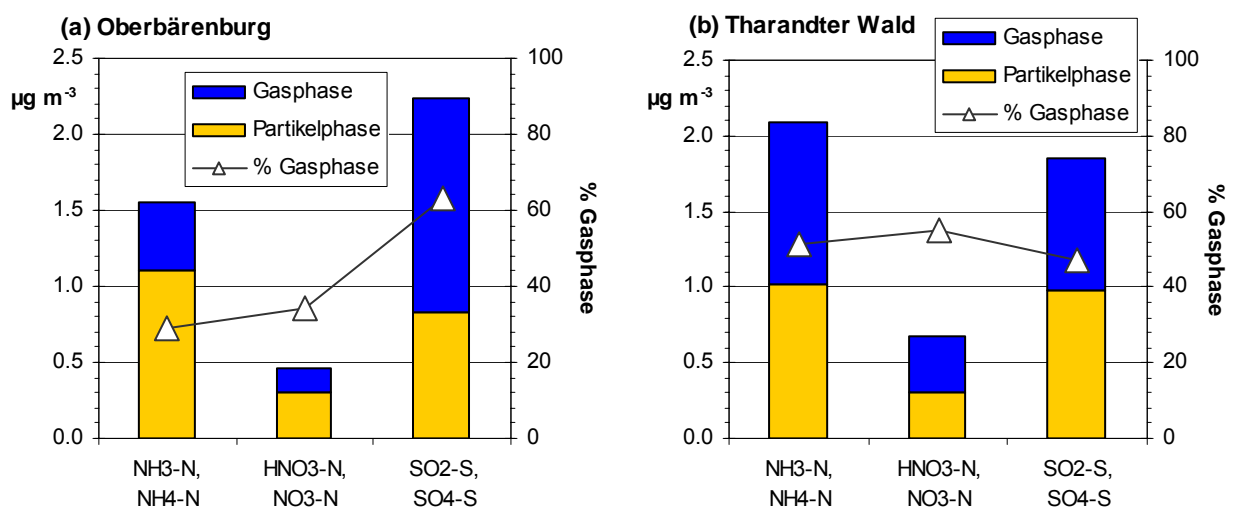


Abbildung 2 a-b: Mittlere Luftkonzentrationen von NH_3 , HNO_3 , SO_2 im Vergleich zu NH_4^+ , NO_3^- , SO_4^{2-} in der korrespondierenden Partikelphase für die Ankerstationen Oberbärenburg (09/2001-04/2003) und Tharandter Wald (01/2003-12/2003)

Ingesamt liegen die im Erzgebirge gemessenen Konzentrationen in einer für Waldgebiete typischen Größenordnung und belegen, dass sich keine der Stationen im unmittelbaren Einfluss von lokalen Quellen befindet. Sehr gute Übereinstimmungen ergeben sich mit der Station Waldstein im Fichtelgebirge (Held et al., 2002), der Station Britz in der Schorfheide (Zimmerling u. Dämmgen, 2002) und dem Matra-Gebirge in Ungarn (Horváth et al., 2001). Dagegen wurden beispielsweise im Höglwald (Huber u. Kreuzer, 2002), wo sich in unmittelbarer Nähe zur Station landwirtschaftliche Nutzflächen befinden, deutlich höhere NH_3 -Konzentrationen gemessen.

Die NH_3 -Gehalte zeigen eine starke Abhängigkeit zu meteorologischen Parametern. Hohe NH_3 -Konzentrationen gehen einher mit hohen Lufttemperaturen und Globalstrahlung sowie niedriger Windgeschwindigkeit, relativer Luft- und Blattfeuchte (Abbildung 3). Ganz allgemein wurden hohe Konzentrationen im Bereich von $1,4$ - $2,4 \mu\text{g m}^{-3}$ unter warmen und trockenen Bedingungen gemessen. Niedrige Konzentrationen zwischen $0,1$ und $0,75 \mu\text{g m}^{-3}$ treten dagegen während kalten, feuchten und windigen Wetterlagen auf. Globalstrahlung und Temperatur korrelieren gut mit den NH_3 -Konzentrationen ($R^2=0,7$). Parallel zu ansteigenden Temperaturen und gleichzeitig zunehmenden

NH₃-Emissionen steigen in der Vegetationsperiode auch die NH₃-Konzentrationen. Hohe Blattfeuchten wie auch relative Luftfeuchten führen dagegen zu niedrigen NH₃-Konzentrationen. NH₃ ist ein Gas mit sehr guter Wasserlöslichkeit und geht daher beim Auftreten feuchter Oberflächen schnell als NH₄⁺ in Lösung. Hohe Windgeschwindigkeiten führen aufgrund einer dadurch bedingten guten Durchmischung der Atmosphäre ebenfalls zu niedrigen NH₃-Konzentrationen.

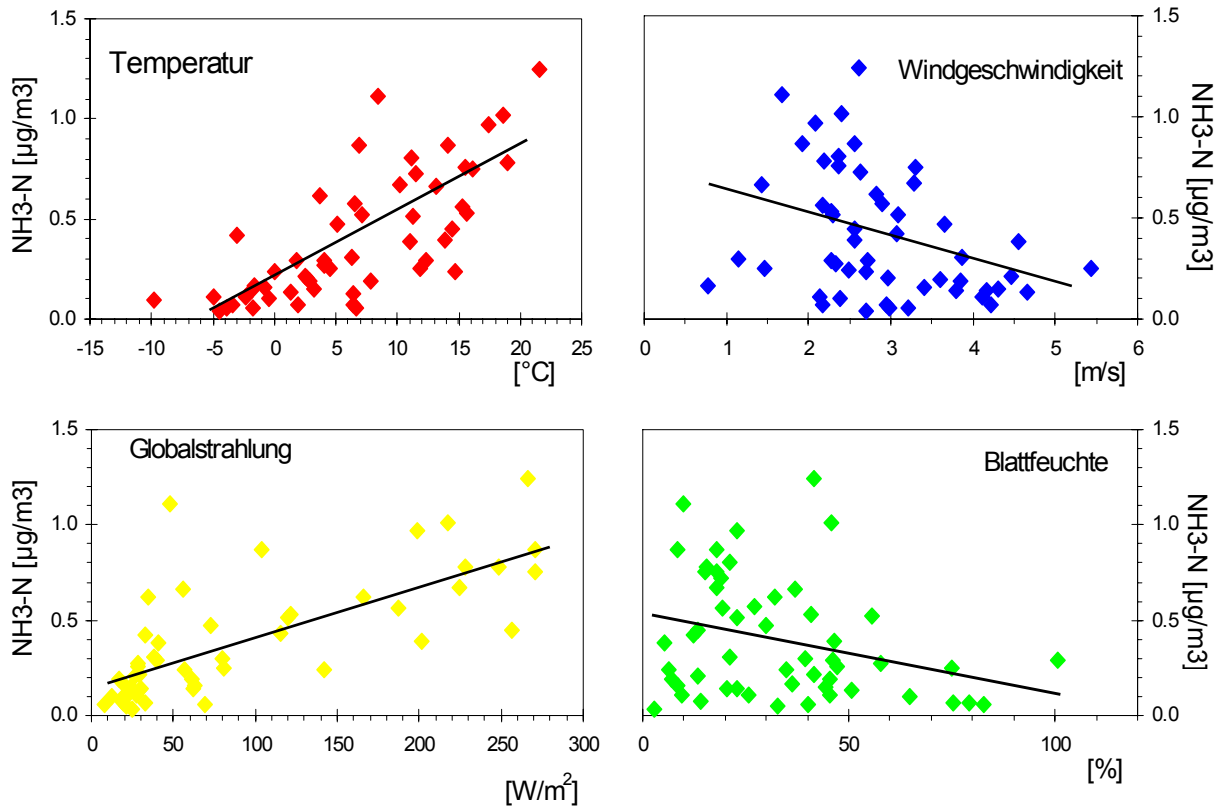


Abbildung 3: Abhängigkeit der NH₃-Konzentrationen von der Temperatur, Windgeschwindigkeit, Globalstrahlung und Blattfeuchte im Beobachtungszeitraum für die Ankerstation Oberbärenburg

Jahresgang

Entsprechend der Korrelation mit meteorologischen Parametern ist auch eine jahreszeitliche Abhängigkeit zu verzeichnen mit mittleren Gehalten von 0,15 µg m⁻³ NH₃-N im Herbst und Winter sowie 0,75 µg m⁻³ NH₃-N im Frühling und Sommer (Abbildung 4). Auch für das Ammonium-Ion wurden, bei insgesamt höheren Gehalten, vergleichbare jahreszeitliche Variationen ermittelt. NH₃ stammt zum überwiegenden Teil aus landwirtschaftlichen Quellen, intensiver Tierhaltung, Gülle- und Düngerausbringung auf landwirtschaftliche Nutzflächen, wird aber auch aus natürlichen Quellen wie der Vegetation selber freigesetzt. Ammoniak hat eine relativ geringe atmosphärische Lebensdauer, da es entweder sehr schnell deponiert wird oder aber zum Ammonium-Ion umgewandelt wird (Dämmgen et al. 2001). Partikuläres NH₄⁺ kann dann als Partikel im accumulation-mode-Bereich über große Strecken transportiert werden. Während also die gemessenen NH₃-Konzentrationen lokalen Quellen zugeordnet werden können, stammt die NH₄⁺ eher aus regionalen Quellen.

VERTIKO-TUBAF

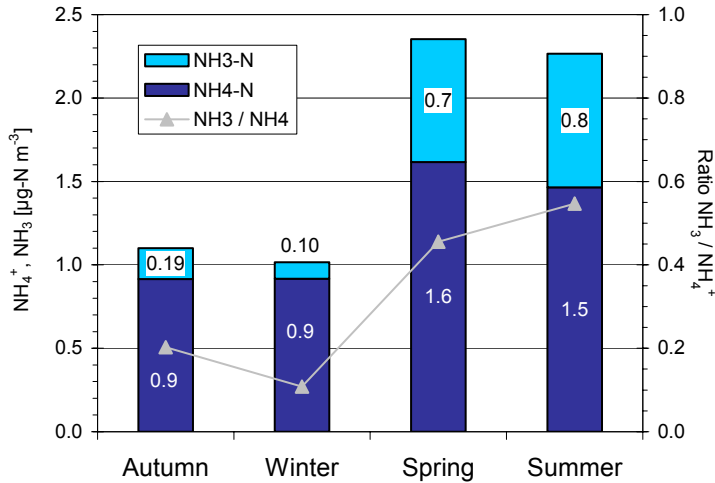


Abbildung 4: Jahreszeitliche Abhängigkeit der Konzentrationen für die reduzierten N-Spezies NH_3 und NH_4^+ im Untersuchungszeitraum an der Ankerstation Oberbärenburg

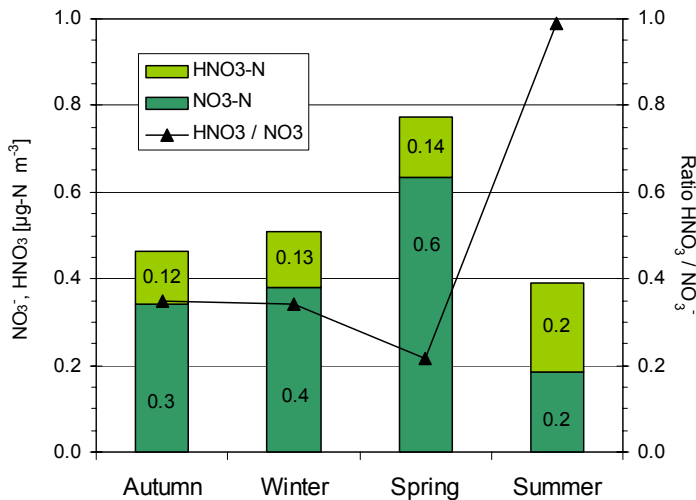


Abbildung 5: Jahreszeitliche Abhängigkeit der Konzentrationen für die oxidierten N-Spezies HNO_3 und NO_3^- im Untersuchungszeitraum an der Ankerstation Oberbärenburg

Für die Salpetersäure wurden im Sommer mit $0,20 \mu\text{g m}^{-3}$ $\text{HNO}_3\text{-N}$ höhere Gasphasenkonzentrationen gemessen als im Winter mit $0,12 \mu\text{g m}^{-3}$ $\text{HNO}_3\text{-N}$ (Abbildung 5). Die oxidierten N-Spezies HNO_3 sowie HNO_2 sind sekundäre Luftinhaltsstoffe und werden photochemisch aus Stickoxiden gebildet. Die höheren Konzentrationen im Sommer sind sicher auf die ebenfalls höhere Globalstrahlung und damit Photoaktivität zu dieser Jahreszeit zurückzuführen. Gleichzeitig steigt im Sommer auch der relative Anteil der Gasphase im System $\text{HNO}_3 / \text{NO}_3^-$ an. Für das Nitrat-Ion wurden dagegen im Sommer mit $0,20 \mu\text{g m}^{-3}$ $\text{NO}_3^-\text{-N}$ deutliche geringere Konzentrationen gemessen als in den übrigen Jahreszeiten mit $0,40 \mu\text{g m}^{-3}$ $\text{NO}_3^-\text{-N}$. Dies kann zum einen darauf zurückgeführt werden, dass im Sommer aufgrund höherer Sulfat-Konzentrationen verstärkt $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ statt NH_4NO_3 gebildet wird. Zum anderen dissoziiert partikuläres NH_4NO_3 bei höheren Temperaturen zu einem merklichen Teil zu gasförmigem NH_3 und HNO_3 . Insgesamt ist die Menge an oxidierten N-Spezies (Summe $\text{HNO}_3 + \text{NO}_3^-$) im Sommer am

niedrigsten, obwohl aufgrund des photochemischen Bildungsweges gerade in dieser Jahreszeit höhere Konzentrationen erwartet werden könnten. Eine mögliche Erklärung hierfür ist, dass die Stickoxide als Vorläufersubstanzen im Sommer ebenfalls ein Konzentrationsminimum zeigen, da diese verstärkt zu Ozon umgesetzt werden. Weiterhin wird das verstärkt im Sommer gebildete HNO_3 deutlich besser deponiert als partikuläres Nitrat, was wiederum zu geringeren Luftkonzentrationen führen kann. Auf den typischen Jahresgang der gemessenen Stickstoffkomponenten wird auch ausführlich in einem beigefügten Publikationsmanuskript (Pleßow et al., 2004b) eingegangen.

Tagesgang

Den tageszeitlichen Verlauf von NH_3 , HNO_3 und HNO_2 sowie Temperatur und Luftfeuchte zeigt exemplarisch Abbildung 6a-b für 2 Sommertage an den Ankerstationen. Für die Salpetrige Säure ergibt sich ein typischer Tagesverlauf mit einem Maximum in den frühen Morgenstunden. HNO_2 wird bevorzugt nachts gebildet und dann im Laufe des Tages abgebaut (Nefel et al. 1996). An der Ankerstation Oberbärenburg zeigen die NH_3 - wie auch die HNO_3 -Konzentrationen einen parallelen Verlauf mit der Temperatur, also einem Maximum in den frühen Nachmittagsstunden und einer deutlichen Abnahme zum Abend hin. Der Konzentrationsrückgang am Abend beruht auch auf dem parallelen Anstieg der relativen Luftfeuchte, da sowohl HNO_3 als auch NH_3 aufgrund ihrer guten Wasserlöslichkeit in Anwesenheit von Feuchtigkeitsfilmen verstärkt deponiert werden. Auf dem Messturm im Tharandter Wald zeigt sich dieser Verlauf allerdings nur bei den HNO_3 -Konzentrationen, nicht jedoch beim NH_3 (Abbildung 6b).

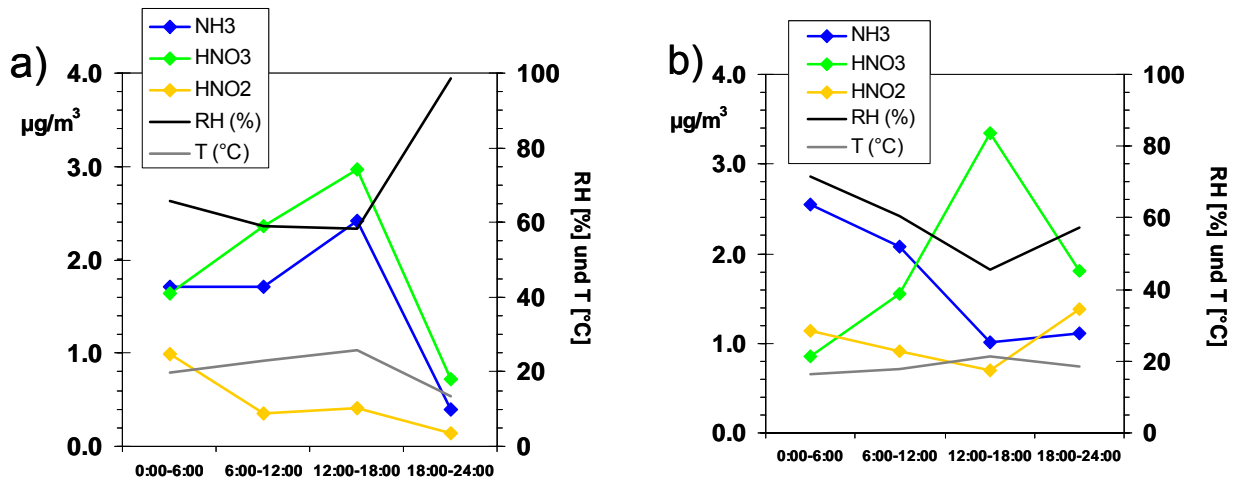


Abbildung 6 a-b: Tagesverlauf der NH_3 , HNO_2 , HNO_3 -Konzentrationen für 2 Sommertage a) in Oberbärenburg am 10.07.2002 und b) im Tharandter Wald am 24.06.2003

Ganz allgemein wurden während der Messkampagne MORE II im Tharandter Wald mit dem Partisol-sammler nachts höhere Konzentrationen gemessen als am Tage. Dagegen wurden parallel mit der AiRRmonia (IfT) auf dem nahegelegenen Wildacker, einer Lichtung im Tharandter Wald, ausgeprägte Tagesgänge für NH_3 ermittelt (Abbildung 7). Vergleiche zwischen dem Messturm im Tharandter Wald und dem Wildacker ergaben in Bodennähe eine größere Fluktuation der Tagesgänge von relativer Luftfeuchte und Temperatur (Abbildung 8). Gerade nachts kommt es auf dem Wildacker zu einer stärkeren Abkühlung bei gleichzeitig höheren Luftfeuchten bis hin zur Taubildung, also Bedingungen, die zu niedrigeren NH_3 -Konzentrationen in der Nacht führen. Dies ist am Turm nicht in dem Ausmaß zu beobachten. Gleichzeitig treten auf dem Messturm deutlich höhere Windgeschwindigkeiten auf, was wiederum ausgeglichene NH_3 -Konzentrationen zur Folge hat. Die Konzentrationsmessungen in OBB fanden mit einer Messhöhe von 16 m noch im Bestand statt. Es kann daher davon ausgegangen werden, dass der hier beobachtete nächtliche Konzentrationsrückgang auch auf eine verstärkte nächtliche Taubildung oder u. U. Nebelbildung zurückzuführen ist.

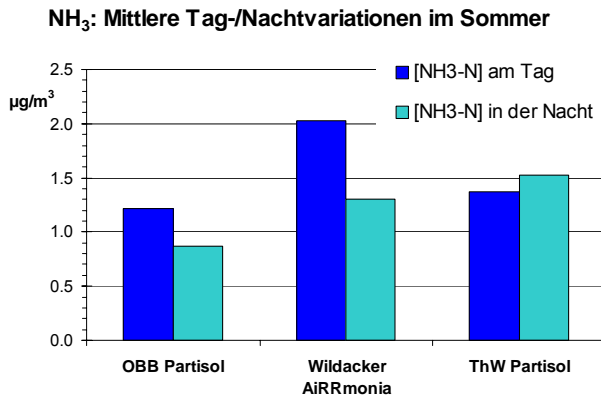


Abbildung 7: Vergleich der mittleren Tages- und Nachtkonzentrationen von NH_3 , gemessen im Oberbärenburg (Messturm, 16 m) im Sommer 2002, sowie auf dem Wildacker (Wiese, 60 cm) und im Tharandter Wald (Messturm, 42 m) im Sommer 2003.

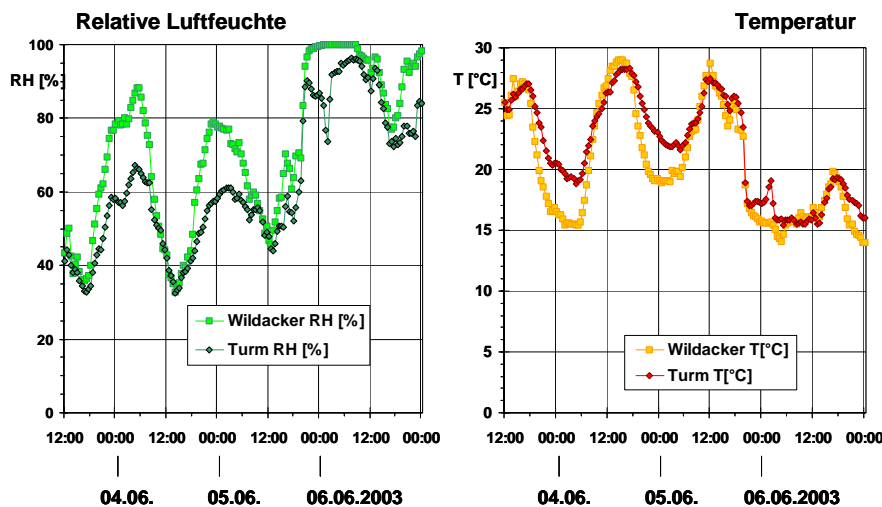


Abbildung 8 a-b: Vergleich der Tagesgänge für relative Luftfeuchte und Temperatur während der Messkampagne MORE II für den Wildacker und den Messturm (42 m) im Tharandter Wald.

Konzentrationsgradient

Messungen im Tharandter Wald oberhalb und unterhalb des Kronenraums (42 m und 17 m) ergaben nur für NH_3 und HNO_3 einen Konzentrationsgradienten (Abbildung 9b). Deren Konzentrationen sanken bei der Passage durch den Kronenraum um etwa 25%. Für HNO_2 und die Partikelfraktion (nicht gezeigt) ergab sich keine Konzentrationsänderung. In einem vergleichbaren Zeitraum im Sommer 2002 wurde an der Ankerstation Oberbärenburg ein stärkerer Konzentrationsgradient gemessen (Abbildung 9a). Hier sanken die Werte für HNO_3 und NH_3 um ca. 45% bei der Passage durch den Kronenraum.

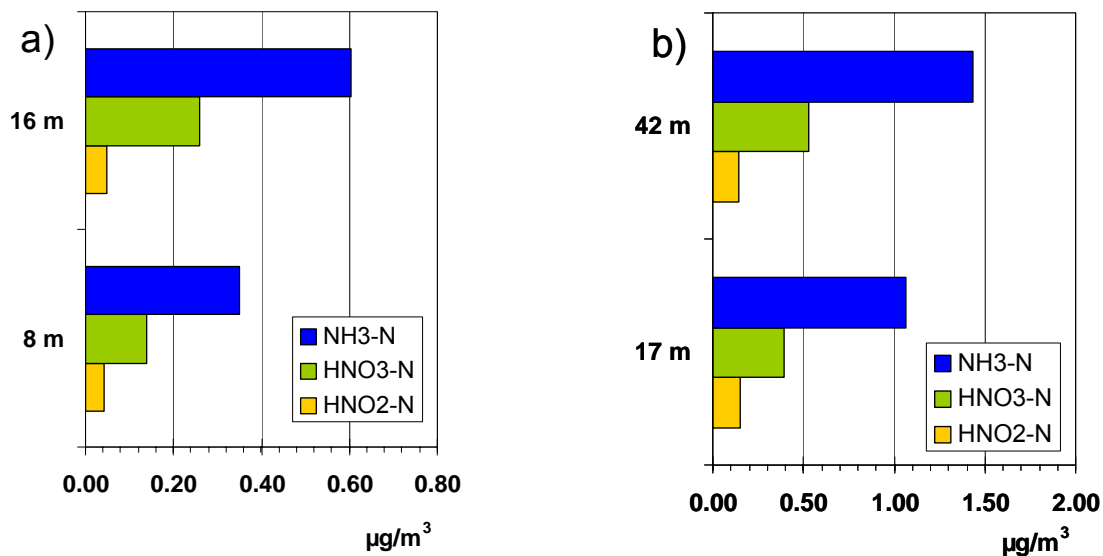


Abbildung 9a-b: Ergebnisse aus parallelen Konzentrationsmessungen über und unter dem Bestand a) in Oberbärenburg im Juni - Juli 2002 und b) im Tharandter Wald im Mai - Juli 2003 (MORE II)

4.2 Oberbärenburg: Modellierung der trockenen Deposition

Die mit dem Modell SPRUCEDEP erzielten Ergebnisse liefern realitätsnahe Ergebnisse für den Stickstoffeintrag in Fichtenwälder des Osterzgebirges, wie ein Vergleich mit Kronentraufmessungen und Kronenraumbilanzen zeigt, und ermöglichen zugleich eine Abschätzung der Beiträge der einzelnen N-Spezies zur Stickstoffdeposition. Die modellierten mittleren Depositionsgeschwindigkeiten für die Ankerstation Oberbärenburg in den Jahren 2001 – 2003 sind in Tabelle 5 dargestellt. Die Depositionsgeschwindigkeiten liegen in dem für Nadelwälder gefundenen Wertebereich. Aus den ermittelten v_d und den gemessenen Konzentrationen wurden monatliche Depositionsflüsse berechnet. Der jahreszeitliche Verlauf der Depositionsraten für die einzelnen Stickstoffspezies ist Abbildung 10 zu entnehmen. Einen Vergleich der modellierten Flüsse für reduzierten Stickstoff (Summe $\text{NH}_3 + \text{pNH}_4^+$; Abbildung 11), oxidierten Stickstoff (Summe $\text{HNO}_3, \text{HNO}_2, \text{NO}_2$ und pNO_3^- ; Abbildung 12) und Schwefel (Summe $\text{SO}_2 + \text{pSO}_4^{2-}$; Abbildung 13) mit der jeweiligen gemessenen Nettokronentraufe NKT (Differenz Kronentraufe – nasse Deposition) ermöglichen die Abbildungen 11 – 13.

VERTIKO-TUBAF

Tabelle 5: Mittlere modellierte Depositionsgeschwindigkeit für die Ankerstation Oberbärenburg im Untersuchungszeitraum

Spezies	Mittlere Depositionsgeschwindigkeit v_d (cm s ⁻¹)
NH ₃	4,16
HNO ₃	5,54
HNO ₂	1,37
NO ₂	0,17
SO ₂	1,39
NH ₄ ⁺ -Partikel	0,8
NO ₃ ⁻ -Partikel	1,1
SO ₄ ²⁻ -Partikel	0,87

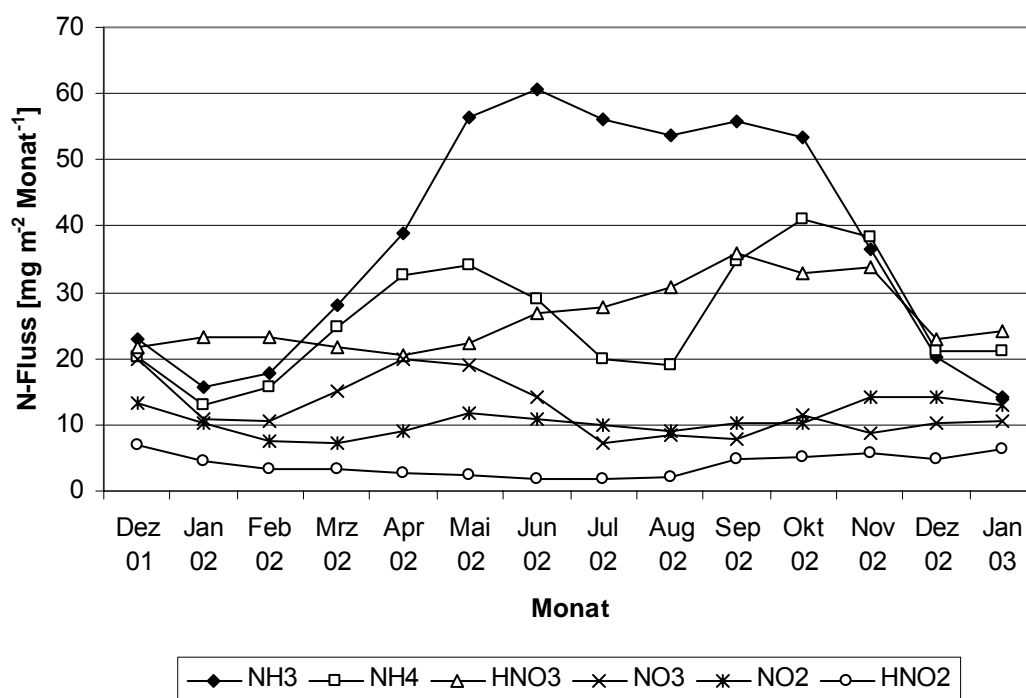


Abbildung 10: Monatliche N-Flüsse differenziert nach N-Spezies für Oberbärenburg im Zeitraum 12/2001 – 01/2003

NH₃: Ammoniak hat den größten Anteil am Stickstoffeintrag in Oberbärenburg (Abbildung 10). Ursache sind die hohen Depositionsraten während der Vegetationsphase. Daraus resultiert die relativ hohe mittlere v_d von 4,16 cm s⁻¹. Vergleichbare Werte wurden aber auch z.B. von Horváth et al. (2001) für einen Fichtenwald im Matra-Gebirge (Ungarn) gefunden (3,7 cm s⁻¹ am Tag). Parallel dazu werden im Sommer für NH₃ die höchsten Konzentrationen gemessen (Abbildung 4), was ebenfalls den Fluss für diese Komponente erhöht (Abbildung 10).

Die Summe $\text{NH}_3\text{-N}$ und pNH_4^+ ergibt in den Sommermonaten einen um ca. 3 kg ha^{-1} höheren Eintrag als die Nettokronentraufe (Abb. 11). Dieser Wert stimmt sehr gut mit dem über Kronenraumbilanzierung ermittelten Wert für die Ammoniumaufnahme überein (Zimmermann, unveröffentlichte Daten). Während der Vegetationsruhe stimmen modellierte und aus der Kronentraufe bestimmte Einträge für $\Sigma\text{NH}_3 + \text{pNH}_4^+$ sehr gut überein.

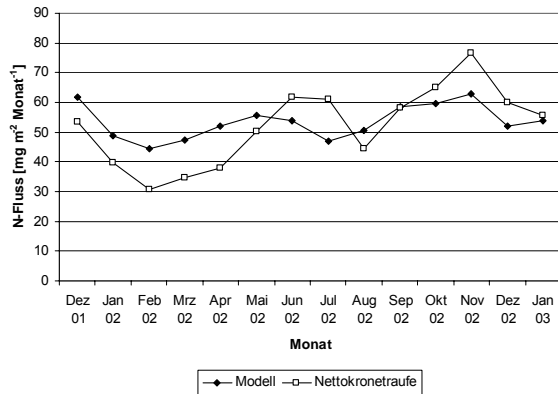
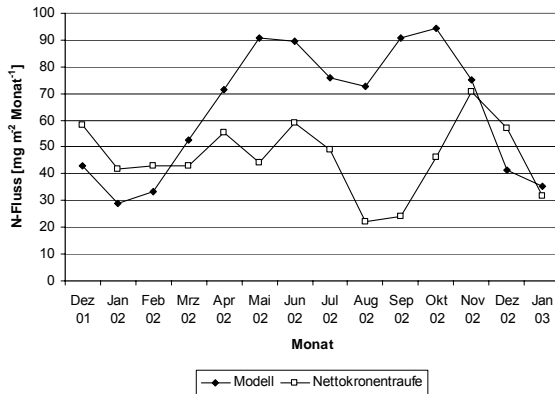


Abbildung 11: N_{red} -Flüsse Modell vs. Nettokronentraufe Abbildung 12: N_{oxi} -Flüsse Modell vs. NKT

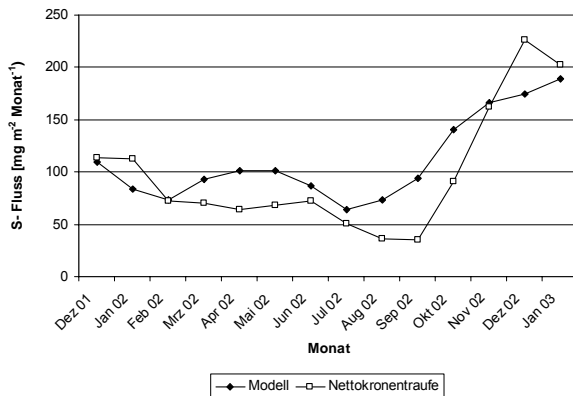


Abbildung 13: S-Flüsse Modell vs. Nettokronentraufe (NKT)

HNO₃: Die mittlere Depositionsgeschwindigkeit für HNO₃ ist mit $5,54 \text{ cm s}^{-1}$ im mittleren Wertebereiches von v_d für Wälder zu finden. Sie liegt deutlich über den Werten von Horváth et al. (2001) mit $1,9 \text{ cm s}^{-1}$ am Tag und $1,3 \text{ cm s}^{-1}$ in der Nacht). Andere Autoren berichten von v_{d_s} , die im Bereich von $6 - 7,6 \text{ cm s}^{-1}$ (Janson und Granat, 1999; Pryor und Klemm, 2004; Sievering et al., 2001) liegen. Diese Werte wurden allerdings in Kurzzeitstudien gemessen oder repräsentieren nur Werte unter Tagesbedingungen. Bestimmend für die Deposition von HNO₃ sind die atmosphärische Turbulenz und molekulare Diffusion ($R_c=0$). Die höheren Depositionsraten im Herbst lassen sich mit höheren Windgeschwindigkeiten zu dieser Jahreszeit und demzufolge ebenfalls zunehmender atmosphärischer Turbulenz erklären (Abbildung 10).

Die modellierte Eintragsrate der oxidierten N-Verbindungen ($\sum \text{HNO}_3 + \text{HNO}_2 + \text{NO}_2 + \text{pNO}_3^-$) zeigt eine sehr gute Übereinstimmung mit der Kronentraufe (Abb. 12), sodass von keiner nennenswerten Aufnahme von oxidierten N-Verbindungen ausgegangen werden kann. Mögliche Abweichungen zwischen Modell und NKT-Werten in den Herbst- und Wintermonaten können aus zusätzlichem Eintrag über Nebelinterzeption resultieren. Nebelwasserproben aus Oberbärenburg zeichnen sich durch besonders hohe Nitratkonzentrationen aus (Zimmermann u. Zimmermann, 2002).

NO₂: Die berechnete mittlere Depositionsgeschwindigkeit von NO₂ liegt bei 1,7 mm s⁻¹. Ein Wert, der von experimentellen Untersuchungen bestätigt wird (Horii et al., 2004: 2 mm s⁻¹ für Laubwald; Rondon et al., 1993: 1,5 mm s⁻¹ für Fichte). Bei der Modellierung wurde ein Stomatakompensationspunkt von 1,7 ppbv berücksichtigt. Die monatlichen Depositionsraten sind sehr ausgeglichen und variieren kaum (Abbildung 10). Ein leichtes Maximum im Sommer kann auf eine vermehrte stomatare Aufnahme zurückgeführt werden. Der jährliche NO₂-N-Eintrag beträgt ca. 0,8 kg ha⁻¹ a⁻¹ und ist damit von untergeordneter Bedeutung.

NO: NO trägt nicht zur Stickstoffdeposition bei. NO-Flüsse können daher für die Eintragsbilanzierung vernachlässigt werden.

HNO₂: Über die trockene Deposition von HNO₂ ist wenig bekannt. Es wird im Modell chemisch wie SO₂ behandelt und parametrisiert. Da HNO₂ im Winter beständiger ist, werden in dieser Jahreszeit leicht höhere Flüsse gemessen (Abbildung 10). Der Gesamteintrag pro Jahr beträgt ca. 0,65 kg ha⁻¹.

SO₂: Die mittlere Depositionsgeschwindigkeit von 1,39 cm s⁻¹ ist für Fichtenwälder relativ hoch und liegt deutlich über den Werten von Horváth et al. (2001) mit 0,6 cm s⁻¹ am Tag und 0,3 cm s⁻¹ in der Nacht. Eine mögliche Ursache ist die noch nicht optimierte Parametrisierung des externen Widerstandes bei feuchten Oberflächen. Trotzdem liegt die Summe von SO₂ und pSO₄²⁻ nahe an der gemessenen Nettokronentraufe. Während im Zeitraum Februar bis September zu hohe S-Flüsse modelliert werden (zu niedriger R_{ext} bei feuchten Oberflächen), liegt die Nettokronentraufe in den Monaten Oktober bis Januar über dem modellierten Fluss (Abb. 13). Zwei Ursachen sind möglich: a) Nichtberücksichtigung eines weiteren Depositionspfades (Nebeltröpfcheninterzeption) oder b) erhöhte v_d infolge feuchter Oberflächen. Das scheint zumindest im Oktober und November möglich, während die abnehmenden Temperaturen und Schneeeauflage im Dezember und Januar die Depositionsgeschwindigkeit von SO₂ eher verringern.

Partikel (pNH₄⁺ und pNO₃⁻): Die Modellierung der Depositionsgeschwindigkeit für Partikel ist immer noch mit großen Unsicherheiten verbunden. Die modellierten mittleren v_d liegen aber in einem für Wälder typischen Bereich, z. B. 1,2 – 1,5 cm s⁻¹ für Ammonium-Partikel über 0,8 µm Größe (Wyers et al., 1995) und 1 cm s⁻¹ für Partikel (Borrell et al., 1997). Die mittleren Depositionsraten liegen bei 3,5 kg ha⁻¹ für NH₄⁺ und 1,87 kg ha⁻¹ für NO₃⁻. Für partikuläres NH₄⁺ ergeben sich maximale Depositionsraten im Frühling und im Herbst (Abbildung 10). Das Frühjahrsmaximum kann auf die, bedingt durch landwirtschaftliche Aktivitäten wie Gülleausbringung, erhöhten Konzentrationen zurückgeführt werden. Ursache des Maximums im Herbst ist vermutlich eine höhere relative Luftfeuchte zu dieser Jah-

reszeit. Hohe Luftfeuchten und damit das Auftreten von Feuchtigkeitsfilmen führen zu einer effektiveren Deposition von pNH_4^+ und einer vermehrten kutikulären Aufnahme in die Pflanzen. Die Deposition von Nitrat ist dagegen sehr stark von den Konzentrationen abhängig und zeigen dementsprechend ein Maximum im Frühjahr.

Eine wesentliche Pflanzenaufnahme wurde nur für reduzierte N-Spezies ermittelt. Dieser Anteil kann über das Widerstandsmodell modelliert werden, ist aber auch über eine erweiterte Kronenraumbilanzierung zugänglich. Mit der Nettokronentraufe sind für diesen Standort gesicherte Aussagen zur trockenen Deposition der Schwefelverbindungen (SO_2 und pSO_4^{2-}) und der oxidierten N-Verbindungen möglich. Durch die NKT werden auch die Einträge aus der Interzeption von Nebeltröpfchen erfasst. Dieser Depositionspfad ist zurzeit im Modell noch nicht integriert. Eine weitere Schwäche des Modells ist die noch unzureichende Parametrisierung des externen Widerstandes feuchter Oberflächen für SO_2 . Die von Erisman *et al.* (1994) vorgeschlagenen Parameter für Ökosysteme in den Niederlanden sind auf die Depositionsbedingungen im Erzgebirge nicht übertragbar (hier: hohe SO_2 -Konzentrationen gegenüber niedrigen NH_3 -Werten; in den Niederlanden umgekehrte Verhältnisse).

4.3 MORE II: Modellierung der trockenen Deposition

Die im Tharandter Wald während der Messkampagne MORE II ermittelten Konzentrationen wurden für parallele Läufe der vier SVAT-Modelle genutzt. Die auf Basis von halbstündlichen Werten modellierten N-Flüsse (in $\mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$) sind in Abbildung 14a-d dargestellt. Daraus ergeben sich Tagesflüsse, die zwischen 400 und 2000 $\mu\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ für $\text{NH}_3\text{-N}$ bzw. 700–2000 $\mu\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ für $\text{HNO}_3\text{-N}$ schwanken (Tabelle 6). $\text{HNO}_2\text{-N}$ trägt mit 50–500 $\mu\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ kaum zur Deposition bei. Bei den gasförmigen N-Spezies stimmen die mit den Modelle MixForSVAT, PLATIN und SPRUCEDEP berechneten Tagesflüsse relativ gut überein, dagegen wurden mit dem Modell Gas_DEP deutlich geringere Flussraten berechnet. Alle 4 Modelle weisen aber ähnliche Variationsmuster der N-Flüsse während des 6-wöchigen Beobachtungszeitraums auf (Abbildung 14a-d). Dies ist sicherlich darauf zurückzuführen, dass alle Modelle auf der Widerstandsanalogie und somit auf den gleichen Grundlagen beruhen. Jedoch gibt es Unterschiede hinsichtlich der gewählten Parametrisierungen und Anzahl der berücksichtigten Widerstände. Eine Validierung der Modelle durch direkte Flussmessungen wäre wünschenswert.

Tabelle 6: Mit vier verschiedenen SVAT-Modellen berechnete Tagesflüsse für N-Spezies basierend auf Konzentrationsmessungen aus MORE II

Mittlere Tagesflüsse [$\mu\text{g N}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$]				
	MixForSVAT	PLATIN	Gas_DEP	Spruce_DEP
$\text{NH}_3\text{-N}$	-2000	-900	-400	-2000
$\text{HNO}_3\text{-N}$		-2000	-700	-1000
$\text{HNO}_2\text{-N}$		-130	-50	-140
$\text{NH}_4^+\text{-N}$		-1100		-320
$\text{NO}_3^-\text{-N}$		-500		-150

VERTIKO-TUBAF

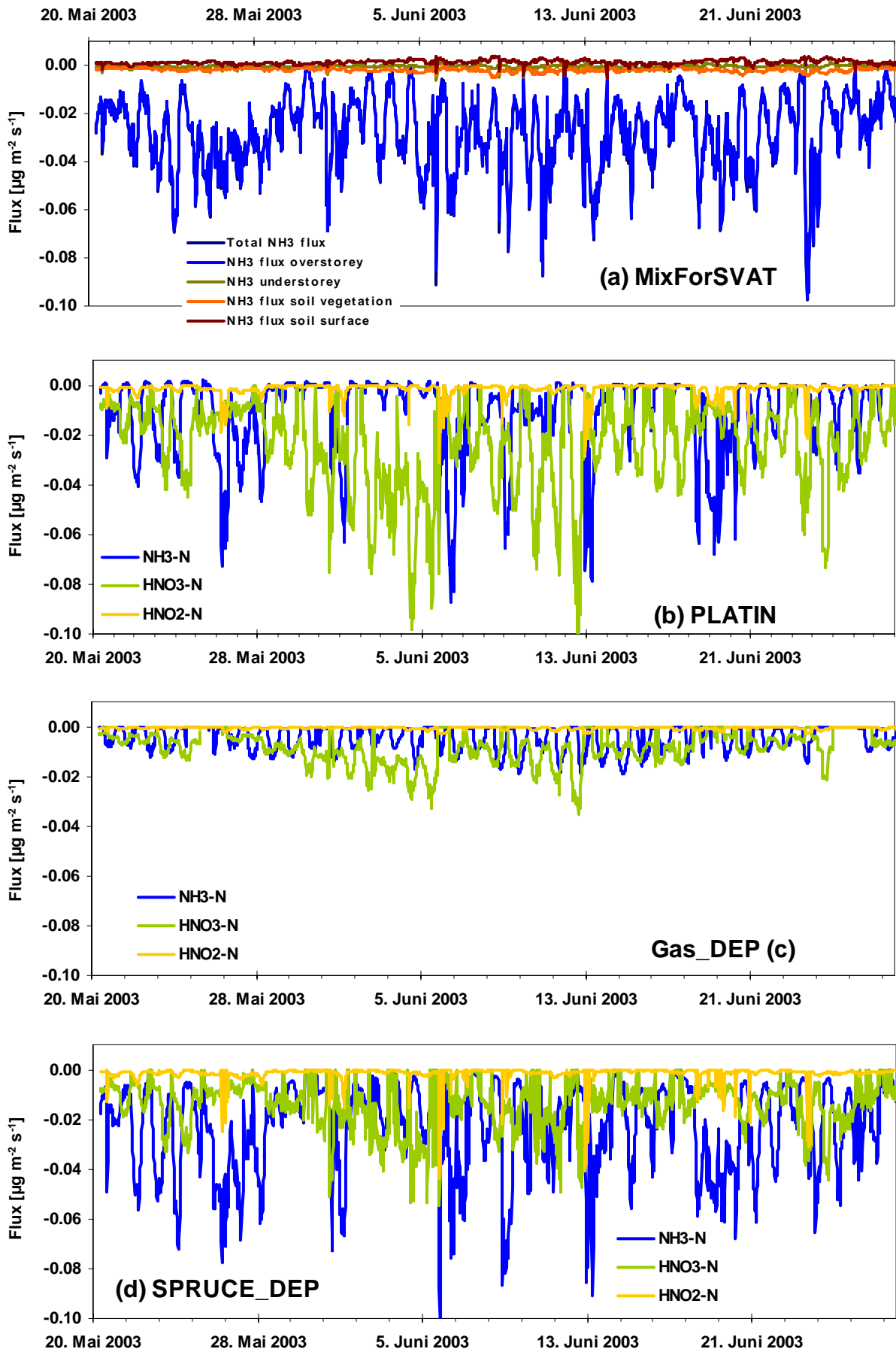


Abbildung 14a-d: Modellierung von N-Flüssen mit vier verschiedenen SVAT-Modellen auf Basis von Konzentrationsmessungen aus MORE II

VERTIKO-TUBAF

Aus den mit SPRUCEDEP berechneten täglichen N-Flüssen für die Messkampagne MORE II ergibt sich zusammen mit der nassen Deposition ein mittlerer Tagesfluss von $5,7 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Die trockene Deposition (Gas und Partikel) trägt danach etwa 60% zum Gesamt-N-Fluss bei, die nasse Deposition nur 40%. Abbildung 15 zeigt die einzelnen Teilflüsse im Vergleich mit der Kronentraufe. MORE II war eine außerordentlich trockene Periode mit einer kumulierten Niederschlagsmenge von 25 mm in 6 Wochen. Unter diesen Bedingungen waren die Stomataöffnungen der Pflanzen offensichtlich überwiegend geschlossen, so dass nur wenig NH_3 stomatär aufgenommen wurde. Die Deposition von NH_3 und HNO_3 wird durch die Deposition auf den Nadeloberflächen bestimmt. Mögliche Einflüsse chemischer Umsetzungen, wie die thermische Zersetzung von NH_4NO_3 und Photolysereaktionen, konnten in dem Modell allerdings nicht berücksichtigt werden. Wechselwirkungen mit den Pflanzen und dem Boden spielen kaum eine Rolle. Dies zeigt auch eine differenzierte Betrachtung der Teilflüsse durch das Modell MixForSVAT (Abbildung 14a). Für oxidierte N-Spezies stimmen der Gesamtfluss aus nasser Deposition und modellierten N-Flüssen sehr gut mit der Kronentraufe überein (Abbildung 15). Bei den reduzierten N-Spezies werden dagegen mit der Kronentraufedifferenz die trockene Deposition nur etwa zur Hälfte erfasst.

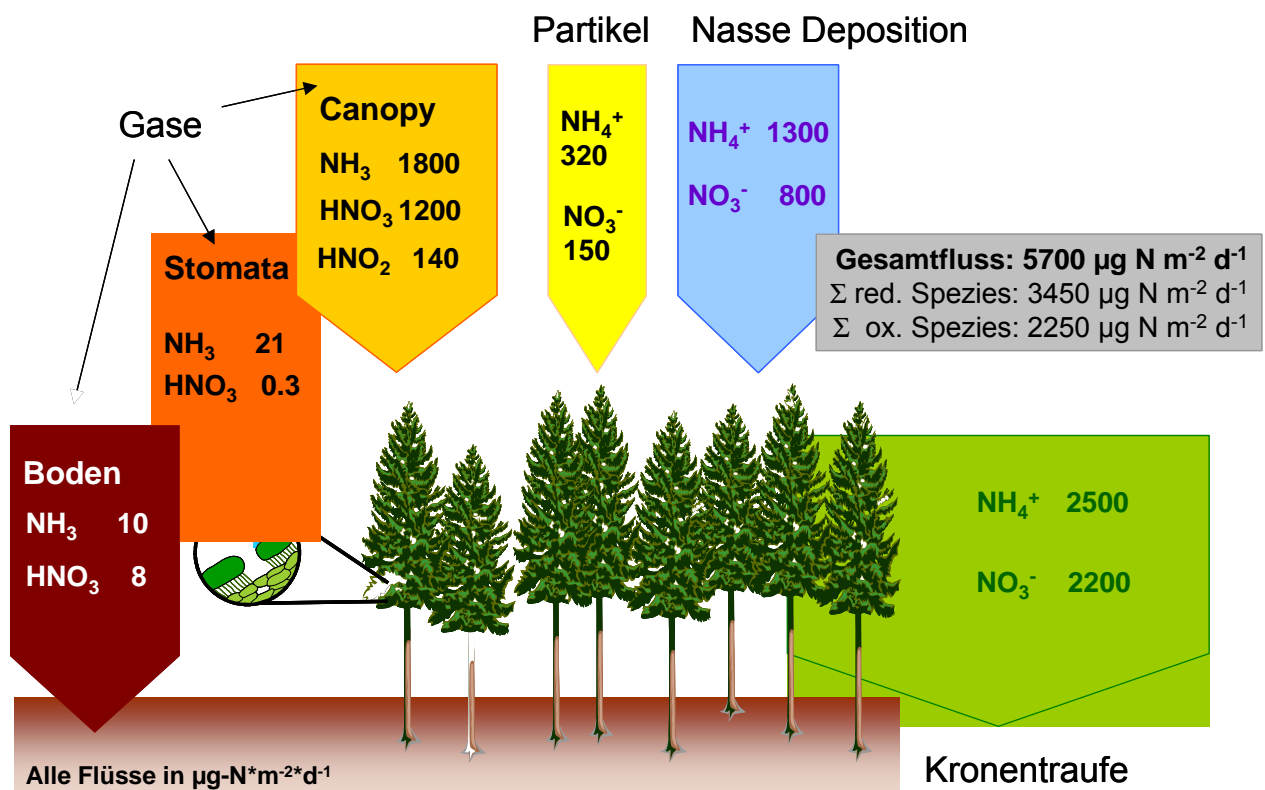


Abbildung 15: Mittlere Stickstoffflüsse pro Tag [$\mu\text{g N m}^{-2} \text{ d}^{-1}$] während der Messkampagne MORE II an der Ankerstation Tharandter Wald unter Berücksichtigung von stomatärer Aufnahme und Bodendeposition im Vergleich zur Kronentraufe.

4.4 Jährliche Depositionsraten

Für beide Ankerstationen können über Widerstandsmodellierungen bzw. einer Kombination von Kronenraumbilanzmethode, Bestandesrandmethode und Blattabwaschverfahren jährliche Depositionsraten abgeschätzt werden (Tabelle 7). Die mittleren Gesamtstickstoff-Einträge liegen danach in Oberbärenburg bei $24 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ für das Jahr 2002 und $25 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ für das Jahr 2003. Im Tharandter Wald wurden mit $27 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ für das Jahr 2003 etwas höhere Eintragsraten ermittelt. Für den Tharandter Wald sind die Gesamtflüsse allerdings unsicher, da die für MORE II ermittelten trockenen Depositionsraten auf das gesamte Kalenderjahr hochgerechnet wurden. Die modellierten N-Einträge korrespondieren gut mit dem typischen Konzentrationsbereich reaktiver N-Verbindungen für diese Standorte. Die trockene Deposition trägt danach zu etwa 60% am Gesamtstickstofffluss bei. Den größten Anteil an den trockenen Depositionsraten haben die Gase NH_3 und HNO_3 sowie partikuläres NH_4^+ , die zusammen etwa 80-85% des trockenen Depositionsflusses ausmachen. Die Nebeldeposition kann an Standorten in den Kamm- und Hochlagen der Mittelgebirge in nebelreichen Jahren bis zu 30% zum Gesamtfluss beitragen (Zimmermann u. Zimmermann 2002; Lange et al. 2003). Während der VERTIKO-Jahre waren allerdings im Jahr 2002 nur wenige Nebelereignisse zu beobachten. Entsprechend klein ist dieser Teilfluss. Für das sehr trockene Jahr 2003 kann die feuchte Deposition gänzlich vernachlässigt werden. Auf die Deposition von Stickstoff und auch Schwefel wird ausführlich im beigefügten Publikationsmanuskript Zimmermann et al. (2004d) eingegangen.

Der Vergleich mit den Kronentraufemessungen ergibt, dass diese in Oberbärenburg gut mit dem Gesamtstickstofffluss aus Messungen und Modell übereinstimmen. Die Ermittlung der Flussraten für reduzierte N-Verbindungen ist jedoch mit erheblichen Unsicherheiten (Pflanzenaufnahme, exakte Bestimmung der Kompensationspunkte) verbunden. Daher lagen die modellierten N-Flüsse bei den reduzierten N-Spezies um $2\text{-}3 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ über der Kronentraufedifferenz. Die Modellierung für reaktive oxidierte N-Verbindungen kann dagegen als zufrieden stellend angesehen werden. Allerdings ist dennoch für beide Standorte festzustellen, dass die modellierten Flüsse der oxidierten N-Spezies unter den Kronentraufemessungen bleiben. Ursache hierfür könnten die in dieser Studie nicht erfassten Teilflüsse von weniger stabilen N-Komponenten wie N_2O_5 und organischen N-Verbindungen wie z.B. Peroxyacetylnitrat (PAN) sein. Weiterhin ist in dem Modell kein chemisches Modul enthalten, das chemische Umsetzungen, wie die thermische Zersetzung von NH_4NO_3 oder Photolysereaktionen berücksichtigen würde. Dies wirkt sich insbesondere auf die, für die Sommermonate modellierten Teilflüsse aus.

Die Kronentraufemessungen am Bestandesrand und im durchforsteten Altbestand zeigen, dass diese exponierten Lagen höhere N-Einträge als jüngere und dichtere Bestände erfahren. Sie bilden sogenannte „hot spots“ für den N-Eintrag. Insbesondere für die oxidierten N-Spezies wurden höhere Eintragsraten ermittelt. Dies kann auf eine größere Rauigkeit an diesen beiden Lagen und damit einer effektiveren Deposition von HNO_3 zurückgeführt werden.

Obwohl die beiden Ankerstationen mit einem Gesamtstickstoffeintrag von etwa $20\text{-}30 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ als mäßig Stickstoff-belastet charakterisiert werden können, werden an beiden Standorten die critical lo-

VERTIKO-TUBAF

ads, die zwischen 7,5 und 12,5 kg N ha⁻¹ a⁻¹ liegen, um das 2-3fache überschritten (Sächsisches Ministerium für Umwelt und Landwirtschaft, unveröffentlichte Daten, 2004). Da es sich um dauerhafte und langjährige Überschreitungen handelt, können negative Auswirkungen auf das Ökosystem wie Eutrophierungen nicht ausgeschlossen werden.

Tabelle 7: Mittlere Raten für trockene, nasse und feuchte Deposition an den Ankerstationen Oberbärenburg und Tharandter Wald im Untersuchungszeitraum

		Oberbärenburg		Tharandter Wald
		2002	2003	2003
		kg ha ⁻¹ a ⁻¹	kg ha ⁻¹ a ⁻¹	kg ha ⁻¹ a ⁻¹
Gase	NH₃-N	4.94	5.29	6.57
	HNO₂-N	0.42	0.16	0.51
	HNO₃-N	3.14	3.82	3.73
	NO₂-N	0.80	0.9	
Partikel	NH₄⁺-N	3.28	4.71	5.06
	NO₃⁻-N	1.42	2.06	2.34
Niederschlag	NH₄⁺-N	4.93	4.50	4.95
	NO₃⁻-N	3.92	3.66	4.15
Nebel	NH₄⁺-N	0.5	-	-
	NO₃⁻-N	0.8	-	-
Summe	Red-N	13.7	14.5	16.6
	Ox-N	10.5	10.6	10.7
Kronentraufe Bestand	NH₄⁺-N	11.6	11.9	17
	NO₃⁻-N	11.2	12.1	13.9
Kronentraufe Bestandesrand	NH₄⁺-N	11.1	13.9	
	NO₃⁻-N	14.5	15.2	
Kronentraufe Altholz	NH₄⁺-N	15.0	15.1	
	NO₃⁻-N	17.5	17	

5. Bewertung und weitere Verwertbarkeit der Ergebnisse

Die im Rahmen von VERTIKO erzielten Ergebnisse erlauben Aussagen zum typischen Konzentrationsbereich, sowie zur jahreszeitlichen und diurnalen Variabilität von oxidierten und reduzierten N-Spezies im Erzgebirge. Dabei konnten die bei Projektbeginn aufgestellten Ziele weitgehend erreicht werden. Die relativen Anteile von Gas- und Partikelphase an den Luftkonzentrationen geben Aufschluss über die Beiträge von Nah- und Ferntransport. Während z.B. die Umgebungskonzentrationen für die reduzierten N-Spezies an der Ankerstation Oberbärenburg fast ausschließlich durch Ferntransporte beeinflusst sind, ist an der Ankerstation Tharandter Wald ein deutlicher Einfluss von landwirtschaftlichen Quellen in der Umgebung auszumachen. Zusammen mit den Ergebnissen aus nasser und

feuchter Deposition konnten jährliche Gesamt-N-Flüsse ermittelt werden. Sowohl die Konzentrationen als auch die Depositionsraten der betrachteten Stickstoffkomponente zeigen eine deutliche Abhängigkeit zu meteorologischen Parametern wie Globalstrahlung, Temperatur, Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit.

Der im Projekt gewählte Ansatz zur Berechnung des Stickstoffeintrages in einen Fichtenbestand zeigt, dass es möglich ist, durch Kombination verschiedener Methoden (mikrometeorologische Messungen, Messung der chemischen Zusammensetzung der Umgebungsluft und Ermittlung von nasser Deposition und Kronentraufe), verlässliche Aussagen zur trockenen Deposition von reaktiven N-Spezies zu treffen. Eine wesentliche Pflanzenaufnahme wurde nur für reduzierte N-Spezies ermittelt. Dieser Anteil kann über das Widerstandsmodell modelliert werden, ist aber auch über eine erweiterte Kronenraumbilanzierung zugänglich. Auch mit der Nettokronentraufe sind gesicherte Aussagen zur trockenen Deposition der oxidierten N-Verbindungen und sowie der Schwefelverbindungen (SO_2 und pSO_4^{2-}) möglich. Durch die NKT werden zusätzlich die Einträge aus der Interzeption von Nebeltröpfchen erfasst. Neben dem Stickstoffgesamtfluss und den Teilflüssen einzelner Komponenten konnten auch Tagesflüsse für N-Spezies, beispielsweise während der Messkampagne MORE II im Tharandter Wald, abgeschätzt werden. Insgesamt wurden die Erkenntnisse über die Gesamt-N-Depositionsrate im Erzgebirge durch die Projektergebnisse entscheidend verbessert. Für Aussagen zu Stickstoffflüssen auf stündlicher oder halbstündlicher Basis wären jedoch hochaufgelöste Messungen oder aber Flussmessungen nötig gewesen. Allerdings erfordern die äußerst niedrigen Luftkonzentrationen im Erzgebirge mit dem verwendeten Denuder- / Filterpacksystem eine Integrationszeit von mindestens 6h. Die direkte N-Flussmessung über Wäldern ist nach wie vor eine große technische Herausforderung. Direkte Flussmessungen mit der Eddy-Correlation-Methode sind im Moment nicht realisierbar, da weder für Ammoniak noch für Salpetersäure ausreichend schnelle Sensoren verfügbar sind. Eine mögliche Alternative besteht in der Anwendung des Relaxed-Eddy-Accumulation (REA)-Verfahrens.

Eine Möglichkeit zur weiteren Verwertung der Ergebnisse wird vor allem in der umfangreichen Datenbank gesehen, die innerhalb des Verbundprojektes VERTIKO mit mikrometeorologischen und Stoffkonzentrationsmessungen von verschiedenen Standorten aufgebaut wurde. Das Teilprojekt TUBAF hat zu diesem Datensatz beigetragen durch Bereitstellung von Daten zu Luftkonzentrationen von N-Spezies und zur nassen Deposition für zwei Ankerstationen sowie von meteorologischen Daten für die Ankerstation Oberbärenburg. Diese Daten werden zukünftigen Untersuchungen und Studien zur Verfügung stehen. Auch das im Rahmen des Teilprojektes entwickelte Widerstandsmodell SPRUCE-DEP ist eine wichtige Grundlage für zukünftige Forschungen. So ist beispielsweise im Bereich der noch offenen Fragen zum Kompensationspunkt von NH_3 und NO_2 eine weitere Verfeinerung des Modells durch Entwicklung eines entsprechenden Moduls vorstellbar. Weiterhin kann das Modell auch zur Simulation des Depositionsverhaltens anderer Spurenstoffe wie Ozon eingesetzt werden.

6. Literatur

- Andersen, H. V., Hovmand, M. F. (1993). Measurements of ammonia flux to a spruce stand in Denmark, *Atmos. Environ.* 27A, 189-202.
- Andersen, H. V., Hovmand, M. F., Hummelshøj, P., Jensen, N. O. (1999). Measurements of ammonia concentrations, fluxes and dry deposition velocities to a spruce forest 1991-1995, *Atmos. Environ.* 33, 1367-1383.
- Andersen, H.V., Hovmand, M.F. (1999). Review of dry deposition measurements of ammonia and nitric acid to forest. *Forest Ecol. Manag.* 114, 5-18.
- Beier, C., Gundersen, P., Rasmussen, L. (1992). A new method for estimation of dry deposition of particles based on throughfall measurements in a forest edge, *Atmos. Environ.* 26A, 1553-1559.
- Borell, P., Builtjes, J. H., Grennfelt, P., Høv, O. (Hrsg.) (1997). Transport and chemical transformation of pollutants in the troposphere. Photo-oxidants, Acidification and Tools: policy Applications of EUROTRAC Results, Vol. 10. Springer, Berlin, 116.
- Brahmer, G. (1990). Wasser- und Stoffbilanzen bewaldeter Einzugsgebiete im Schwarzwald unter besonderer Berücksichtigung naturräumlicher Ausstattungen und atmosphärischer Einträge. Dissertation, Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre. Freiburg i. Br., Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, 295 S.
- Cerný, J., Paces, T. (1995). Acidification in the black triangle. *Acid Reign '95* ? Czech Geological Survey, Prague, ISBN 80-7075-183-5, 96S.
- Dämmgen, U., Scholz-Seidel, C., Zimmerling, R. (2001). Ammonia Emissions – How far do they get?. In P.M. Midgley, M. Reuther, M. Williams (eds), *Proceedings from the EUROTRAC-2 Symposium 2000*, Springer, Berlin, 278 S.
- Duyzer, J. H., Verhagen, H. L. M., Weststrate, J. H., Bosveld, F. C. (1992). Measurement of the dry deposition flux of NH₃ on to coniferous forest, *Environ. Pollut.* 75, 3-13.
- Duyzer, J. H., Verhagen, H. L. M., Weststrate, J. H. (1994). The dry deposition of ammonia onto a douglas fir forest in the Netherlands, *Atmos. Environ.* 28, 1241-1253.
- Erisman, J. W., van Pul, A., Wyers, P. (1994). Parametrization of surface resistance for the quantification of atmospheric deposition of acidifying pollutants and ozone, *Atmos. Environ.* 28, 2595-2607.
- Grünhage, L. und Haenel, H.-D. (1997). PLATIN (PLant ATmopshere INteraction) I: A model of plant-atmospheric interaction for estimating absorbed doses of gaseous air pollutants, *Environ. Pollut.* 98, 37-50
- Held, A., Wrzesinsky, T., Mangold, A., Gerchau, J., Klemm, O. (2002). Atmospheric phase distribution of oxidized and reduced nitrogen at a forest ecosystem research site. *Chemosphere* 48, 697-706.
- Horváth, L., Mészáros, R., Pinto, J.P., Weidinger, T. (2001). Estimate of the dry deposition of atmospheric nitrogen and sulfur species to spruce forest. In: P.M. Midgley, M. Reuther, M. Williams (eds.), *Proceedings from the EUROTRAC-2 Symposium 2000*, Springer, Berlin, 278 S.
- Huber, C., Kreutzer, K. (2002). Three years of continuous measurements of atmospheric ammonia concentrations over a forest stand at the Höglwald site in southern Bavaria. *Plant Soil* 240, 13-22.
- Horii, C. V., Munger, J. W., Wofsy, S. C., Zahniser, M., Nelson, D., McManus, J. B. (2004). Fluxes of nitrogen oxides over a temperate deciduous forest, *J. Geophys. Res.* 109, D, doi 10.1029/2003JD004326.
- Janson, R. und Granat, L. (1999). A foliar rinse study of the dry depositon of nitric acid to a coniferous forest, *Agric. For. Meteorol.* 98-99, 683-696.
- Jarvis, P.G. (1976). The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lon.* B273: 593-610

VERTIKO-TUBAF

- Koutrakis, P., Sioutas, C., Ferguson, S.T., Wolfson, J.M. (1993). Development and evaluation of a glass honeycomb denuder/filter pack sampler to collect atmospheric gases and particles. *Environ. Sci. Technol.* 27, 2497-2501.
- Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) (1998) Atmosphärische Deposition – Richtlinie für Beobachtung und Auswertung der Niederschlagsbeschaffenheit. Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (Hrsg.)
- Lange, C.A., Matschullat, J., Zimmermann, F., Sterzik, G., Wienhaus, O. (2003). Fog frequency and chemical composition of fog water – a relevant contribution to atmospheric deposition in the eastern Erzgebirge, Germany. *Atmos. Environ.* 37, 3731-3739
- Lefter, B., Talbot, R.W., Munger, J.W. (1999). Nitric acid and ammonia at a rural northeastern U.S. site. *J. Geophys. Res.* 104, D1, 1645-1661. 10.1029/2001JD001043.
- Marquardt, W., Ihle, P., Kappe, W. (1986). Automatischer großflächiger Niederschlags-Sammler für Spurenstoffanalysen. *Chem. Tech.* 38, 262-263
- Matzner, E. (1988). Der Stoffumsatz zweier Waldökosysteme im Solling. *Ber. Forschungs Waldökosysteme/Waldsterben.* A, 40, 217 S.
- Neftel, A., Blatter, A., Hesterberg, T., Staffelbach, T. (1996). Measurements of concentration gradients of HNO₂ and HNO₃ over a semi-natural ecosystem. *Atmos. Environ.* 30, 3017-3025.
- Oltchev, A., Cermak, J., Nadezhina, N., Tatarinov, F., Tishenko, A., Ibrom, A., Gravenhorst, G. (2002). Transpiration of a mixed forest stand: field measurements and simulation using SVATs models. *Boreal Environ. Res.* 7, 389-397
- Pleßow, K., Spindler, G., Zimmermann, F., Matschullat, J. (2004a). Höhenabhängige Konzentrationsverteilung und Depositionsraten für Stickstoffspezies in Sachsen (VERTIKO-Zielgebiet). Abstract zur DACH-Tagung in Karlsruhe, 06.-10.09.2004
- Pleßow, K., Zimmermann, F., Matschullat, J. (2004b). Concentration ranges of N-containing gases and particles and their deposition to a coniferous forest, Germany. To be submitted to *Environ. Sci. Pollut. Res.*
- Pryor, S. C., Klemm, O. (2004). Experimentally derived estimates of nitric acid dry deposition velocity and viscous sub-layer resistance at a conifer forest, *Atmos. Environ.* 38(18), 2769-2777.
- Pryor, S.C., Barthelmie, R.J., Sørensen, L.L., Jensen, B. (2001). Ammonia concentrations and fluxes over a forest in the Midwestern USA. *Atmos. Environ.* 35, 5645-5656.
- Pryor, S.C., Barthelmie, R.J., Jensen, B., Jensen, N.O., Sørensen, L.L. (2002). HNO₃ fluxes to a deciduous forest derived using gradient and REA methods. *Atmos. Environ.* 36, 5993-5999.
- Rondon, A., Johansson, C., Granat, L. (1993). Dry deposition of nitrogen dioxide and ozone to coniferous forests, *J. Geophys. Res.* 98 (D3), 5159-5172.
- Ruijgrok, W., Tieben, H., Eisinga, P. (1997). The dry deposition of particles to a forest canopy: a comparison of model and experimental results, *Atmos. Environ.* 31 (3), 399-415.
- Sievering, H., Enders, G., Kins, L., Kramm, G., Ruoss, K., Roeder, G., Zelger, M., Anderson, L., Dlugi, R. (1994). Nitric acid, particulate nitrate and ammonium profiles at the Bayerischer Wald: Evidence for large deposition rates of total nitrate, *Atmos. Environ.* 28, 311-315.
- Sievering, H., Kelly, T., McConville G., Seibold, C., Turnipseed, A. (2001). Nitric acid dry deposition to conifer forests: Niwot Ridge spruce-fir-pine study. *Atmos. Environ.*, 35, 3851-3859.
- Sioutas, C., Wang, P.Y., Ferguson, S.T., Koutrakis, P., Mulik, J.D. (1996). Laboratory and field evaluation of an improved glass honeycomb denuder/filter pack sampler. *Atmos. Environ.* 30, 885-895.
- Stewart, J.B. (1988). Modelling surface conductance of pine forest. *Agric. For. Meteorol.* 43, 19-35

VERTIKO-TUBAF

- Ulrich, B. (1983). Interaction of forest canopies with atmospheric constituents: SO₂, alkali and earth alkali cations and chloride. In B. Ulrich und J. Pankrath (Hrsg.). Effects of accumulation of air pollutants in forest ecosystems, Reidel, Dordrecht, the Netherlands, 33-45.
- UMEG-Report 33-01-02 (2002). Final Report Partisol Speciation Sampler as a sampling system for gaseous and particle-bound inorganic air pollutants, http://www.rpco.com/assets/lit/lit04/amb3500_00471_3500umegfinaleng.pdf in Sept. 2004
- Wyers, G. P., J. W. Erisman (1998). Ammonia exchange over coniferous forest, Atmos. Environ. 32, 441-445.
- Wyers, G. P., Vermeulen, A. T., Slanina, J. (1992). Measurement of dry deposition of ammonia on a forest, Environ. Pollut. 75, 25-28.
- Zhang, L., Moran, M., Makar, P., Brook, J., and Gong, S. (2002). Modelling gaseous dry deposition in AU-RAMS: a unified regional air-quality modelling system, Atmos. Environ. 36, 537-560.
- Zimmerling, R., Dämmgen, U., 2002. Concentrations of air-borne acidifying and eutrophying species in the Schorfheide nature reserve in Brandenburg, Germany. J. Appl. Bot. 76, 52-61.
- Zimmermann, F., Zimmermann, L. (2001). Fog deposition to Norway spruce stands at high-elevation sites in the Eastern Erzgebirge, In: Proceedings of the Second International Conference on Fog and Fog Collection, St. John's, Canada, 15-20 July 2001, 173-176.
- Zimmermann, L., Zimmermann, F. (2002). Fog deposition to Norway Spruce stands at high-elevation sites in the Eastern Erzgebirge (Germany). Jour. Hydrol. 256, 166-175.
- Zimmermann, F., Lux, H., Maenhaut, W., Matschullat, J., Plessow, K., Reuter, F., Wienhaus, O., 2003. A Review of air pollution and atmospheric deposition dynamics in Southern Saxony, Central Europe. Atmos. Environ. 37, 671-691.
- Zimmermann, F., Matschullat, J., Brüggemann, E., Conradt, S., Fiebig, J., Kellmann, E., Plessow, K. und Wienhaus, O. (2004a), Temporal and spatial variation in precipitation chemistry from 1993 to 2002, Eastern Erzgebirge, Germany, eingereicht bei Water, Air, Soil Pollut.
- Zimmermann, F., Abiy, M., Matschullat, J., Nebe, W. (2004b). Temporal dynamics of atmospheric deposition in Norway spruce [*Picea abies* (L.) Karst.] stands and catchment output in the eastern Erzgebirge (1994 – 2000), eingereicht bei European J. Forest Res.
- Zimmermann, F., Pleßow, K., Queck, R., Matschullat, J. (2004c). Modellierung von Stickstoffflüssen in einem Fichtenbestand. Abstract zur DACH-Tagung in Karlsruhe, 06.-10.09.2004
- Zimmermann, F., Pleßow, K., Queck, R., Matschullat, J. (2004d). Deposition of atmospheric N and S to spruce forests in the eastern Erzgebirge, Germany. To be submitted to Agricultural and Forest Meteorology

**Abschlussbericht
zum Forschungsprojekt**

**Zeitliche und räumliche Variabilität der Wasserdampf-, Kohlendioxid, und
Stickstoffflüsse an bewaldeten Mittelgebirgsstandorten
(VERTIKO-TUD1)**

FK 07 ATF37-TUD1

Berichtersteller:

Valeri Goldberg, Ronald Queck, Björn Fischer

**Technische Universität Dresden
Institut für Hydrologie und Meteorologie
Professur Meteorologie
01062 Dresden
im Dezember 2004**

Forschungsvorhaben: Zeitliche und räumliche Variabilität der Wasserdampf-, Kohlendioxid, und Stickstoffflüsse an bewaldeten Mittelgebirgsstandorten

Förderung durch: Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms 2000

Förderkennzeichen: Förderkennzeichen 07 ATF37-TUD1

Projektleiter: Prof. Dr. Christian Bernhofer, Dr. Valeri Goldberg, Technische Universität Dresden, Institut für Hydrologie und Meteorologie

Projektmitarbeiter: Anne-Barbara Baums, Dr. Ronald Queck, Björn Fischer, Technische Universität Dresden, Institut für Hydrologie und Meteorologie

1 Zusammenfassung

Wesentliches Ziel des VERTIKO-Teilprojektes TUD1 war die Untersuchung der Variabilität von Energie- und Spurenstoffen für dominante Landnutzungen im VERTIKO-Gebiet mittels Messung und Modell. So wurden über den gesamten Projektzeitraum kontinuierlich und in den Intensivmesskampagnen (SOP1 bis SOP3, MORE-1 und MORE-2) zeitlich und räumlich verdichtet Stoff- (H_2O , CO_2 , NO und NO_x) und Energieflüsse an den Ankerstationen des VERTIKO-Verbundes in Tharandt, Lindenberg und Melpitz gemessen. Die Messergebnisse dienten zur skalen- und prozessgerechten Parametrisierung (u.a. Rauigkeitsparameter) sowie zur Eichung und Validierung des gekoppelten Vegetations-Grenzschichtmodells HIRVAC, das zur Simulation der räumlichen Variabilität der landnutzungsabhängigen Energieflüsse im VERTIKO-Gebiet angewendet wurde. Hierfür wurden die Landoberflächenparameter aller Ankerstationen des Zielgebietes aus der VERTIKO-Datenbank ausgewertet. Im Rahmen der Projektlaufzeit wurde HIRVAC durch Implementierung eines Bodenwassermoduls (bis zu 10 Schichten, angelehnt an das Wasserhaushaltsmodell BROOK90), eines Interzeptionsmoduls, die Erweiterung des Strahlungsmoduls durch Lichtfleckenparametrisierung und der landnutzungsspezifischen Parametersätze des Vegetationsmoduls, sowie eine realistische Kopplung von Bodenfeuchte und Transpiration prozessorientiert weiterentwickelt. Die für die Intensivmesskampagnen durchgeführten Vergleiche von gemessenen und simulierten turbulenten Energieflüssen zeigen gute Übereinstimmung in der zeitlichen Variabilität und den Absolutwerten (H , CO_2), teilweise jedoch systematische Abweichungen zwischen Messung und Modell (L.E), die auf unterschiedliche Ursachen zurückzuführen sind (u.a. ungenaue Anfangs- und Randwertbestimmung und variable Berechnungsvorschrift für Flüsse im Modell, systematische Unterschätzung der Eddy-Kovarianz-Messung und Modelladaptation an Energiebilanzschließung).

Die Ergebnisse der HIRVAC-Simulationen wurden für exemplarische Tage der Messkampagnen und eine charakteristische Landnutzungsverteilung auf das VERTIKO-Gebiet hochskaliert und mit Simulationsergebnissen des Lokalmodells des Deutschen Wetterdienstes (Teilprojekt DWD2) verglichen.

Für einzelne Tage wurden bei den HIRVAC Simulationen gute Ergebnisse im Vergleich mit den Messwerten erzielt. Im Vergleich mit Daten vom Lokalmodell sind dagegen größere Abweichungen festzustellen. Aufgrund der Variabilität der Eingangsdaten für die unterschiedlichen Standorte sind ebenfalls die simulierten turbulenten Wärmeströme einem großen Schwankungsbereich unterworfen. Betrachtet man sich die Standardabweichung zu den Absolutwerten, überschneiden sich viele Bereiche und die Abweichungen erscheinen deutlich geringer.

HIRVAC kann verschiedene Standorte mit unterschiedlichen Vegetationen in den Simulationen besser berücksichtigen, wodurch ebenfalls die Schwankungsbreiten und die Abweichungen der turbulenten Wärmeströme zum Lokalmodell zu erklären sind.

2 Einleitung – Ziele des Vorhabens

Ausgehend von der Zielstellung des Gesamtprojektes „Vertikaltransporte von Energie- und Spurenstoffen an Ankerstationen und ihre räumlich/zeitliche Extrapolation unter komplexen natürlichen Bedingungen“ sollten im Teilvorhaben einerseits die Quellen und Senken an zwei Waldstandorten im Erzgebirge experimentell quantifiziert und andererseits ein Grenzschicht-Vegetations-Modell anhand der Daten parametrisiert und validiert werden.

Dazu werden die Flüsse von Wasserdampf, Kohlendioxid und Stickstoffspezies für bewaldete Mittelgebirgsstandorte im Erzgebirge durch Messung an den zwei Ankerstationen Tharandter Wald und Oberbärenburg und im Modell quantifiziert und die besondere Rolle des Wasserhaushaltes (Verhältnis von Transpiration und Interzeption) und der Kohlenstoff-Stickstoff-Verhältnisse am Beispiel des Osterzgebirges entlang eines Höhengradienten (400m Höhenunterschied) untersucht. Durch Koppelung von mikro- und mesoskaligen meteorologischen Modellen soll der Zusammenhang der kleinräumigen Heterogenität des Reliefs mit zusätzlichen lateralen Flüssen, welche die Energie- und Stoffbilanzen an den Ankerstationen beeinflussen, untersucht werden. Des Weiteren werden die kontinuierlich gemessenen Daten der Ankerstation Melpitz (Grünland) dazu verwendet, die Flüsse sowohl unter dem Einfluss des kleinräumig heterogenen Geländes als auch des häufigen Wechsels der zwei dominierenden Landnutzungen Wald und Wiese im Osterzgebirge räumlich und zeitlich zu extrapolieren.

Folgende wissenschaftliche Teilziele wurden formuliert:

- Messung der H₂O-, CO₂- und N-Flüsse an den Ankerstationen der Professur für Meteorologie und Bereitstellung der Flüsse für die VERTIKO-Datenbank
- Weiterentwicklung von HIRVAC durch Ausbau des Boden- und Vegetationsteils
- Simulation der Energiebilanzkomponenten für die Landnutzungsvariabilität des VERTIKO-Zielgebietes mit dem gekoppelten Vegetations-Grenzschichtmodell HIRVAC
- Kopplung des Grenzschichtmodells HIRVAC mit dem Lokalmodell des DWD
- Integration von HIRVAC in die Modellkette von VERTIKO als Schnittstelle zwischen SVAT und Lokalmodell

3 Methoden

3.1 Messungen

3.1.1 Messung von Energiebilanz, H₂O, CO₂ und NO_x an Ankerstationen

Kontinuierlich durchgeführten Messungen der Energie- und Stoffflüsse an den Ankerstationen Tharandter Wald, Rotherdbach und Oberbärenburg waren ein wesentlicher Teil des Vorhabenszieles von TUD1.

Neben den ständigen Messungen meteorologischer Größen wie Strahlung, Wind, Temperatur und Feuchte in der Grenzschicht, Vegetation und Boden erfolgten Intensivierungen und Erweiterungen der Messungen zur möglichst direkten Bestimmung von Energie- und Stoffaustausches. Eine Dokumentation der verwendeten Messtechnik ist in der VERTIKO-Datenbank enthalten bzw. kann auf der VERTIKO-Internetseite abgerufen werden. Als Beispiel für die messtechnische Ausstattung ist in Abb. 3.1 die Ankerstation Tharandter Wald (ASTW) dargestellt.

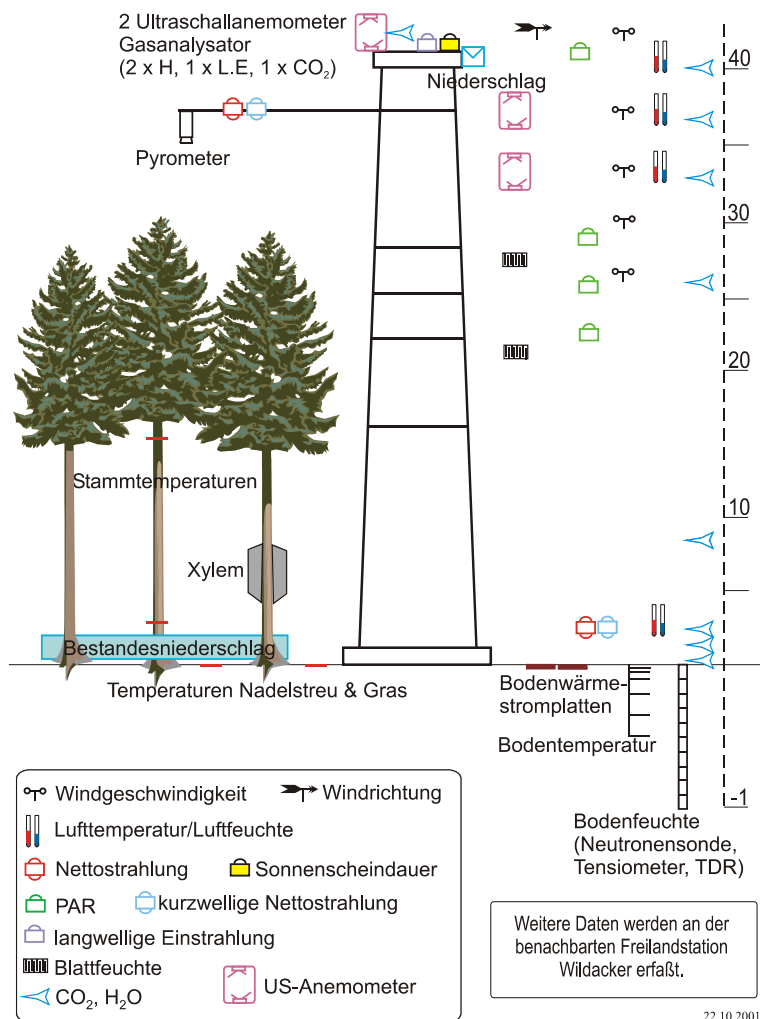


Abb. 3.1: Messtechnische Ausstattung der Ankerstation Tharandter Wald

VERTIKO-TUD1

Im Teilprojekt TUD1 konnten während der Laufzeit von VERTIKO an dem Grasland-Standort Grillenburg (GRAS) und dem Acker-Standort Klingenberg (KLAS) Messsysteme zur direkten Bestimmung von Energie- und Stoffaustausch in Betrieb genommen werden. Neben meteorologischen Standardmessungen werden hochfrequente Messungen durchgeführt. Der Windvektor und die Temperatur wird mit Ultraschallanemometern gemessen, die H₂O und CO₂ Konzentration mit Analysatoren der Firma LICOR. Eine Übersicht mit genauer Gerätebezeichnung wird in Tabelle 3.1 gegeben. An der ASTW wurde ein Messsystem zur hochfrequenten Erfassung von Stickoxiden NO_x installiert. Kernstück ist der CLD88–Y von ECO-PHYSICS, ein neuer Gasanalysator in dem die Chemilumineszenzdetektion durch eine Verringerung der Volumina in Zuleitungen und Reaktionskammer soweit optimiert wurde, das eine Änderung des Eingangssignal von 0 auf 90 % des Messbereichs in weniger als einer Sekunde detektiert wird (maximale Messfrequenz 10 Hz).

Tabelle 3.1: Übersicht zu hochfrequenten Messungen an den Stationen der TUD1

Standorte\Messgrößen	Windvektor	Temperatur	H₂O	CO₂	NO_x
OBB	3D-P (YOUNG)	Thermoelement	-		
RHB	3D-P (YOUNG)	Thermoelement	-		
ASTW	3D-USA (METEK) 3D-USA (GILL, Solent R2)		LICOR 6262		CLD 88 Y
GRAS	3D-USA (METEK)		LICOR 7500		
KLAS	3D-USA (GILL, Solent R3)		LICOR 7000		

Die hochfrequente Messung von Lufteigenschaften wie Temperatur, Feuchte, CO₂- und NO_x-Konzentrationen ist eine der Voraussetzungen zur Bestimmung der turbulenten Energie und Stoffflüsse mit der Eddy-Kovarianzmethode (EC-Methode). Hinter diesem Namen verbirgt sich die Auswertung 3 dimensionaler hochfrequenter (20 Hz) Wind-, Temperatur- und Stoffkonzentrationsmessungen. Die EC-Methode hat sich mit verbesserter Messtechnik besonders über rauem Gelände als die Methode der Wahl herauskristallisiert. Eine Beschreibung mit aktuellen Anwendungshinweisen wird in Aubinet *et al.* (2001) gegeben.

3.2 Modell

3.2.1 Parametrisierungsansätze

Die skalen- und prozessorientierte Parametrisierung auf Basis der Messungen ist ein notwendiger und wesentlicher Schritt zur Erreichung des Projektzieles der Weiterentwicklung und Anpassung der SVAT-Modelle an die unterschiedlichen Landschaftsbedingungen (Topografie, Landnutzung) im VERTIKO-Zielgebiet. In den meisten SVAT-Modellen basiert die Beschreibung des Energie- und Stofftransportes in der dynamischen Grenzschicht über dem Bestand auf logarithmischen Profilen von Impuls, Temperatur und Stoffkonzentrationen. Wie am Beispiel des benutzten aerodynamischen Widerstands r_a für den Impuls in Gl. 1 zu sehen ist, enthält die Profildgleichung als Bestandesparameter die Verschiebungshöhe für das logarithmische Windprofil d und die Rauigkeitshöhe z_0 , einen Streckungsfaktor des Profils der den Einfluss der Rauigkeit der Oberfläche berücksichtigt.

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right)^2}{f_u(u)} \quad \text{Gl. 1}$$

Die in der Höhe z gemessene Windgeschwindigkeit u geht über die statistische Funktion f_u ein. Durch Parametrisierung dieser linearen Funktion wird die am Standort auftretende Verformung des logarithmischen Windprofils bei nichtneutralen Bedingungen gemittelt (siehe Thom, 1972).

Nach der Ähnlichkeitstheorie von Monin–Obukhov sind die mit der passenden Skalierungsgröße normierten Standardabweichungen von Eigenschaften der turbulenten Strömung universelle höhenabhängige Funktionen von $\zeta = (z-d)/L$ (siehe u. a. Stull, 1988), L entspricht hier der Monin–Obukhov Länge. Gleichung 2 gibt das Beispiel für die Standardabweichung des vertikalen Windes σ_w , mit der Reibungsgeschwindigkeit u_* als Skalierungsgröße.

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = f(\zeta) \quad \text{Gl. 2}$$

Die Reibungsgeschwindigkeit und die Standardabweichungen können durch die oben genannten EC-Messungen bestimmt werden (siehe z.B. Vogt 1995). Bei optimaler Verschiebungshöhe d ist die Abweichung zwischen Funktion $f(\zeta)$ und Messwerten am geringsten.

$$d = f_d \left[\min \sum \left(\frac{\sigma_u}{u_*} - f(\zeta) \right) \right] \quad \text{Gl. 3}$$

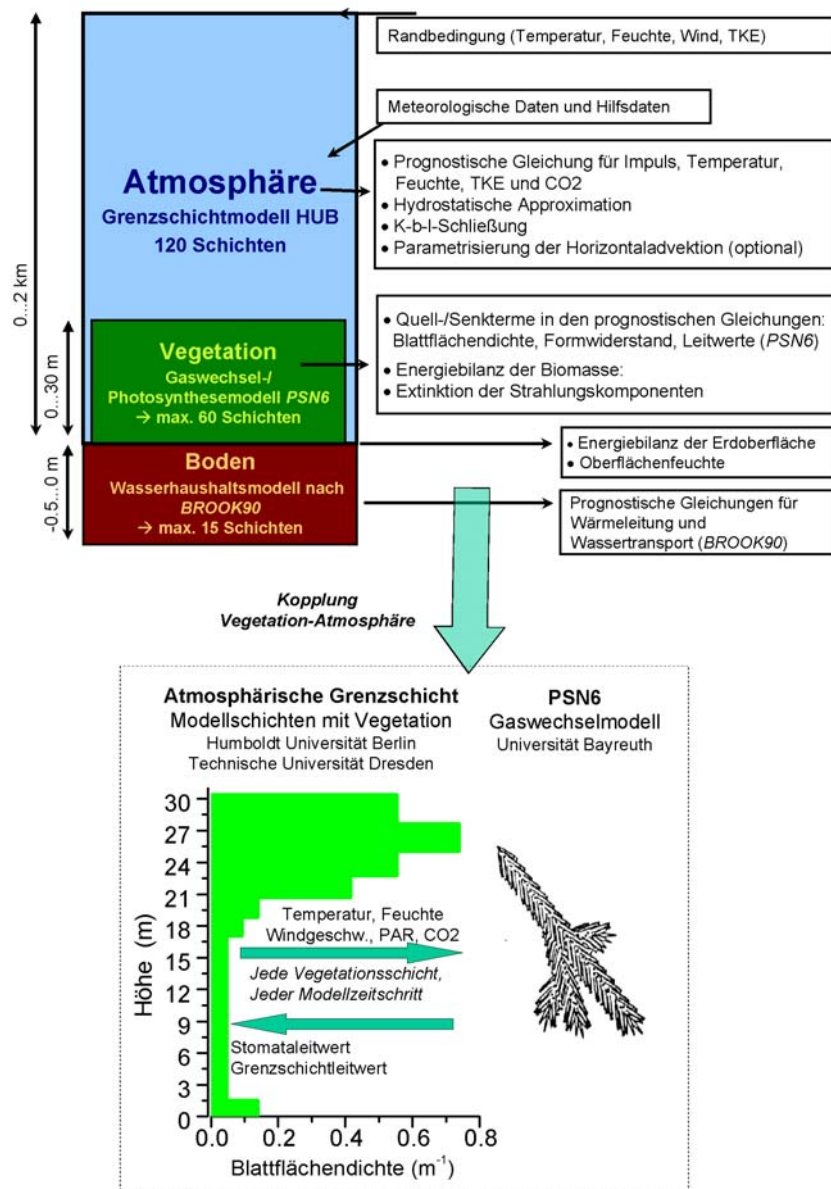
Die Rauigkeitshöhe z_0 kann dann leicht aus der logarithmischen Windprofilgleichung bestimmt werden. Dieses Verfahren wurde unter anderen von De Bruin u. Verhoef (1997) auf

Savannenvegetation angewendet. Rotach (1991) nutzte die Standardabweichung der Temperatur für urbane Bestände mit guten Ergebnissen. Welche Eigenschaft der turbulenten Strömung sich besser eignet, hängt vom betrachteten Bestand und der benötigten Quellfläche ab (z_0 für Impuls- oder Wärmetransport, siehe dazu auch De Bruin u. Verhoef, 1999).

3.2.2 HIRVAC

Das verwendete Modell HIRVAC ist ein 1.5-dimensionales atmosphärisches Grenzschichtmodell (Horizontaladvektion kann vorgegeben werden), dessen Grundversion Mitte der 1980er Jahre an der Humboldt-Universität Berlin entwickelt wurde (HUB, Mix, 1991).

Abb. 3.2:



Schematische Darstellung der Hauptmodule, Modellgleichungen und der Kopplungsmechanismen im Modell HIRVAC (HIGH Resolution Vegetation Atmosphere Coupler)

Durch Mix *et al.* (1994), Ziemann (1998) und Goldberg (1999) wurde das Modell mit Mehrschicht-, Vegetations- und Bodenmodulen erweitert und getestet, sowie durch Goldberg und Bernhofer (2001) auf aktuelle Probleme der Boden-Vegetations-Atmosphären-Wechselwirkungen angewendet.

Das Modell löst die prognostischen Gleichungen für Impuls, Wärme und Feuchte in 120 Schichten bis zu einer Höhe von 2 km. Zur vertikalen Auflösung des Vegetationsraumes werden bis zu 60 Modellschichten auf die ersten Dekameter verteilt (Abbildung 3.2, links). Zur Schließung des Gleichungssystems wird ein K-Ansatz in Kombination mit der Lösung der Gleichung für die turbulente kinetische Energie (TKE) angewendet (Schließung 1.5facher Ordnung).

Die Vegetation wird durch zusätzliche Quell- und Senkenterme in den Grundgleichungen des Modells berücksichtigt. Diese Terme werden mit Vegetationsparametern (Kronenschlussgrad, Blattflächendichte, Formwiderstand) parametrisiert und hängen von den Impuls-, Temperatur- und Feuchtegradienten zwischen Vegetationsoberfläche und der Atmosphäre sowie den stomatären und Grenzschichtleitwerten auf der Vegetationsoberfläche ab. Diese Leitwerte werden durch das mechanistische Photosynthesemodell PSN6 (Universität Bayreuth – VERTIKO-UBT2, Falge *et al.*, 1996) für unterschiedliche Vegetationstypen berechnet.

Das Modell PSN6 ist mit dem Grenzschichtmodell gekoppelt, und zu jedem Zeitschritt und für jede Modellschicht im Vegetationsraum erfolgt ein kontinuierlicher Austausch von stomatärem und Grenzschichtwiderstand (PSN6 zu HUB) bzw. Lufttemperatur, Luftdruck, Windgeschwindigkeit, Luftfeuchte, PAR und CO₂-Konzentration (HUB zu PSN6, Abbildung 3.2, linke Seite). Derzeit kann mit HIRVAC das meteorologische Regime für Fichten-, Kiefern-, Buchen- und Grasbestände sowie verschiedene Agrarkulturen simuliert werden.

3.2.2.1 Bodenwassermodul

Im Rahmen der Weiterentwicklung von HIRVAC wurden neue Modellteile zur detaillierteren Berechnung des Bodenwassers hinzugefügt (Baums *et al.*, 2004). Dieser komplexe Ansatz wurde von dem hydrologischen Modell BROOK90 (Federer, 1995) übernommen und erlaubt die Betrachtung von bis zu 10 unterschiedlich charakterisierten Bodenschichten.

BROOK90 ist ein Simulationsmodell für Bodenwassergehalt, Versickerung und Verdunstung und wurde mit einigen Modifizierungen und Vereinfachungen in das Bodenmodul von HIRVAC übernommen. Die Einzelschichten können unterschiedliche physikalische Eigenschaften haben, der vertikale Wasserfluss durch diese Schichten wird iterativ mit unterschiedlichen Fließrichtungen berechnet. Der wichtigste Output von BROOK90 ist die zeitliche Änderung des Bodenwassergehaltes in mehreren Schichten, Makroporenabfluss, schneller Abfluss in tiefere Schichten, Grundwasserabfluss und Oberflächenabfluss mit dem Gefälle.

3.2.2.2 Koppelung von Bodenwassergehalt mit der Transpiration

Ein wesentlicher Nachteil von Einzelblatt-Gaswechselmodellen wie dem in HIRVAC integrierten PSN6 besteht in der fehlenden Ankopplung des Bodenwassergehaltes. Diese Modelle arbeiten üblicherweise mit Parameterfunktionen des Gaswechsels, die auf langfristigen Kammermessungen basieren und von atmosphärischen Größen wie PAR, Temperatur, Feuchte, Wind und CO_2 -Konzentration gesteuert werden. Tatsächlich wird die Transpiration jedoch unter wasserlimitierten Bedingungen durch das Wasserpotential in den Blättern beeinflusst, das in erster Näherung dem Bodenwasserpotential gleichgesetzt werden kann (Gottschalck *et al.*, 2001). Im Bestandsmodell STANDFLUX des VERTIKO-TP UBT2 (Falge *et al.*, 1997, 2000; Köstner *et al.*, 2002) wird die Verbindung von Bodenfeuchte und Gaswechselmodell durch Modifikation wichtiger Steuerparameter realisiert. Dieser Ansatz wurde im Modell HIRVAC übernommen und getestet.

3.2.2.3 Niederschlagsinterzeption

Allgemeine Prozessbeschreibung

Unter Interzeption wird der Teil des Niederschlagswassers verstanden, der durch die Vegetationsdecke zurückgehalten wird. Ein Teil des auftretenden Niederschlages gelangt nicht direkt zu Boden um von dort aus zu versickern, abzufließen oder zu verdunsten, sondern wird durch die Vegetationsdecke aufgefangen und dort über einen gewissen Zeitraum gespeichert. Dieser Vegetationsspeicher kann einerseits durch die Interzeptionsverdunstung und andererseits durch zeitverzögertes Abtropfen und Abfließen (Stammabfluss) des aufgefangenen Niederschlagswassers von der Vegetationsoberfläche erfolgen (Abbildung 3.3)

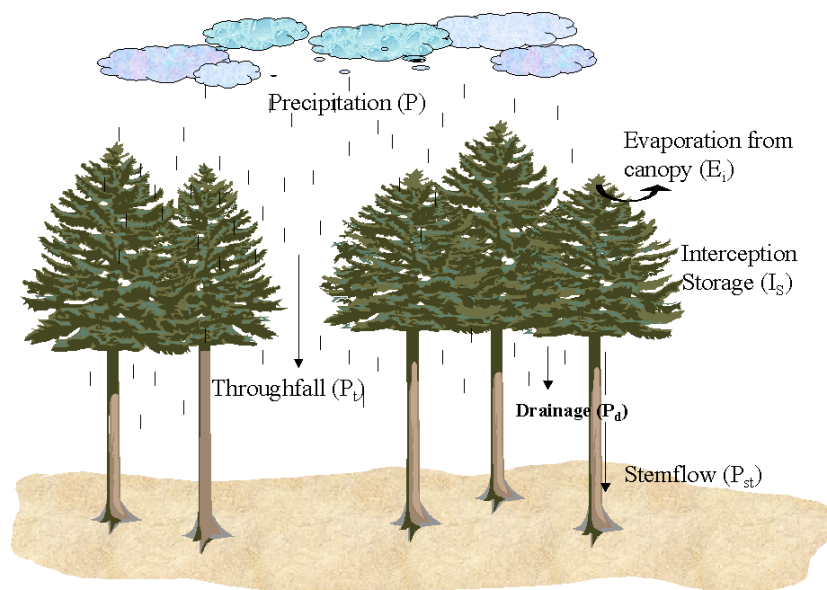


Abb. 3.3: Interzeption von Niederschlag in Waldbeständen (schematisch)

Für die Abbildung dieses Prozesses (Abbildung 3.4) im Modell HIRVAC wurden zwei verschiedene Speicheransätze getestet und anhand von Messungen des Bestandesniederschlags an der Ankerstation Tharandter Wald bewertet.

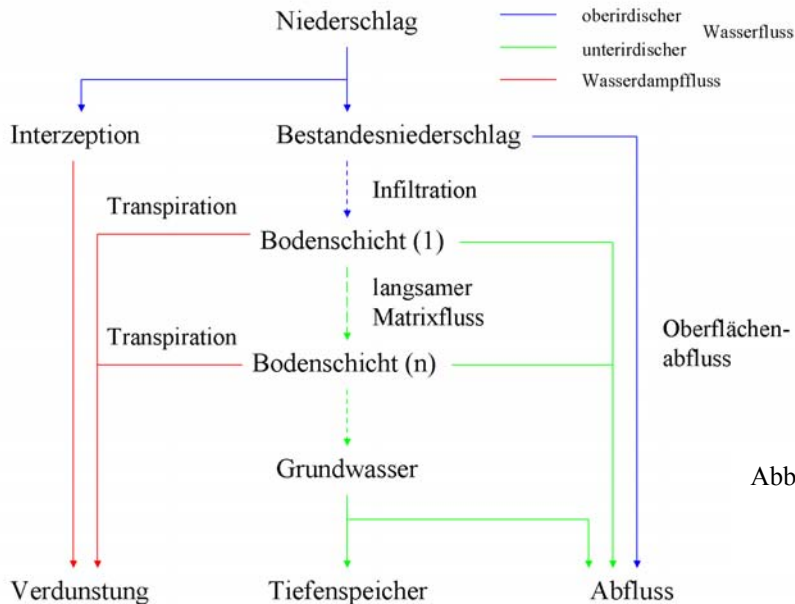


Abb. 3.4: Interzeptionsmodul und Bodenwassermodul im Modell HIRVAC (schematisch)

Einzel-speicheransatz

Dieser einfache Ansatz, bei dem der Niederschlagsrückhalt durch die Vegetation durch einen einzigen Speicher beschrieben wird, basiert auf dem im Bodenwasserhaushaltsmodell BOWAM sowie im hydrologischen Modell HBVEVATH (Gurtz *et al.*, 1996) verwendeten Interzeptionsansatz.

Der hier verwendete modifizierte Ansatz beschreibt den im betrachteten Zeitintervall durch die Vegetation aufgefangenen Niederschlagsanteil als Produkt aus gefallenem Niederschlag und Vegetationsdichte.

$$S_{i,t} = P \cdot ENW \tag{1}$$

P Niederschlag [mm]
 ENW Pflanzenbedeckungsgrad [0-1]

Der gesamte Speichereinheit S ergibt sich aus dem Anfangsspeichereinheit bzw. dem im vorherigen Zeitschritt erreichten Speichereinheit $S_{i,0}$ und dem aufgefangenen Anteil $S_{i,t}$ des aktuellen Zeitschritts.

$$S_i = S_{i,0} + S_{i,t} \tag{2}$$

Erreicht der Speicherinhalt die maximale Speicherkapazität $S_{i,max}$, gelangt das gesamte weitere Niederschlagswasser als Kronendurchlass direkt zum Boden.

Die Interzeptionsverdunstung E_i aus dem Speicher pro Zeitschritt wird entsprechend der Vorgehensweise von Gurtz *et al.* (1996) ermittelt. Dabei wird die potentielle Verdunstung nach PENMAN bestimmt und mit dem Vegetationsbedeckungsgrad multipliziert.

$$E_i = ENW \cdot E_{pot} \quad (3)$$

Dies gilt, solange im Speicher genügend Feuchte vorhanden ist, also solange gilt:

$$S_i > ENW \cdot E_{pot} \quad (4)$$

Anderenfalls wird die im Modell ermittelte aktuelle Verdunstung verwendet.

Speicher-kaskade

Die Speicher-kaskade beruht auf eben diesem Ansatz, besteht jedoch aus mehreren hintereinander geschalteten Speichern, in verschiedenen Rechenniveaus. Ist einer dieser Speicher gefüllt, gelangt der daraufhin in diesem Niveau durchtropfende Anteil in den darunter liegenden Speicher. Die Berechnung erfolgt beginnend beim höchstgelegenen Speicher abwärts, bis nach Durchlaufen des untersten Speichers der am Boden auftreffende Niederschlag bestimmt werden kann.

Die Verwendung einer solchen Speicher-kaskade erfordert die Bestimmung des Blattflächenindex und der Verdunstung für alle betrachteten Rechenniveaus (Abbildung 3.5).

Das Grenzschichtmodell HIRVAC bietet hierfür die geeigneten Voraussetzungen, da in allen Rechenniveaus des Vegetationsraums die für das Interzeptionsmodell benötigten Inputdaten vorliegen. HIRVAC liefert u.a. ein Vertikalprofil der spezifischen Pflanzenoberfläche (LAD), die bei der Interzeptionsberechnung anstelle des Vegetationsbedeckungsgrades verwendet wird.

Die Festlegung des maximalen Interzeptionsspeichers S_{max} erfolgt ebenfalls mit Hilfe des LAD:

$$S_{max} = LAD(I) \cdot S_{i,max} \quad (5)$$

LAD(I) spezifische Pflanzenoberfläche der einzelnen Rechenniveaus
 $S_{i,max}$ gesamte maximale Speicherkapazität

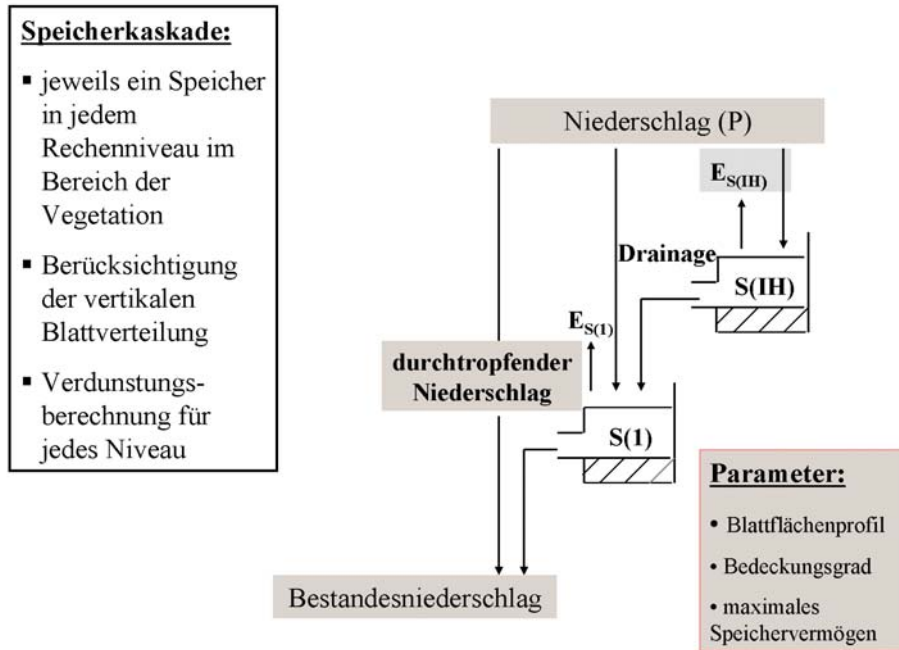


Abb. 3.5: Interzeption im Modell HIRVAC mittels Speicher-kaskade (Flussdiagramm)

3.2.2.4 Strahlungsvariabilität in Vegetationsräumen

Ausgangsversion

Der Strahlungstransfer durch den Bestandesraum wird in der Grundversion von HIRVAC auf der Basis des Beerschen Gesetzes parametrisiert. Dieses Gesetz beschreibt die Strahlungsabsorption durch die Vegetation mit einer exponentiellen Abnahme in Abhängigkeit von einem Extinktionskoeffizienten, dem totalen (LAI) oder kumulativen Blattflächenindex (CLAI) und dem Kronenschlussgrad (n_w).

Beim Transfer der kurzwelligen Strahlung durch den Bestand werden im Modell HIRVAC drei Größen verändert – die kurzwellige Einstrahlung an der Erdoberfläche K_0 , die Divergenz der Nettostrahlung dR_N/dz sowie die PAR-Strahlung (siehe auch Mix *et al.* (1994) und Ziemann (1998)):

$$K_0 = (1 - \sigma_w) K_{hp} \quad (6)$$

$$\frac{\partial R_N}{\partial z} = F_{hp} (1 - \sigma_k) \quad (7)$$

$$PAR(z) = 2.24 (1 - \sigma_{wz}) K_{hp} \quad (8)$$

$$\sigma_k = \left(n_w + (1 - n_w) \frac{CLAI(z)}{LAI} \right) \left(1 - e^{-0.622 CLAI(z) + 0.055 CLAI^2(z)} \left(-0.622 \frac{\partial CLAI(z)}{\partial z} + 0.11 CLAI(z) \frac{\partial CLAI(z)}{\partial z} \right) \right) \quad (9)$$

$$\sigma_w = 1 - e^{-\alpha n_w LAI} \quad (10)$$

$$\sigma_{wz} = 1 - e^{-\alpha n_w CLAI(z)} \quad (11)$$

mit $\alpha=1/(2\sin\gamma)$ als Extinktionskoeffizient für eine sphärische Blattwinkelverteilung (Campbell, 1986), γ als Sonnenwinkel, σ_w , σ_{wz} , σ_k als Abschattungsfaktoren (Chen und Black, 1992) sowie F_{hp} und K_{hp} als Nettostrahlung und kurzwellige Einstrahlung am Oberrand der Vegetation. Die Faktoren σ_w bzw. σ_{wz} beschreiben einen typischen Beerschen Ansatz mit einer exponentiellen Abnahme der kurzwelligen Strahlung am Erdboden in Abhängigkeit von der totalen Biomasse (LAI) bzw. der PAR-Strahlung in einer bestimmten Höhe im Vegetationsraum in Abhängigkeit von der kumulativen Biomasse (CLAI).

Gleichung (9) ist eine Modifikation des Ansatzes nach Impens und Lemeur (Ziemann, 1998), um die veränderte Divergenz der Nettostrahlung in einem geöffneten Bestand in Abhängigkeit vom Parameter n_w zu beschreiben. Die mit den Gleichungen (6) bis (11) zusammengefassten Ansätze führen zu einem ausgeglichenen Tagesgang der kurzwelligen Strahlung und Strahlungsbilanz mit einem kontinuierlichen Rückgang der Amplituden vom Oberrand der Vegetation zur Erdoberfläche.

Einbeziehung von Lichtflecken in den Strahlungstransfer

Zur Beschreibung von Lichtflecken im Vegetationsraum wird eine einfache Zufallsfunktion mit dem Parameter n_w kombiniert (Goldberg *et al.*, 2004):

$$RF_c = c(RF + n_w) \quad (12)$$

Sowohl der Parameter RF als auch n_w haben einen Wertebereich zwischen 0 und 1. Der Faktor c wird zur Anpassung der Zufallsfunktion an Strahlungsmessungen an der Erdoberfläche benötigt. Kontrollgröße ist das Tagesmittel der kurzwelligen Einstrahlung, das zwischen Messung und Simulation übereinstimmen muss. Der Maximalwert für RF_c beträgt 1, so dass alle Werte darüber auf 1 gesetzt werden. Mit steigendem Betrag von n_w steigt auch die Häufigkeit von Werten für RF_c , die dem Maximalwert entsprechen. Die Abbildung 3.6 zeigt diesen Zusammenhang für zwei Werte von n_w . Für eine vollständig geschlossene Vegetation ($n_w=1$) ist der Betrag von RF_c stets gleich 1.

Durch Implementierung der Zufallsfunktion RF_c in die Gleichungen (6) bis (8) werden die Strahlungsgrößen modifiziert:

$$K_0^* = (1 - \sigma_w RF_c) K_{hp} \quad (13)$$

$$\frac{\partial R_N^*}{\partial z} = (L_{A, hp} - L_{E, hp})(1 - \sigma_k) + (1 - \alpha_w)(1 - \sigma_k RF_c) K_{hp} \quad (14)$$

$$PAR^*(z) = 2.24 (1 - \sigma_{wz} RF_c) K_{hp} \quad (15)$$

Da einfallende Sonnenflecken nur im kurzwelligen Strahlungsbereich wirksam sind, muss die Nettostrahlungsflussdivergenz bei Einbindung von RF_c in kurzwellige und langwellige Komponenten getrennt werden (Gleichung (14), mit $L_{A,hp}$ und $L_{E,hp}$ als abwärts und aufwärts gerichtete langwellige Strahlungskomponenten). Die Konstante 2.24 in den Gleichungen (8) und (15) beschreibt einen linearen Zusammenhang zwischen der Globalstrahlung K_{hp} und PAR am Oberrand der Vegetation (vgl. z.B. Larcher (2002)), abgeleitet aus Langzeitmessungen am Experimentalstandort Rotherdbach/Osterzgebirge des Lehrstuhls für Meteorologie der TU Dresden.

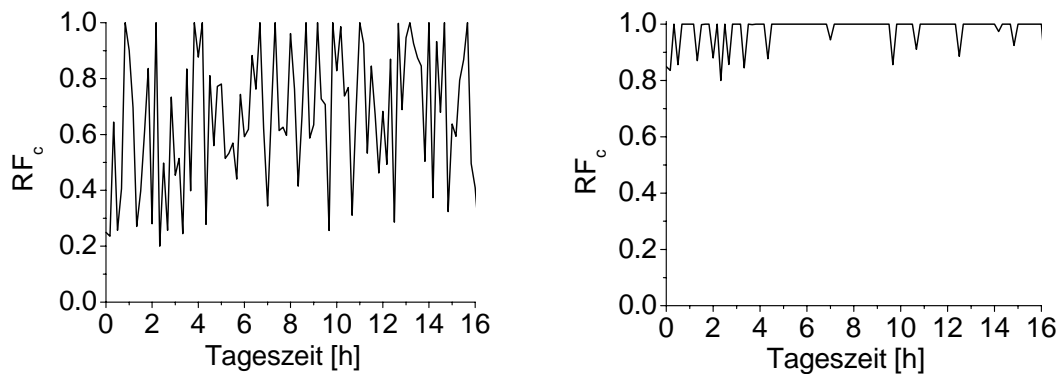


Abb. 3.6: Beispiel für eine mit dem Kronenschlussgrad gewichtete Zufallsfunktion für einen Modellzeitschritt von 10 Minuten. Links: $n_w=0.2$, rechts: $n_w=0.8$

4 Ergebnisse und Diskussion

4.1 Meteorologische Bedingungen und Energiebilanzen

Für eine erste Charakterisierung und einen Vergleich der meteorologischen Bedingungen an den Standorten sind in Abb. 4.1 die mehrjährige Monatsmittelwerte von Temperatur, Niederschlag und der auf 10 m Messhöhe umgerechnete Wind dargestellt. Der intra-annuale Verlauf der Temperatur in den unteren Lagen ist relativ vergleichbar, nur an der Station ASME wurden etwas wärmere Winter aufgezeichnet. Wie erwartet zeigt die Station RHB in den oberen Lagen über das ganze Jahr bis zu drei Grad niedrigere Temperaturen. Beim Niederschlag ist eine Verstärkung durch Staueffekte am Gebirgszug zu erkennen. Die Stationen RHB und ASTW erhalten, auf der Nordabdachung liegend, deutlich mehr Niederschlag. Das Niederschlagsminimum an der Station RHB im Winter ist offensichtlich auf einen höheren Niederschlagsmessfehler bei Schneefall zurückzuführen.

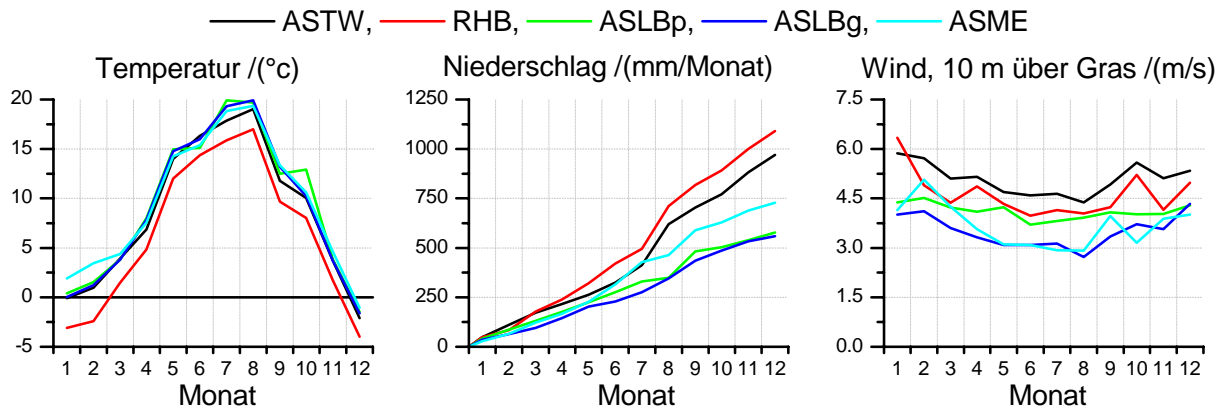


Abb. 4.1: Monatliche Mittelwerte meteorologischer Größen an fünf Ankerstationen von 2001 und 2002

Der Vergleich der Windmessungen ist aufgrund der unterschiedlichen Stationsumgebung schwierig. Die Windgeschwindigkeiten in Abb. 4.1 wurden, auf der Basis des logarithmischen Windprofils, mit den Parametern Verschiebungshöhe d und Rauigkeitshöhe z_0 , auf eine fiktive Standardmeteorologische Station umgerechnet. Die benachbarten Stationen ASLBg und ASLBp sollten daher einen ähnlichen Verlauf haben, die Windgeschwindigkeiten an der ASLBg liegen allerdings deutlich unter denen der ASLBp. Bekannterweise pflanzen sich Störungen der Anströmung auf glattem Gelände deutlich weiter fort (Stull, 1988), eine Ursache könnte daher die Unterschätzung der Rauigkeit der Stationsumgebung an der ASLBg sein.

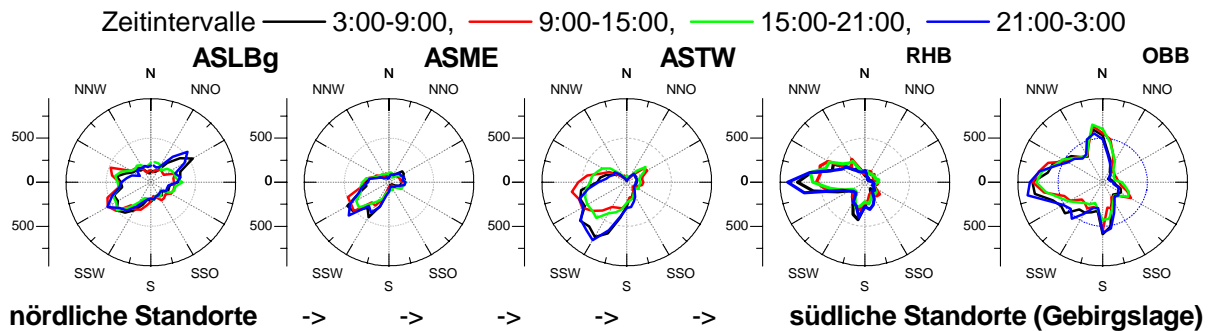


Abb. 4.2: Windrichtungsverteilung unterteilt in Tagesviertel (6h-Mittel)

Die Entwicklung der atmosphärischen Grenzschicht und der bodennahen Strömung ist unter anderem von Einstrahlung, Wind und Exposition, dass heißt von der Höhenlage der Stationen abhängig. In Abb. 4.2 wird die mittlere Windverteilung eingeteilt in 6h-Gruppen dargestellt. Die Station ASME gelegen in flachem Gelände zeigt kaum Unterschiede in den Windrosen. Auch die Station ASLBg liegt in flachem Gelände, während der Nacht ist jedoch die Häufigkeit von Winden aus NO signifikant erhöht. Zu untersuchen wäre, ob hierbei nahegelegene große Seen einen Einfluss ausüben. Der Grund für die nächtliche Häufung von Winden aus SW an der ASTW wird dagegen in einer Entwicklung lokaler orographisch induzierter Winde (Berg-Talwinde) vermutet. Die Stationen RHB und OBB liegen nur ca. 1 km voneinander entfernt, dennoch sind deutliche Prägungen der Windrosen durch die

unmittelbar umgebende Orographie zu sehen. Beiden Stationen gemeinsam ist eine leichte Drehung der Windrose im Uhrzeigersinn während der Tageszeit.

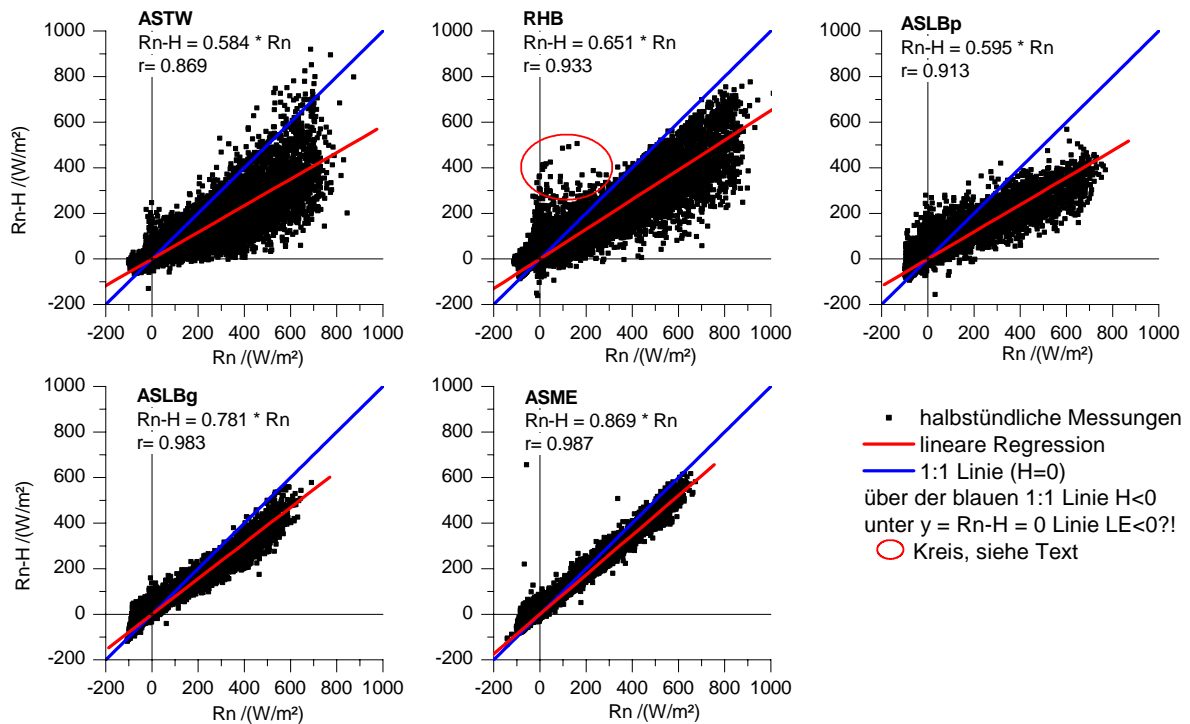


Abb. 4.3: *Evaporative Fraction* für drei Waldstandorte (oben) und zwei Wiesenstandorte, die Standorte ASLBp, ASLBg und ASME liegen im Flachland, die ASTW und RHB liegen an der orographisch stärker gegliederten Nordabdachung des Osterzgebirges

Die Energieflüsse der verschiedenen Stationen können auch durch die sogenannte „*Evaporative fraction*“ $EF = (Rn - H) / Rn$ (Rn .. Strahlungsbilanz, H .. sensibler Wärmefluss) miteinander verglichen werden. Als ein Maß für die Verdunstung, im langfristigen Mittel ist $LE = Rn - H$, pro Einstrahlung zeigt die EF die Wasserverfügbarkeit und die Pflanzenaktivität des Standortes. Weiterhin lässt sich daran aber auch der aerodynamische Kontakt der Oberfläche erkennen. Die Verteilung der Punkte in den Diagrammen von Abb. 4.3 zeigt deutlich den Unterschied zwischen den Standorten mit niedriger Vegetation (ASLBg, ASME) und den Waldstandorten. Weiterhin kann der Einfluss der Stationslage auf die EF an der Station RHB beobachtet werden. Die mit einem Kreis markierte Punktespur hat ihre Ursache in einem typischen Wetterwechsel nahe des Mittelgebirgskamms. Bei westlicher Anströmung folgten nach Niederschlägen warme Luftmassen, die aufgefuechteten Baumkronen wurden dabei durch einen relativ hohen Eintrag von sensibler Wärme getrocknet.

Durch die gute aerodynamische Kopplung von Wäldern nahe der Kammlagen erreicht die Verdunstung bei genügendem Wasserangebot (vor allem aus dem Interzeptionsspeicher) auch an strahlungsarmen Tagen Mengen bis zu 6 l/m^2 . Negative sensible Wärmeströme werden dadurch vor allem in den Wintermonaten erreicht, wenn die Strahlungsbilanz kaum noch Energie zur Verdunstung beisteuert.

4.2 NO_x Austausch

Der Stickstoffaustausch zwischen Atmosphäre und Biosphäre erfolgt zum Teil gasförmig durch NH₃, HNO₃ und NO_x. Die Konzentration von NO_x, dem Produkt von Verbrennungsprozessen und Vorläufer von HNO₃, wird seit mehr als zehn Jahren an verschiedenen Standorten gemessen. Wesentlich schwieriger gestaltet sich die Ermittlung der N-Flüsse, notwendig zum Beispiel zur Bestimmung von kritischen Belastungswerten (*Critical Loads*) von Ökosystemen. Wie auch für andere Spurengase kommen dabei Widerstandsmodelle zum Einsatz, mit sich verbessernder Messtechnik aber auch mikrometeorologische Methoden.

Im vorgestellten Projekt wurden mit einem schnellen NO_x-Analysator Eddykovarianzberechnungen durchgeführt. Diese Messungen des NO_x-Austausches wurden mit Berechnungen des einfachen Widerstandsmodells GAS_depo verglichen. Die NO_x-Deposition wird in GAS_depo auf der Basis von wenigen Eingangsgrößen berechnet. Das Modell wurde ursprünglich von Wesely (1989) publiziert und hier in mit einer verbesserten standortspezifischen Parametrisierung eingesetzt. Eine ausführliche Beschreibung befindet sich in Queck (2004). Der prinzipielle Modellansatz wird unter anderem in Monteith und Unsworth (1990) beschrieben und ist weit verbreitet (z.B. Grünhage und Haenel 1997, Spindler 2001). Ein bekanntes Problem bei der Anwendung auf Stickstoffkomponenten ist die Bestimmung der Stickstoffkonzentration über der Senkenoberfläche, die größer als Null ist. Eine Möglichkeit dies zu berücksichtigen ist die Berechnung eines Kompensationspunktes (meist im Kronenraum). Mit dem Ziel der Modellvereinfachung wurde hier im ersten Schritt eine konstante Konzentration an der Senkenoberfläche angenommen.

Bei der Anwendung der Eddykovarianz-Methode über einem Waldbestand mussten die im Folgenden beschriebenen Probleme bewältigt werden. Der Probennahmepunkt des geschlossenen Meßsystems liegt in 42 m Höhe (14 m über dem Bestand), wodurch ein Ansaugweg von ca. 50 m entsteht. Drei Hauptprobleme werden damit aufgeworfen:

- a. Zeitverschiebung der Windmessung gegenüber der Stoffanalyse
- b. Stickstoffmessung gegen eine Unterdruck von ca. 240 hPa
- c. NO wird im Ansaugschlauch zu NO₂ oxidiert.

Zu a) Die Verzögerung des Analysatorsignals gegenüber den Windmessungen ist abhängig von Lufttemperatur, Schichtung der Atmosphäre und vom Zustand des Filters am Ansaugstutzen, d.h. die Zeitverschiebung ist nicht konstant und muss für jede halbe Stunde neu berechnet werden. Die Berechnung der Verzögerung kann durch die Verschiebung der hochfrequenten Zeitreihen und anschließendes Bestimmen des Korrelationskoeffizienten (Kreuzkorrelation) erfolgen. Bei der betreffenden Zeitverschiebung ergibt sich ein Maximum der Korrelation zwischen den Zeitreihen. Aus langfristige Messungen des CO₂ Flusses im Rahmen des CARBO-EUROFLUX-Projektes liegen dazu an derselben Messanlage langfristige Erfahrungen vor. Von Grünwald (2003) wurden Zeitverschiebungen für die CO₂ Messung von 8 bis 12 s bestimmt. Die aus den bisherigen NO_x Messungen bestimmten Zeitverschiebungen streuen relativ stark und lassen sich nicht für jeden Zeitschritt bestimmen. Für eine

VERTIKO-TUD1

automatische Bestimmung wurde das folgende Verfahren entworfen und erfolgreich gegenüber „per Hand“ bestimmten Zeitverschiebungen getestet. Automatisch bestimmte Autokorrelationsmaxima wurden durch Schranken der Zeitverschiebungen von 5 s minimal und 20 s maximal eingeschränkt, anschließend wurde über die Zeitreihe der Zeitverschiebungen ein Gleitmittel (10 h) gelegt.

Zu b) Die Messung gegen Unterdruck wirkt sich allein auf die Durchflussmenge des Gases aus. In der Reaktionskammer des Analysators herrscht nahezu Vakuum, zu dieser wird über Blenden das Proben-gas eingelassen. Die Druckdifferenz bestimmt den Durchfluss. Durch eine spezielle Installation, welche die Kalibrierung des Analysators beim Probengasdruck erlaubt, konnte erreicht werden, dass der Analysator auf den während der Messung stattfindenden Durchfluss kalibriert wird.

Zu c) Die NO Messungen zeigen eine starke Temperaturabhängigkeit, eine Quantifizierung der Oxidationsvorgänge im Ansaugschlauch ist derzeit noch nicht möglich, sodass auf die Unterscheidung der Stickstoffkomponenten NO und NO₂ vorerst verzichtet werden muss. Aus diesem Grund wurden die folgenden Auswertungen nur für NO_x gemacht.

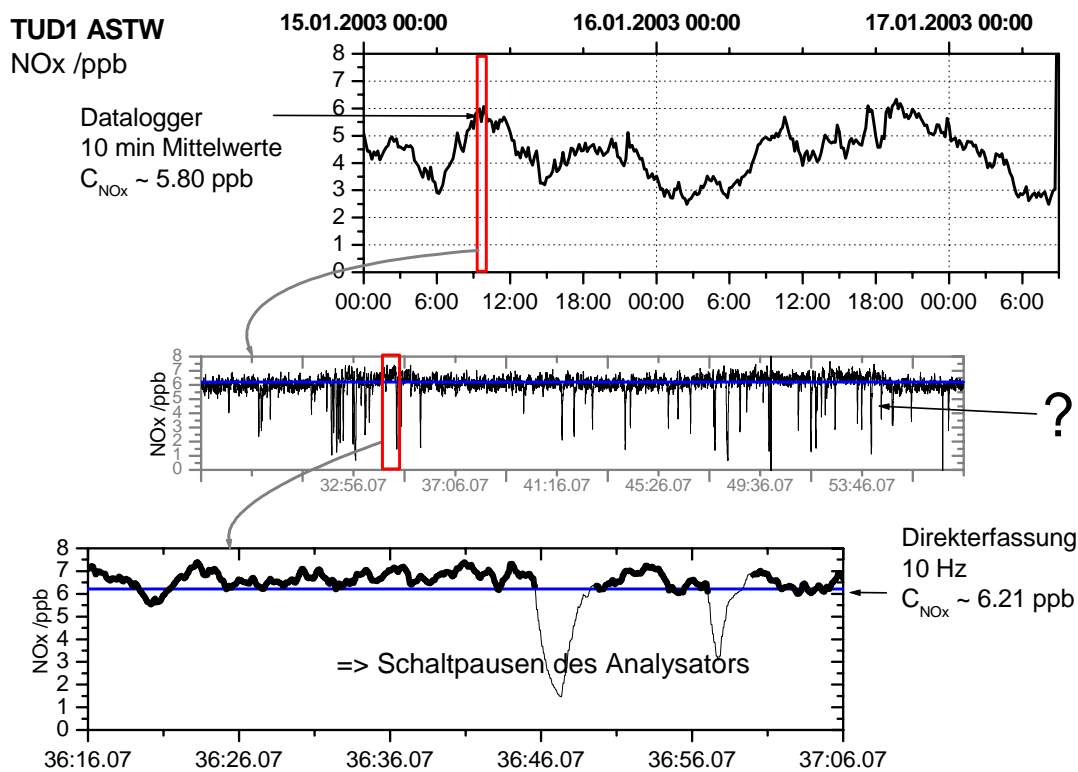


Abb. 4.4: Beispiel für Artefakte der hochfrequenten Stickstoffmessungen: Abweichungen der Mittelwerte aus der Rohstatistik durch den Datalogger von den Mittelwerten aus den bereinigten hochfrequenten Datenreihen (fette schwarze Linie)

Die zeitlich hochaufgelösten Messungen bergen weiterhin installations- und analysatorspezifische Artefakte, welche durch Standardroutinen nicht herausgefiltert werden können (siehe Abb. 4.4). Beispielsweise liegt der vom Datalogger abgespeicherte 10 min Mittelwert aufgrund dieser Fehler ca. 0,4 ppb niedriger als der durch die hochfrequente Messung ermittelte. Durch die Abspeicherung des Analysatorstatus Messbereich etc. in der Frequenz der Messungen war eine Filterung möglich (siehe unteres Diagramm fette Linie in Abb. 4.4).

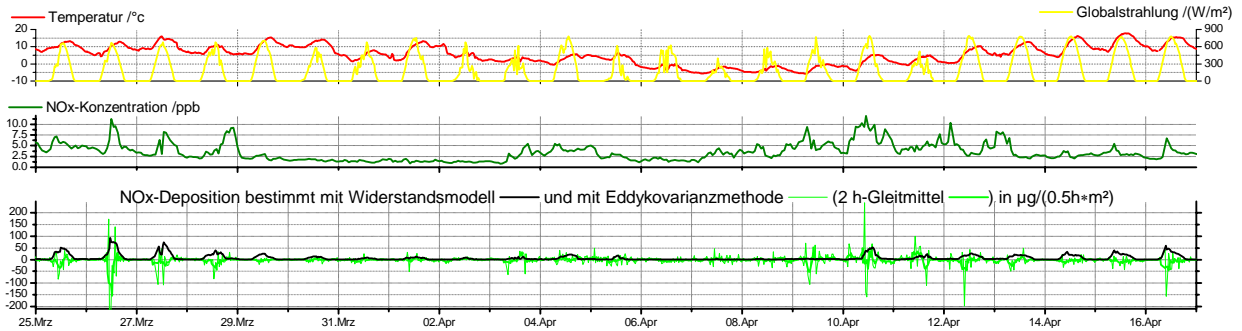


Abb. 4.5: Halbstundenwerte der Einflussfaktoren Temperatur und Globalstrahlung, der NO_x-Konzentrationen in Referenzhöhe über dem Bestand und der durch das Modell bestimmten und gemessenen NO_x-Depositionen. Ausgewählt wurde eine Episode im Frühjahr 2003 mit deutlichen Temperatur-, Strahlungs- und Konzentrationsschwankungen.

Die in Abb. 4.5 dargestellten “Depositionen” zeigen deutlich, wie wenig die mit dem einfachen Modell berechneten Stoffflüsse mit den gemessenen zu tun haben. Sowohl die Berechnungen im Modell als auch die gemessenen Stoffflüsse sind temperatur- bzw. strahlungsabhängig. Im Modell bewirkt eine Erhöhung der Strahlung eine Öffnung der Stomata und damit eine Erhöhung der Deposition am Tag. Die entgegengerichteten Flüsse, also Emissionen, in den Messdaten lassen jedoch die Wirkung anderer, für die N-Flüsse entscheidender Prozesse vermuten. Bekannterweise kommt es bei Stickstoffkomponenten zu Ausgasungen aus Stomata und Boden (für NH₃ siehe u.a. Spindler *et al.*, 2001). Die Konzentration der Stoffe z.B. in den Interzellularen berechnet sich dabei nach dem Henry Gesetz und steigt mit der Temperatur des Flüssigkeitsfilmes. Für Stickoxide sind Ausgasungen aus Flüssigkeitsfilmen jedoch unbekannt. Eine weitere Ursache für die mit der Temperatur ansteigende Emission könnte in verstärkter Aktivität von Mikroorganismen in der Stoffauflage des Bestandes liegen.

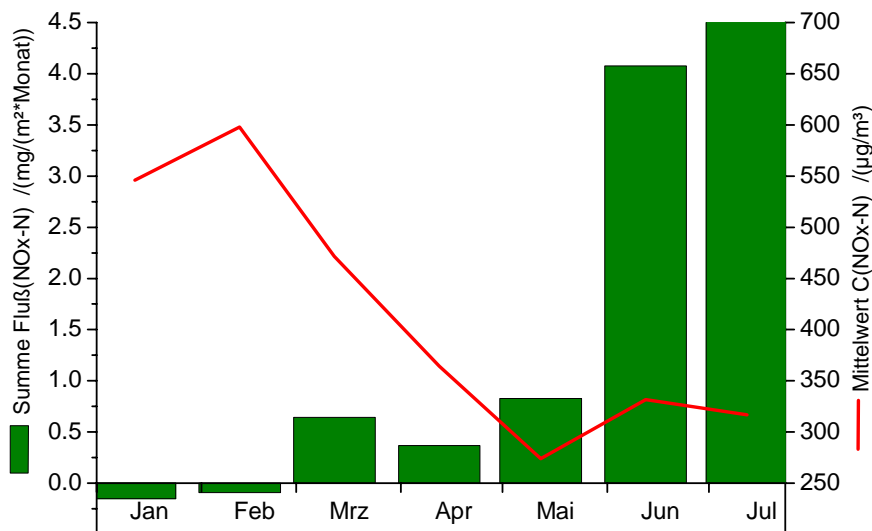


Abb. 4.6: Monatliche Flüsse von NO_x-N an der Ankerstation Tharandter Wald bestimmt durch Eddykovarianzmethode

In Abb. 4.6 wurden die gemessenen Konzentrationen und die durch die Eddykovarianzmethode bestimmten Stoffflüsse monatlich aufsummiert. Die Konzentrationen in Referenzhöhe sinken im Verlauf des Frühlings. Ab einer mittleren Konzentration von ~ 5.5 ppb NO_x dominieren dabei die Emissionen den Stoffaustausch.

Aus den durchgeführten Messungen und Berechnungen lassen sich unter anderem zwei Schlussfolgerungen ziehen.

1. Steigende Temperaturen erhöhen die Stickstoffemission des Bestandes. In Zusammenhang mit sinkenden NO_x-Konzentrationen in den Sommermonaten über dem Bestand kommt es zu einer Umkehr des Stoffflusses, sodass in den Sommermonaten an der ASTW eine Stickstoffemission eintritt.
2. Ohne die Berücksichtigung der NO_x-Konzentrationen in den Stomata und am Boden ist eine Modellierung des NO_x-Austausches von Fichtenbeständen nicht möglich.

4.3 Parametrisierung

Für die Bestimmung der Bestandesparameter lagen als zuverlässigste Messungen EC-Messungen vor. Nach der im Abschnitt 3.3.2 erläuterten Methode der Parameterbestimmung aus der Standardabweichung muss zunächst die Austauschcharakteristik des Bestandes untersucht werden.

Die Messdaten in Abb. 4.7 zeigen für σ_w/u^* einen deutlich besseren funktionalen Zusammenhang mit ζ als für σ_T/T^* . Obwohl dies bei geschlossenen Waldbeständen nicht zu erwarten ist, deuten diese Ergebnisse eher auf thermische Störungen als auf mechanische Inhomogenitäten hin. Bei der iterativen Bestimmung von d nach der Standardabweichung der Temperatur σ_T konvergierte das Verfahren auch nur für wenige Windrichtungen, so dass diese Methode für die vorliegenden Messungen nicht geeignet war.

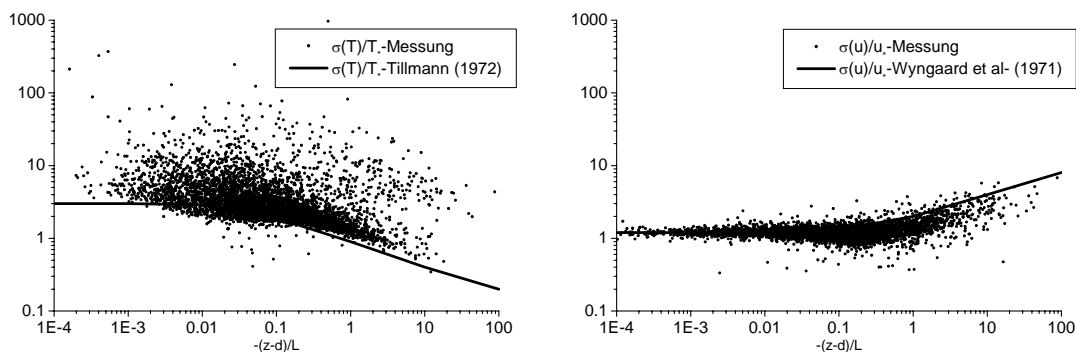


Abb. 4.7: Vergleich der gemessenen normierten Standardabweichungen mit statistischen Funktionen von $z = (z-d)/L$, links für die Temperatur, rechts für den Wind

VERTIKO-TUD1

Die Ergebnisse der Oberflächenparameterbestimmung für 2 Fichtenstandorte in den oberen Lagen des Osterzgebirges OBB und RHB, einen Fichtenstandort in den unteren Lagen ASTW, sowie für einen Kiefernstandort in Lindenberg ASLBp zeigt Abb. 4.8. Zum Vergleich der Stationen untereinander sind mittlere d und z_0 im Verhältnis zur Bestandeshöhe wiedergegeben. Verschiedene Autoren (z.B.: Monteith u. Unsworth, 1990) geben als „rules of the thumb“ Verhältnisse von $d = 0.6..0.7*h$ und $z_0 = 0.1*h$ an.

Für den Standort OBB wurden im Südwesten und für die ASTW auch im Nordosten erhöhte Verschiebungshöhen d bestimmt. In den z_0 -Diagrammen lassen sich weitere Homogenitätsstörungen erkennen. Der Grund dafür wird im Einfluss der Bestanderränder und – stufen gesehen. Die Verschiebungshöhe d weist für beide Standorte nach Nordosten eine Erhöhung auf. Als Gründe dafür werden zum einen leichte Hangneigungen an beiden Standorten gesehen. Zum anderen könnte am Standort Ankerstation Tharandter Wald ASTW eine leichte Verringerung der Bestandeshöhen in südwestlicher Richtung eine Rolle spielen. Für Oberbärenburg OBB wurde eine mittlere Verschiebungshöhe von $d_{OBB} = 9,55$ m und für die ASTW von $d_{ASTW} = 20,6$ m bestimmt. Die Variationskoeffizienten sind $v_{OBB} = 16$ % und $v_{ASTW} = 20$ %. In den z_0 -Diagrammen lassen sich weitere Homogenitätsstörungen erkennen. Bei beiden Standorten liegen in westlicher Richtung kleine Lichtungen, welche zu einer Erhöhung der Bestandesrauigkeit beitragen. Die Rauigkeitshöhe wurde für Oberbärenburg OBB mit $z_{0,OBB} = 2,5$ m und für die ASTW von $z_{0,ASTW} = 2,33$ m bestimmt. Die Variationskoeffizienten sind $v_{OBB} = 21$ % und $v_{ASTW} = 37$ %.

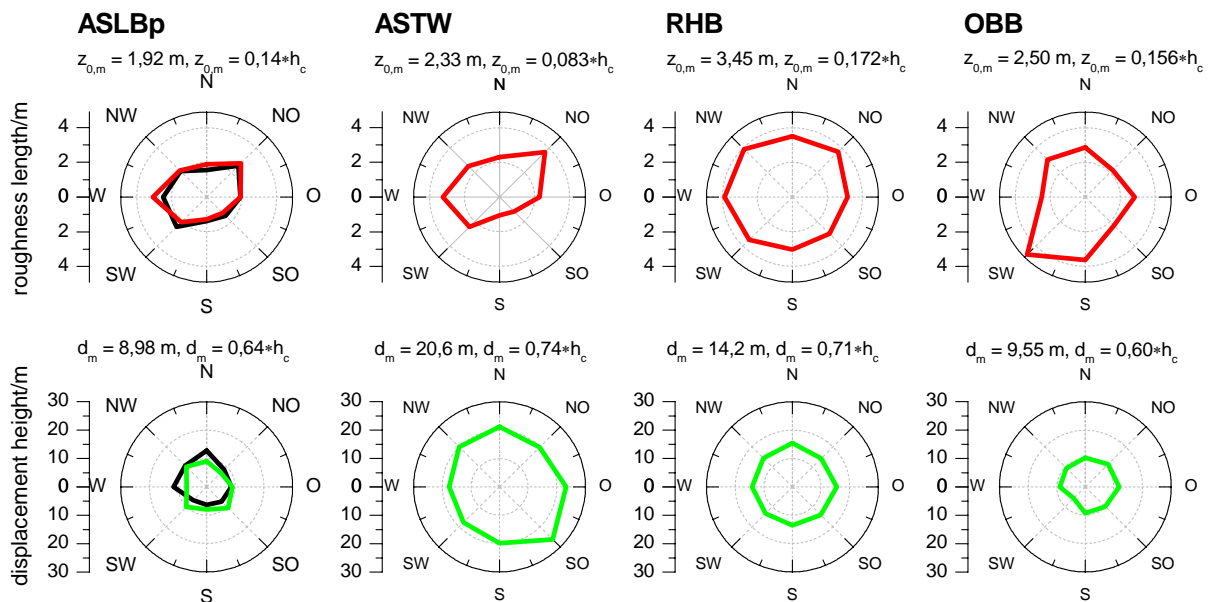


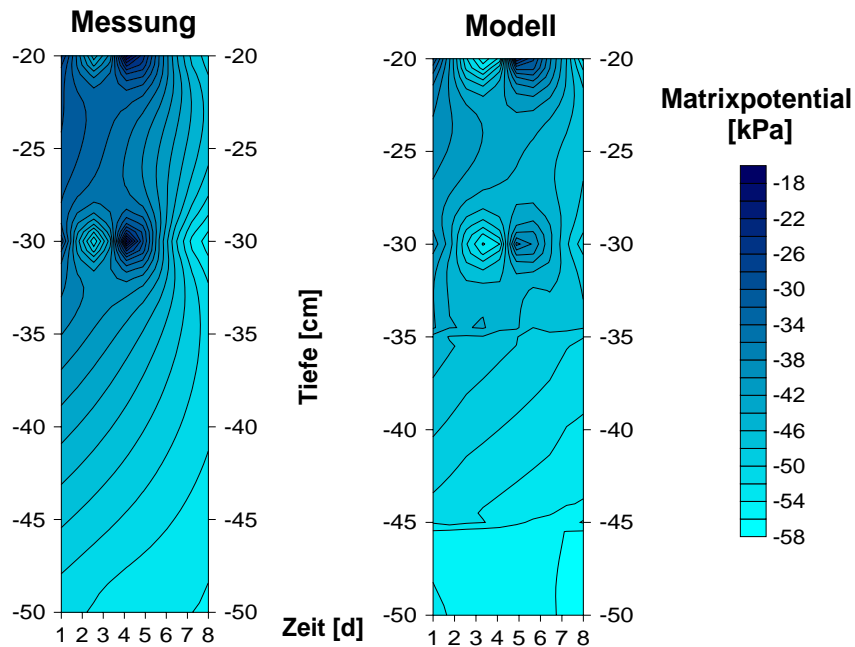
Abb. 4.8: Oberflächenparameter der Ankerstationen, Fichtenstandorte: Tharandt (ASTW), Rotherdbach (RHB), Oberbärenburg (OBB) und Kiefernstandort: Lindenberg (ASLBp), durchgezogene farbige Linien wurden aus EC-Messungen, schwarze aus Profilmessungen bestimmt. Mittelwerte wurden zusätzlich in Abhängigkeit der Bestandeshöhe h_c angegeben.

Der Standort RHB zeichnet sich mit $z_0 = 3,45$ m, d.h. $z_0 = 1.72*h$ insgesamt durch eine relativ hohe Rauigkeit aus. Inwieweit dieser Effekt mit den verwendeten Anemometern zusammenhängt – am

RHB und in OBB werden 3D-Propelleranemometer verwendet, an der ASTW Ultraschallanemometer USA – soll unter anderem durch Messungen mit einem USA auf einem neuen Messturm in OBB in Zusammenarbeit mit der TUBAF untersucht werden. Der neue Messturm wurde im Sommer 2003 aufgebaut.

Der Kiefernbestand in Lindenberg ASLBp ist sowohl von der Verschiebungshöhe als auch von der Rauigkeitshöhe am ehesten mit dem Fichtenbestand in OBB zu vergleichen. Die für die ASLBp aus Profildaten bestimmten Parameter d und z_0 stimmen relativ gut mit den aus den EC-Messungen bestimmten Werten überein.

4.4 Modellierung mit HIRVAC



4.4.1 Bodenwasserhaushalt

Abb. 4.4: Raum-zeitliche Verteilung der Bodenfeuchte an der Ankerstation Tharandter Wald, 1.-8. Oktober 2001.

Abbildung 4.4 zeigt beispielhaft die Vertikalverteilung der gemessenen und mit HIRVAC simulierten Bodenfeuchte (Matrixpotential) in einem Ausschnitt der Messperiode VERTIKO-SOP1. Das Ergebnis verdeutlicht den Vorteil des Mehrschichtansatzes bei der Abbildung der raum-zeitlichen Dynamik des Bodenwassergehaltes und spiegelt für die ausgewählte Periode realistisch die tatsächlichen Bodenfeuchteverhältnisse wider. Die vertikale Differenzierung ermöglicht eine genauere Zuweisung eines Wurzelraumes, dessen Feuchtebedingungen für die Kopplung mit der Transpiration als Output des Gaswechselmodells PSN6 maßgebend sind (Abschnitt 4.2.2).

4.4.2 Koppelung Bodenwasserhaushalt-Transpiration

Abbildung 4.5 zeigt ein Beispiel für die Wechselwirkung von Bodenwassergehalt des Wurzelraumes (im speziellen Fall die Schicht 5-20 cm im Bodenwassermodell) für einen Strahlungstag in der Intensivmesskampagne SOP3.

Die Simulationen wurden für unterschiedliche Anfangswerte des Matrixpotentials für den Fall ohne (D-0) und mit Kopplung zum Gaswechselmodell PSN6 (D-1 bis D-4) durchgeführt. Der Vergleich mit Messwerten der VERTIKO-Ankerstation Lindenberg (Kiefer) für den 30.05.2003 zeigt, dass erst relativ niedrige Ausgangswerte des Matrixpotentials zu einer Annäherung der simulierten an die gemessene Verdunstung führen. Bei Fehlen der Kopplung von Bodenwassergehalt und Transpiration (Fall D-0) ändert sich die simulierte Verdunstung für alle Ausgangsbodenfeuchten nur unwesentlich und liegt deutlich über den Messwerten (Abb. 4.5 zeigt nur eine einzige Simulation ohne Kopplung mit relativ hoher Bodenfeuchte).

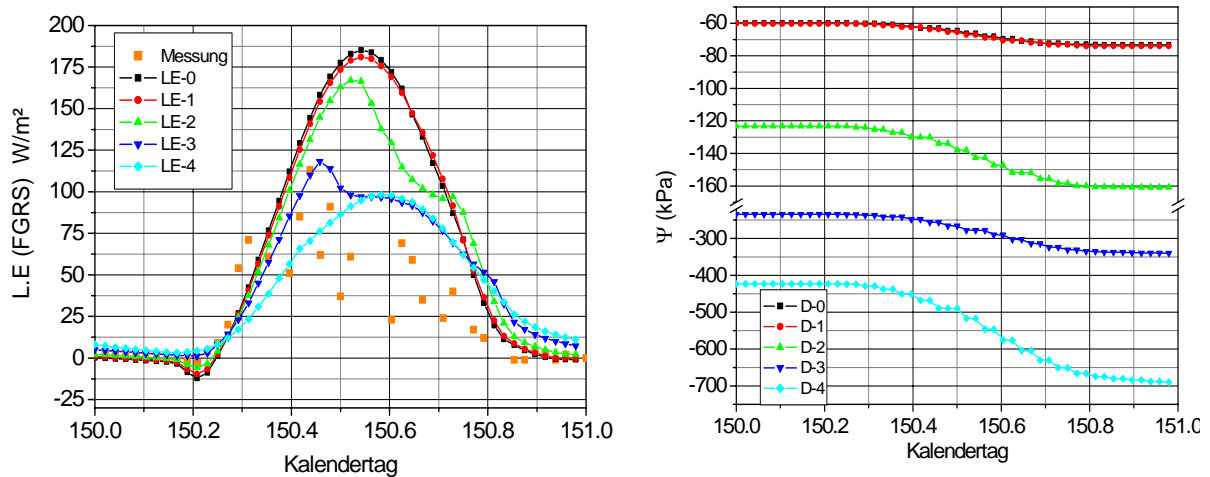


Abb. 4.5: Verknüpfung von Bodenwasserhaushalt und Transpiration im Modell HIRVAC: Tagesgang des latenten Wärmestromes berechnet aus der Fluss-Gradienten-Beziehung (FGRS) für unterschiedliche Bodenfeuchten (Matrixpotential Ψ). Strahlungsantrieb der Ankerstation Lindenberg für den 30.05.2003. Vegetationsparameter für Kiefer (LAI=3, Kronenschlussgrad=0.8, Höhe 14m)

4.4.3 Niederschlagsinterzeption

Die Abbildungen 4.6 und 4.7 zeigen die simulierte und gemessene Niederschlagsinterzeption an der Ankerstation Tharandter Wald in der VERTIKO-Intensivmessperiode SOP1.

VERTIKO-TUD1

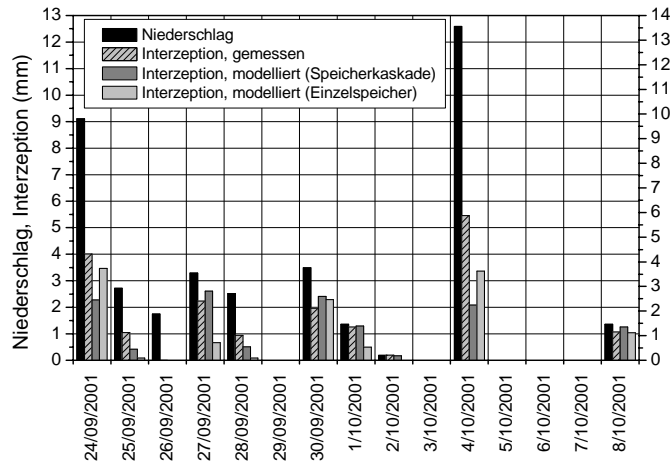


Abb. 4.6: Modellerte und gemessene Interzeption an der Ankerstation Tharandter Wald (Altfichtenbestand), Zeitraum 24.09.-8.10.2001

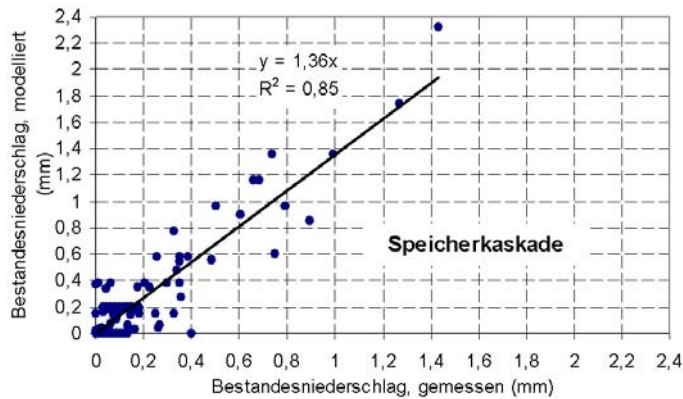
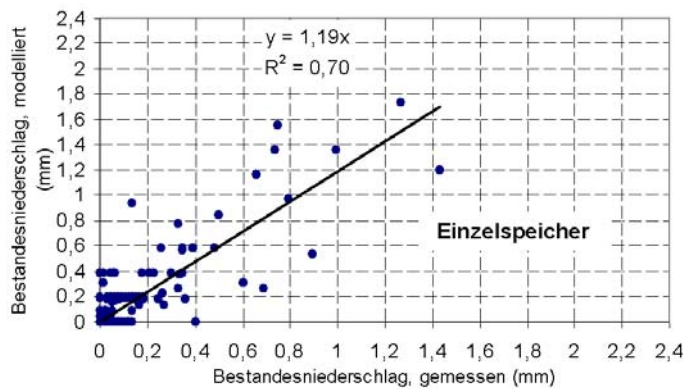


Abb. 4.7: Vergleich von simuliertem mit gemessenem Bestandesniederschlag an der Ankerstation Tharandter Wald, 30-Minuten-Werte im Zeitraum 24.09.-8.10.2001.
Oben: Mehrschichtansatz
Unten: Einzelschichtansatz



Im Vergleich mit den Messwerten zeigt sich, dass beide Modellvarianten die Interzeption bei stärkeren Niederschlagsereignissen unterschätzen, wobei das Einzelspeichermodell näher an den Messwerten liegt (Abb. 4.6). Dieses Ergebnis war aufgrund der Lage der Bestandesniederschlagsmessung und der Modellparametrisierung zu erwarten. Bei dem Einzelspeicheransatz wird der Speicher zu schnell gefüllt, bei dem Kaskadenmodell gelangt zu viel Wasser als durchfallender Niederschlag zum Boden.

Diese systematische Unterschätzung der Interzeption (entspricht einer Überschätzung des Bestandesniederschlags) zeigt sich auch in kürzerer zeitlicher Auflösung (Abb. 4.7). Insgesamt liegt der Einzelspeicheransatz näher an den Messwerten als die Speicher-kaskade, was möglicherweise an

der unzulänglichen Abbildung der tatsächlichen Vertikalverteilung der Bestandesparameter im Modell HIRVAC liegen könnte.

4.4.4 Strahlungsvariabilität in Vegetationsräumen durch Lichtflecken

Die Abbildung 4.8 zeigt die einfallende kurzwellige Strahlung an der Erdoberfläche (K_0) für drei Realisierungen von RF_c im Vergleich zum Beerschen Extinktionsansatz und Messungen für einen Strahlungstag im Herbst (12. September 2002). Diese Größe wurde zur Anpassung des Strahlungsinputs verschiedener Modellsimulationen an Messwerte verwendet. Für den betrachteten Tag lagen die Tagesmittel von K_0 zwischen 12.6 und 12.7 W/m^2 . Der unterschiedliche Strahlungsinput führt zu unterschiedlichen Tagesgängen des fühlbaren und latenten Wärmestroms über dem Bestand (Abbildungen 4.9, 4.10a und 4.10b).

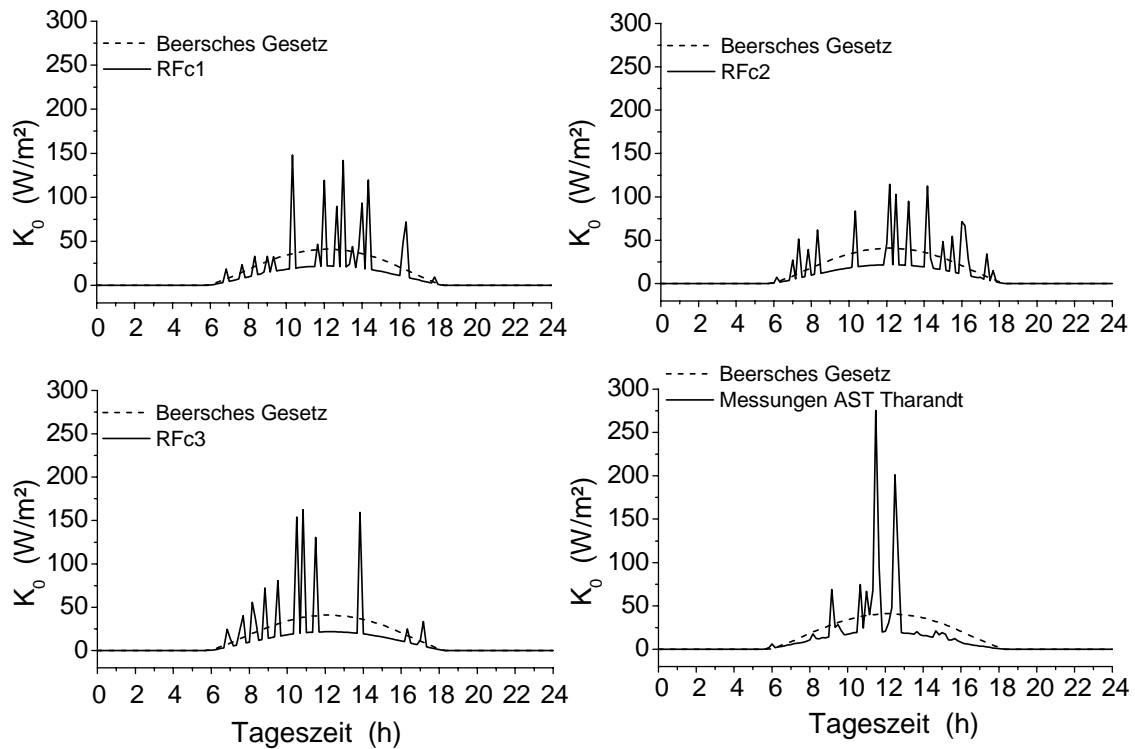


Abb. 4.8: Kurzwellige Strahlung an der Erdoberfläche für drei Realisierungen der Zufallsfunktion RF_c sowie den Beerschen Extinktionsansatz im Vergleich zu den Messungen an der Ankerstation Tharandt für einen strahlungsreichen Herbsttag (12. September 2002).

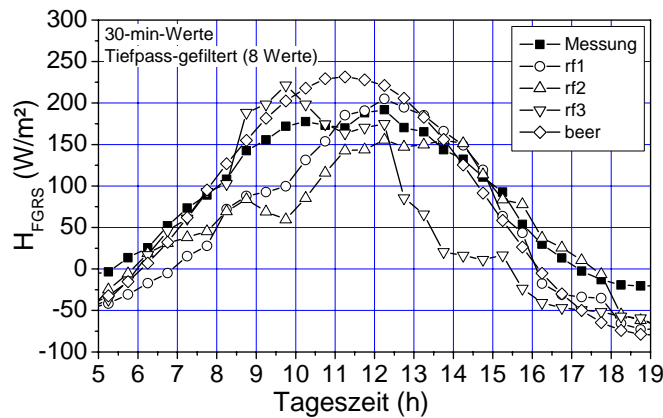


Abb. 4.9: Tagesgang des fühlbaren Wärmestroms über einem Fichtenbestand für drei Varianten der Lichtfleckenberechnung sowie dem Beerschen Extinktionsansatz, verglichen mit Messwerten der Ankerstation Tharandt für einen strahlungsreichen Herbsttag (12. September 2002). Der simulierte fühlbare Wärmestrom wurde mit der Fluss-Gradienten-Beziehung berechnet.

Die Ergebnisse zeigen, dass die mit dem Beerschen Ansatz und der Fluss-Gradienten-Beziehung (FGRS) berechneten Flüsse meistens größer sind als die mit den Lichtfleckenansätzen berechneten Flüsse als auch die Messwerte. Im Vergleich zu den Messwerten ist der fühlbare Wärmestrom H in den Mittagstunden bei Verwendung des Beerschen Ansatzes um etwa 50 W/m^2 überschätzt (Abbildung 4.9). Die unterschiedlichen Varianten des Lichtfleckenansatzes unterschätzen den fühlbaren Wärmestrom um 50 bis 80 W/m^2 (RF1 und RF2 in den Morgenstunden und RF3 nachmittags).

Die mit FGRS berechneten simulierten latenten Wärmeflüsse ($L.E_{FGRS}$) und der Output des Gaswechselmodells ($L.E_{PSN6}$) wurden sowohl mit dem direkt gemessenen $L.E$ als auch mit dem Energiebilanzresiduum verglichen (Abbildung 4.10). Der mit dem Beerschen Ansatz berechnete latente Wärmefluss ist bis zu $80\text{-}100 \text{ W/m}^2$ höher für $L.E_{FGRS}$ und bis zu $120\text{-}140 \text{ W/m}^2$ höher für $L.E_{PSN6}$ als die direkten Messungen und die Ergebnisse der Lichtfleckenparametrisierungen. In den Mittagstunden liegen die $L.E_{PSN6}$ – Werte des Beerschen Ansatzes im gleichen Wertebereich wie das Residuum der Energiebilanz.

Eine mögliche Ursache dafür liegt in der Anpassung des mit dem Beerschen Ansatz simulierten latenten Wärmestroms an die Energiebilanzschließung und der stärkeren Abhängigkeit des gemessenen $L.E$ von der Schließungslücke. Die mit dem Lichtfleckenansatz simulierten $L.E$ liegen im gleichen Wertebereich wie der gemessene latente Wärmefluss.

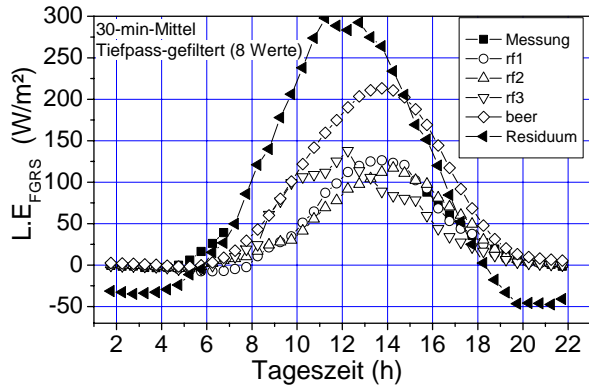


Abbildung 4.10a: Tagesgang des latenten Wärmestroms über einem Fichtenbestand für drei Lichtfleckenrealisierungen sowie dem Beerschen Ansatz, verglichen mit Messwerten (direkt, Residuum) der Ankerstation Tharandt für einen strahlungsreichen Herbsttag (12. September 2002). Der simulierte latente Wärmestrom wurde mit der Fluss-Gradienten-Beziehung berechnet.

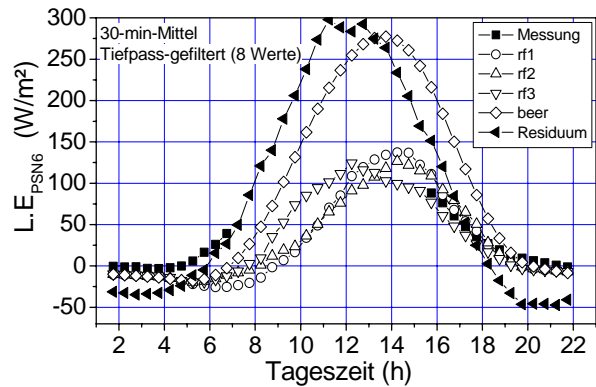


Abbildung 4.10b: wie Abbildung 5a, aber Berechnung des latenten Wärmestroms aus dem Output des Gaswechselmodells PSN6.

Der simulierte Tagesgang der Nettostrahlungsdivergenz, des fühlbaren und latenten Wärmestroms innerhalb des Fichtenbestandes wurde für die unterschiedlichen Berechnungsansätze des Strahlungstransfers und der Flüsse in Nomogrammen dargestellt (Abbildungen 4.11a bis 4.11f). Das tiefe Eindringen der Lichtflecken in den Bestand führt zu einer intensiveren Erwärmung der Biomasse in den mittleren und unteren Bereichen des Fichtenbestandes (Abbildung 4.11a1), was zu hohen Kurzzeitschwankungen des fühlbaren (Abbildungen 4.11b1, 4.11c1) und latenten Wärmestroms (Abbildungen 4.11d1 und 4.11f1) führt. Im Fall des gleichmäßigen Strahlungseinfalls bei Verwendung des Beerschen Ansatzes wird die meiste Energie im Bereich des Maximums im oberen Drittel des Bestandes ausgetauscht (Abbildung 4.11a2). Diese Biomasseverteilung ist typisch für einen Fichtenaltbestand wie an der Ankerstation Tharandt (vgl. Abbildung 3.2, links). Dies führt zu einer Konzentration des Maximums von H und $L.E$ im oberen Bestandesraum und einem geglätteten Verlauf über den Tag

VERTIKO-TUD1

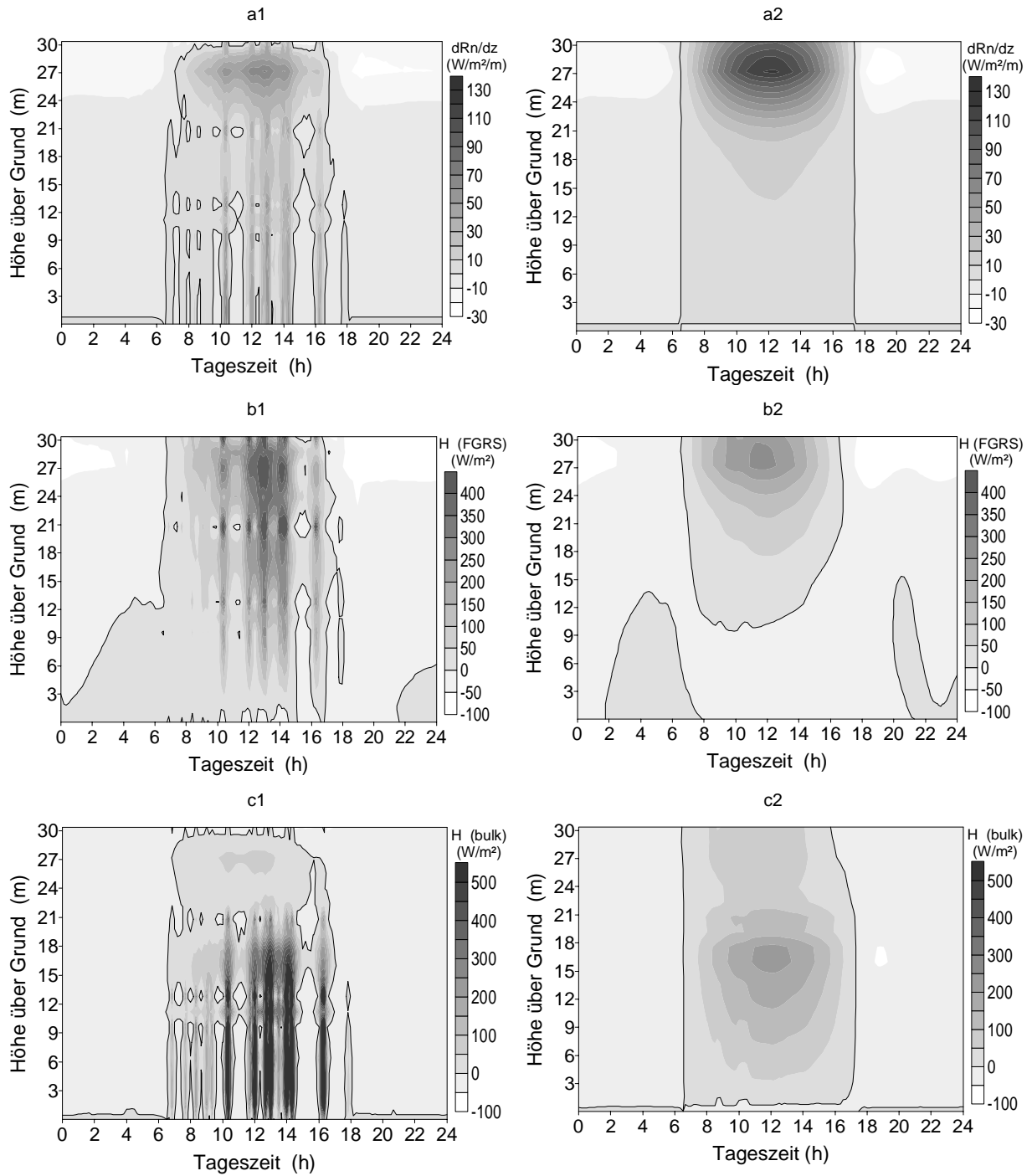


Abbildung 4.11a-c: Tagesgang der Nettostrahlungsflussdivergenz (a) und des fühlbaren Wärmestroms aus der Fluss-Gradienten-Beziehung (b) bzw. dem Bulk-Ansatz (c) für 1 – Lichtfleckenparametrisierung und 2 – Beerschen Extinktionsansatz. (Isolinie=Nulllinie)

(Abbildungen 4.11b2, c2, d2 und f2). Der Einfluss der Lichtflecken zeigt sich beim fühlbaren Wärmestrom deutlicher als beim latenten Wärmestrom. Offenbar führt die durch eine erhöhte Nettostrahlungsdivergenz verursachte Vegetationserwärmung zu stärkeren Temperaturgradienten im

mittleren und unteren Vegetationsbereich (Abbildung 4.11a1) und damit zu höheren Werten für H (Abbildungen 4.11b1 und 4.11c1).

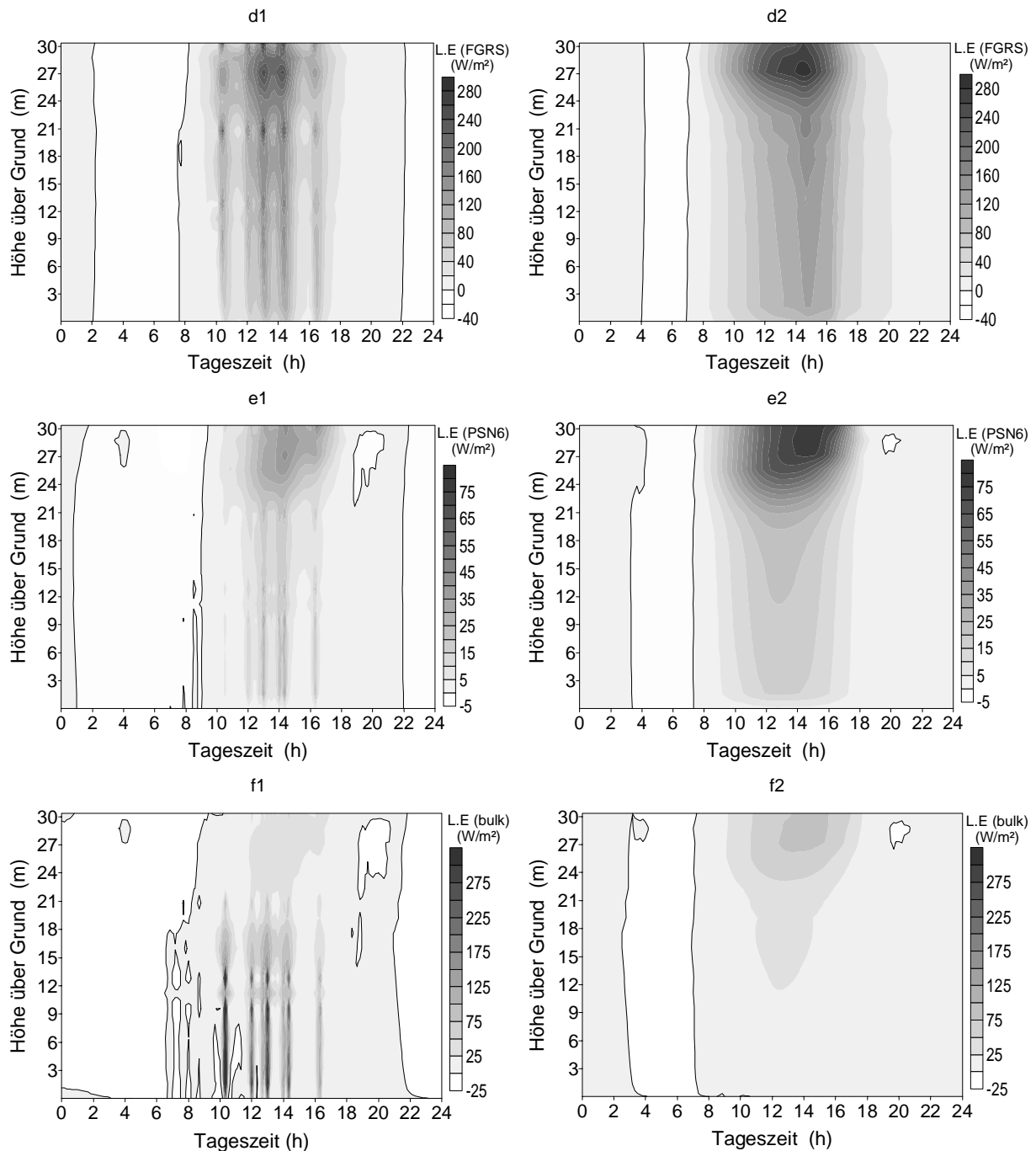


Abbildung 4.11d-f: Tagesgang des latenten Wärmestroms aus der Fluss-Gradienten-Beziehung (d), dem Output des Gaswechsellmodells PSN6 (e) bzw. dem Bulk-Ansatz (f) für 1 – Lichtfleckenparametrisierung und 2 – Beerschen Extinktionsansatz. (Isolinie=Nulllinie)

Dieser Effekt ist weniger stark für $L.E$ ausgeprägt, da das Feuchteregime wahrscheinlich weniger mit der Strahlungsbilanz gekoppelt ist wie das Temperaturregime. Die größten Abweichungen zwischen den unterschiedlichen Strahlungstransferschemata traten für H und $L.E$ bei Verwendung des Bulk-Ansatzes (Abbildungen 4.11c und 4.11f), die kleinsten Abweichungen für $L.E$ bei Verwendung des PSN6-Outputs auf (Abbildungen 4.11e1 und 4.11e2).

Die Ergebnisse des Bulk-Ansatzes widerspiegeln die Temperatur- und Feuchtedifferenzen direkt auf der Vegetationsoberfläche, d.h. ohne Ausgleich durch den vertikalen turbulenten Austausch (wie z.B. in den Abbildungen 4.11a1 und 4.11d1 bei Verwendung von FGRS). So zeigt sich hier der Effekt des unterschiedlichen Strahlungsinputs besonders deutlich. Der Output des Gaswechselmodells PSN6 entspricht der Transpiration eines Einzelblatts ohne turbulente Kopplung zur Bestandesluft, so dass niedrigere Werte für $L.E$ zu erwarten waren.

4.4.5 Turbulente Flüsse fühlbarer (H) und latenter Wärme (L.E) und von CO_2 - / Modellperformance

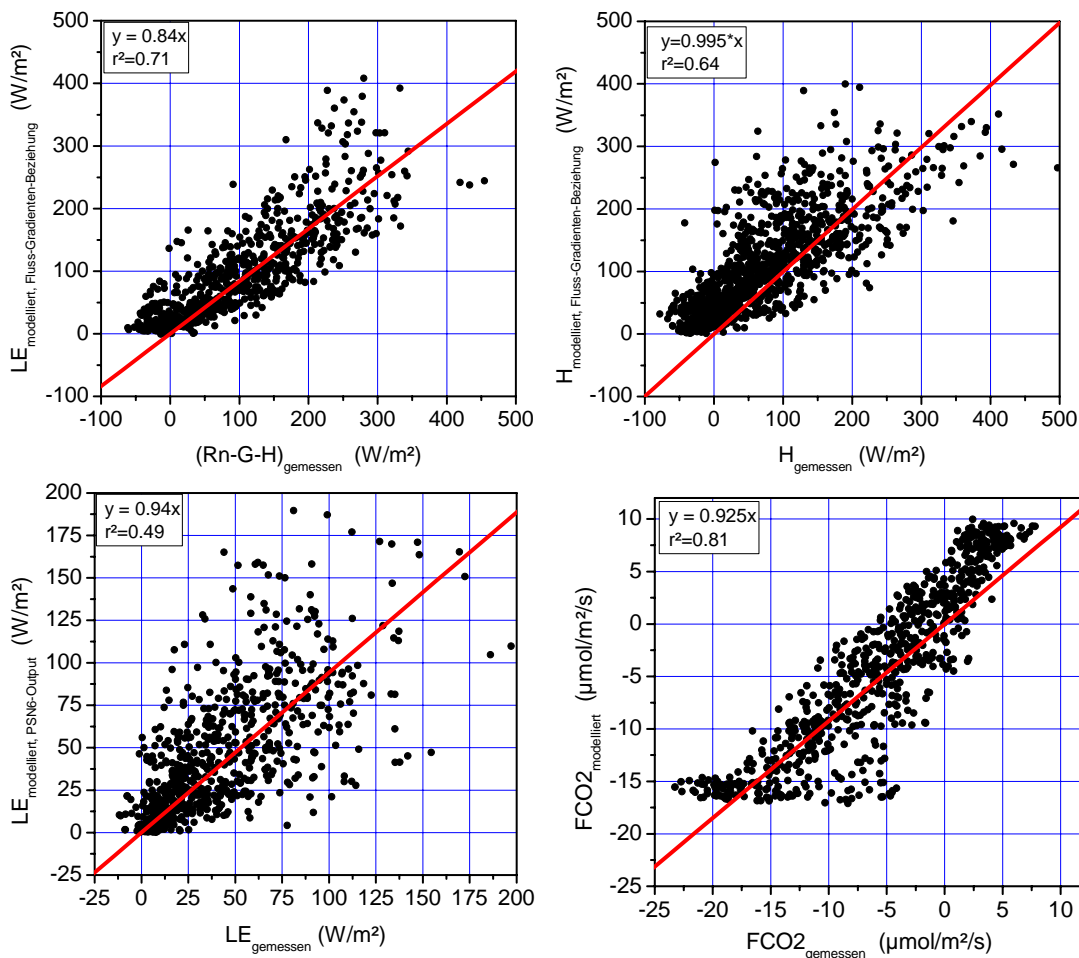


Abb. 4.12: Vergleich gemessener und simulierter Flüsse fühlbarer Wärme (H), latenter Wärme (L.E) und Kohlendioxid (FCO_2) an der Ankerstation Tharandt während der VERTIKO-SOP2 Periode (3.6. – 10.7.2002). Das Fehlen von simulierten negativen Werten für H ist durch das Filtern der Daten abhängig von der Schubspannungsgeschwindigkeit verursacht (Eliminierung aller Daten mit $u^* < 0.3$ m/s (hauptsächlich nachts)).

Die turbulenten Flüsse latenter Wärme (L.E), sensibler Wärme (H) und von Kohlendioxid (FCO_2) wurden für die VERTIKO Intensivmessperioden SOP1-SOP3 und die Ankerstationen simuliert und mit Messwerten verglichen. In Abbildung 4.12 werden Messung und Modellwerte für die Ankerstation

Tharandter Wald in der Periode SOP2 verglichen. Die Ergebnisse zeigen eine gute Übereinstimmung zwischen simulierten H und L.E (berechnet nach Profilansatz) und den Messungen (L.E aus dem Energiebilanzresiduum), sowie für FCO₂. Der direkt gemessene und mit dem Gaswechselmodell PSN6 simulierte latente Wärmestrom stimmen befriedigend überein, wobei die simulierten Werte stärker streuen als beim Profilansatz aufgrund der kumulativen Varianz der einzelnen atmosphärischen Steuerparameter der Transpiration.

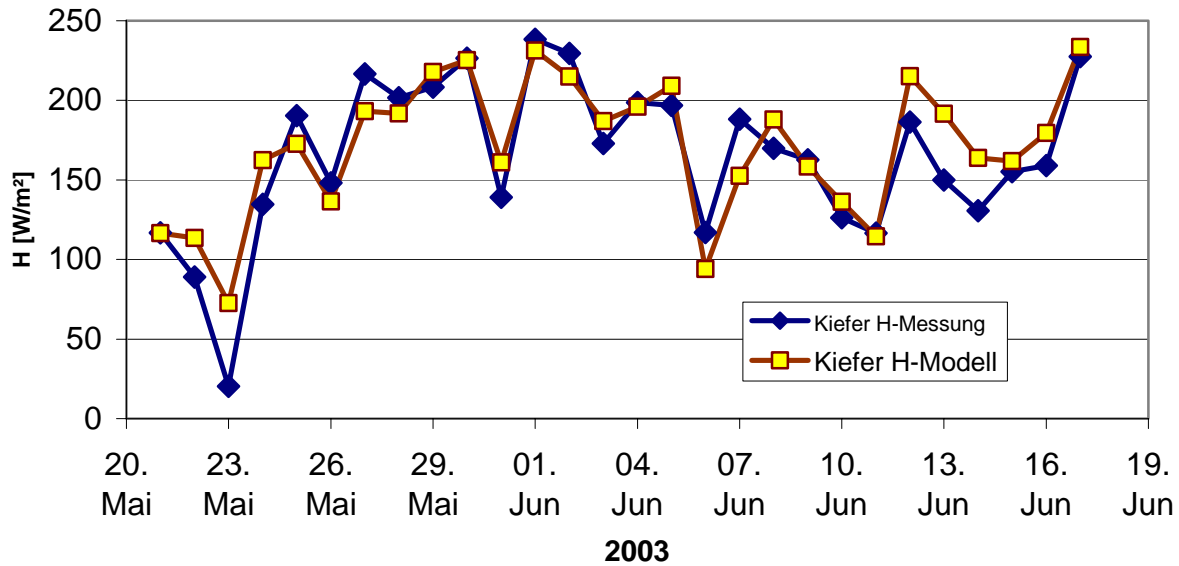


Abb. 4.13: Fühlbarer Wärmestrom für die Landnutzung *Kiefer* im Lindenberggebiet (Composit) in der VERTIKO-SOP3 Periode vom 21.5.-17.6.2003.

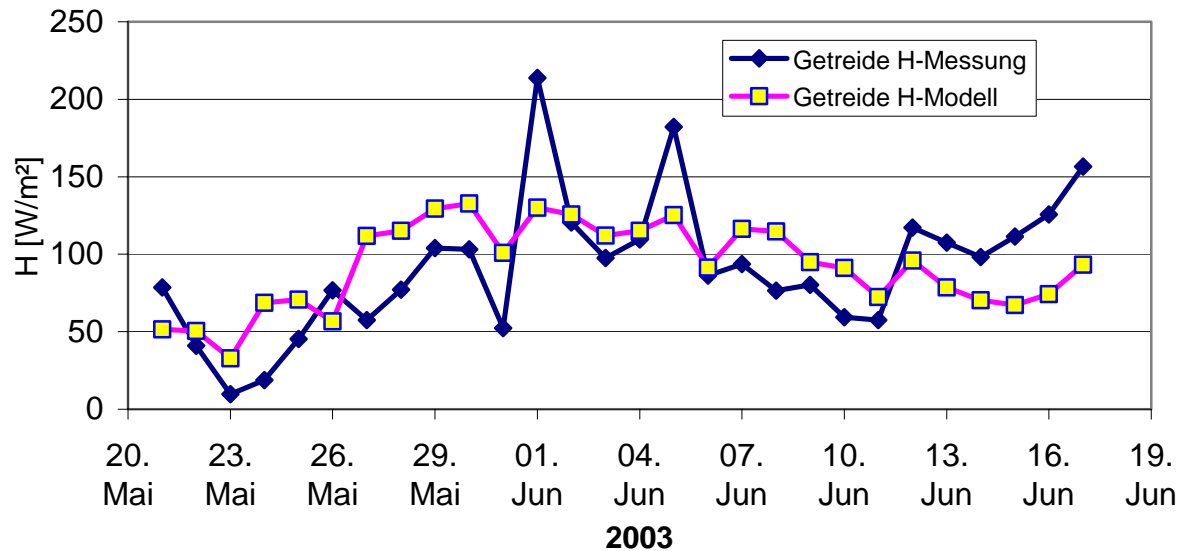


Abb. 4.14: Fühlbarer Wärmestrom für die Landnutzung *Getreide* im Lindenberggebiet (Composit) in der VERTIKO-SOP3 Periode vom 21.5.-17.6.2003.

Die CO₂-Flüsse stimmen insgesamt recht gut überein, allerdings werden die Tagesextrema der gemessenen Assimilation (sehr negative Werte) in der Simulation nicht erreicht. Dies ist

wahrscheinlich auf die ungenaue Quantifizierung der Atmung im Modell zurückzuführen, die allerdings auch in den Messungen schwierig bestimmbar ist.

Die Abbildungen 4.13-4.15 zeigen Simulationen des fühlbaren Wärmestromes, die Abbildungen 4.16-4.18 für die Tagesverdunstung für unterschiedliche Landnutzungen am Standort Lindenberg in der Intensivmessperiode SOP3. Die Ergebnisse verdeutlichen die Fähigkeit des Modells HIRVAC, landnutzungsabhängige Unterschiede in guter Übereinstimmung mit Messwerten abzubilden. Der Vergleich der Kurven in Abbildung 4.15 zeigt, dass die landnutzungsbedingte Variabilität der turbulenten Wärmeflüsse die witterungsbedingte Variabilität teilweise übertrifft.

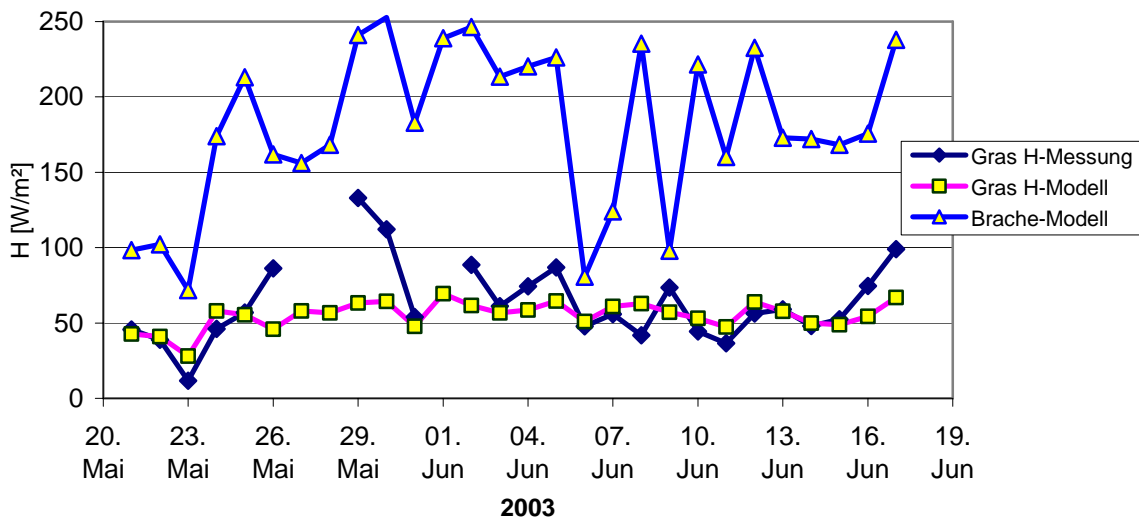


Abb. 4.15: Fühlbarer Wärmestrom für die Landnutzungen *Gras* und *Brache* im Gebiet Lindenberg (Composit) in der VERTIKO-SOP3 Periode vom 21.5.-17.6.2003.

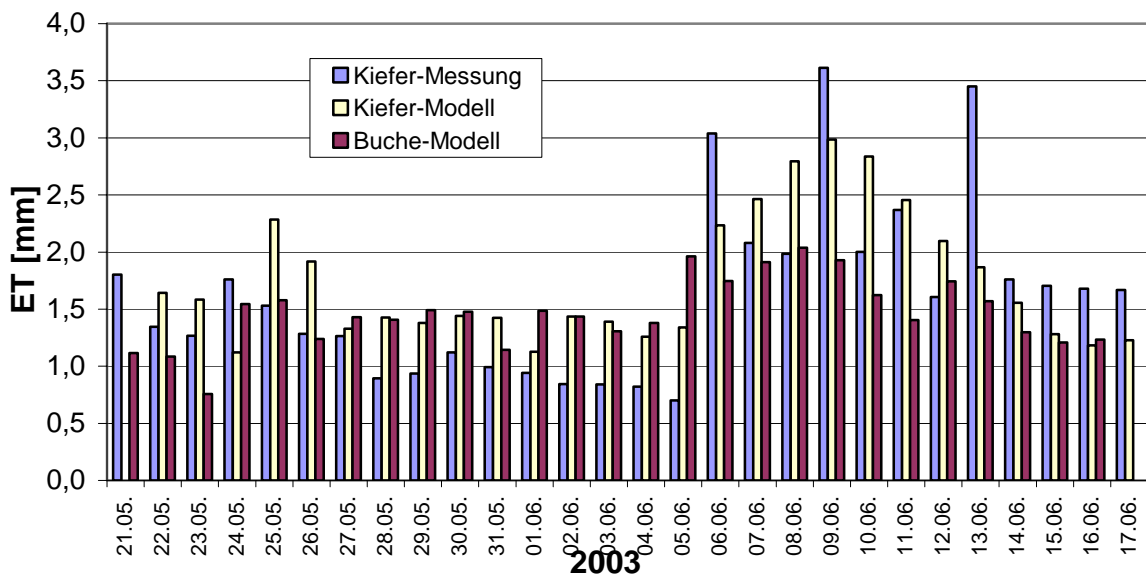


Abb. 4.16: Tagesverdunstung für die Landnutzungen *Kiefer* und *Buche* im Gebiet Lindenberg (Composit) in der VERTIKO-SOP3 Periode vom 21.5.-17.6.2003.

VERTIKO-TUD1

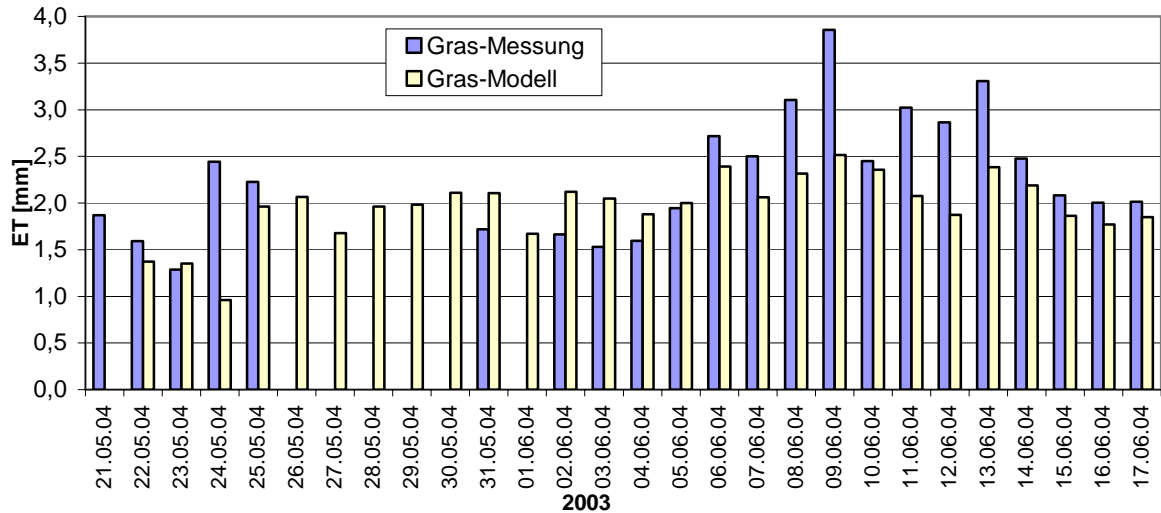


Abb. 4.17: Tagesverdunstung für die Landnutzung *Gras* im Gebiet Lindenbergl (Composit) in der VERTIKO-SOP3 Periode vom 21.5.-17.6.2003.

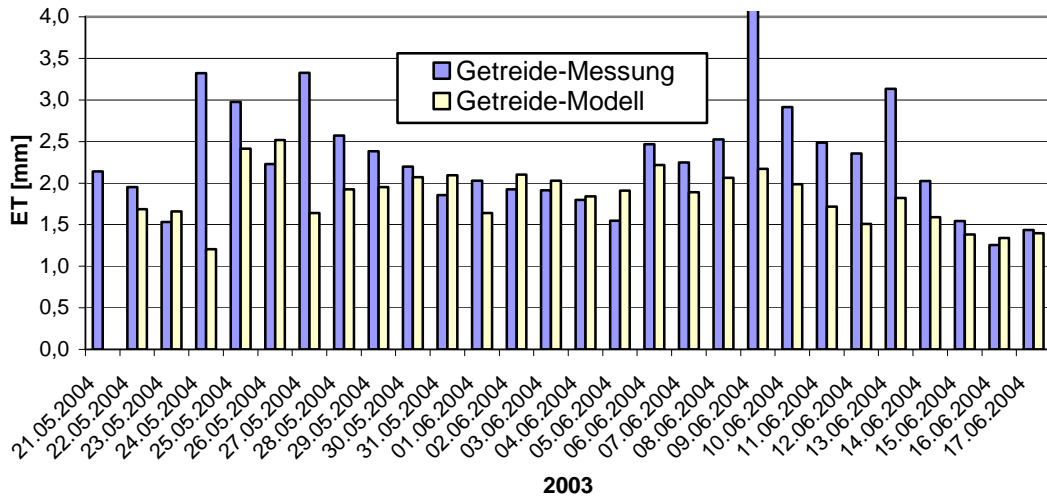


Abb. 4.18: Tagesverdunstung für die Landnutzung *Getreide* im Gebiet Lindenbergl (Composit) in der VERTIKO-SOP3 Periode vom 21.5.-17.6.2003.

Die Ergebnisse in Abbildung 4.11 zeigen auch, dass zwei Methoden zur Berechnung des latenten Wärmestroms in HIRVAC unterschieden werden können – der „SVAT-Modus“ und der „Grenzschicht-Modus“. Der erste Modus basiert auf dem Hochskalieren der Einzelblatt-Transpiration, die mit dem Gaswechselmodell PSN6 berechnet wird, auf den Gesamtbestand. Dieser Output ist vergleichbar mit den Ergebnissen von SVAT-BIGLEAF-Ansätzen und ist deshalb geeignet zur Integration in SVAT-Vergleiche. Der zweite Modus verwendet die bekannte Fluss-Gradienten-Beziehung zur Berechnung des latenten Wärmestroms in Richtung des Feuchtegradienten. Dieser Output ist vergleichbar mit den Resultaten anderer Atmosphärenmodelle mit ähnlicher physikalischen Beschreibung der atmosphärischen Grenzschicht.

4.4.6 Landnutzungsbedingte Variabilität der turbulenten Energieflüsse im VERTIKO-Gebiet, Vergleich mit Flächenmitteln des Lokalmodells des DWD

In diesem Abschnitt werden turbulente Energieflüsse von HIRVAC und vom Lokalmodell mit Messwerten aus Messkampagnen im VERTIKO-Gebiet verglichen.

In der Abbildung 4.19 wurden die Verdunstungen des VERTIKO-Gebiets aus dem Lokalmodell, aus HIRVAC und Messwerten in der Intensivmessperiode SOP3, vom 21. Mai 2003 bis zum 17. Juni 2003, verglichen. Die erhaltenen Werte aus den Modellrechnungen wurden für das VERTIKO-Gebiet gemittelt. Vom Lokalmodell waren für das gesamte Gebiet die turbulenten Wärmeströme vorhanden. Über das arithmetische Mittel wurde anschließend die durchschnittliche Verdunstung bestimmt.

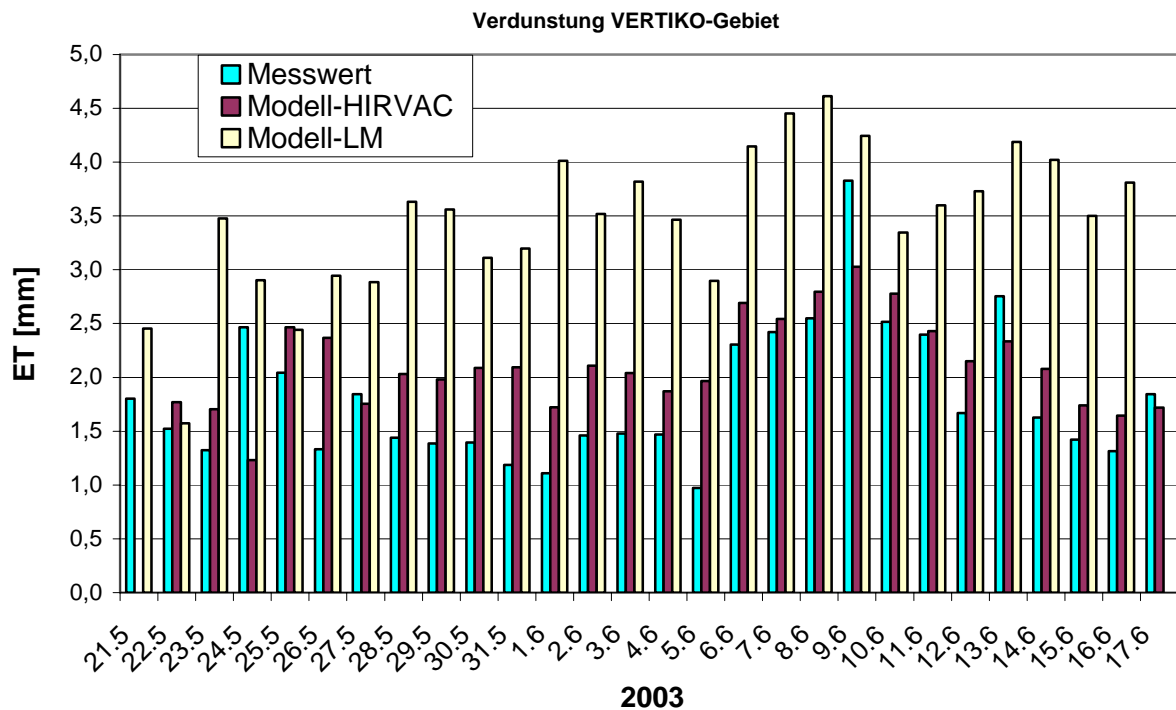


Abb. 4.19: Flächengewichtetes Mittel der Tagesverdunstung über unterschiedlicher Landnutzung im VERTIKO-Gebiet in der Intensivmessperiode SOP3. Vergleich von HIRVAC- und LM-Simulationen mit flächengewichteten Messwerten im Lindenberggebiet.

Die Verdunstung aus dem Modell HIRVAC wurde über ein anderes Verfahren ermittelt. Hier wurden für jeden Vegetationstyp durchschnittliche Pflanzenparameter benutzt. Die Vegetationsverteilung im VERTIKO-Gebiet wurde dahingehend verändert, dass mit dem Modell HIRVAC ein breites Gebiet abgedeckt werden kann. So wurden Modellläufe für Kiefer, Fichte, Buche, für Gras, Getreide, Raps sowie Wasser und Brache durchgeführt. Diese wurden anschließend mit dem Flächenanteil gewichtet und zusammenaddiert. Somit stehen Werte zur Verfügung, welche nicht explizit auf ein bestimmtes Gebiet oder Vegetation ausgerichtet sind. Darüber hinaus wurde für das gesamte Gebiet der selbe

Strahlungsinput verwendet. Verglichen werden die modellierten Verdunstungen mit flächengewichteten Messwerten im Lindenberggebiet.

Der Vergleich der Ergebnisse zeigt eine gute Übereinstimmung zwischen Messwerten und dem Modell HIRVAC. Das Austrocknen des Bodens und die damit verbundene geringere Verdunstung sowie das durch Regen stattfindende erneute Auffeuchten mit erhöhter Verdunstung können modelliert werden. Die Messwerte unterliegen dabei einer größeren Schwankungsbreite, werden aber von den Werten aus dem Modell HIRVAC wiedergegeben. Der Vergleich mit Werten aus dem Lokalmmodell fällt dagegen nicht so eindeutig aus. Diese Werte übersteigen fast durchweg jene von HIRVAC und den Messungen. Der Verlauf der Kurve über diesen Zeitraum weicht ebenfalls leicht von den Vergleichswerten ab. Die Austrocknungsphase und das erneute Auffeuchten des Bodens werden nicht so gut wiedergegeben.

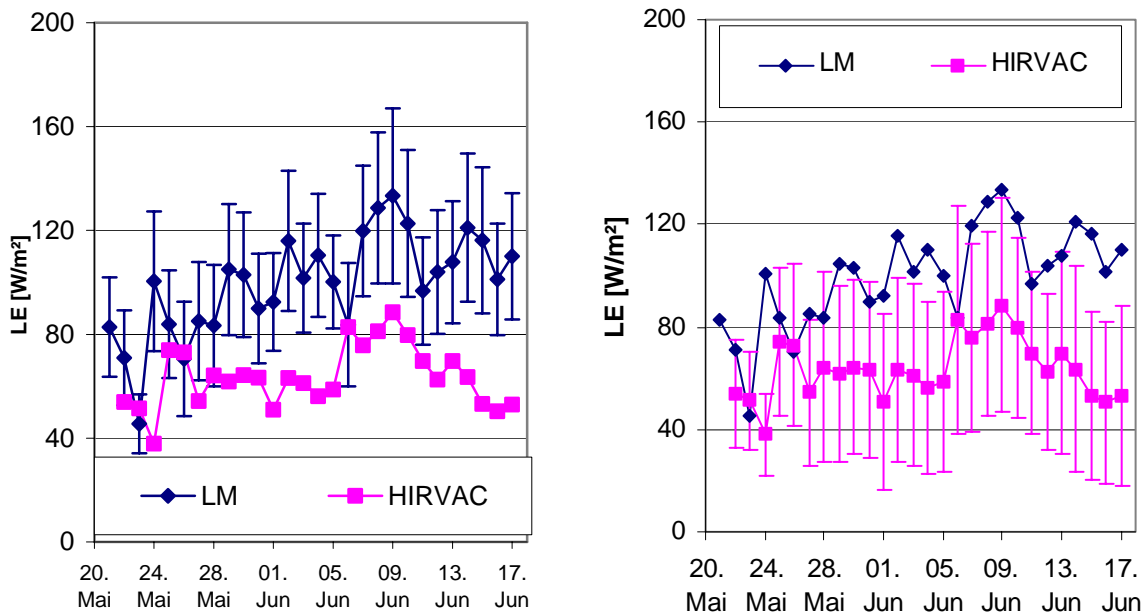


Abb. 4.20a und 4.20b: Flächengewichtetes Mittel der Tagesverdunstung über unterschiedlicher Landnutzung im VERTIKO-Gebiet in der Intensivmessperiode SOP3 (2003). Vergleich von HIRVAC- und LM-Simulationen mit flächengewichteten Messwerten im Lindenberggebiet. Zusätzliche Darstellung der Standardabweichung.

Diese Abweichungen können mehrere Gründe haben. Zum einen erfolgte die Hochskalierung anhand von unterschiedlichen Daten. Für das Lokalmmodell standen alle 7 km ein Wert zur Verfügung, wogegen mit HIRVAC in erster Linie die Variabilität der Vegetation im Vordergrund standen und anhand der Landschaftsverteilung gewichtet wurden. Darüber hinaus sind auf der Fläche von $7 \times 7 \text{ km}^2$ (50 km^2) oft verschiedene Landnutzungen anzutreffen (Wälder, Wiesen, Siedlungen, Wasser...). Die Parametrisierung für derartige Mischflächen ist noch nicht geklärt, wodurch die berechneten

turbulenten Wärmeströme einen großen Fehler beinhalten können. Weitere Gründe können ungenaue Anfangs- und Randbedingungen sein, aber auch variable Berechnungsvorschriften für die Flüsse im Modell.

Um die Variabilität der Modellwerte von Lokalmmodell und HIRVAC wiederzugeben, wurden in den Abbildungen 4.20a und 4.20b die latenten Wärmeströme mit deren Standardabweichungen dargestellt. Der Schwankungsbereich ist beim Modell HIRVAC deutlich stärker ausgefallen. Die unterschiedlichen Vegetations- bzw. Oberflächentypen können demnach zu sehr unterschiedlichen Ergebnissen führen. Man erkennt aber ebenfalls, dass es in den Bereichen der Standardabweichung zu weiträumigen Überschneidungen kommt.

In der nun folgenden Abbildung 4.21 werden die fühlbaren Wärmeströme vom Modell HIRVAC und die flächengewichteten Messwerte aus dem Lindenbergegebiet für den Zeitraum der Intensivmessperiode SOP3 dargestellt. Die Absolutwerte sowie der Verlauf der beiden Kurven stimmen sehr gut überein. Die systematische Abweichung von ca. 20 W/m² ist nicht unrealistisch. Mögliche Ursachen sind Messungenauigkeiten und Schließungslücke.

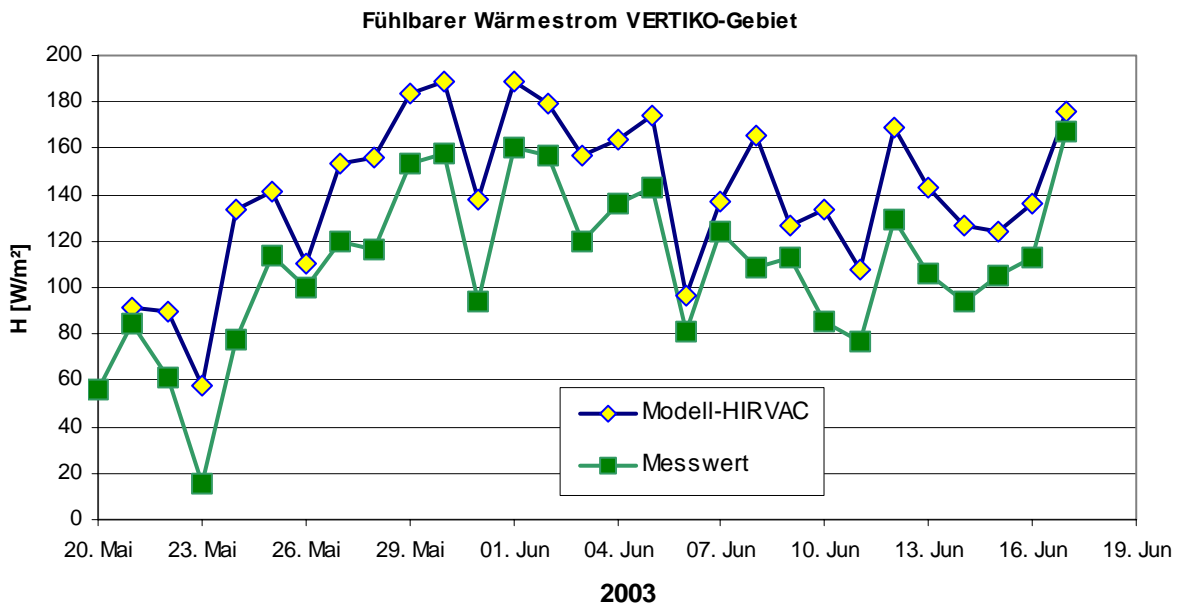


Abb. 4.21: Flächengewichtetes Mittel des mittleren täglichen fühlbaren Wärmestromes (5-19 Uhr) über unterschiedlicher Landnutzung im VERTIKO-Gebiet in der Intensivmessperiode SOP3. Vergleich von HIRVAC-Simulationen mit flächengewichteten Messwerten im Lindenbergegebiet.

In den folgenden Abbildungen (Abb. 4.22 und 4.23) werden Scatterplots von modellierten (HIRVAC) und gemessenen Wärmeströmen dargestellt. Die Messwerte sind flächengewichtet aus dem Lindenbergegebiet zur Intensivmessperiode SOP3. Die erste Abbildung zeigt die Gegenüberstellung der Verdunstung. Obgleich der großen Schwankungsbreite ist doch eine deutliche Tendenz zwischen Mess- und Modellwerten zu erkennen.

Die Abbildung 4.23 stellt für den selben Zeitraum die fühlbaren Wärmeströme dar. Hierbei ist die lineare Abhängigkeit zwischen Mess- und Modellwerten viel deutlicher zu erkennen, auch ist der Schwankungsbereich geringer. Die systematische Überschätzung der Messwerte kann man hier ebenfalls beobachten.

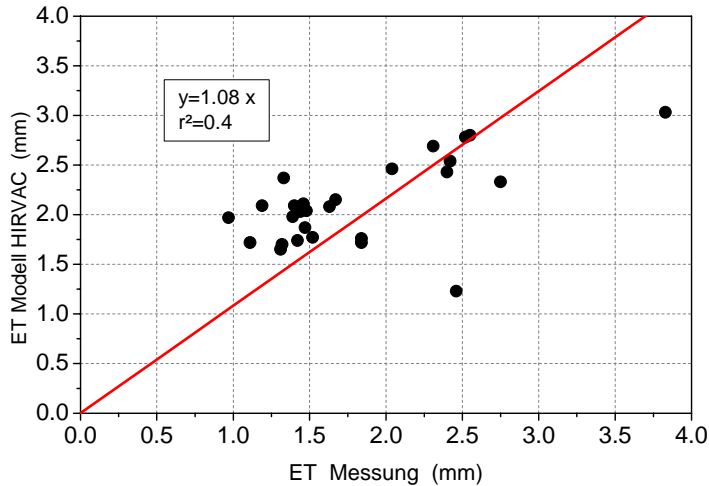


Abb. 4.22: Scatterplot der gemessenen und simulierten Tagesverdunstung (HIRVAC) über unterschiedlicher Landnutzung im VERTIKO-Gebiet in der Intensivmessperiode SOP3. Vergleich mit flächengemittelten Messwerten im Lindenbergegebiet.

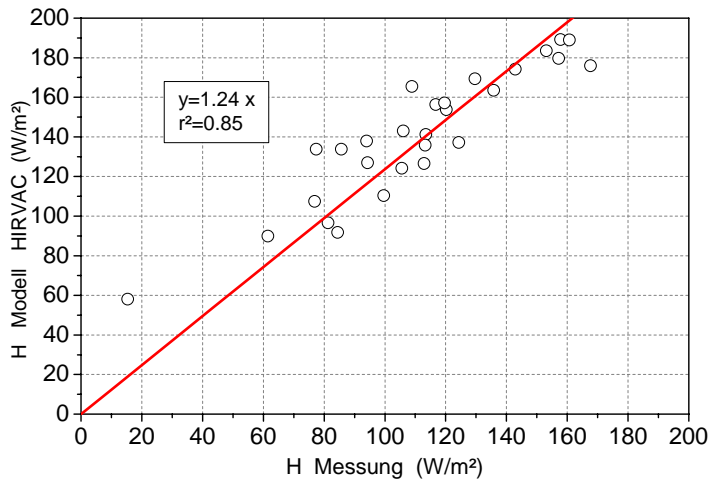


Abb. 4.23: Scatterplot der gemessenen und simulierten flächengewichteten mittleren täglichen fühlbaren Wärmeströme (HIRVAC, 5-19 Uhr) über unterschiedlicher Landnutzung im VERTIKO-Gebiet in der Intensivmessperiode SOP3. Vergleich mit flächengemittelten Messwerten im Lindenbergegebiet.

In der letzten Abbildung (Abb. 4.24) wurden die fühlbaren Wärmeströme vom Lokalmodell und HIRVAC verglichen. Dabei wurde das flächengewichtete Mittel des mittleren täglichen fühlbaren Wärmestromes über unterschiedlicher Landnutzung im VERTIKO-Gebiet in der Intensivmessperiode SOP3 genutzt. Die Absolutwerte zwischen LM und HIRVAC weichen zum Teil deutlich voneinander ab. So erreichen an einigen Tagen die Ergebnisse von HIRVAC doppelt so hohe Werte. Der Verlauf der Kurven über diesen Zeitraum wird aber nachvollzogen.

Diese zum Teil deutlichen Abweichungen können mehrere Gründe haben. Für das Lokalmodell standen alle 7 km ein Wert zur Verfügung, wogegen mit HIRVAC in erster Linie die Variabilität der

VERTIKO-TUD1

Vegetation im Vordergrund standen und anhand der Landschaftsverteilung gewichtet wurden. Die unterschiedlichen Vegetations- bzw. Oberflächentypen können demnach zu sehr unterschiedlichen Ergebnissen führen. Weitere Gründe können ungenaue Anfangs- und Randbedingungen sein, aber auch variable Berechnungsvorschriften für die Flüsse im Modell und Modelladaptationen an die Energiebilanzschließung.

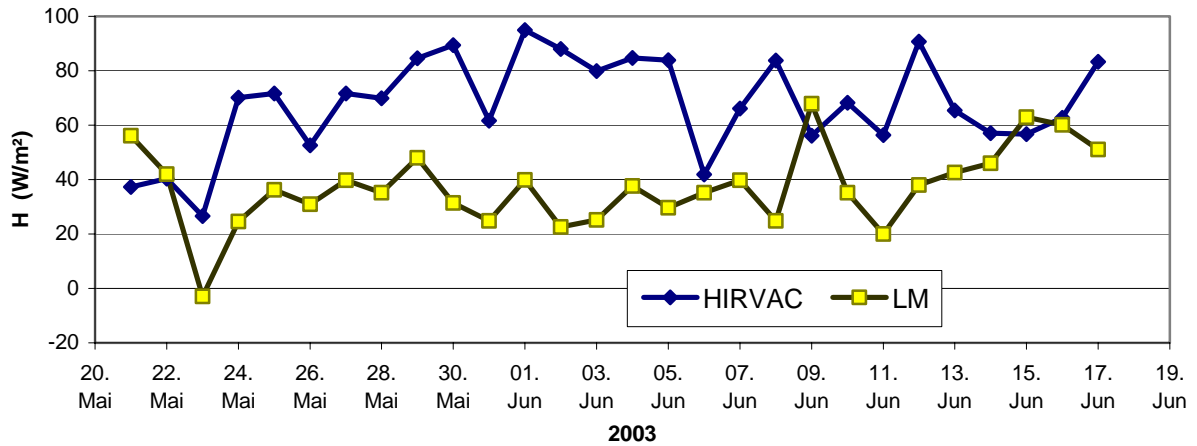


Abb. 4.24: Flächengewichtetes Mittel des mittleren täglichen fühlbaren Wärmestromes über unterschiedlicher Landnutzung im VERTIKO-Gebiet in der Intensivmessperiode SOP3. Vergleich von HIRVAC mit LM-Simulationen.

5 Schlussfolgerungen / Verwertbarkeit der Ergebnisse

Für die während des Projektes VERTIKO erhobenen kontinuierlichen Messungen wurde eine zentrale Datenbank erstellt. Die einheitliche Speicherung der Daten ermöglichte Vergleiche der Stationen, die vergleichbare Erhebung von Parametern und eine normierten Bereitstellung der Daten für verschiedene Modelle.

Die Gegenüberstellung der meteorologischen Messungen dient einer Charakterisierung und zeigt deutliche Unterschiede zwischen den Messstationen. Zum Teil lassen sich damit bereits bekannte Abhängigkeiten meteorologischer Größen von Höhenlage, Morphologie und Landnutzung bestätigen, zum Teil zeigen sich aber auch nicht so klar erklärbare Phänomene. So zeigen Temperatur und Niederschlag deutliche Höhengradienten, für den Wind jedoch ergibt sich eine Umkehrung des Höhengradienten der Windgeschwindigkeit zwischen den unteren und oberen Lagen des Osterzgebirges. An der Messgröße Wind treten lokale Beeinflussungen durch Morphologie und Landnutzung am deutlichsten hervor.

Die im Teilprojekt TUD1 durchgeführte Bestimmung der Energie- und Stoffflüsse mit der Eddykovarianzmethode konnte während des Projektes um Flussmessungen von Stickoxiden erweitert werden. Die Messungen ermöglichen eine Validierung von Modellergebnissen und Verbesserungen in der Parametrisierung der Modelle. Die Messungen zeigen einen häufigen Richtungswechsel der gasförmigen Stickstoffflüsse. In der Summe ergeben sich dabei für den Winter wie erwartet Stickoxidflüsse zum Bestand hin, d.h. Depositionen, im Sommer aber dominieren Flüsse vom Bestand weg, also Emissionen von Stickoxiden. Die Frage, wo die Quelle der Stickoxide liegt konnte auch durch die Intensivmessperiode MORE II im Frühsommer 2003 nicht geklärt werden. Ausgeschlossen werden konnten Emissionen vom Waldboden. Modellierungen der Aerosoldeposition und Bestandesniederschlagsmessungen zeigen eine Senke von Stickstoffverbindungen im Kronenraum. Dies deutet auf Prozesse mit Stickoxidemission im Kronenraum hin.

Die Parametrisierung der Standorte hinsichtlich ihrer aerodynamischen Kopplung mit der Atmosphäre erfolgt in SVAT-Modellen zumeist über die Parameter Rauigkeitslänge z_0 und Nullpunktverschiebung d . Hierbei konnte für alle vier Waldmessstationen ein Verfahren erfolgreich angewendet werden, welches sich auf hochfrequent ($f < 1$ Hz) gemessene Wind und Temperaturdaten bezieht. Die Parameter wurden windrichtungsabhängig bestimmt, so dass die im heterogen gegliederten Gelände wirksamen Variationen dieser Parameter in eine Modellierung einbezogen werden können. Vergleiche mit Parameterbestimmungen aus „konventionellen“ Profilmessungen zeigen eine gute Übereinstimmung.

Die im Rahmen des Teilprojektes durchgeführten Modellerweiterungen von HIRVAC haben zu einer verbesserten physikalischen Parametrisierung der Wechselwirkungen von Landoberfläche und Atmosphärischer Grenzschicht – ausgedrückt durch die vertikalen turbulenten Energieflüsse – geführt. Dies zeigt sich beim Vergleich mit den Messwerten in den Intensivmesskampagnen, die durch die Simulationsergebnisse hinsichtlich Absolutwerten und Streuung recht gut abgebildet werden konnten. Insbesondere die Implementierung eines Mehrschicht-Bodenwasser- und eines Lichtfleckenmoduls sowie die Kopplung von Bodenfeuchte und Transpiration gestattet die Modellierung realistischerer zeitlich-räumlicher Variabilität der Bodenfeuchte und Strahlungsbilanzkomponenten. Die mit HIRVAC simulierte landnutzungsabhängige Variabilität der turbulenten Energieflüsse liegt in der gleichen Größenordnung wie die witterungsbedingte Variabilität.

Es sind aber auch Abweichungen festzustellen. Besonders im Vergleich mit Ergebnissen aus dem Lokalmmodell ergeben sich zum Teil erhebliche Differenzen. Einer der Hauptgründe liegt in der unterschiedlichen Auflösung und Flächenzuweisung der Landnutzungen. Im Modell HIRVAC werden die landnutzungsabhängig simulierten turbulenten Flüsse mit einer höheren räumlichen Auflösung (1 km²) als im LM (7x7 km²) auf das VERTIKO-Gebiet hochskaliert. In der Fläche eines LM-Gitterelements von 50 km² sind meist verschiedene Landnutzungen anzutreffen (Wälder, Wiesen, Siedlungen, Wasser...). Die Parametrisierung für derartige Mischflächen ist noch nicht geklärt, wodurch die berechneten turbulenten Wärmeströme eine große Unsicherheit beinhalten. In den vorgestellten Vergleichsrechnungen variieren die erzielten Ergebnisse gelegentlich recht stark. Des Weiteren ist das Bodenmodul TERRA des Lokalmodells in der verwendeten Version nicht in der Lage, den wasserlimitierenden Einfluss des Bodens auf die Transpiration der Vegetation realistisch abzubilden (vgl. Abschnitt 4.5.2), so dass der latente Wärmestrom besonders in Trockenperioden deutlich überschätzt wird (vgl. auch Abschlussbericht des Teilprojektes DWD2). Die notwendige Energiebilanzschließung im Bodenmodul TERRA des LM und im Modell HIRVAC führt i. Allg. zu einer Überschätzung der turbulenten Wärme-flüsse gegenüber den Messungen an den Ankerstationen, in denen die „Schließungslücke“ (Ursache: Fehler des Messprinzips und Inhomogenität des Standortes) enthalten ist. Gleichzeitig können die Simulationsergebnisse, speziell des Grenzschichtmodells HIRVAC, zur Bewertung der Messergebnisse hinsichtlich des „Schließungsfehlers“ bewertet werden.

Grundsätzlich führt diese Betrachtung zu dem Problem, welche Werte - gemessen oder simuliert - den „wahren“ Energieaustauschs zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre beschreiben und erfordert in fortführenden Arbeiten eine besonders differenzierte und kritische Bewertung der Modell- und Messergebnisse.

6 Literatur

- Aubinet, M., Chermaine, B., Vandenhaute, M., Longdoz, B., Yernaux, M., Laitat, E., 2001: Long term measurements of water vapour and carbon dioxide fluxes above a mixed forest in Ardenne's region. *Agric For Meteorol*, 108, pp. 293–315.
- Baums, A. B., Goldberg, V., Bernhofer, Ch., 2004: Upgrading the Coupled Vegetation Boundary Layer Model HIRVAC by New Soil Water and Interception Modules. Submitted to *Met. Z.*
- Beyrich, F., (Ed.), 2004: Verdunstung über einer heterogenen Landoberfläche: Das LITFASS - 2003 Experiment. Arbeitsergebnisse Nr. 79, DWD, Offenbach am Main.
- Campbell, G. S., 1986: Extinction coefficients for radiation in plant canopies calculated using an ellipsoidal inclination angle distribution, *Agric. and Forest Met.*, 36, 317-321.
- Chen, J. M., und Black, T. A., 1992: Foliage area and architecture of plant canopies from sunfleck size distributions, *Agric. and Forest Met.*, 60, 249-266.
- De Bruin, H.A.R., Verhoef, A., 1997: A new method to determine the zero-plane displacement. *Bound.-Layer Meteorol.*, 82, 159-164.
- De Bruin, H.A.R., Verhoef, A., 1999: Reply to the comments on 'A new Method to determine the zero-plane Displacement', by Zhang and Park. *Bound.-Layer Meteorol.*, 91, 141-143.
- Falge, E., Graber, W., Siegwolf, R. und Tenhunen, J. D., 1996: A model of the gas exchange response of *Picea abies* to habitat conditions. *Trees*, 10, 277-287.
- Falge, E., Ryel, R. J., Alsheimer, M., Tenhunen, J. D., 1997: Effects of stand structure and physiology on forest gas exchange: a simulation study for Norway spruce. *Trees* 11: 436–448
- Falge, E., Tenhunen, J. D., Ryel, R., Alsheimer, M., Köstner, B., 2000: Modelling age- and density-related gas exchange of *Picea abies* canopies in the Fichtelgebirge, Germany. *Ann. For. Sci.* 57, 229–243.
- Federer, C. A., 1995: BROOK90: A simulation model for evaporation, soil water and streamflow, Version 3.1. Computer freeware and documentation. USDA Forest Service, PO Box 640, Durham NH, USA.
- Goldberg, V., 1999: Zur Regionalisierung des Klimas in den Hochlagen des Osterzgebirges unter Berücksichtigung des Einflusses von Wäldern. *Tharandter Klimaprotokolle*, Band 2.
- Goldberg, V., Bernhofer, Ch., 2001: Quantifying the coupling degree between land surface and the atmospheric boundary layer with the coupled vegetation-atmosphere model HIRVAC. *Annales Geophysicae*, 19, 581-587.
- Goldberg, V., Fischer, B., Bernhofer, Ch., 2004: Quantifying the effect of sunflecks on the forest energy balance with the coupled vegetation boundary layer model HIRVAC, submitted to *Int. Journal of Biometeorology*.
- Gottschalck J. C., Gillies, R. R., Carlson, T. N., 2001: The simulation of canopy transpiration under doubled CO₂: The evidence and impact of feedbacks on transpiration in two 1-D soil-vegetation-atmosphere-transfer models. *Agric. and Forest Meteorol.* 106, 1-21.
- Grünhage, L., Haenel, H.-D., 1997: PLATIN (PLant ATmosphere INTERaction) I: A Model of plant-atmosphere interaction for estimating absorbed doses of gaseous air pollutants. *Environmental Pollution*, 98, 37-50.
- Grünwald, T., 2003: Langfristige Beobachtungen von Kohlendioxidflüssen mittels Eddy-Kovarianz-Technik über einem Altfichtenbestand im Tharandter Wald. Dissertation, IHM TU Dresden, Tharandt.
- Gurtz, J., A. Baltensweiler, A., H. Lang, H., L. Menzel, L., J. Schulla, J., 1996: Auswirkungen von klimatischen Variationen auf Wasserhaushalt und Abfluss im Flussgebiet des Rheins, Nationales Forschungsprogramm 31: Klimaänderungen und Naturkatastrophen. - Abschlussbericht. VdF Hochschulverlag ETH Zürich.
- Köstner, B., Falge, E., Tenhunen, J. D., 2002: Age-related effects on leaf area/sapwood area relationships, canopy transpiration and carbon gain of Norway spruce stands (*Picea abies*) in the Fichtelgebirge, Germany. *Tree Physiology* 22, 567–574.
- Larcher, W., 2002: *Physiological Plant Ecology*. Berlin, Germany: Springer Press.
- Mix, W., 1991: Grenzschichtmodelle für die Umweltüberwachung. *Meteorol. Rdsch.* 44: 43-55
- Mix, W., Goldberg, V., Bernhardt, K. H., 1994: Numerical experiments with different approaches for boundary layer modelling under large-area forest canopy conditions. *Meteorol. Z.* 3: 187-192
- Monteith, J.L., Unsworth, M.H., 1990: *Principles of Environmental Physics*. 2. Aufl. Edward Arnold, 291, New York.
- Queck, R., 2004: Fraktionierung und zeitliche Differenzierung von Depositionsraten in Waldbestände. Dissertation, Tharandter Klimaprotokolle Band 11, TU Dresden, Tharandt.
- Rotach, M.W., 1991: Turbulence within and above an urban canopy. *Zürcher Geographische Schriften*, 45, 240 pp.
- Spindler, G., Teichmann, U., Sutton, M.A., 2001: Ammonia dry deposition over grassland - micrometeorological flux-gradient measurements and bidirectional flux calculations using an inferential model. *Q.J. R. Meteorol. Soc.*, 127, 795-814.
- Stull, R., 1988: *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers, 618, Dordrecht/Boston/ London.
- Thom, A.S., 1972: Momentum, mass and heat exchange of vegetation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 98, 124-134.

VERTIKO-TUD1

- Vogt, R., 1995: Theorie, Technik und Analyse der experimentellen Flussbestimmung am Beispiel des Hartheimer Kiefernwaldes. Stratus 3, Dissertation Universität Basel, Geographisches Inst., Abteilung für Meteorologie und Klimaökologie.
- Wesely, M.L., 1989: Parameterization of surface resistances to gaseous dry deposition in regional-scale numerical models. Atmos. Environ., 23, 1293-1304.
- Ziemann, A., 1998: Numerical simulation of meteorological quantities in and above forest canopies. Meteorol. Zeitschrift, (N.F.), 7, 120-128.

**Abschlussbericht
zum Forschungsprojekt**

**Energieflüsse heterogener Landoberflächen abgeleitet aus Satellitendaten
(VERTIKO-TUD2)**

FK 07 ATF37-TUD2

Berichtersteller:

Franz H. Berger, Angela Schwiebus

**Technische Universität Dresden
Institut für Hydrologie und Meteorologie
Professur Meteorologie
01062 Dresden
im Dezember 2004**

Forschungsvorhaben: Energieflüsse heterogener Landoberflächen abgeleitet aus Satellitendaten

Förderung durch: Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms 2000

Förderkennzeichen: Förderkennzeichen 07 ATF37-TUD2

Projektleiter: Dr. habil. Franz H. Berger, Technische Universität Dresden, Institut für Hydrologie und Meteorologie (derzeit DWD Lindenberg)

Projektmitarbeiter: Angela Schwiebus, Technische Universität Dresden, Institut für Hydrologie und Meteorologie

Zusammenfassung

Gesamtziel des Teilprojektes war die flächenhafte Bestimmung der Strahlungsbilanz und der Energieflüsse am Erdboden für das Untersuchungsgebiet und deren Anbindung an die Messungen der einzelnen Ankerstationen von VERTIKO. Ein weiterer Aspekt war die Charakterisierung, Analyse und Interpretation der zeitlichen und räumlichen Variabilität der Energieflüsse innerhalb des Untersuchungsgebietes.

Die Analyse von NOAA-16 AVHRR Daten mit SESAT wurde für alle Special Observation Periods durchgeführt. Die Ergebnisse umfassen Wolkenklassifikation, gesampelte Oberflächenparameter und Momentanwerte der Strahlungs- und Energiebilanzkomponenten für das VERTIKO Zielgebiet in einer Auflösung von 1.1x1.1 km². Die Ergebnisse der Validierung dieser Resultate mit Bodenmessungen an den Ankerstationen waren Basis für Modifikationen von SESAT gefolgt von einer Reanalyse der Daten. Die Sensitivität der Energieflüsse auf einzelne Oberflächenparameter wurde untersucht, was wiederum Aussagen zu Fehlerbereichen ermöglicht. Ein Vergleich von Flächenmitteln wurde für SOP3 durchgeführt.

1. Einleitung

Austauschprozesse an der Erdoberfläche bestimmen Feuchte- und Energieangebot am Boden und in der Atmosphäre. Die Energiebilanzgleichung $R_n = G + H + L.E$ beschreibt das hierbei herrschende Gleichgewicht zwischen turbulenzdominierten Transportprozessen in der Atmosphäre (H , $L.E$), Wärmeleitung im Boden (G) und der Nettostrahlung (R_n). Die natürliche Variabilität von Landoberflächen und die räumliche Heterogenität der Wasserverfügbarkeit beeinflussen die Partitionierung der Energiebilanzglieder entscheidend und sind gleichzeitig für deren starke räumliche Variabilität verantwortlich. Die Skalen dieser räumlichen und zeitlichen Variationen können sehr unterschiedlich sein. Die Kenntnis von Flächenmitteln der Energieflußdichten ist aber vielfach Voraussetzung für die Betrachtung hydrologischer oder meteorologischer Problemstellungen. Die räumliche Aggregation von Flußdichten wird für heterogenes Terrain normalerweise über eine Wichtung mit den Flächenanteilen der einzelnen Landnutzungen erreicht, wobei die Nichtlinearität zwischen Energieflußdichten und oberflächenbeschreibenden Parametern die Frage nach der Korrektheit einer einfachen linearen Mittelung aufwirft. Wie Bougeault et al. (1991) betonen, ist diese Nichtlinearität Ursache dafür, daß die räumlich gemittelten Oberflächenparameter, wie Temperatur und Widerstände, keine korrekten Abschätzungen der Energieflüsse in heterogenen Regionen liefern können. Gleichzeitig stellt die Breite der zeitlichen Skalen ein Problem bei der Regionalisierung der Flüsse dar. Während sich die turbulenten Größen H und $L.E$ aufgrund der ausgeprägten Tagesamplitude der Nettostrahlung sehr dynamisch ändern, verzögern die höheren Widerstände gegen Massen- und Wärmetransport im Boden die Austauschprozesse.

Zahlreiche Modelle und sogenannte *surface parameter schemes* existieren, um den Austausch Boden-Pflanze-Atmosphäre zu beschreiben (z.B. Sellers et al. (1996), Incan et al. (1999), Bastiaanssen et al.

VERTIKO-TUD2

(1998) oder Gao et al. (1998)). Sie unterscheiden sich hinsichtlich der Anzahl der Modellschichten, der Behandlung der Energiebilanzschließung, der Kopplung mit der Atmosphäre, durch den Grad ihrer Komplexität und die betrachtete Raum- und Zeitskala. Unabhängig von der Komplexität des Modells ist immer die Energiebilanzgleichung dessen Grundlage. Modelltyp für größerskalige Betrachtungen sind meist eindimensionale lumped models, die Flußdichten heterogener Landoberflächen unter Verwendung effektiver Parameter berechnen. Dabei treten grundlegende Probleme auf, die man wie folgt beschreiben kann:

- Computergestützte Simulationen von Boden-Pflanze-Atmosphäre-Wechselwirkungen wie die Verdunstung sind für heterogene Landoberflächen wegen der zeitlichen und räumlichen Variabilität solcher Prozesse im regionalen Skalenbereich (10-200 km) nicht immer anwendbar.

- Für die absolut notwendige Validierung von Modellergebnissen benötigt man reale Daten. Aus konventionellen Flußmessungen mit mikrometeorologischen Methoden erhält man in der Regel Punktinformationen, gewichtete räumliche Mittel oder zeitlich gemittelte Größen an einem Punkt, die aufgrund von deren Heterogenität nicht auf größere Gebiete übertragbar sind.

In dieser Hinsicht bietet die Fernerkundung Vorteile, da in regelmäßigen zeitlichen Abschnitten und in unterschiedlicher Auflösung Landoberflächeneigenschaften (Strahlungstemperatur, Albedo) flächenhaft konsistent gemessen werden. Eine unmittelbare Abschätzung von Energiebilanzgliedern - besonders der turbulenten - ist jedoch nicht möglich, weil aus den gemessenen Strahlungseigenschaften einer Oberfläche nur wenige der für die Flussprofile benötigten Parameter direkt abgeleitet werden können. Für die indirekte Bestimmung von Energieflußdichten ist die Parametrisierung von heterogenen Oberflächen entscheidend für die Qualität der Ergebnisse (Li and Avissar, 1994).

Basierend auf Satellitendaten von NOAA-16 AVHRR und den daraus abgeleiteten Strahlungsflüssen und Oberflächenparametern wurden im Teilprojekt TUD2 die Energieflüsse an der Erdoberfläche innerhalb verschiedener Perioden für das VERTIKO Zielgebiet (Abb. 1) und darüber hinaus bestimmt. Besondere Berücksichtigung findet dabei die zeitliche und räumliche Variabilität der Energieflüsse. Die Bewertung der satellitenbasierten Resultate durch die Validierung mit Bodendaten erhöht die Kenntnis der Genauigkeit der verwendeten Analysewerkzeuge und ist gleichzeitig Voraussetzung für deren Verbesserung.

2. Datenbasis

Für die Analyse wurden Daten der Mittagsüberflüge von NOAA-16 AVHRR verwendet, die in einer räumlichen Auflösung von $1,1 \times 1,1 \text{ km}^2$ im Nadir in allen Spektralkanälen vorliegen. Die Rohdaten werden aus dem US Satellite Active Archive bezogen. Die Analyse der Satellitendaten umfaßt alle Termine der Special Observation Periods (1.9.-15.10.2001 (SOP1), 25.5.-10.7.2002 (SOP2) und 17.4.-18.6.2003 (erweiterte SOP3)) für das VERTIKO Zielgebiet (Abb. 1) bzw. darüber hinaus für Mitteleuropa ohne Datenausfälle.

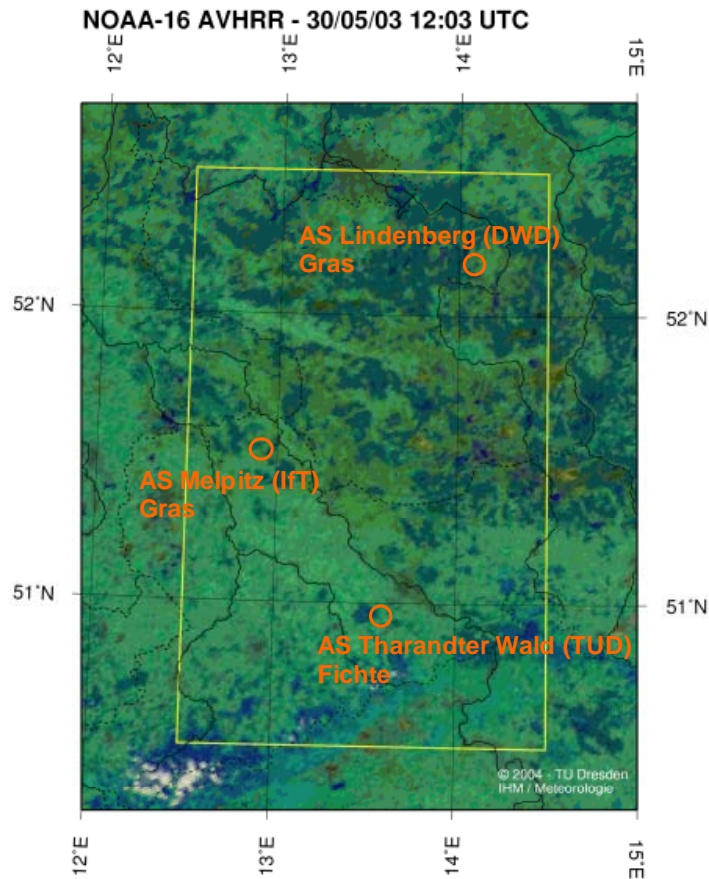


Abbildung 1: NOAA-16 AVHRR Rot-Grün-Blau-Komposit des VERTIKO Zielgebietes (gelbes Rechteck) mit den Ankerstationen

Für die Validierung wurden Halbstundenwerte der Bodenmessungen der Ankerstationen ASME (IfT, Melpitz), ASLBg, ASLBp (DWD, Lindenberg) und ASTW (TU Desden, Tharandt) verwendet, die in der VERTIKO Datenbank abrufbar sind. Die Datenverfügbarkeit war aufgrund von Meßausfällen und Qualitätsflaging sowohl für die Ankerstationen als auch für die einzelnen Flüsse unterschiedlich, so daß die Validierung auf verschieden starken Datenkollektiven beruht. Die Datenbank enthält außerdem Stationsbeschreibungen, auf deren Angaben hier Bezug genommen wird.

3. Methoden

Für die Satellitendatenanalyse wurde die von Berger (2001) entwickelte Auswerteroutine SESAT (**S**trahlungs- und **E**nergieflüsse aus **S**atellitendaten) verwendet. SESAT ist ein modular aufgebautes Schema. Der Aufbau von SESAT kann im Detail in Berger (2001) nachgelesen werden. Abbildung 2 zeigt die prinzipielle Struktur. Zusätzlich verwendete Datensätze sind GTOPO für eine hochaufgelöste Topographie und eine modifizierte USGS Landnutzung mit 24 Klassen und einer Auflösung von 1km.

VERTIKO-TUD2

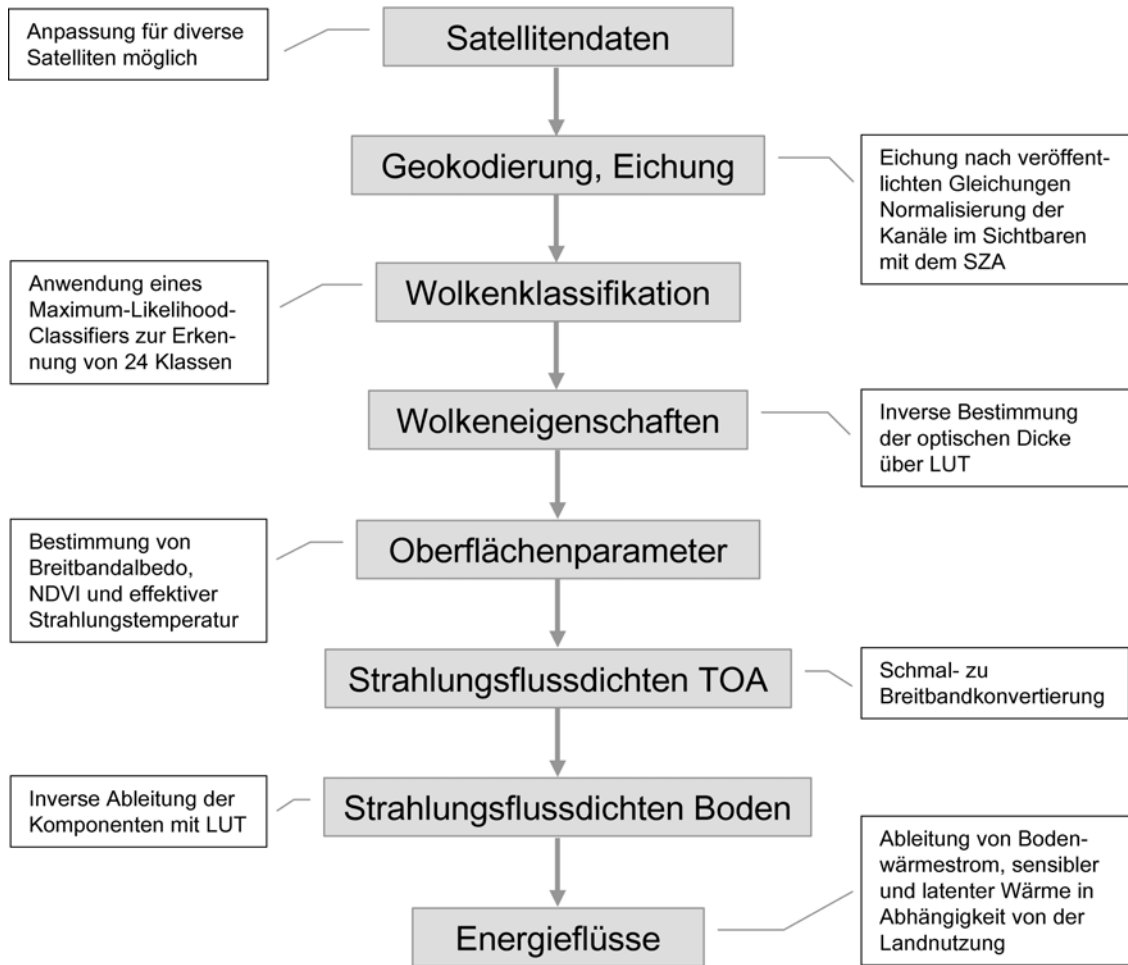


Abbildung 2: Schematischer Aufbau von SESAT. Die Module können einzeln modifiziert und ergänzt werden.

- Aus den Daten von NOAA-16 AVHRR werden entsprechend der aktuellen Instrumentenkalibrierung des NOAA KLM User's Guide die Reflexionsgrade am Oberrand der Atmosphäre (TOA) und die Strahlungstemperaturen berechnet. Für alle Kanäle werden alle Pixel geokodiert und in eine stereografische Projektion transformiert. Die Geokodierung der Orbits erlaubt das Prozessieren von Zeitserien. Durch die Normalisierung der sichtbaren Kanäle mit dem Sonnenzenitwinkel (SZA) entstehen vergleichbare Einstrahlungsbedingungen für alle Zeitpunkte und Positionen.
- Die Wolkenklassifikation basiert auf dem spektralen Reflexionsgrad (AVHRR Kanal 2) und der Strahlungstemperatur (AVHRR Kanal 4). Die Testklassen werden automatisch bestimmt, die Klassifizierung beruht auf der Maximum-Likelihood Methode (Details in Berger, 1995). Abbildung 3 zeigt exemplarisch die zugewiesenen Grenzwerte für die einzelnen Wolkentypen. Die eingetragenen Äste repräsentieren verschiedene Wolkenhöhen, mehrschichtige Wolken werden zwischen die Äste gelegt. Als Ergebnis erhält man 24 Wolkenklassen.

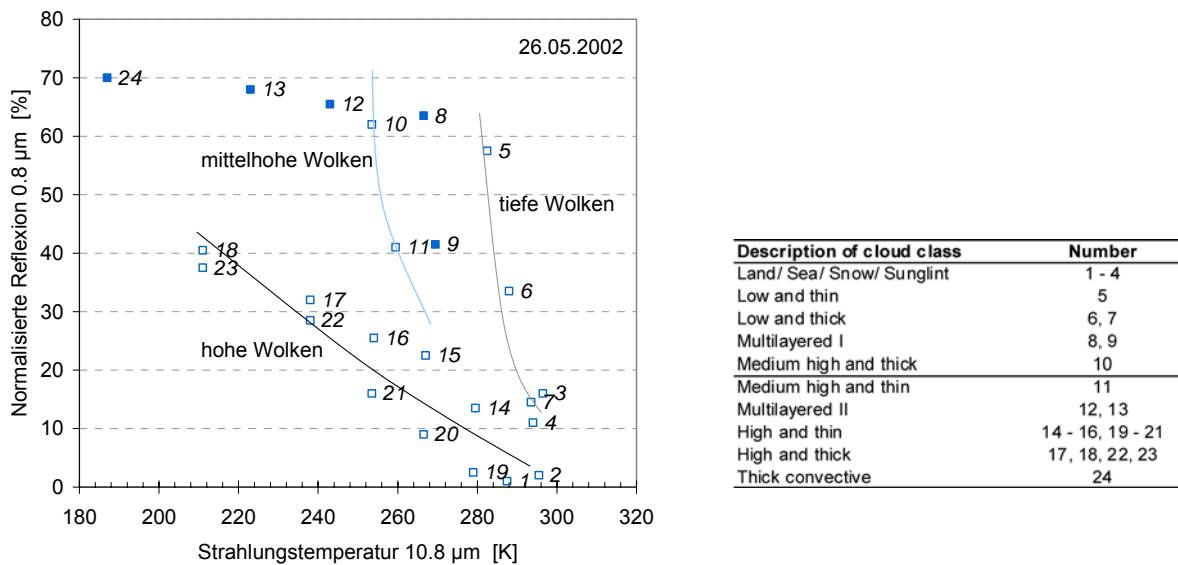


Abbildung 3: Reflexionsgrad (Kanal 2) versus Strahlungstemperatur (Kanal 4) und zugeordnete Wolkenklassen exemplarisch für einen Termin. Gefüllte Punkte kennzeichnen mehrschichtige Wolkentypen.

- Die optische Dicke ist ein entscheidender Parameter für die Bestimmung der Einstrahlung am Erdboden. Dieser Parameter wird über ein inverses Verfahren bestimmt, das Look up Tabellen (LUT) nutzt. Die LUT werden im sichtbaren Spektralbereich mittels Strahlungstransferrechnungen erstellt (1D Modell Streamer, Key, 1991), die die am Satelliten gemessenen Reflexionsgrade simulieren. Die maßgebenden Parameter für die Atmosphäre (Feuchte, Aerosolgehalt, horizontale Sichtweite), der Sonnenzenitwinkel, der Oberflächentyp und die optische Dicke der Wolken selbst werden in sinnvollen Schrittweiten variiert, so daß nahezu alle auftretenden Bedingungen abgedeckt werden. Aus den gemessenen Reflexionsgraden und den Informationen über Wolkentyp und Landnutzung kann man so auf inversem Weg die optische Dicke bestimmen.
- Die Bestimmung der Landoberflächeneigenschaften umfaßt die Breitbandalbedo ρ (nach Song and Gao, 1999), den *NDVI* und die effektive Oberflächentemperatur mittels eines *split-window* Verfahrens (nach McClain et al., 1985). Die spektralen Reflexionsgrade am Boden werden mit dem Strahlungstransfercode 6S (Vermote et al., 1995) atmosphärenkorrigiert.
- Die Bestimmung der Strahlungsflußdichten am Erdboden basiert wiederum teilweise auf LUT. In Abhängigkeit von der optischen Dicke, der relativen Feuchte und des SZA kann die Globalstrahlung invers aus den LUT extrahiert werden. Um dem Effekt von höherer direkter und geringerer diffuser kurzwelliger Anteile mit steigender Geländehöhe Rechnung zu tragen, wird dabei die Topographie berücksichtigt. Die reflektierte kurzwellige Strahlung berechnet sich auf Grundlage von Globalstrahlung und Breitbandalbedo. Die atmosphärische Gegenstrahlung wird über Modellrechnungen mit verschiedenen Temperatur- und Feuchteprofilen invers bestimmt. In SESAT sind Ergebnisse von Analysen synoptischer Daten eingebunden (Berger, 2001), so daß Informationen

VERTIKO-TUD2

über die Höhe der Wolkenuntergrenzen, relative Feuchten und horizontale Sichtweiten zur Berechnung verwendet werden können. Die langwellige Ausstrahlung kann im wolkenfreien Fall aus der Oberflächentemperatur erfolgen. Für bewölkte Bedingungen werden Korrekturfunktionen von Mecklenburg (1999) verwendet, um die Verminderung der langwelligen Ausstrahlung in Abhängigkeit von der optischen Dicke der vorhandenen Wolken zu bestimmen. Aus den einzelnen Komponenten wird die Strahlungsbilanz R_n am Erdboden berechnet.

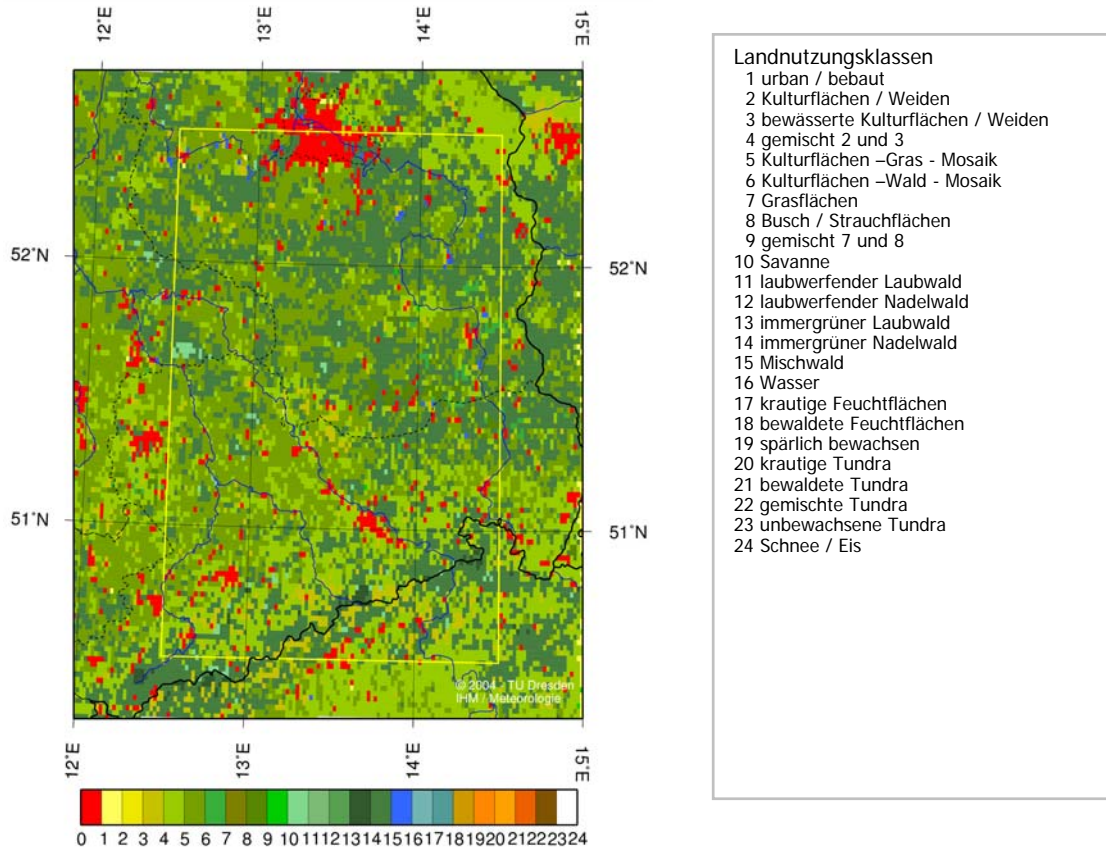


Abbildung 4: Modifizierte USGS Landnutzung für das VERTIKO Zielgebiet, wo die dominierenden Klassen Kultur- und Weideflächen mit teilweise Bewässerung, Kulturlflächen – Gras bzw. - Wald Mosaik und Mischwald sind.

Die Berechnung der Energiebilanzkomponenten erfordert Parameter, die nicht direkt aus Fernerkundungsdaten gewonnen werden können. Dazu gehören Windgeschwindigkeit, Feuchte, 2m-Temperatur und oberflächenspezifische Parameter wie Vegetationshöhe, Rauigkeitslänge und die Widerstände. Die Parametrisierung der Austauschprozesse erfolgt entsprechend der Landnutzung und kann Quelle von Unsicherheiten sein, da viele Parameter räumlich bereits in der Realität stark variieren, die Mischklassen besonders schwierig zu parametrisieren sind und die Landnutzung selbst fehlerhaft sein kann. Die in SESAT verwendete USGS Landnutzung mit 24 Klassen in einer 1x1 km² Auflösung enthält für Mitteleuropa einen extrem geringen Waldanteil, wodurch in ersten Berechnungen die Verdunstung stark unterschätzt wurde. Die von Kautz (1999) mit Milgeodaten modifizierte Landnutzung (Abb. 4) erhöht den Anteil der Wald- bzw. waldenthaltenden Klassen für Deutschland.

VERTIKO-TUD2

Die Beziehungen zur Berechnung des Bodenwärmestromes G basieren hauptsächlich auf der Nettostrahlung in Form von $G = a R_n$, wobei a entsprechend des Oberflächentyps Werte zwischen 0,1 (Gras, landwirtschaftliche Bestände, geschlossene Vegetation) und 0,35 (blanker Boden) annehmen kann. Einige Autoren integrieren zusätzlich Abhängigkeiten sowohl von Vegetationsindices (Kustas et al., 1993) als auch vom Sonnenzenitwinkel (Gao et al., 1998). Für Waldklassen wird die Speicherung im Bestand und der Bestandesluft berücksichtigt (Berger, 2001). Die Speicherung für urbane Gebiete wurde nach Grimmond et al. (1999) parametrisiert.

Der latente Wärmestrom LE wird mit dem Penman-Monteith-Ansatz berechnet:

$$LE = \frac{s}{s + \gamma(1 + r_c / r_a)} (R_n - G) + \frac{1}{s + \gamma(1 + r_c / r_a)} \frac{\rho_{air} c_p}{r_a} (e_s - e)$$

wobei s der Anstieg der Sättigungsdampfdruckkurve, γ die Psychrometerkonstante, r_c der Bestandeswiderstand, r_a der aerodynamische Widerstand, ρ_{air} die Luftdichte, c_p die spezifische Wärmekapazität der Luft und $e_s - e$ das Sättigungsdefizit sind.

Der Bestandeswiderstand wird über den Blattflächenindex LAI mit $r_c = 200/LAI$ (Shuttleworth, 1993) bestimmt. Diese Funktion ist primär gültig für niedrige Vegetationstypen in Abhängigkeit von der täglichen Nettostrahlung (Allen, 1986), entsprechend problematisch ist die Parametrisierung des Bestandeswiderstandes für Wald. Für den LAI werden empirische Funktionen entsprechend des Landnutzungstyps verwendet, die auf der nichtlinearen Beziehung zwischen $NDVI$ und LAI beruhen, die den Zusammenhang am besten beschreibt (Lotsch et al., 2003). Eine Validierung der Ergebnisse, sowohl für LAI als auch für r_c , ist schwierig, da eine Messung des LAI aufwendig ist und selten durchgeführt wird beziehungsweise kaum Vergleichswerte für Bestandeswiderstände zur Verfügung stehen. Der aerodynamische Widerstand r_a berechnet sich basierend auf dem logarithmischen Windprofil und für die damit verbundenen neutralen Bedingungen nach Gao et al. (1998):

$$r_a = \frac{0.74}{\kappa^2 u_{2m}} \left(\ln \frac{(z-d)}{z_0} \right)^2$$

mit der Karman-Konstante $\kappa=0.4$, der Windgeschwindigkeit in 2m u_{2m} , der Meßhöhe über der Nullpunktverschiebung $z-d$ und der Rauigkeitslänge z_0 . Für die Rauigkeitslänge werden vegetationsabhängige Angaben aus Hagemann (2002) bzw. für niedrige Vegetation ein Ansatz von Gao et al. (1998) genutzt. Die Vegetationshöhe wird für jedes Pixel entsprechend der Landnutzung zugewiesen. Für beide Parametrisierungen ist die fehlende Variabilität entsprechend der Jahreszeit von Nachteil.

Der sensible Wärmestrom H kann als Restglied bestimmt werden oder direkt aus

$$H = \rho_{air} c_p \frac{T_s - T_{2m}}{r_a}$$

wobei $T_s - T_{2m}$ eine Temperaturdifferenz ist, die nach de Rooy and Holtslag (1999) unter Verwendung des Bodenwärmestromes abgeleitet werden kann.

Während Wolken bei der Betrachtung des Energiedargebotes eine wesentliche Rolle spielen, ist der Einfluß von Bewölkung für die Bestimmung von Oberflächenparametern störend. Modifikationen in SESAT umfassen die Aufnahme eines gleitenden Mehrtagesassamlings der spektralen Albeden ins

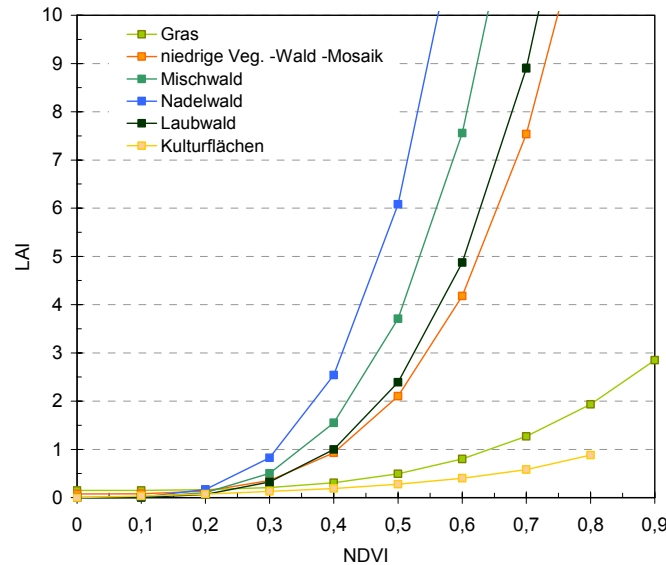


Abbildung 5: Nichtlineare empirische Beziehungen zur Berechnung des LAI aus dem NDVI (verschiedene Quellen in Berger, 2001).

Programm, welches den Wolkeneinfluß minimiert. Unter der Annahme, daß die Albedo und daraus abgeleitete Parameter wie der *LAI* über kurze Zeiträume annähernd konstant sind, werden aus den einzelnen Szenen die wolkenfreien Pixel extrahiert. In einer Minimum-Maximum Abfrage wird als Kriterium der maximale *NDVI* für jedes Bildpixel im betrachteten Zeitraum bestimmt, welcher mit der geringstmöglichen Bedeckung gleichgesetzt wird. Kann in einem Zeitraum von 7 Tagen kein wolkenfreies Pixel gefunden werden, werden automatisch Defaultwerte für die spektralen Albeden entsprechend der darunterliegenden Landnutzung gesetzt. Aufgrund der Samplingroutine erhält man als Ergebnis 2x2 km² aufgelöste Plots für die Albedo. Dieses Verfahren hat bisher den Nachteil, daß die saisonale Änderung der Spektraleigenschaften für verschiedene Vegetationstypen unberücksichtigt bleibt.

4. Ergebnisse und Diskussion

Für alle SOP wurden die Energiebilanzkomponenten am Erdboden als Momentanwerte und die Oberflächenparameter aus den NOAA AVHRR Daten berechnet. Die atmosphärischen Bedingungen werden in den LUT durch Standardprofile für mittlere Breiten Sommer bzw. Winter definiert. Da Windgeschwindigkeiten und relative Luftfeuchten nicht aus Satellitendaten ableitbar sind und daher nicht für jedes Pixel zur Verfügung stehen, wurden zur Berechnung des latenten Wärmestromes

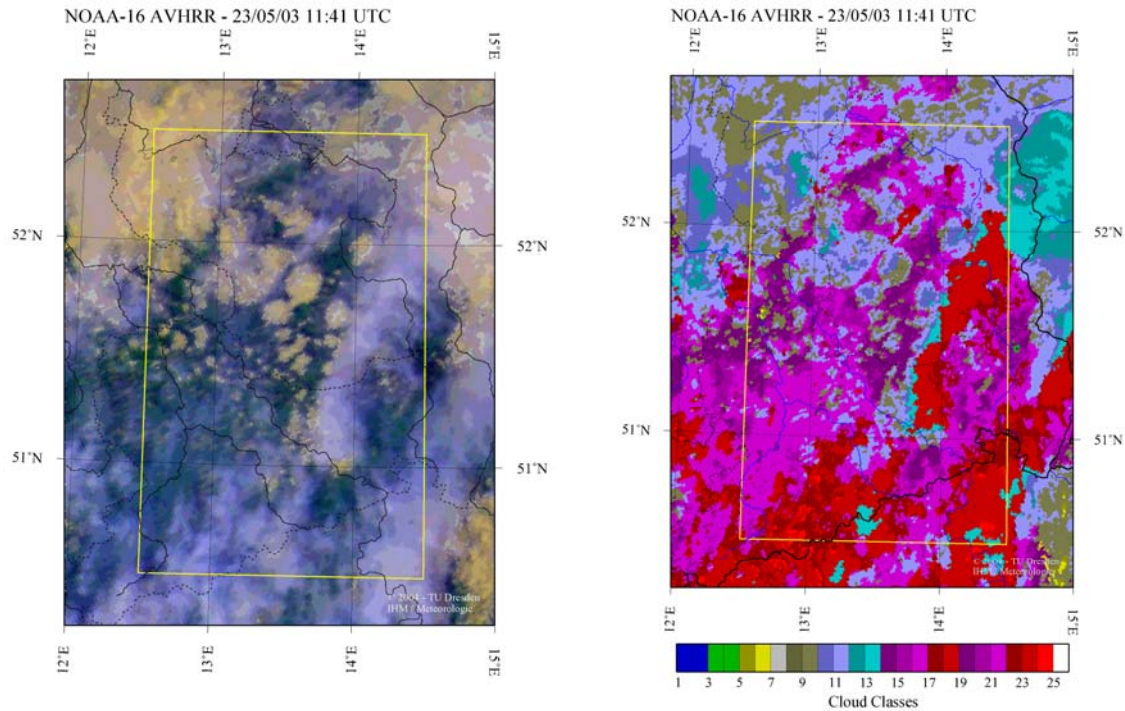


Abbildung 6: Ergebnisse für die Bestimmung der Strahlung am Erdboden. Links Rot-Grün-Blau-Komposit, rechts die Wolkenklassifikation für 23.5.03, 11:41 UTC. Die Wolkenklassen entsprechen der Tafel in Abb. 3

aktuelle Windgeschwindigkeits- und Feuchtedaten aus den Bodenmessungen der Ankerstationen integriert.

Abbildung 6 und 7 zeigen exemplarisch flächenintegrale SESAT Ergebnisse für das VERTIKO Zielgebiet. Entsprechend des Komposits, wo man hohe dünne Wolken in bläulichen und tiefere dicke Wolken in gelblichen Tönen sieht, kann man in der Wolkenklassifizierung dieselben Strukturen erkennen. Mittelhohe und hohe Wolken sind in Rot- und Violettönen dargestellt, tiefere dicke Wolken in blau und oliv. Die mehrfach geschichteten Strukturen haben eine Türkisfärbung. Während man bei Betrachtung des Komposits noch wolkenfreie Pixel vermuten könnte, wird in der Klassifizierung deutlich, daß auch diese dünnen Schleier relevant sind und aufgrund ihrer optischen Dicke einen Einfluß auf die Höhe der einfallenden Strahlung haben. Abbildung 7 zeigt Global- und Nettostrahlung am Erdboden für das Zielgebiet. Die physikalischen Eigenschaften der Wolken und insbesondere die optische Dicke kontrollieren die Höhe der einfallenden Strahlung, d.h. die Reduktion ist für optisch dicke Wolken am höchsten. Da die Globalstrahlung die dominierende Größe im Strahlungshaushalt ist, sind auch die räumlichen Strukturen der Nettostrahlung ähnlich, jedoch durch den Einfluß des langwelligen Anteils geglättet.

VERTIKO-TUD2

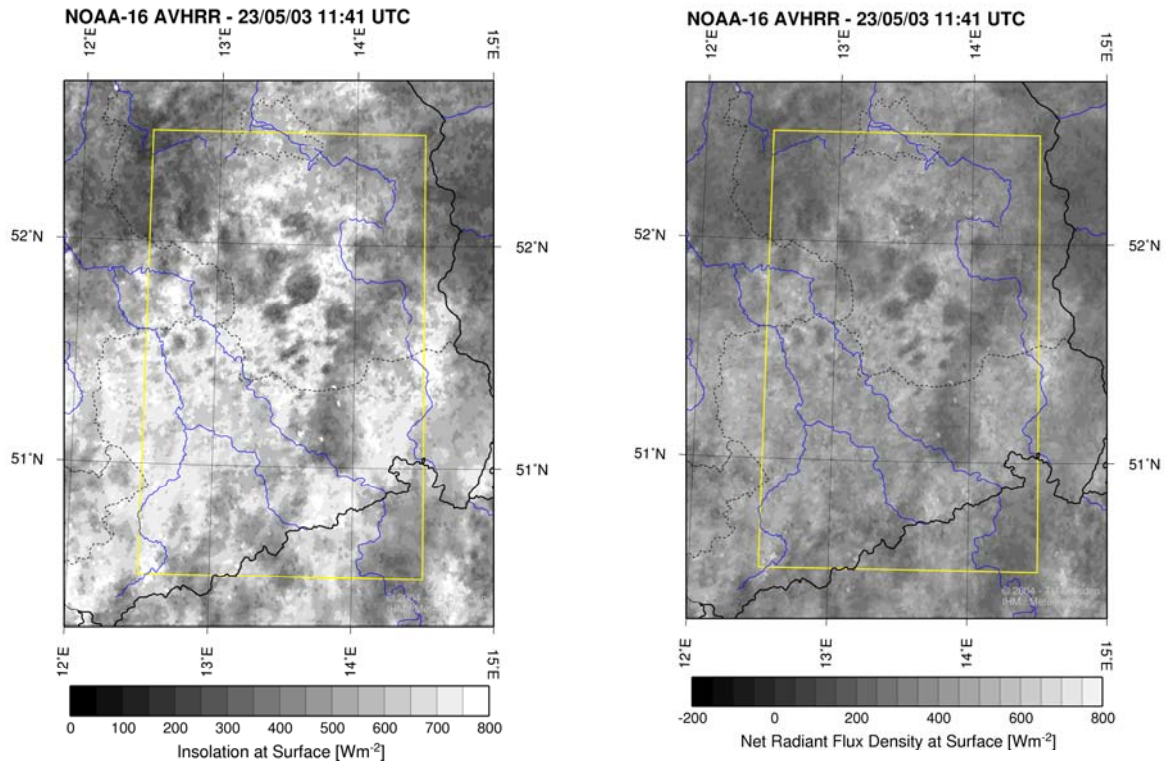


Abbildung 7: Globalstrahlung (links) und Nettostrahlung (rechts) für 23.5.03, 11:41 UTC

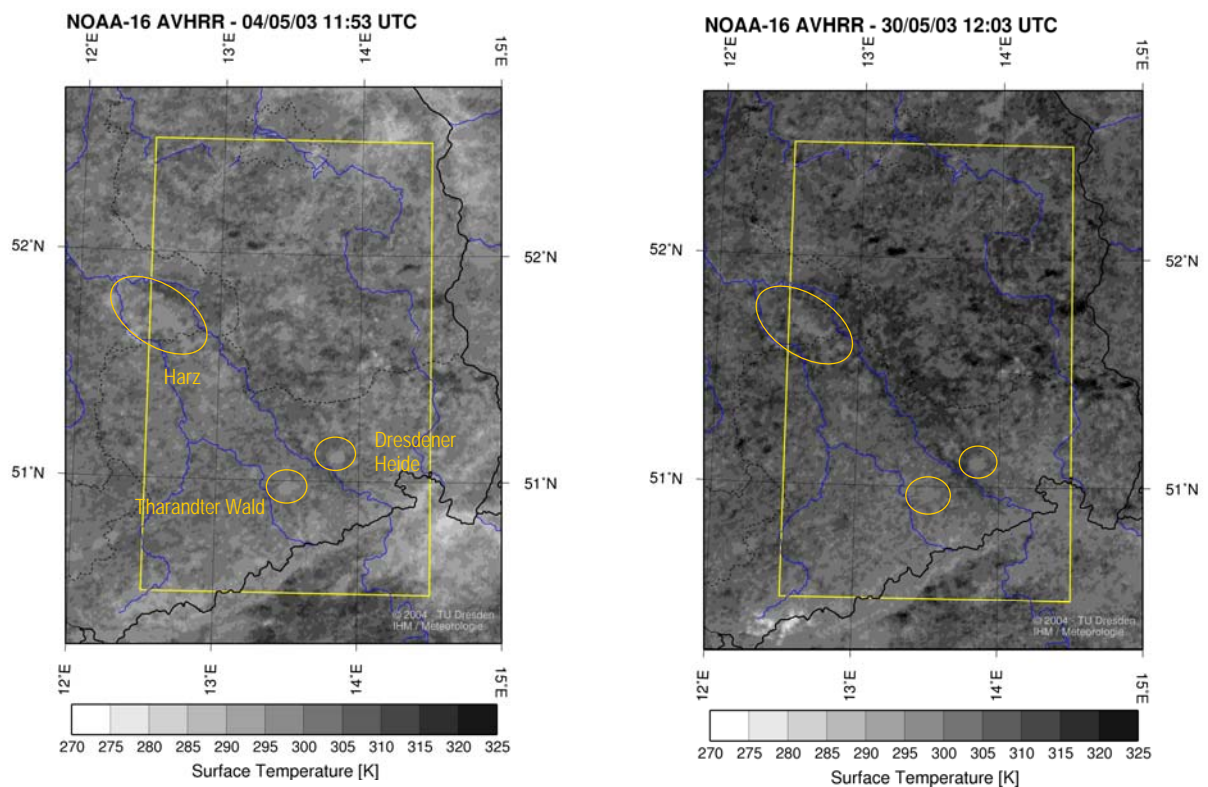


Abbildung 8: Oberflächentemperatur um Mittag an zwei Terminen Anfang und Ende Mai 2003. Gelb gekennzeichnet Waldgebiete.

Die Ableitung der Oberflächentemperatur aus den thermischen Kanälen mittels *split-window* Methoden ist in Abbildung 8 für je einen wolkenlosen Termin Anfang bzw. Ende Mai 2003

VERTIKO-TUD2

dargestellt. Neben dem jahreszeitlich bedingten Anstieg im gesamten Zielgebiet bis Ende Mai fallen vor allem gleiche räumliche Strukturen hinsichtlich der Temperaturverteilung auf: Die höhergelegene Erzgebirgsregion hebt sich durch geringere Temperaturen hervor, ebenso die Gewässer. Mit steigenden Temperaturen entwickeln sich die Stadtgebiete zu *hot spots* aufgrund ihrer guten Speichereigenschaften. Waldgebiete (gelbe Kennzeichnung) und Regionen mit großem Waldanteil sind kühler als landwirtschaftlich genutzte Flächen. Wie bereits erwähnt, kann bei Bewölkung die mit *split-window* bestimmte Temperatur nicht verwendet werden, da dann die Wolkenoberkantentemperatur bzw. bei dünnen Wolken eine Mischtemperatur bestimmt wird.

Ein wichtiger Parameter zur Charakterisierung einer Oberfläche ist deren Reflexionsvermögen. In Abbildung 9 ist die gesampelte Breitbandalbedo, berechnet aus den atmosphärenkorrigierten spektralen Albeden, für zwei Termine dargestellt. Man erkennt gleiche Strukturen entsprechend des Oberflächentyps für beide Termine. Im Frühjahr sind die Albeden für fast alle Landnutzungen geringer als im frühen Sommer, bedingt durch die Entwicklung der Vegetation (insbesondere landwirtschaftlich geprägter Flächen). Aus den spektralen Reflexionsgraden werden weitere Parameter wie der *NDVI* berechnet. Zusammen mit der Landnutzung sind diese Informationen Basis für die Berücksichtigung der Heterogenität von Landoberflächen und der zeitlichen Änderung ihrer Eigenschaften.

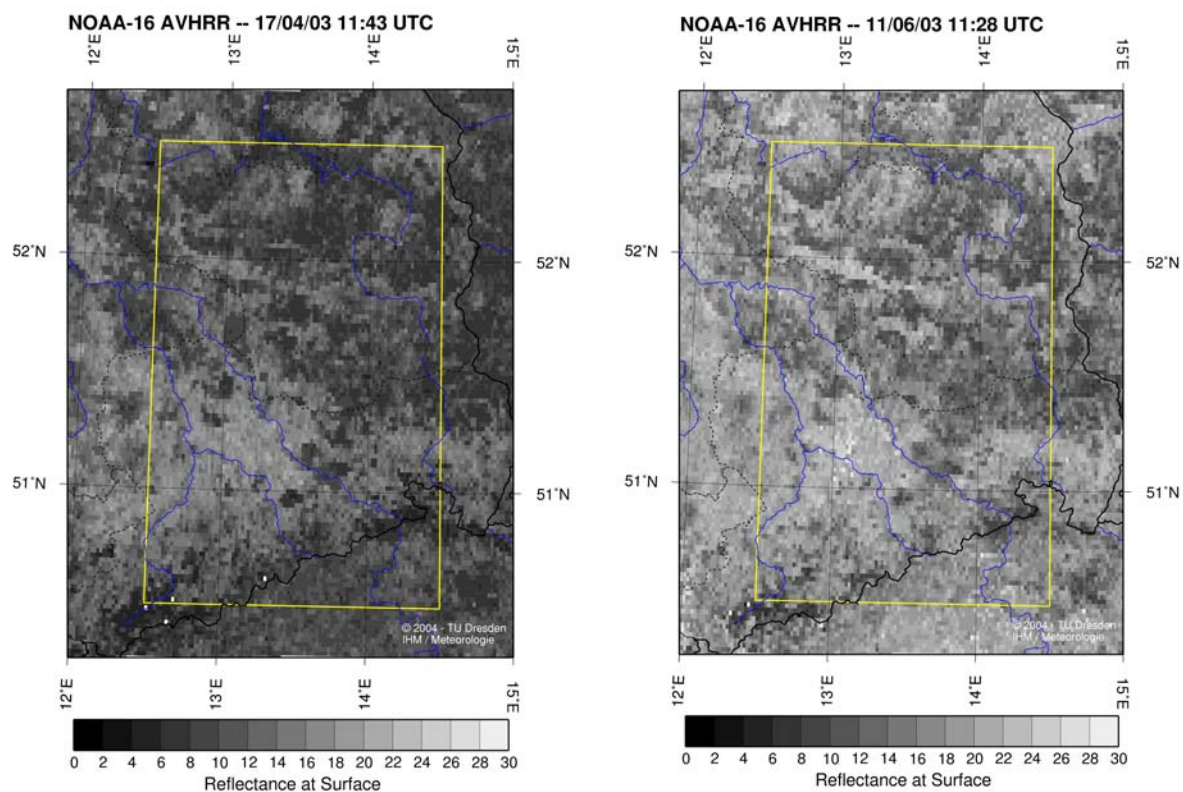


Abbildung 9: Breitbandalbedo für einen Frühjahrs- und einen Sommertermin

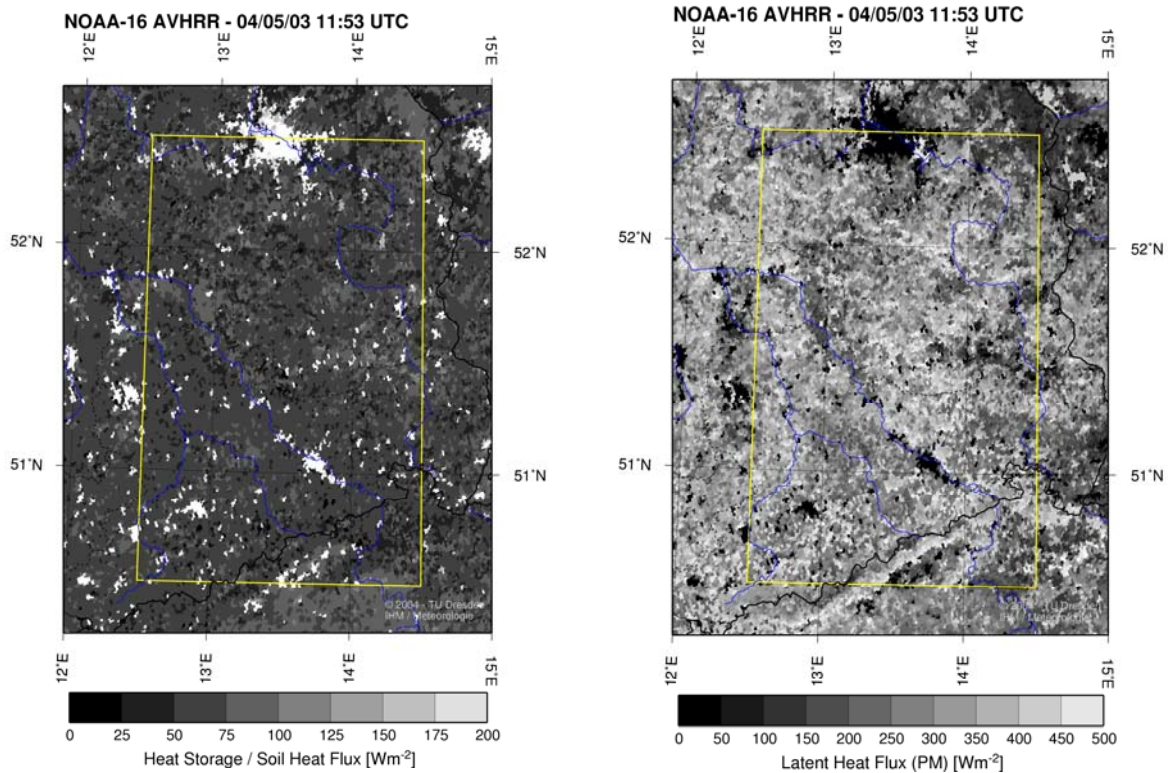


Abbildung 10: Bodenwärmestrom (links) und latenter Wärmestrom (rechts) exemplarisch für den nahezu wolkenlosen 4.5.03, 11:53 UTC

Für den Bodenwärmestrom (Abb. 10 links) bestehen prinzipielle Abhängigkeiten von der Landnutzung bzw. der Art des Pflanzenbewuchses, von der Höhe der Nettostrahlung, dem Sonnenzenitwinkel und dem *NDVI*. Die räumliche Verteilung an diesem wolkenfreien Termin zeigt wie erwartet die höchste Speicherung in den Städten und Wasserflächen, die kleinste Speicherung in Wäldern bzw. für waldenthaltende Klassen. Der latente Wärmestrom (Abb. 10 rechts), hier berechnet nach Penman-Monteith, widerspiegelt aufgrund der landnutzungsabhängigen Berechnung die Heterogenität des Untersuchungsgebietes. Die Verdunstung erreicht wegen des guten Energiedargebotes insgesamt sehr hohe Werte, besonders für die Wälder. Die geringsten Verdunstungswerte treten in den Stadtgebieten auf. Geht man von gleichen Umgebungsbedingungen aus, dann übersteigt bei trockenen Verhältnissen die Verdunstung von Kulturflächen normalerweise die von Wald, was mit dem geringeren Gesamtwiderstand landwirtschaftlicher Kulturen und einer stärkeren Abhängigkeit vom Nettostrahlungsangebot begründet werden kann. Durch die Parametrisierung des Bestandeswiderstandes über den LAI wird dieser für Wald unterschätzt, was zu einer Überschätzung der Verdunstung für Wald führen kann.

4.1 Validierung

Um die flächenintegralen Informationen aus Satellitendaten qualitativ zu bewerten, ist ein Vergleich mit Bodenmessungen unerlässlich. Problematisch sind die unterschiedlichen Beobachtungsniveaus Satellit / Boden. Weiterhin bewegt sich die Genauigkeit der Georeferenzierung der NOAA AVHRR

VERTIKO-TUD2

Daten nur in einem bestimmten Rahmen. Erfolgt keine Nachnavigation, ist eine exakte räumliche Zuordnung nicht immer gegeben. Das bedeutet, daß beim Extrahieren der Ausschnitte für die Ankerstationen zusätzliche Umgebungspixel verwendet werden, um durch Mittelung einer bestimmten Anzahl von Bildelementen eine gewisse statistische Sicherheit zu erzielen. Dadurch riskiert man andererseits eine Mischinformation im Fall heterogenen Terrains. Ein weiteres Problem ist die zeitliche Zuordnung. Der Satellitenüberflug erfolgt in einem kleinen Zeitfenster, die Ergebnisse sind Momentanwerte. Die Bodenmessungen stehen als Halbstundenwerte zur Verfügung. Bei Variablen mit hoher zeitlicher Variabilität wie der Globalstrahlung oder der Temperatur kann selbst mit linearer Interpolation der dem Überflug entsprechende Wert am Boden nur annähernd genau bestimmt werden. Die Zuordnung von Berechnungsvorschriften entsprechend des Oberflächentyps setzt die Richtigkeit der Landnutzung voraus, was im Fall der USGS Landnutzung nur bedingt der Fall ist (hohe Unterschätzung des Waldanteils).

Zusätzlich ist die Dimension der Ungenauigkeit der Bodenmessungen meistens nicht genau bekannt. Während für die Strahlungsgrößen zumindest die Meßgenauigkeit angegeben wird, treten bei turbulenten Flußmessungen schwer quantifizierbare Ungenauigkeiten auf, die Gegenstand umfangreicher Forschung sind (z.B. Gay et al. (1996), Blanford et al. (1991), Vogt et al. (1996), Liu and Foken (2001)).

▪ Strahlung

Die Globalstrahlung am Erdboden ist die dominierende Größe im Strahlungshaushalt und wird in Abhängigkeit von der optischen Dicke aus LUT bestimmt. Die Vergleiche für die Globalstrahlung zeigen eine Überschätzung durch die SESAT Ergebnisse. In Abbildung 11 sind die Werte der Ankerstationen aus SOP1 und SOP2 gegen das 11x11 Pixelmittel der Satellitendatenanalyse entsprechend der Wolkenklassen aufgetragen. Die Tafel gibt die Größe des RMSE für die einzelnen Wolkenklassen an sowie den Anstieg und die Güte der Anpassung. Folgende Effekte werden deutlich: dicke Wolken mit einer optischen Tiefe >20 besitzen eine homogene Struktur, deren Einfluß auf die Minderung der Globalstrahlung ebenfalls einheitlich ist. Der RMSE (Wm^{-2}) ist für solche Wolkentypen und für wolkenlose Fälle deutlich geringer. Dünnere Wolken mit optischen Dicken <10 haben häufig inhomogene Strukturen, die zu größeren Unsicherheiten bei der Bestimmung der einfallenden Strahlung führen. Mehrschichtige Wolken sind generell schwer zu parametrisieren und gar nicht aus passiven Satellitendaten zu erfassen. Der RMSE ist daher für beide Fälle viel höher. Dieses Verhalten ist für alle Ankerstationen einheitlich. Der blaue Fit repräsentiert wolkenlose Fälle, der graue Fit hohe dicke Wolken. Die trotz der Streuung deutliche Überschätzung der Globalstrahlung hat verschiedene Ursachen. Die optische Tiefe wird bei dickeren Wolken unterschätzt. Eine Abweichung in der optischen Dicke um 1 ergibt hierbei bereits einen Fehler von 70 Wm^{-2} . Die Strahlungstransferrechnungen für die LUT berücksichtigen bislang keine bidirektionalen Reflexionsfunktionen (BDRF) für die einzelnen Landoberflächen, sondern verwenden eine mittlere Reflexion, wobei bisher nur 5 verschiedene Oberflächentypen im SESAT unterschieden werden. Wie

hoch der Fehler ist, der durch diese Vereinfachung entsteht, kann nicht genau quantifiziert werden, ebenso wie durch die Annahme einer zu trockenen Atmosphäre mit zu wenig Aerosol. Die erzielbare Genauigkeit für satellitenbasierte Einstrahlung wurde in zahlreichen Fallstudien getestet. Modellvergleiche (Pinker et al., 1995) ergaben auf monatlicher Basis einen Fehler von 10-20 Wm^{-2} . Tovar and Baldasano (2001) geben RMSE von bis zu 115 Wm^{-2} für Momentan- bzw. Stundenwerte an.

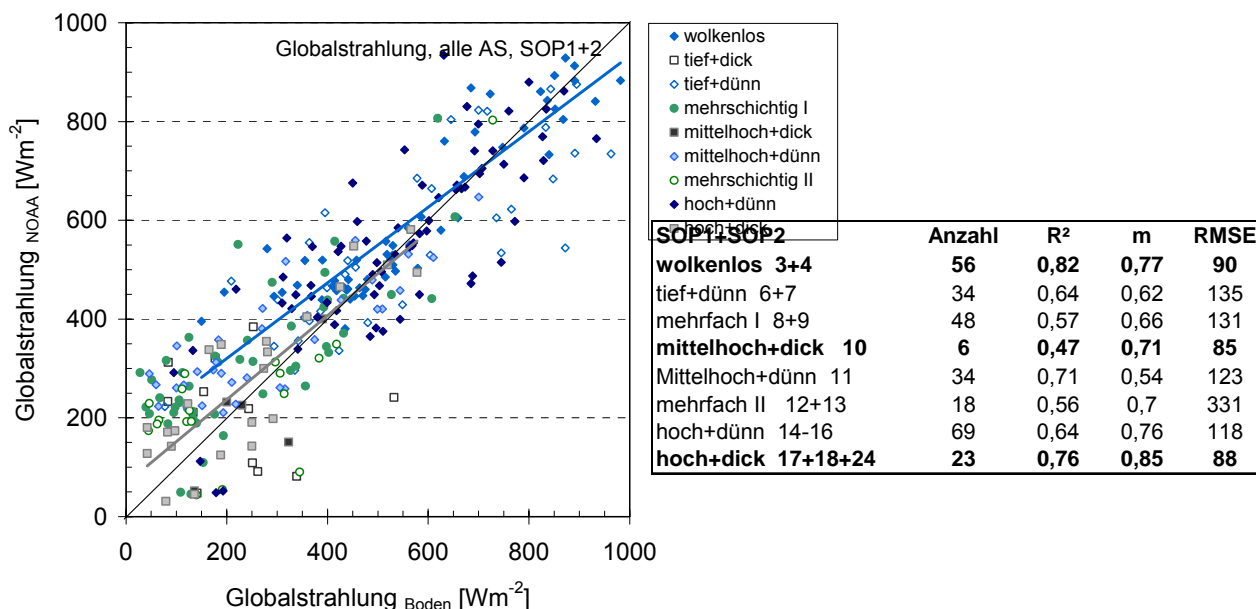


Abbildung 11: Validierung der Globalstrahlung für einzelne Wolkentypen (alle Ankerstationen, SOP1+2)

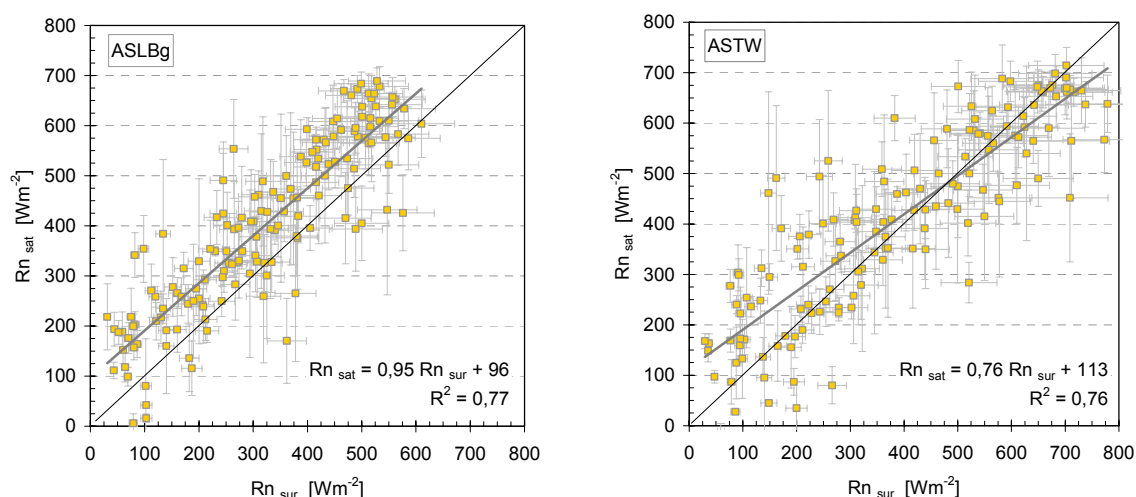


Abbildung 12: Nettostrahlung am Boden aus Satellitendaten versus Bodenmessungen, links Ankerstation Lindenberg (Gras), rechts Ankerstation Tharandt (Fichte) für alle SOP. Als Fehlerindikator ist für die Bodenmessungen die mögliche Meßgenauigkeit (10%) und für die Satellitendaten die Standardabweichung für das Pixelmittel angegeben.

Auch beim Vergleich der Nettostrahlung fällt eine beidseitige Streuung der Werte auf. Da R_n aus den Einzelkomponenten bestimmt wurde und alle Bilanzkomponenten mit einer gewissen Unsicherheit

behaftet sind, ist es möglich, dass sich diese Fehler bei der Bestimmung der Gesamtbilanz teilweise aufheben. Der Fehler in der Globalstrahlung setzt sich in der kurzwelligen Reflexstrahlung fort. Die langwellige Ausstrahlung, berechnet aus der Oberflächentemperatur, ist nur im wolkenfreien Fall korrekt. Die verwendete Korrektur nach Mecklenburg (1996) im Fall von Wolken ist nicht für alle Wolkentypen geeignet. In den meisten Fällen ist die Strahlungstemperatur aus Satellitendaten kleiner als die gemessene Oberflächentemperatur. Bereits extrem leichte Dunstschleier haben hier einen erheblichen Einfluß. Die atmosphärische Gegenstrahlung wird unterschätzt, wenn für den aktuellen Fall der für die Simulation der Look-up Tabellen angenommene Atmosphärentyp zu trocken ist. Aus den Fehlerbalken der Graphen wird deutlich, daß die Termine mit hoher Standardabweichung, d.h. mit großer Streubreite der Werte innerhalb der 11*11 Pixel, am meist weitesten von der 1:1 Geraden entfernt liegen.

▪ Bodenwärmestrom

Bei der Betrachtung von Momentanwerten darf der Bodenwärmestrom in der Energiebilanz nicht vernachlässigt werden. Abbildung 13 zeigt den Vergleich mit Bodenmessungen. Für ASTW wurde zwar der Speicher im Bestand sowohl für Boden- als auch Satellitendaten berücksichtigt, die Abweichungen sind für den Waldstandort dennoch am größten. Die verwendeten empirischen Beziehungen sind nur für niedrige Vegetationstypen ausreichend gut untersucht. Für den Grasstandort Lindenberg ist die Anpassung am besten, wenn auch mit einem Offset von 20 Wm^{-2} . Generell ist bereits die Messung des Bodenwärmestromes schwierig aufgrund der starken kleinräumigen Heterogenität des Bodens. Für die Satellitenergebnisse werden die Abweichungen in der Nettostrahlung, die der dominierende Parameter bei der Berechnung ist, verschleppt.

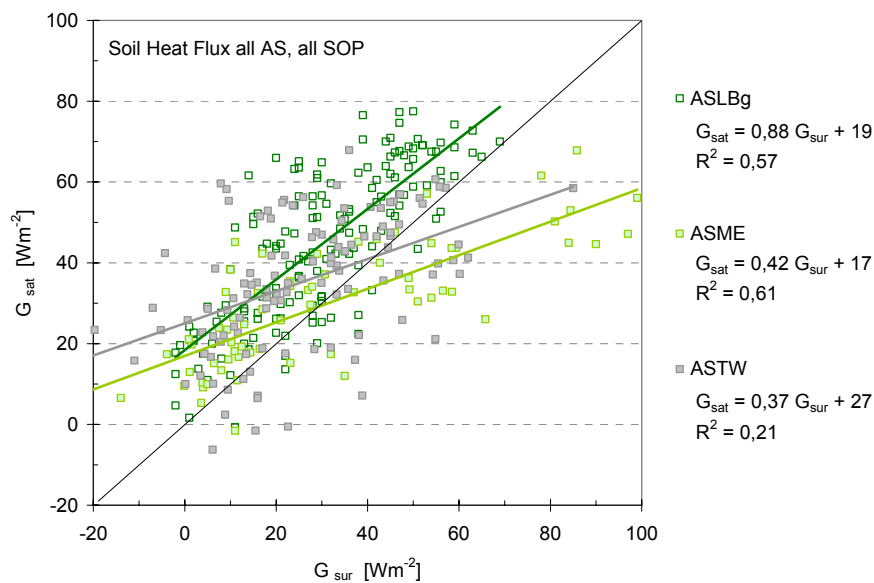


Abbildung 13: Vergleich des Bodenwärmestromes für 3 Ankerstationen

▪ Latenter Wärmestrom

Der latente Wärmestrom wurde in den ersten Versionen für konstante atmosphärische Bedingungen berechnet. Zusammen mit zu niedrigen LAI war das die Ursache für eine starke Unterschätzung des latenten Flusses. In der Reanalyse wurde mit verbesserten LAI und aktuellen Wind- und Feuchtwerten gerechnet, die aus den Bodenmessungen an den Ankerstationen bestimmt wurden (Abb. 14). Dieses Verfahren kann natürlich nur eine Annäherung an reale Verhältnisse sein, zumal bereits der Vergleich zwischen 4 Stationen mit unterschiedlichen Referenzhöhen für manche Perioden deutliche Unterschiede zeigt.

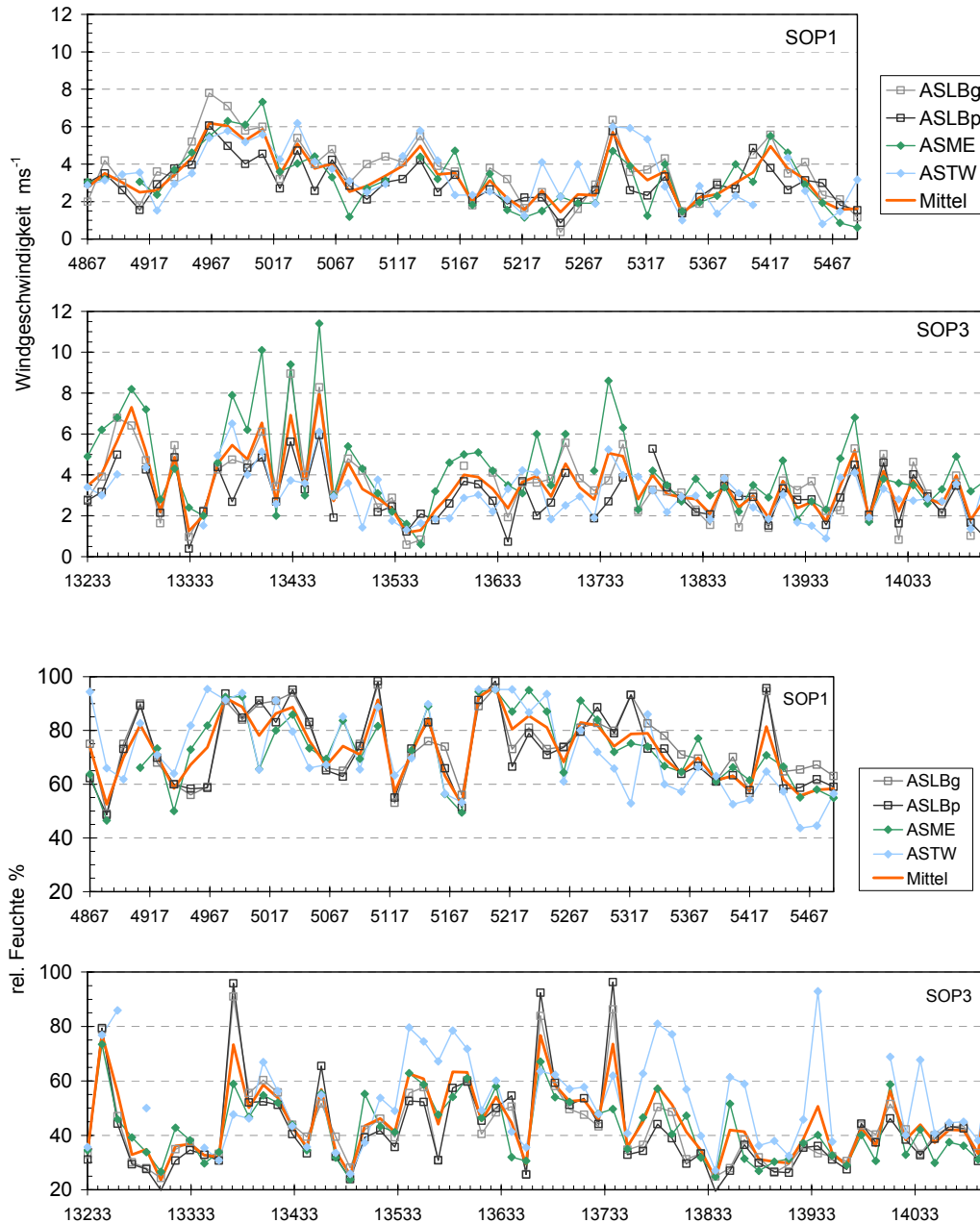


Abbildung 14: Windgeschwindigkeits- und Feuchtebodendaten an den Ankerstationen für SOP1 (1.9.-15.10.01) und SOP3 (17.4.-17.6.03), gemessen in den jeweiligen Referenzniveaus

Abbildung 15 zeigt den Vergleich der latenten Flüsse aus SESAT, berechnet nach Penman-Monteith, mit Bodenmessungen (direkt und als Restglied der Energiebilanz). Die Streuung ist für alle Ankerstationen hoch, für die Direktmessung (Abb. 15 links) wird der latente Fluß aus den Satellitenergebnissen deutlich überschätzt, dennoch sind diese Resultate eine Verbesserung. Zieht man in Betracht, daß die Schließungslücke hauptsächlich durch Fehler bei der Messung turbulenter Flüsse verursacht wird und Werte von bis zu 250 Wm^{-2} auftreten können, dann befinden sich die Differenzen zwischen Bodenmessung und SESAT Resultaten durchaus in diesem Bereich. Das erklärt allerdings nicht die hohe Streuung. Die Verwendung des Restgliedes $L.E = R_n - G - H$ (Abb. 15 rechts) erzeugt eine Verschiebung in Richtung einer Unterschätzung durch die SESAT Resultate. Hier würde sich bei einer Partitionierung der Schließungslücke zwischen H und $L.E$ der latente Fluß wiederum vermindern. Die Problematik der Schließungslücke, Gegenstand der Diskussion z.B. in Gay et al. (1996) erschwert eine stringente Validierung zusätzlich zu den generellen Problemen wie ungenaue Georeferenzierung der NOAA Daten und räumliche Mittelung einer bestimmten Anzahl von Bildelementen.

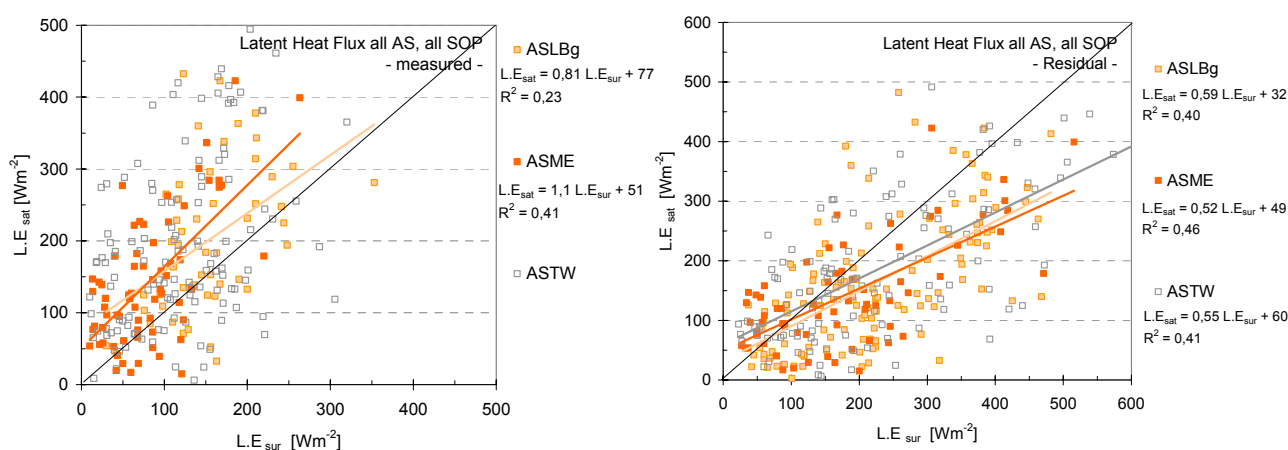


Abbildung 15: Vergleich der SESAT Resultate für den latenten Wärmestrom mit Direktmessungen am Boden (links) und mit dem Residuum der Energiebilanz (rechts) für alle Ankerstationen.

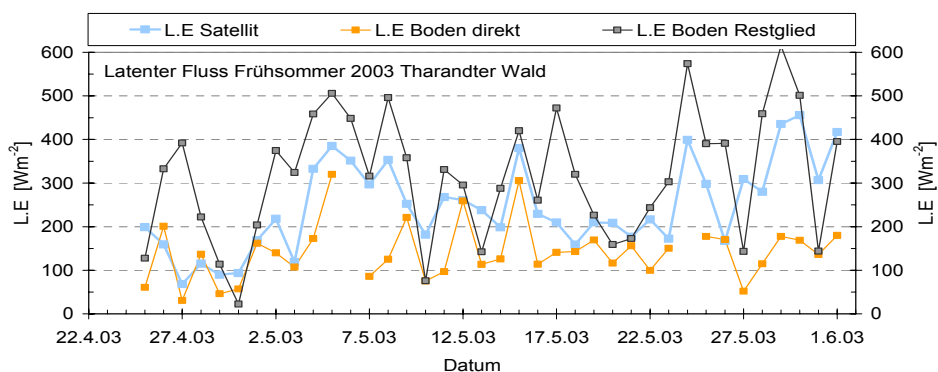


Abbildung 16: Zeitlicher Verlauf der Verdunstung für einen Teil von SOP3, Ankerstation Tharandter Wald

Abbildung 16 illustriert deutlicher als die Scatterplots, daß die Satellitenergebnisse meist zwischen den beiden Varianten für die Bodenmessung liegen. Sensitivitätsuntersuchungen (Kap. 4.3) haben gezeigt, daß die Parametrisierung der verdunstungsbestimmenden Widerstände eine Quelle erheblicher Unsicherheiten ist, wobei deren Bestimmung bereits für wohldefinierte Standorte schwierig ist. Besonders für Mischpixel ist die Zuweisung bzw. Berechnung von z.B. Vegetationshöhe und Rauigkeitslänge schwierig. Neben den atmosphärischen Bedingungen sind die Vegetationscharakteristika ein sensibler Faktor bei der Bestimmung von $L.E$, deren mögliche Abweichung von den tatsächlichen Werten Fehler verursachen. Abb. 17 zeigt die aus NOAA Daten bestimmte Verdunstung für die Umgebung der Ankerstation Tharandter Wald mit verschiedenen Parametrisierungen und die vorherrschende Landnutzung.

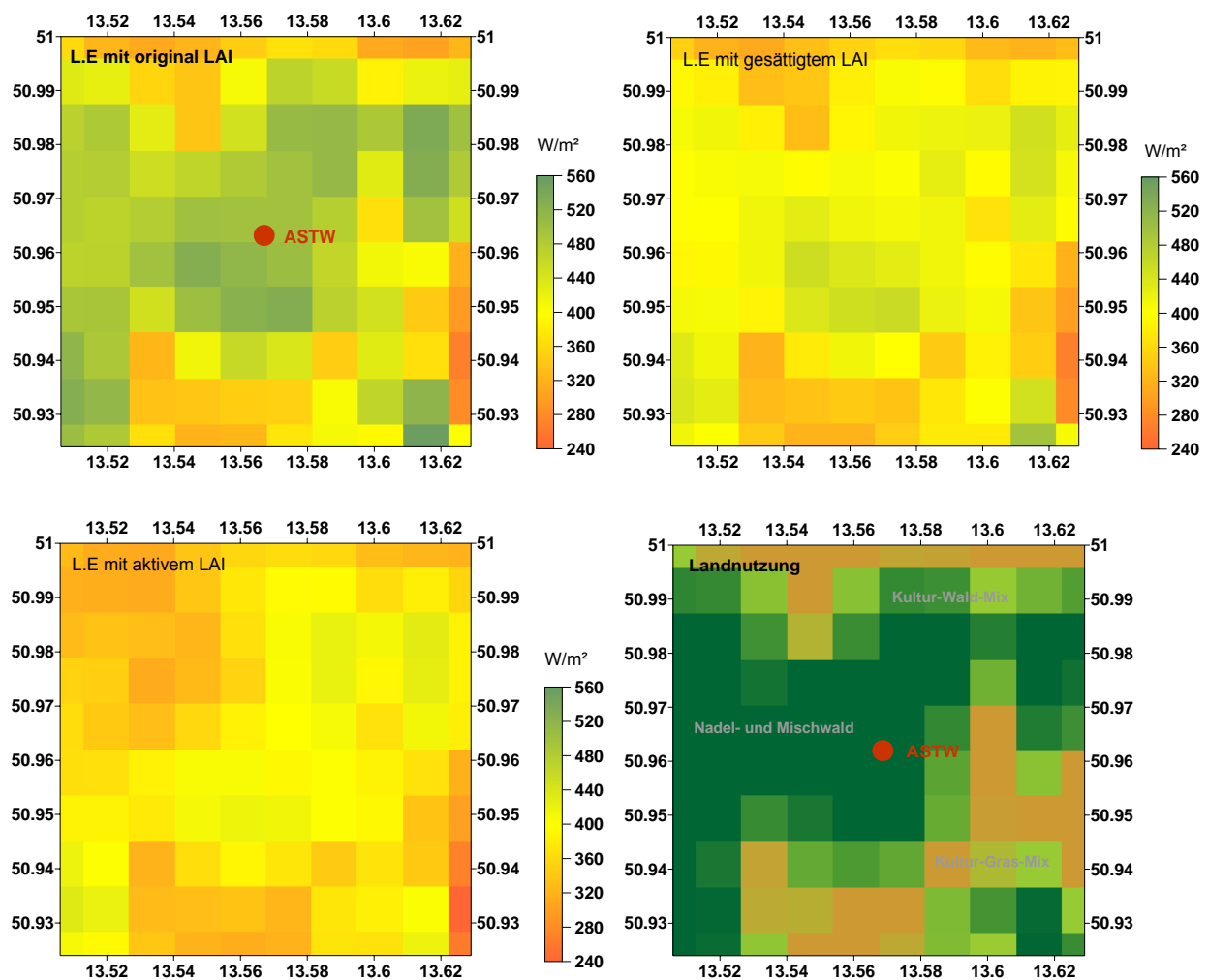


Abbildung 17: Latenter Wärmestrom (NOAA) für den Ausschnitt Ankerstation Tharandter Wald mit aktuellem (o. links), gesättigtem (o. rechts) und aktivem LAI (u. links) beispielhaft für den 29.5.2003 und die korrespondierende Landnutzung (u. rechts).

Für den LAI betonen verschiedene Autoren (z.B. Lotsch et al., 2003) die Sättigung bei Werten $>3...6$ in Abhängigkeit vom Vegetationstyp, insbesondere aber für Waldbestände. Da weder detaillierte Untersuchungen noch genaue Angaben für die verschiedenen Landnutzungen vorliegen, wurde dieser Aspekt bei der Analyse nicht berücksichtigt. Dementsprechend hoch sind die Verdunstungswerte für

VERTIKO-TUD2

Wald. Ein Test mit gesättigtem LAI für die Waldklassen ($LAI_{max} = 4$) zeigt den Effekt auf die Verdunstung in den Sommermonaten (Abb. 17). Für die Waldklassen reduziert sich hier der latente Fluß entscheidend. Einen anderen Ansatz für den Bestandeswiderstand, der ebenfalls von einem aktiven LAI ausgeht, geben Allen et al. (1998) in den FAO Richtlinien an: $r_c = r_s / LAI_{akt}$, wobei r_s der Stomatawiderstand eines Blattes mit ausreichender Lichtversorgung und LAI_{akt} der halbierte normale LAI sind. Für den Stomatawiderstand wird ein Durchschnittswert von 100 sm^{-1} für niedrige Vegetation, 250 sm^{-1} für Mischklassen und 400 sm^{-1} für Waldbestände angenommen. Die resultierende Verdunstung ist für diese Methode am geringsten, da der LAI für alle Klassen gleichermaßen halbiert wird.

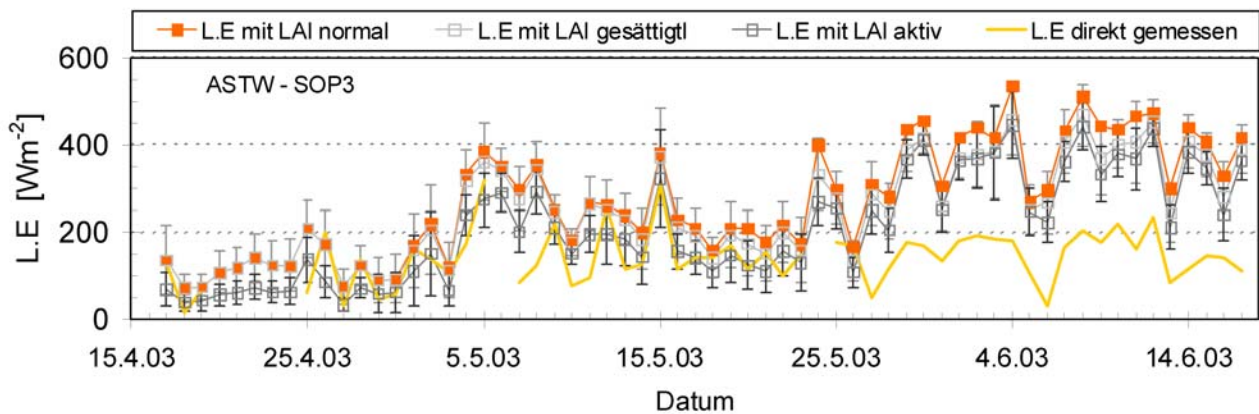


Abbildung 18: Vergleich des latenten Wärmestromes aus NOAA Daten mit 3 verschiedenen Ansätzen für LAI bzw. r_c . Die Fehlerbalken zeigen jeweils die Standardabweichung für das Pixelmittel. Die durchgezogene Linie repräsentiert die Bodenmessungen.

In Abbildung 18 werden die unterschiedlichen Ansätze für die Ankerstation Tharandter Wald (SOP3) dargestellt. Wegen der niedrigeren Werte für den latenten Fluß bestimmt mit dem aktiven LAI verringert sich gleichzeitig die Standardabweichung. Tabelle 1 zeigt die deutliche Verbesserung des RMSE bei Annahme eines aktiven LAI . Im ersten Teil der SOP3 mit noch ausreichender Wasserversorgung ist die Übereinstimmung mit Bodendaten gut. Aufgrund der extremen Trockenheit des Sommers 2003 ist die gemessene Verdunstung im letzten Drittel der betrachteten Periode sehr niedrig. Das hohe Energiedargebot (Nettostrahlung) kann aufgrund des akuten Wassermangels nicht zum Verdunsten umgesetzt werden.

Tabelle 1: RMSE der Verdunstung für SOP3 und verschiedene Methoden der Parametrisierung des Bestandeswiderstandes und getrennt nach Feucht- und Trockenperiode.

SOP3	L.E (LAI normal) [Wm ⁻²]			L.E (LAI gesättigt) [Wm ⁻²]			L.E (LAI aktiv) [Wm ⁻²]		
	gesamt n=56	feucht n=34	trocken n=22	gesamt n=38	feucht n=26	trocken n=12	gesamt n=37	feucht n=20	trocken n=17
ASTW	176	92	256	150	84	215	130	63	192
ASLBg	112	67	173	109	66	168	77	55	112
ASLBp	225	143	293	218	140	284	124	74	165

Da die Bestimmung der Verdunstung aus den NOAA Daten hauptsächlich auf Informationen zum Sättigungsdefizit, der Windgeschwindigkeit und der Nettostrahlung beruht und die Wasserverfügbarkeit z.B. über die Bodenfeuchte nicht berücksichtigt wird, treten für diesen Zeitraum hohe Abweichungen auf. Das bestätigt sich bei Betrachtung des RMSE für SOP3 getrennt für Feucht- und Trockenperiode (Tab. 1). Daß Perioden mit gutem Feuchteangebot besser mit SESAT abgebildet werden, kann man ebenfalls für SOP1 beobachten, die viele Regentage aufwies und die niedrigsten RMSE aller SOPs.

4.2 Oberflächenparameter

Basis für die Berechnung vieler Oberflächenparameter ist der *NDVI*, der aus den spektralen Informationen im Sichtbaren und nahen Infrarot berechnet wird. Mit dem bereits erwähnten Sampling der Daten über 7 Tage erreicht man eine weitgehende Eliminierung des Wolkeneinflusses, so daß die Saisonalität des Reflexionsvermögens, des *NDVI* und des *LAI* deutlich werden. Abbildung 19 zeigt den Blattflächenindex für die Ankerstationen Tharandter Wald und Lindenberg Gras.

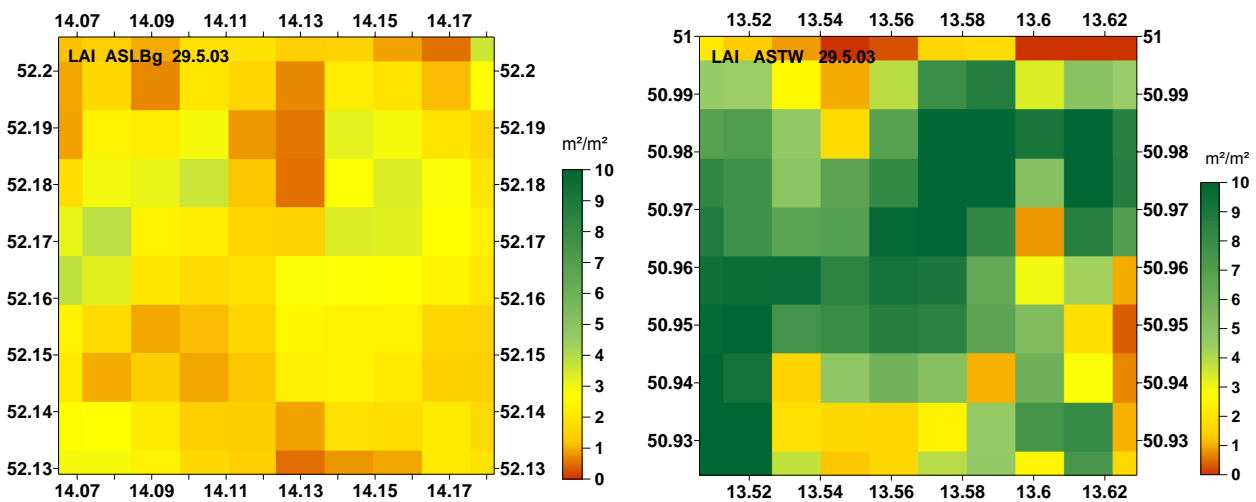


Abbildung 19: Blattflächenindex an zwei Ankerstationen (links Gras, rechts Fichte) am 29.5.03.

Entsprechend der in Abschnitt 3 vorgestellten Gleichungen wird der LAI landnutzungsabhängig für jedes Pixel berechnet. Deutlich unterscheiden sich der Waldstandort ASTW und der Grasstandort ASLBg. Der gezeigte Beispieltermin, mitten in der Vegetationsphase und noch bei guter Wasserversorgung, zeigt typische Wertebereiche. Vergleiche mit Literaturangaben aus Hagemann (2002) und Breuer et al. (2003) haben gezeigt, daß die Ergebnisse innerhalb der dort gegebenen Bereiche für die Hauptlandnutzungstypen liegen. Generell betonen Breuer et al. in ihrem Artikel, daß die Verwendung von Parameterbereichen für Modellanwendungen geeigneter ist als starre Werte, die Mischinformationen aufgrund heterogener Landnutzung nicht ausreichend erfassen. Vergleichswerte für die zeitliche Variabilität unterscheiden lediglich zwischen Wachstums- und Ruhephase der Vegetation (Hagemann, 2002).

4.3 Sensitivität

Zur Quantifizierung der Sensitivität der turbulenten Flüsse und insbesondere des latenten Flusses $L.E$ nach Penman-Monteith auf landnutzungsabhängige und meteorologische Parameter wurden die in SESAT verwendeten Parametrisierungen getestet. In der ursprünglichen Version von SESAT wurden für Windgeschwindigkeit und relative Feuchte Defaultwerte (3 ms^{-1} bzw. 55%) verwendet. In Abbildung 20 und Tabelle 2 ist für drei Landnutzungen der Effekt der Änderung der Windgeschwindigkeit und Feuchte auf die Höhe der Verdunstung aufgetragen. Fehler bei der Temperatur- und Nettostrahlungsbestimmung haben hierbei weniger Auswirkungen als Abweichungen von Wind und besonders Feuchte. Aus diesem Grund wurden diese Defaultwerte bei der Reanalyse der Satellitendaten mit aktuellen Messungen der Ankerstationen ersetzt.

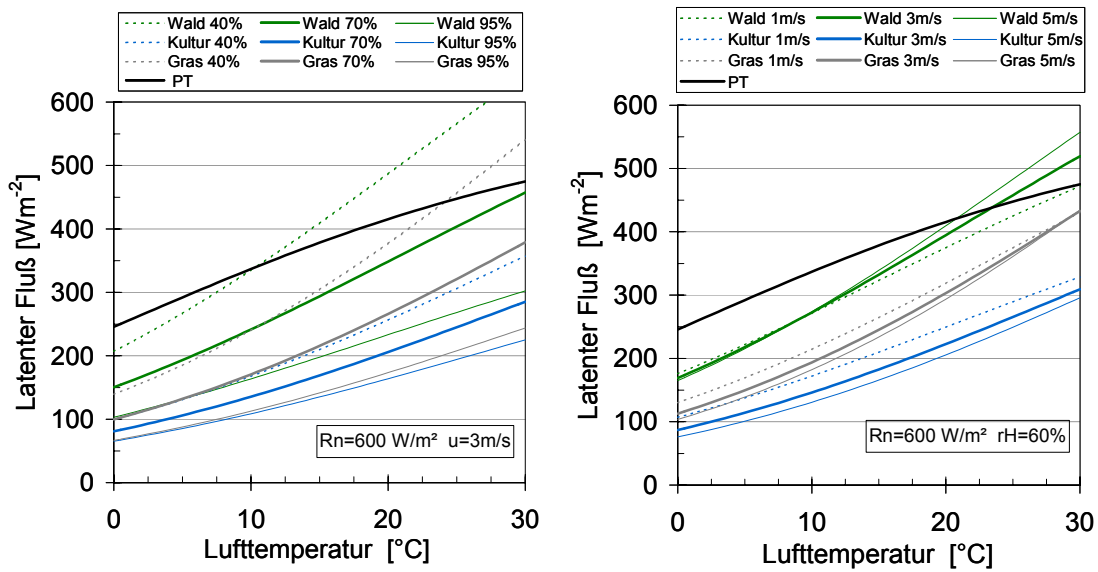


Abbildung 20: Änderung des latenten Flusses in Abhängigkeit von der Änderung der Windgeschwindigkeit und Feuchte.

Tabelle2: Änderung der Verdunstung in Abhängigkeit von Windgeschwindigkeit, Feuchte, Temperatur und Nettostrahlung.

Variation in L.E (bei 15°C , $R_n=600 \text{ Wm}^{-2}$)	Wald	Kultur	Gras
1.....5 m/s	17 Wm^{-2}	31 Wm^{-2}	44 Wm^{-2}
40.....95 %	121 Wm^{-2}	163 Wm^{-2}	74 Wm^{-2}
für $\pm 1\text{K}$	$\pm 13 \text{ Wm}^{-2}$	$\pm 11 \text{ Wm}^{-2}$	$\pm 8 \text{ Wm}^{-2}$
für $\pm 10\%$ von R_n	$\pm 17 \text{ Wm}^{-2}$	$\pm 12 \text{ Wm}^{-2}$	$\pm 13 \text{ Wm}^{-2}$

Die Variation von Lufttemperatur und Nettostrahlung basiert auf allgemeinen Annahmen der Messungenaugigkeit dieser Größen (1 Kelvin bzw. 10% der Nettostrahlung) am Boden. Ausgehend von den höheren Abweichungen, die bei der Satellitendatenanalyse entstehen, kann man die in Tabelle 2 aufgeführten Werte als untere Grenze der möglichen Abweichung betrachten. Insbesondere die Temperaturbestimmung unterliegt großen Unsicherheiten einerseits wegen Bewölkung, andererseits

akkumulieren sich bei der 2m Lufttemperatur nach de Rooy et al. (1999) die Ungenauigkeiten bei der Bestimmung der Oberflächentemperatur und des Bodenwärmestromes.

Den Landnutzungsklassen werden in SESAT Parameter wie die Rauigkeitslänge und Vegetationshöhe zugewiesen (u.a. nach Hagemann, 2002) bzw. werden diese für bestimmte Klassen berechnet, wenn entsprechende Beziehungen zur Verfügung stehen (Gao et al., 1998). Da derartige Parameter aus Satellitendaten nicht direkt ableitbar sind, ist ein Sensitivitätstest notwendig, um resultierende Fehlerbereiche angeben zu können. Die Untersuchung wurde für die im Testgebiet am häufigsten vorhandenen Landnutzungsklassen Wald, Gras/Kultur und Kultur/Wald durchgeführt. Abbildung 21 zeigt die Variation des latenten Wärmestromes bei Veränderung der Vegetationshöhe und der Meßhöhe, die zur Berechnung des aerodynamischen Widerstandes r_a verwendet werden, und des LAI . Die gegenwärtige SESAT Parametrisierung (Vegetationshöhe aus der Landnutzung, Meßhöhe = Vegetationshöhe + 2m) und für den LAI Konstanten aus Hagemann et al. (1999) dienen als Referenzparametrisierung.

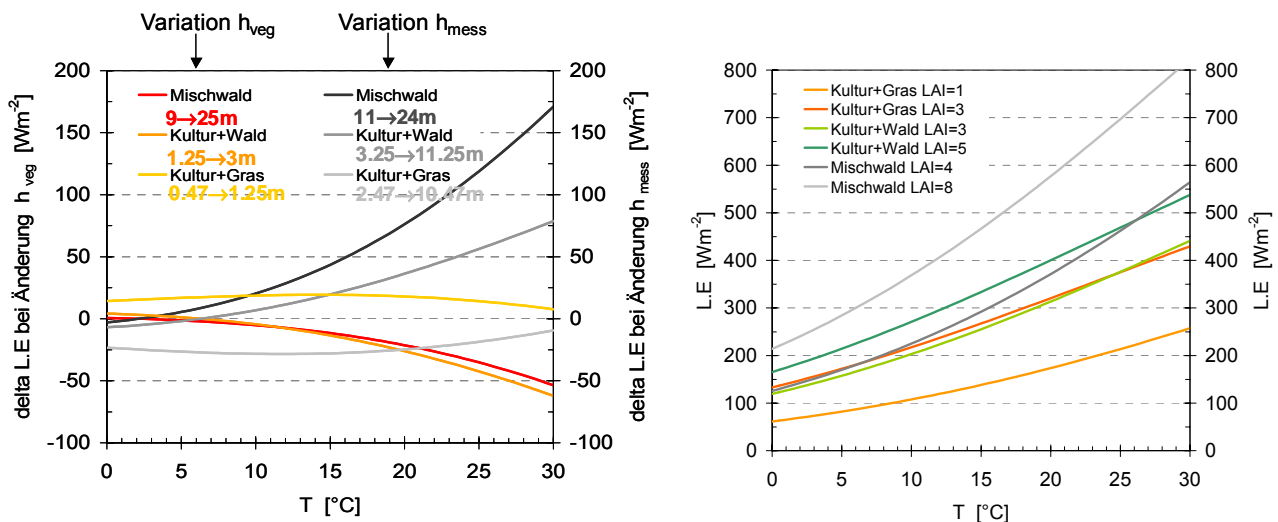


Abbildung 21: Differenzen für L.E durch der Variation links der Vegetationshöhe (gegeben via Landnutzung) und der Meßhöhe (abgeleitet aus h_{veg}). Die im SESAT verwendete Parametrisierung wurde exemplarisch erhöht ($x \rightarrow y$). Die resultierenden Fehlerbereiche sind besonders hoch für Wald und Wald enthaltende Klassen. Rechts Variation des Blattflächenindex für dieselben Landnutzungsklassen.

Die Ergebnisse sind exemplarisch, zeigen aber deutlich, daß sowohl die Landnutzung als auch die ihr zugeordneten Parameter eine erhebliche Unsicherheit verursachen können, wenn sie die realen Bedingungen eines Standortes nicht ausreichend genau beschreiben. Eine saisonal invariable Landnutzung verschärft dieses Problem, besonders für Agrarklassen. Die resultierenden Differenzen (Tab. 3) für die Verdunstung sind insgesamt am geringsten bei Änderung der Vegetationshöhe. Die Meßhöhe ist in jedem Fall eine fiktive Größe und somit eine der unsichersten Parametrisierungen bei der Berechnung des aerodynamischen Widerstandes. Insbesondere für Wald und Wald enthaltende Klassen kann der resultierende Fehler sehr groß werden. Eine Variierung des Blattflächenindexes beeinflusste am stärksten die Gras/Kultur Klasse, wobei hier generell sehr hohe Diffenzen bei allen betrachteten Klassen auftraten.

VERTIKO-TUD2

Tabelle 3: Änderung der Verdunstung in Abhängigkeit von Meßhöhe, Vegetationshöhe und Blattflächenindex für die dominierenden Landnutzungen im VERTIKO Zielgebiet.

	Änderung h_{veg} [m]	Δ L.E [Wm ⁻²]	Änderung h_{meas} [m]	Δ L.E [Wm ⁻²]	Änderung LAI	Δ L.E [Wm ⁻²]
Mischwald	9 → 25	-35	11 → 24	118	6 → 8	100
Kultur+Wald	1.2 → 3	-42	3.2 → 11.2	56	3 → 5	93
Kultur+Gras	0.5 → 1.2	15	2.5 → 10.5	-19	1 → 3	162

Die Problematik der Mischpixel und deren Parametrisierung wird an dieser Stelle wieder besonders deutlich. Die Annahme gemittelter Werte ist unvermeidlich, produziert aber auch große Unsicherheiten.

4.4 Flächenmittel

Während SOP3 (bzw. Litfass03) wurden im Gebiet um das Meteorologische Observatorium Lindenberg Bodenmessungen über verschiedenen Landnutzungen durchgeführt. Für die Globalstrahlung wurden die 10 min Daten von 14 Stationen im Zeitraum 20.5.-17.6.2003 verwendet, um ein Flächenmittel zu generieren. Die ungleiche Verteilung der Stationen (Details: Beyrich, 2003) erforderte eine Wichtung der zugehörigen Flächen. Dafür wurden die Ergebnisse der räumlichen Interpolationsmethoden Kriging und Nearest Neighbor mit dem arithmetischen Mittel aus Satellitendaten verglichen. Die Unterschiede zwischen Kriging und Nearest Neighbor waren in den betrachteten Fällen vernachlässigbar gering. Die Abweichung zwischen Bodendaten und satellitenbasierten Ergebnissen war für wolkenarme Fälle kleiner als 50 Wm⁻². In Abhängigkeit von Typ und Stärke der Bewölkung traten auch Werte bis zu 150 Wm⁻² auf, z.B. für Mosaiken von kleineren isolierten Wolken mit hoher zeitlicher Variabilität oder andere inhomogene Wolkenstrukturen. Abbildung 22 zeigt am Beispiel des 4.6.2003 die Unterschiede zwischen Satellitendaten und räumlich interpolierten Bodendaten. Größere Wolkenfelder werden gut abgebildet. Wegen der geringen Stationsdichte und der Kleinräumigkeit der Wolken im Südwesten des Ausschnittes können die Strukturen dort nicht genau bzw. gar nicht erfasst werden. Die erzielten Wertebereiche sind zwar unterschiedlich groß, wie die Maximum- und Minimumwerte in Abbildung 22 verdeutlichen, aber entscheidend für die Übereinstimmung der Mittelwerte von Boden und Satellit ist die Erfassung der räumlichen Strukturen. Die Qualität der gemittelten Bodenwerte ist eingeschränkt, da für die räumliche Interpolation keine Stationen außerhalb des betrachteten Gebietes als Randbedingungen vorhanden sind.

Im Gegensatz zum Vergleich mit den Punktmessungen an Ankerstationen ist die Streuung geringer (Abbildung 23), wogegen die Überschätzung für kleinere Werte durch die Satellitendaten unverändert bleibt. Der RMSE für die Globalstrahlung ist 78 Wm⁻² bzw. 96 Wm⁻² beim Vergleich zwischen arithmetischem Mittel bzw. Kriging mit den Satellitenergebnissen.

VERTIKO-TUD2

Der Vergleich für die Nettostrahlung (R_n) basiert auf Ergebnissen des DWD (J.-P. Leps), der Komposits in Abhängigkeit von Landnutzungsanteilen im ausgewählten Ausschnitt (20x20 km²) erstellte. Der RMSE beträgt für den untersuchten Zeitraum 71 Wm⁻², und ist aufgrund der integrierten Information niedriger als für die einzelnen Ankerstationen und alle SOP (95 Wm⁻²). Nachteilig ist die ungleiche Verteilung der Stationen für die einzelnen Landnutzungstypen. Die Verwendung nur einer Station für alle Waldflächen beispielsweise entspricht zwar der Oberflächencharakteristik, kann aber die zeitlichen Variabilitäten nicht erfassen. Der Effekt von Bewölkung übersteigt den unterschiedlicher Oberflächeneigenschaften in diesem Fall bei weitem.

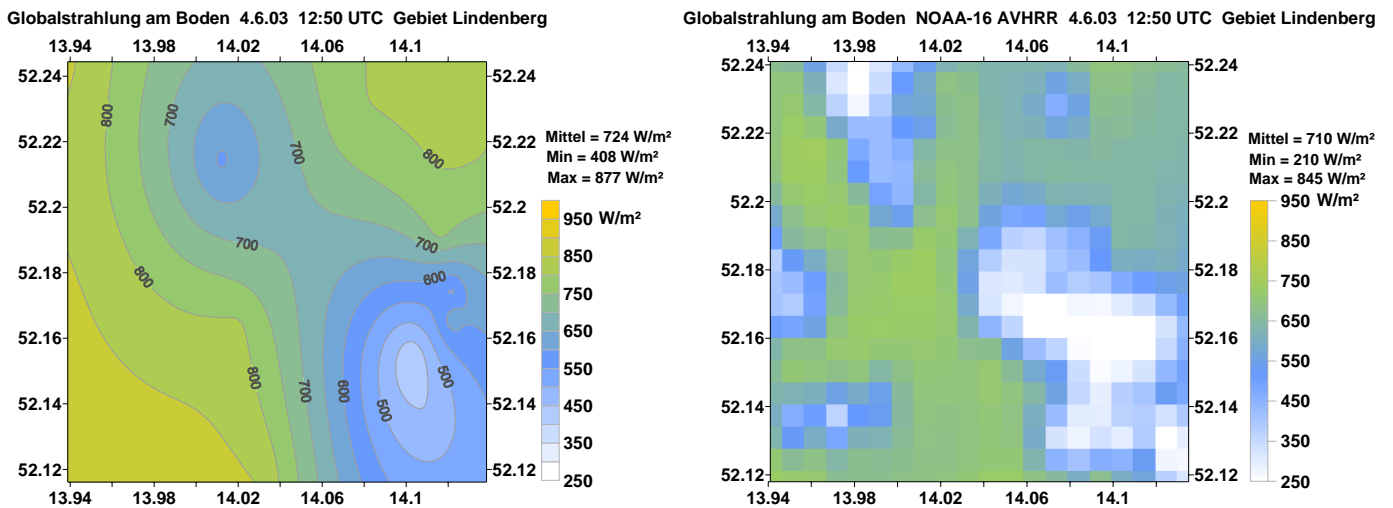


Abbildung 22: Globalstrahlung am Boden für den 4.6.2003. Links Kriging aus Daten von 14 unregelmäßig im gezeigten Gebiet verteilten Meßstationen, rechts Ergebnis aus NOAA Satellitendaten.

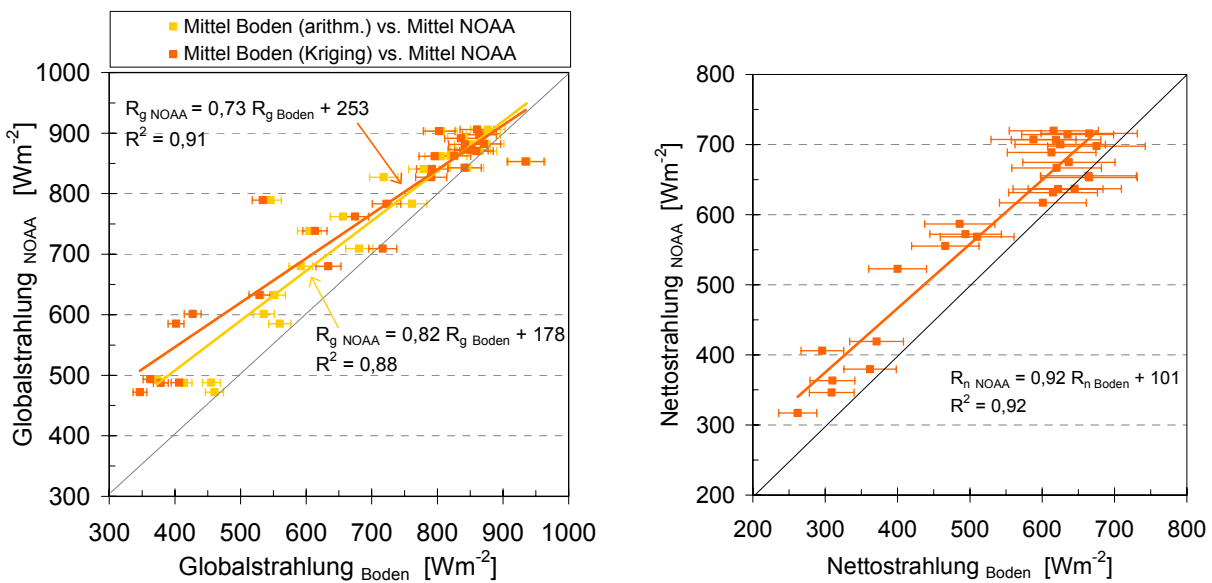


Abbildung 23: Links: Vergleich der mit zwei Methoden flächengemittelten Globalstrahlung für die gesamte Periode. Rechts: Vergleich der flächengemittelten Nettostrahlung.

5. Schlussfolgerungen und weitere Verwertbarkeit der Ergebnisse

Mit dem Analysetool SESAT liegt ein Auswerteverfahren für Satellitendaten vor, das mit verschiedenen Datensätzen getestet wurde. Basierend auf Satellitendaten von NOAA-16 AVHRR und den daraus abgeleiteten Strahlungsflüssen und Oberflächenparametern wurden im Teilprojekt TUD2 die Energieflüsse an der Erdoberfläche innerhalb verschiedener Perioden für das VERTIKO Zielgebiet bestimmt. Für die Bewertung der satellitenbasierten Resultate wurden diese mit den Meßdaten verschiedener Ankerstationen verknüpft. Die Ergebnisse der Validierung mit Bodendaten und die Sensitivitätstests waren die Voraussetzung für eine Verbesserung der Parametrisierung in SESAT und erhöht die Kenntnis der Genauigkeit der verwendeten Analysewerkzeuge. Die Validierung der Resultate hat gezeigt, daß auch nach der Reanalyse noch beträchtliche Abweichungen zwischen gemessenen und berechneten Werten bestehen. Die Ursachen dafür liegen nicht allein in den Parametrisierungen zur Analyse der Satellitendaten, sondern auch in der nicht quantifizierten Höhe des Meßfehlers der Bodendaten, besonders für die turbulenten Flüsse.

Tabelle 4: Zusammenfassung der RMSE aus allen SOP für alle Energiebilanzglieder für die Ankerstationen Tharndt, Lindenberg Gras und Melpitz. L.E resid. bezeichnet den Vergleich der Satellitendaten mit der Verdunstung als Residuum der Energiebilanz aus Bodendaten der Ankerstationen.

Anzahl RMSE		Anzahl RMSE		Anzahl RMSE		Anzahl RMSE		Anzahl RMSE		Anzahl RMSE	
Rg		Rn		L.E		L.E resid.		H		G	
433	133	373	108	246	123	302	110	395	116	338	19,9

Verschiedene Aspekte werden momentan bei der Satellitendatenanalyse mit SESAT weiter vertieft, z.B. die Verbesserung der Berechnung der Strahlungskomponenten durch die Integration neuer Look-up Tabellen mit hochaufgelösten Oberflächenalbeden, mehreren relativen Feuchten und effektiven Tropfenradien oder die Georeferenzierung mittels eines Preprocessings der NOAA LAC Daten zur Navigationsnavigation, wobei die damit verbundene Verringerung der Pixelanzahl zur Mittelung für einen Standort zu einer Reduzierung des Wertebereiches der im Pixelmittel enthaltenen Werte führen soll.

Vorteilhaft ist die Anwendbarkeit von SESAT für nahezu beliebige Regionen weltweit, da die Parametrisierungen landnutzungsabhängig sind bzw. die Look-up Tabellen für ein breites Spektrum an Bedingungen erstellt wurden. Aufgrund seiner modularen Struktur kann SESAT für andere Satelliten angepaßt werden, wobei der Aufwand entsprechend der Datenformate, der spektralen Auflösung und der Beobachtungsgeometrien unterschiedlich ist. Ein erster Vergleich von Wolkenklassifikation und Einstrahlung am Erdboden berechnet mit NOAA und Meteosat-8 Daten wird in Schwiebus et al. (2004) veröffentlicht.

Die aus den NOAA Satellitendaten bestimmten Energieflüsse und Oberflächenparameter stehen für Vergleiche mit anderen Modellrechnungen zur Verfügung. In einem Teilprojekt des BMBF Förderschwerpunktes DEKLIM, EVA-GRIPS, werden Ergebnisse des DWD Lokalmodells mit Landsat7 und NOAA Ergebnissen verglichen. Gleichzeitig können die SESAT Resultate eine Möglichkeit für die Validierung von Modellparametern sein bzw. wurden für Testläufe ins Lokalmodell implementiert (Heret et al., 2004).

Symbolliste

γ	Psychrometerkonstante	hPaK^{-1}
κ	Karman Konstante	-
ρ	Breitbandalbedo, Reflexionsvermögen	-
ρ_{air}	Luftdichte	kgm^{-3}
c_p	spezifische Wärmekapazität der Luft	$\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$
d	Nullpunktverschiebung	m
e	aktueller Dampfdruck	hPa
e_s	Sättigungsdampfdruck	hPa
r_a	aerodynamischer Widerstand	sm^{-1}
r_c	Bestandeswiderstand	sm^{-1}
r_s	Stomatawiderstand	sm^{-1}
s	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve	hPaK^{-1}
u_{2m}	2m Wind	ms^{-1}
z	Meßhöhe	m
z_0	Rauhigkeitslänge	m
G	Bodenwärmestrom	Wm^{-2}
H	fühlbarer Wärmestrom	Wm^{-2}
LAI	Blattflächenindex	m^2m^{-2}
LAI_{akt}	aktiver Blattflächenindex	m^2m^{-2}
$L.E$	latenter Wärmestrom	Wm^{-2}
$NDVI$	normalisierter Differenzen-Vegetationsindex	-
R_n	Nettostrahlung	Wm^{-2}
SZA	Sonnenzenitwinkel	°
T_s	Oberflächentemperatur	K
T_{2m}	2m Lufttemperatur	K

ASLBg	Ankerstation Lindenberg Gras
ASLBp	Ankerstation Lindenberg Kiefer
ASME	Ankerstation Melpitz
ASTW	Ankerstation Tharandter Wald
LUT	Look-up Tabelle
SOP	special observation period
TOA	top of atmosphere (Oberrand der Atmosphäre)

Literatur

- Allen, R.G., 1986: A Penman for all seasons. *J. Irrig. Drain. Eng.*, **112/4**, 348-368.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998: Crop evapotranspiration - guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and Drainage paper 56, Rome.
- Bastiaanssen, W.G.M., M. Menenti, R.A. Feddes and A.A.M. Holtslag; 1998: A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation; *J. Hydrol.*, **212-213**, 198-212.
- Berger, F.H., 1995: Inference of climatic efficiency of clouds from satellite measurements. *Int. J. Remote Sensing*, **16**, 2903-2926.
- Berger, F.H., 2001: Bestimmung des Energiehaushalts am Erdboden mit Hilfe von Satellitendaten. Tharandter Klimaprotokolle – Band 5, 206pp.
- Blanford, J. H.; Bernhofer, Ch.; Gay, L. W.; 1991: Energy flux mechanisms over a pecan orchard oasis. Proc. 20th Conference on Agricultural Forest Meteorologie in Salt Lake City, Utah - Am. Meteorol. Soc., Boston, MA, , 116-119.
- Bougeault, P., Bret, B., Lacarrere, P., Noilhan, J., 1991: An example of spatial integration of a land-surface parametrization in meso-beta-scale model. In *Land surface evaporation: measurement and parameterization* edited by Schmugge, T. J., André, J.-C., Springer-Verlag, New York, 383-410 pp.
- Breuer, L., Eckhardt, K., Frede, H.-G., 2003: Plant parameter values for models in temperate climates. *Ecological Modelling*, **169**, 237-293.
- de Rooy, W.C.; Holtslag, A.A.M., 1999: Estimation of surface radiation and energy flux densities from single-level weather data. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 526-540.
- Gao, W., Coulter, R.L., Lesht, B.M., Qiu, J., Wesley, M.L., 1998: Estimating clear-sky regional surface fluxes in the southern great plains atmospheric radiation measurement site with ground measurements and satellite observation. *J. Appl. Met.*, **37**, 5-22.
- Gay, L.W., Vogt, R., Bernhofer, Ch., Blanford, J.H., 1996: Flux agreement above a scots pine plantation. *Theor. Appl. Climatol.*, **53**, 33-48.
- Grimmond, C.S.B., Oke, T.R., 1999: Heat storage in urban areas: local-scale observations and evaluation of a simple model. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 922-940.

- Hagemann, S., 2002: An improved land surface parameter dataset for global and regional climate models. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Report No. 336.
- Heret, C., A. Tittebrand, A. Schwiebus, V. Goldberg und F.H. Berger, 2004: Räumliche Integration der Energieflüsse über heterogenem Gelände durch Kombination von Satellitenergebnissen und Modellsimulationen. DACH Meteorologentagung, 7.-10. September, Karlsruhe.
- Inclan, M.G., Schween, J., Dlugi, R., 1999: Estimation of volatile organic compound fluxes using the Forest-Land-Atmosphere-Model (FLAME). *J. Appl. Met.*, **38**, 913-921.
- Kautz, A., 1999: Jährliche Variabilität des normalisierten Differenzen-Vegetationsindex (NDVI) repräsentativer Vegetationsflächen in Deutschland als Grundlage für regionale Verdunstungsstudien. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie und Meteorologie, TU Dresden.
- Key, J.R., 1999: Streamer - user's guide. Technical report 96-01, Department of Geography, Boston University.
- Kustas, W.P., Daughtry, C.S.T., Van Oevelen, P.J., 1993: Analytical treatment of the relationships between soil heat flux / net radiation ratio and vegetation indices. *Remote Sens. Environ.*, **46**, 319- 330.
- Li, B., Avissar, R., 1994: The impact of spatial variability of land-surface characteristics on land-surface heat fluxes. *J. Climate*, **7**, 527-537.
- Liu, H., Foken, Th., 2001: A modified Bowen ratio method to determine sensible and latent heat fluxes. *Meteorol. Zeitschrift*, **10/1**, 71-82.
- Lotsch, A., Tian, Y., Friedl, M.A., Myneni, R.B., 2003: Land cover mapping in support of LAI and FPAR retrievals from EOS-MODIS and MISR: classification methods and sensitivities to errors. *Int. J. Remote Sensing*, **24/10**, 1997-2016.
- McClain, E.P., Pichel, W.G., Walton, C.C., 1985: Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.*, **90**, C6, 11587-11601.
- Mecklenburg, S., Berger, F.H., Bernhofer, C., 1999: The influence of cloud optical thickness on terrestrial longwave radiation of a spruce forest for different cloud types. *Z. Meteor.*, **8**, 22-27.
- NOAA KLM User's Guide. <http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/klm/>
- Pinker, R.T., Frouin, R., Li, Z., 1995: A review of satellite methods to derive surface shortwave irradiance. *Remote Sens. Environ.*, **51**, 108-124.
- Schwiebus, A., Lorenz, A. and Berger, F.H., 2004 (in print): Validated surface solar radiation inferred from NOAA-AVHRR and Meteosat-8 SEVIRI data. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie, Fernerkundung und Geoinformation*.
- Sellers, P.J., Randall, D.A., Collatz, G.J., Berry, J.A., Field, C.B., Dazlich, D.A., Zhang, C., Collelo, G.D., Bounoua, L.; 1996: A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. *J. Climate*, **9**, 676-677.
- Shuttleworth, W.J., 1993: Evaporation. In *Handbook of Hydrology* edited by Maidment, D.R., American Water Works Association, New York.
- Song, J., Gao, W., 1999: An improved method to derive surface albedo from narrowband AVHRR satellite data: Narrowband to broadband conversion. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 239-249.
- Tovar, H.F., Baldasano, J.M., 2001: Solar radiation mapping from NOAA AVHRR data in Catalonia, Spain. *J. Appl. Meteorol.*, **40**, 1821-1934.
- Vermote, E., Tanre, D., Deuze, J.L., Herman, M., Morcrette, J.J., 1995: Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S). 6S User Guide, NASA Goddard Space Flight Center.
- Vogt, R., Bernhofer, Ch., Gay, L.W., Jaeger, L., Parlow, E., 1996: The available energy over a Scots pine plantation: What's up for partitioning?. *Theor. Appl. Climatol.*, **53**, 23-31.

**Abschlussbericht
zum Forschungsprojekt**

**Advektive Effekte auf Oberflächenflüsse unter komplexen Bedingungen
(VERTIKO-UBAS)**

FK 07 ATF37-UBAS

Berichtersteller:

Roland Vogt, Christian Feigenwinter

Universität Basel

Departement Geographie

Institut für Meteorologie, Klimatologie und Fernerkundung

Klingelbergstrasse 27

CH-4056 Basel

im Dezember 2004

Forschungsvorhaben: Advektive Effekte auf Oberflächenflüsse unter komplexen Bedingungen

Förderung durch: Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms 2000

Förderkennzeichen: Förderkennzeichen 07 ATF37-UBAS

Projektleiter: Dr. Roland Vogt, Universität Basel, Departement Geographie, Institut für Meteorologie, Klimatologie und Fernerkundung

Projektmitarbeiter: Dr. Christian Feigenwinter, Universität Basel, Departement Geographie, Institut für Meteorologie, Klimatologie und Fernerkundung

Abstract

Two micrometeorological experiments were performed at the anchor station Tharandter Wald (hereafter ASTW) near Dresden, Germany, in the frame of the AFO 2000 VERTIKO-UBAS project with the aim to measure all relevant parameters for an accurate estimation of the non-turbulent advective fluxes of CO₂. While the first campaign in 2001 served mainly as a feasibility study (DOY 263-283), the second one in 2003 was laid out as a long term study (DOY 150-286) with an enhanced experimental setup. Beside the permanent measurements at the ASTW as part of the CARBOEUROPE-IP, vertical profiles of wind velocity, CO₂ concentrations and horizontal CO₂ concentration gradients were measured and a methodology was developed to compute high resolution profiles from these measurements. These profiles served as the base for the estimation of the non turbulent advective CO₂ fluxes.

Vertical advective transport was found to be significant only at night and under conditions of poor turbulent mixing of the air in the surface layer, i.e. during situations when the friction velocity u_* was lower than 0.3 m s⁻¹. Under such conditions, the vertical advection term reached positive values of the same magnitude as the turbulent CO₂ flux, which was measured by Eddy Correlation technique. Horizontal advection seems to occur not only during stable and calm nights but also under conditions of well developed turbulent mixing. Largest positive horizontal advective fluxes were found in the lower trunk space. During situations of low turbulence, these fluxes reached the highest values early in the night, in the late night they were slightly weakening and a region of negative flux was developing at canopy height, partly compensating the positive flux in the trunk space. Under conditions when u_* was higher than 0.3 m s⁻¹, maximum values were found shortly after midnight in the trunk space and practically no advection was observed above this layer. The amount of the horizontal advective fluxes at night outnumbered the nightly turbulent flux more than twice, which significantly strengthened the nightly CO₂ source. A large day to day variability was observed and the mean horizontal advective flux term showed a skewed distribution which means that some situations with large fluxes contribute excessively to the mean flux.

Though there are several common findings with similar advection studies, the results may be highly site specific. Especially the processes underlying the occurrence of the high horizontal fluxes have to be further investigated. It will be a big challenge for the scientific community to find conclusive results on the importance of the non turbulent terms in the carbon dioxide conservation equation in the near future.

Introduction

The present concentration of carbon dioxide (hereafter [CO₂]) in the atmosphere is higher than in the past 420'000 years or eventually even in the past 20 million years (IPCC, 2001) and it continues to rise due to fossil fuel combustion and deforestation. There is increasing evidence that this rise is leading global climate warming. Globally, the terrestrial biosphere absorbs about one third of human-induced CO₂ emissions and thus is presently reducing the speed of anthropogenic climate change. This carbon sink is mainly located in the Northern hemisphere, and especially midlatitude forests play an important role in mitigating or delaying such an effect. Since the Kyoto Protocol includes carbon sources and sinks in the terrestrial biosphere, an accurate knowledge of the carbon sequestration is also of high political relevance.

In the past years regional networks have been established to estimate the net carbon uptake of terrestrial ecosystems. The standard methodology used by the FLUXNET community, a global network that brings together regional networks like e.g. CARBOEUROPE (Europe), AMERIFLUX (South and North America), ASIAFLUX (Far East) and OZFLUX (Australia and New Zealand), to evaluate Net Ecosystem Exchange (*NEE*) of CO₂ is relying on the Eddy Correlation (EC) technique (Aubinet et al., 2000). Thus *NEE* is mainly the result of the difference between two large fluxes, namely plant photosynthesis and respiration. Despite the known deficiencies of the EC technique, this method is very popular and unrivalled when it comes to describing and studying ecosystem response to climate. The EC method permits the estimation of the vertical turbulent flux, which equals the total flux under the assumptions of stationarity, horizontal homogeneity, flat terrain and negligible molecular diffusion. However these assumptions are rarely given at many experimental sites, as they are often chosen in order to be representative of the natural variability of terrestrial ecosystems.

Finnigan (1999) states that in non-ideal terrain the flow within and above the canopy becomes two or three-dimensional and is characterised by advective components that the EC-installation is unable to capture. Especially during stable nights with low wind speed, i.e. when turbulent mixing is weak, non turbulent processes like the storage of CO₂ in the air space and in the soil and the drainage from or into the control volume by advection become more important. The method usually applied to overcome the limits of EC flux measurements under stable conditions rejects measurements below a certain threshold of the friction velocity u_* and replaces data by a gap-filling strategy based on empirical regression models of respiration response to temperature, estimated using data collected during windy periods at night (Falge et al., 2001a,b). However, both the threshold of u_* and the respiration models are strictly site dependent. For the ASTW site, the u_* threshold was determined at 0.3 ms⁻¹ by Grünwald (2000). Also this correction involves the assumption that, during windy periods, storage and advection are negligible (Aubinet et al., 2003), which will probably not be appropriate for sites

VERTIKO-UBAS

characterised by heterogeneity in topography, canopy cover and spatial distribution of source/sink intensities. Recent studies (Lee, 1998; Baldocchi et al., 2000; Paw U et al., 2000; Yi et al., 2000; Aubinet et al., 2003; Aubinet et al., 2004; Feigenwinter et al. 2004; Marcolla et al., 2004; Staebler and Fitzjarrald, 2004) show, that the neglected advection terms play an important role in the carbon budget especially in forest canopies and that they may be responsible for the underestimation of night time fluxes of CO₂ in forests (Moncrieff et al., 1997) rather than measurement errors.

As a consequence of the referred advection studies the estimation of the non-turbulent components of mass balance is becoming a major challenge for micrometeorologists in the near future.

The ambitious aim of the AFO 2000 project VERTIKO-UBAS was to experimentally investigate a possible contribution of the non turbulent advection terms to the *NEE* of CO₂ at ASTW and to find an affordable configuration of meteorological instruments to achieve this goal. Usually experimental sites are equipped with one single tower. However, probing an entire soil-vegetation-atmosphere volume requires at least three measurement towers with appropriate instrumentation to quantify the vertical and horizontal [CO₂] gradients and the flow field, which substantially increases the requirements in hardware and manpower. Further on, the dimension of the control volume must be carefully evaluated because it must be in the order of the dominating scales (in time and space) of the transport processes. Spectral analysis, autocorrelation functions, determination of coherent structures and finally the



Fig. 1: The Tharandt forest (dark region in the left center) with the ASTW (red point) and the Wernersbach catchment area (red line). Top right the city of Dresden. Photo by courtesy of IHM, TU Dresden

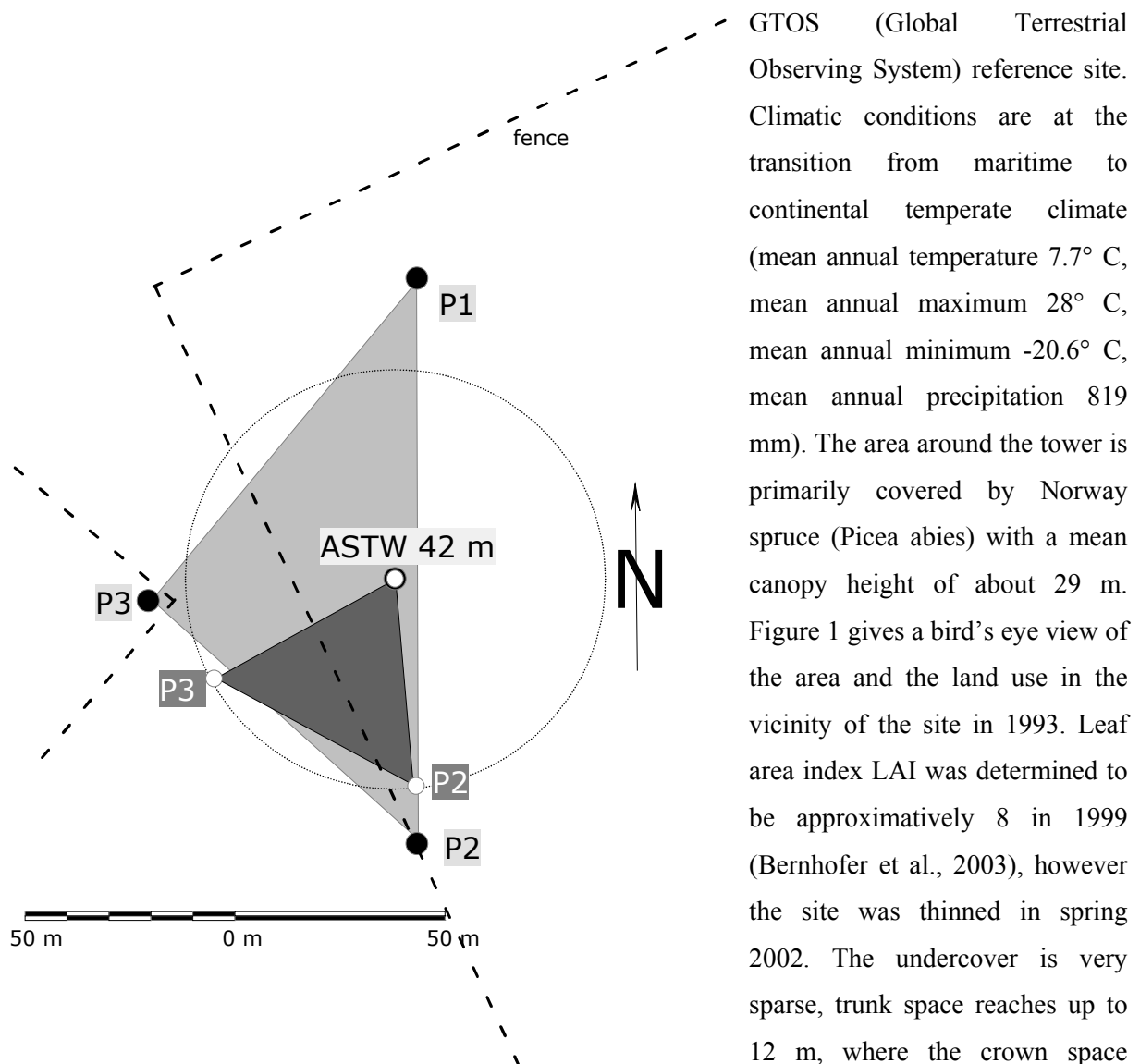
application of Taylor's hypothesis may help to design the experimental setup in a way to yield acceptable and representative results. Two extensive measurement campaigns have been performed in Sep/Oct 2001 (MORE I, DOY 263-283) and from May to Oct 2003 (MORE II, DOY 150-286) at ASTW to investigate the influence of non turbulent horizontal and vertical advection processes on the *NEE* of CO₂. During the campaigns the permanent measurement facilities at the ASTW have been substantially enhanced by additional towers to accurately

acquire the horizontal and vertical [CO₂] gradients in a control volume. The first (short term) campaign MORE I mainly served as a feasibility study with the aim to record experimentally all relevant terms of the CO₂ budget equation in a soil-vegetation-atmosphere control volume. Results of this first campaign are published in Feigenwinter et al. (2004). The experiences made during MORE I then provided the basis for the improved and strongly enhanced experimental setup of the second (long term) campaign MORE II.

Materials and methods

Site description

The measurements took place at the ASTW tower site in Tharandt, Germany, which is by the Institute of Hydrology and Meteorology of the Dresden University of Technology since the late fifties. The site joined the EUROFLUX network in 1996 and is an observational site in the framework of the current CARBOEUROPE-IP project. The tower (50°58' N, 13°34' E), 375 m a.s.l. is situated in the eastern part of the Tharandt forest (ca. 600 ha) near Dresden at the northern base of the Ore mountains and serves as an anchor station for ecological, hydrological and remote sensing applications. It is also a



GTOS (Global Terrestrial Observing System) reference site. Climatic conditions are at the transition from maritime to continental temperate climate (mean annual temperature 7.7° C, mean annual maximum 28° C, mean annual minimum -20.6° C, mean annual precipitation 819 mm). The area around the tower is primarily covered by Norway spruce (*Picea abies*) with a mean canopy height of about 29 m. Figure 1 gives a bird's eye view of the area and the land use in the vicinity of the site in 1993. Leaf area index LAI was determined to be approximately 8 in 1999 (Bernhofer et al., 2003), however the site was thinned in spring 2002. The undercover is very sparse, trunk space reaches up to 12 m, where the crown space

Fig. 2: Ground plot of the ASTW experimental site and the MORE I+II tower locations (P1, P2, P2). Dark and light gray triangles refer to the MORE I and the MORE II campaigns, respectively.

VERTIKO-UBAS

begins. The principal flux network measurements are from a 42 m tower. For more detailed information about the site and the permanent measurements refer to Grünwald (2002).

In addition to these measurements, additional parameters were measured during the MORE I+II campaigns, however with a different setup. The MORE I setup is described in detail in Feigenwinter et al. (2004). Figure 2 shows the ground plot of both campaigns and the site in general. The MORE I probing volume was a prism with a side length of about 50 m, the maximum measurement height at P2 and P3 (dark gray) was 26 m. For the MORE II campaign three towers (P1, P2, P3, light gray) with a height of 30 m were mounted in about 70 m horizontal distance from ASTW according to fig. 2.

Instrumentation and measurements

As mentioned before the layout and the instrumentation were significantly enhanced for the MORE II campaign. The coordination between the permanent measurement program and the additional measurements, a major deficiency of the first experiment, has been optimised and adapted to the task. Cup anemometers were mounted opposing to prevent from tower effects at ASTW at five additional levels (2, 8, 18, 26 and 33 m a.g.l.). A supplementary measurement point at P1 was established and the maximum measurement height was increased from 26 m (MORE I) to 30 m at the vertices of the control volume P1, P2 and P3. Ultrasonic anemometers and thermocouples were mounted at each point P1, P2 and P3 at the 2.5 m and 30 m level. [CO₂] was measured by 3 LiCor 6262 infrared gas analyzers (IRGA) in combination with gas multiplexers after Xu et al. (1998) at P1, P2, P3 (0.5, 2.0, 8.0, 20 and 30 m a.g.l.) and at ASTW (0.2, 0.5, 1, 2, 8, 18, 33 and 40 m a.g.l.). Table 1 gives an overview of the instrumentation. In order to measure directly the horizontal [CO₂] gradients, a well thought-out 120 s cycle sampling scheme was applied to adjust the readings of the three LiCors for the vertical [CO₂] profiles (Table 2). Note that by the redundant readings at the 2 m levels the measurements of the different IRGAs become comparable.

The IRGAs were all equipped with an internal pressure transducer. The reference cells were continuously flushed with nitrogen. The pumps for the transport of the air to the main manifold were operated at a flow rate of 8-10 l min⁻¹ and the smaller pumps between the manifold and the IRGA had a flow rate of around 2-3 l min⁻¹. The analog signals of the IRGAs (CO₂, H₂O and instrument temperature) were measured by a CR23X data logger (CSI, Logan, UT), which also controlled the switching of the multiplexers' valves by two 16 channel AC/DC controllers (SDM-CD16AC, Campbell Scientific). To reach a constant value for every single CO₂ measurement after switching the respective valve, the sample cell of the gas analyser was purged for seven seconds with the ambient air from the respective level tube before taking a measurement. After purging, 5 samples were taken during the next 5 seconds. As shown in fig. 3 the purging time of 7 s is enough to provide a relatively constant signal for the succeeding measurements. Even when differences are as large as 40 ppm, for instance when changing from 8 m to the lowest level at 0.5 m at night time a remarkable constant signal is attained after 7 seconds.

VERTIKO-UBAS

TABLE 1

Instrumentation MORE II (only measurements referred to in this study are listed)

Measurement	Location	Height (m)	Instrument	Manufacturer
Fluxes				
3D momentum and sensible heat flux (EC)	ASTW	42 37, 33	Gill Solent R2 #205 METEK USA-1	Gill Instruments, U.K. METEK, Germany
	P1, P2, P3	30, 2.5	METEK USA-1	METEK, Germany
CO ₂ and H ₂ O (EC)	ASTW	42	Li-6262 IRG3-#539	LiCor, Lincoln, NE, USA
Profiles				
CO ₂ and H ₂ O	ASTW	0.2, 0.5, 2, 8, 26, 33, 37, 40	Li-6262 IRG3-#381	LiCor, Lincoln, NE, USA
	P1, P2, P3	0.5, 2, 8, 20, 30	Li-6262 IRG3-#814, #315	LiCor, Lincoln, NE, USA
Horizontal wind	ASTW	2, 8, 18, 26, 33 (two profiles)	Vaisala, VAA15	Vaisala, Finland
Temperature	ASTW	2, 8, 18, 26, 33	Fine Wire Thermo- couples 75 µm, Type E	Campbell Scientific, Logan, UT, USA
	P1, P2, P3	30, 2.5		

TABLE 2

Scheme of one 120 s sampling cycle. Direct horizontal [CO₂] gradient measurements are framed by a solid thick line, twofold readings by a double line

IRG #814	P1	P2	P3	P1	P2	P3	P1	P2	P3	ASTW 2 m
	30 m			20 m			2 m			
IRG #315	P1	P2	P3	P1	P2	P3	P1	P2	P3	ASTW 2 m
	0.5 m			8 m			2 m			
IRG #381	ASTW									
	40 m	37 m	33 m	26 m	8 m	2 m	0.5 m	0.2 m		
	0	30		60		90	120			
	time (s)									

With this setup, one cycle for 10 measurement levels lasts 120 s and thus, for a half hourly mean value, 15 periods with 5 samples each were used for each measurement level. All IRGAs were adjusted for zero offset and span correction at least every seven days. Additionally a zero and span adjustment according to LiCor application note 123 (LiCor, Lincoln, NE, USA) was applied to the raw data, this however had only a small impact on the data. By the redundant measurements at 2 m we were able to compare the three gas analysers with each other. It is shown in fig. 4 that by a simple linear regression the data from the different gas analysers can be adjusted to a satisfying accuracy with a standard error of ± 0.4 ppm (see also fig. 4).

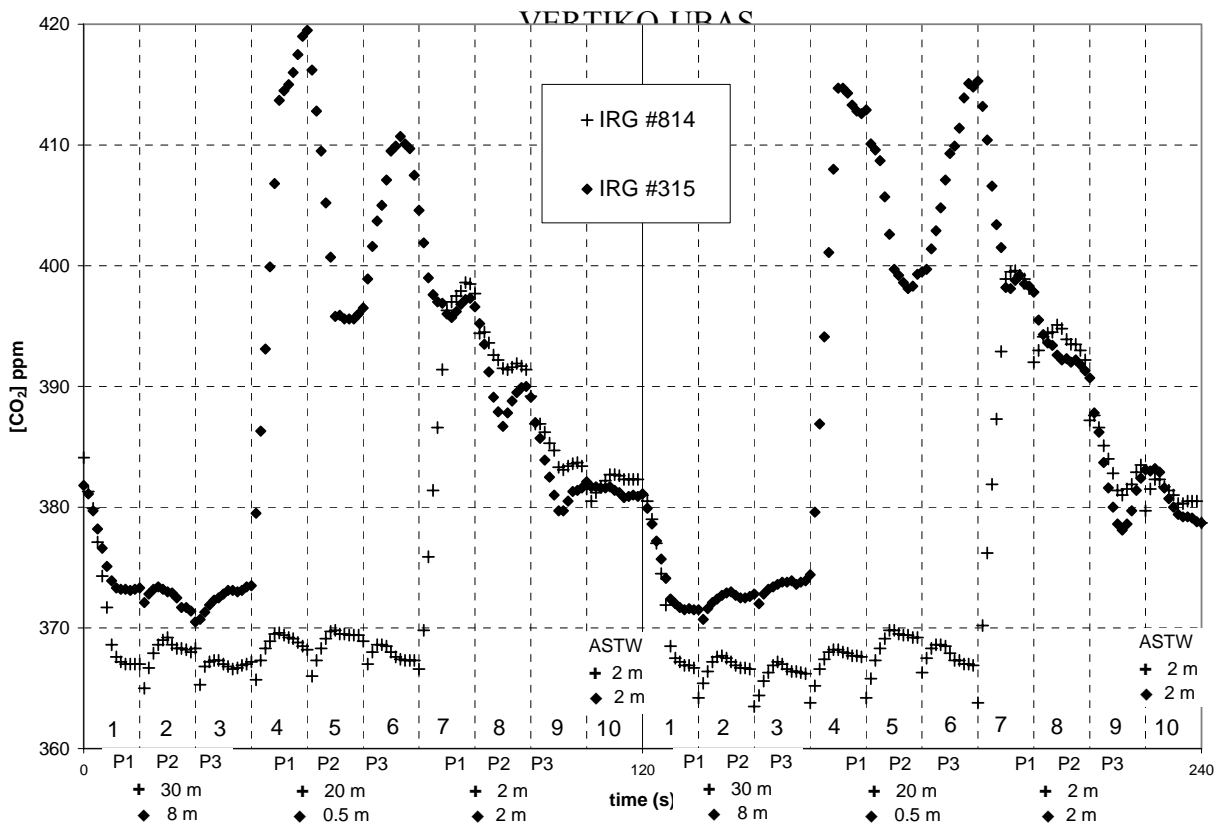


Fig. 3: Arbitrary extract from the LiCor readings. Two complete 120 s cycles are shown to demonstrate that a purging time of 7 s is sufficient to yield a satisfying constant signal. Data are from DOY 148 at 21:56.

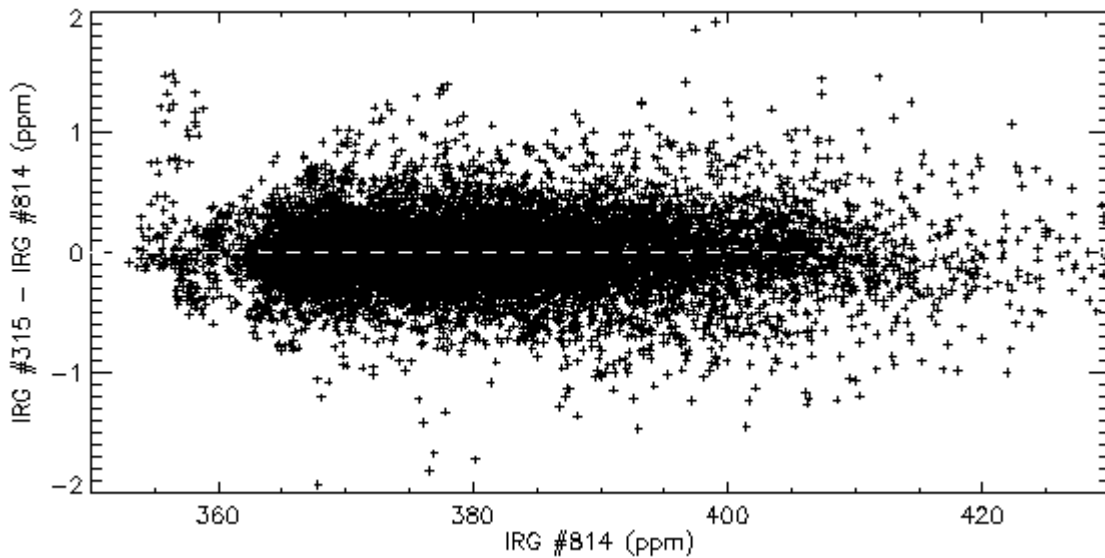


Fig. 4: Residuals from the twofold IRGA readings at the 2 m level at P1, P2, P3 and ASTW after adjustment by linear regression.

Theoretical considerations

For carbon dioxide, the mass conservation states that the CO_2 mixing ratio c , defined as the ratio of mole density of CO_2 to the mole density of dry air ρ/ρ_a (usually measured in ppm), is balanced by the flux divergence of CO_2 in x , y and z direction. After Reynolds averaging and integration over a control volume of height z , and a longitudinal and lateral extend $2L$ this results in (Finnigan, 1999):

VERTIKO-UBAS

$$\frac{1}{4L^2} \iint_L dx dy \int_0^{z_r} dz S_B(t, x, y, z) = \frac{1}{4L^2} \iint_L dx dy \int_0^{z_r} dz \left(\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + \frac{\partial (\bar{u}_j \bar{c}')}{\partial x_j} + \frac{\partial (\bar{u}'_j \bar{c}')}{\partial x_j} \right), \quad (1)$$

where S_B is the biological source/sink strength term, t is time, prime denotes the departure from the mean, overbar is the Reynolds averaging operator, $x_j \equiv x, y, z$ is the coordinate system with x in the east direction, y in the north direction and z in the surface normal direction and $u_j \equiv u, v, w$ are the corresponding wind components. Some simplifications in eq. (1) can be made (Finnigan, 1999; Finnigan et al., 2003) by neglecting the horizontal turbulent flux divergence terms and the horizontal variation of the vertical flux ($\partial \bar{u}' \bar{c}' / \partial x = \partial \bar{v}' \bar{c}' / \partial y = \partial \bar{w}' \bar{c}' / \partial z = \partial \bar{w}' \bar{c}' / \partial y = 0$), applying continuity ($\partial \bar{u} / \partial x + \partial \bar{v} / \partial y + \partial \bar{w} / \partial z = 0$) and assuming a horizontally homogeneous concentration gradient ($\partial^2 \bar{c} / \partial x^2 = \partial^2 \bar{c} / \partial y^2 = 0$). With this, eq. (1) reduces to

$$\int_0^{z_r} S_B(t, z) dz = \int_0^{z_r} \frac{\partial \bar{c}(z)}{\partial t} dz + \int_0^{z_r} \frac{\partial \bar{w}' \bar{c}'(z)}{\partial z} dz + \int_0^{z_r} \bar{w}(z) \frac{\partial \bar{c}(z)}{\partial z} dz + \int_0^{z_r} \left(\bar{u}(z) \frac{\partial \bar{c}(z)}{\partial x} + \bar{v}(z) \frac{\partial \bar{c}(z)}{\partial y} \right) dz. \quad (2)$$

I II III IV

Term I is the storage change term and will be calculated from a mean vertical concentration profile.

The eddy flux term II on the RHS of eq. (2) can be written as

$$\int_0^{z_r} \frac{\partial \bar{w}' \bar{c}'(z)}{\partial z} dz = \bar{w}' \bar{c}'(z_r) - \bar{w}' \bar{c}'(0). \quad (3)$$

Using Lee's (1998) notation for the vertical advection term III on the RHS of eq. (2), results in

$$\int_0^{z_r} \bar{w}(z) \frac{\partial \bar{c}(z)}{\partial z} dz = \bar{w}(z_r) (\bar{c}(z_r) - \langle c \rangle), \quad (4)$$

where $\langle c \rangle$ stands for the mean CO₂ concentration in the control volume, i.e. $\langle c \rangle = 1/z_r \int_0^{z_r} \bar{c}(z) dz$, and

Lee's hypothesis of a linear increase of \bar{w} with height $\partial \bar{w} / \partial z \approx \bar{w}(z_r) / z_r$ is applied. In eq. (4) the vertical wind component $\bar{w}(z_r)$ is the difference between the measured value \bar{w}_m and the average topographical streamline component, which is supposed to average out over a sufficiently long period according to Lee (1998), Baldocchi et al. (2000) and method (1) in Paw U et al. (2000). In fact, the tilt angle is fitted against wind direction after the following formula:

$$\bar{w}(z_r) = \bar{w}(z_r)_{measured} - \sqrt{\bar{u}^{-2}(z_r) + \bar{v}^{-2}(z_r)} \tan(a_0 + a_1 \sin(\alpha + a_2)) \quad (5)$$

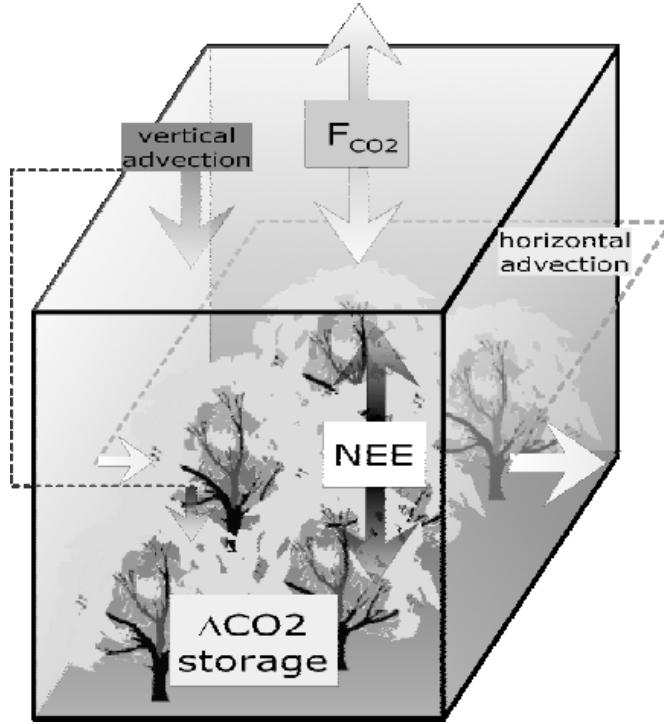


Fig. 5: Conceptual sketch of the fluxes responsible for *NEE*.

eq. (2) results finally in

$$\begin{aligned}
 NEE &= \int_0^{z_r} S_B(t, z) dz + \overline{w'c'(0)} = \\
 &\frac{\partial \langle c \rangle}{\partial t} + \overline{w'c'(z_r)} + \overline{w(z_r)}(\overline{c(z_r)} - \langle c \rangle) + \int_0^{z_r} \left(\overline{u(z)} \frac{\partial \overline{c(z)}}{\partial x} + \overline{v(z)} \frac{\partial \overline{c(z)}}{\partial y} \right) dz
 \end{aligned} \quad (6)$$

The sign convention for all (horizontal and vertical) fluxes is that positive fluxes refer to a transport of CO_2 out of the control volume including fluxes due to storage changes. Positive storage flux represents an additional source of carbon, negative refers to a carbon sink in the control volume. This is in agreement with the definition of *NEE* as used in the FLUXNET community (Paw U et al., 2000; Baldocchi et al., 2000; Aubinet et al., 2001; Dolman et al., 2002; Saguisa et al., 2002). Since our study concentrates on the advection terms only, data for storage change and especially the EC flux are taken from the CARBOEUROFLUX database (T. Gruenwald, TU Dresden, personal communication).

Vertical $[\text{CO}_2]$ profiles and horizontal $[\text{CO}_2]$ gradient profiles

As pointed out earlier, measurements at the five heights at vertices P1, P2 and P3 have been adjusted to account for the different IRGA readings by linear regression for every calibration period as shown in fig. 4. Because $[\text{CO}_2]$ above the canopy was only measured at ASTW, the value at 40 m is considered to be representative for the $[\text{CO}_2]$ at the top of the control volume and thus the profiles from P1, P2 and P3 were linearly interpolated between the individual readings at 30 m and the ASTW value from 40 m. Below 30 m, the adjusted measurements were fitted to a log-square curve to obtain

where α is the wind direction in degrees and coefficients a_0 , a_1 and a_2 result from the fit procedure.

Term IV on the RHS of eq. (2), the horizontal advection, is actually the key term of this study. The procedure of deriving vertical profiles of wind velocity and especially of the concentration gradient is a crucial task and has significant impact on the size of this term. Note that a wind perpendicular to the direction of the horizontal gradient will result in a zero advection term.

The source/sink strength S_B of CO_2 including soil respiration is usually named Net Ecosystem Exchange *NEE* and noted in flux units of $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$. A first estimate of *NEE* after all these modifications in

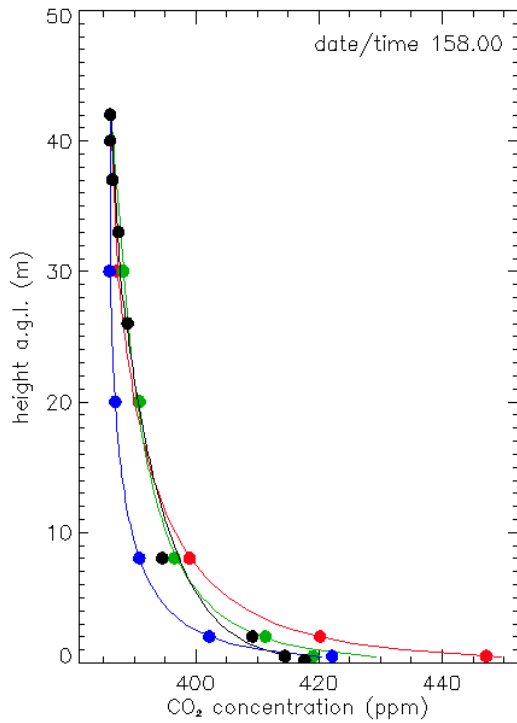


Fig. 6: Vertical profiles of $[CO_2]$ from midnight of DOY 157. Circles are the IRGA readings and the solid lines denote the fitted log-square functions.

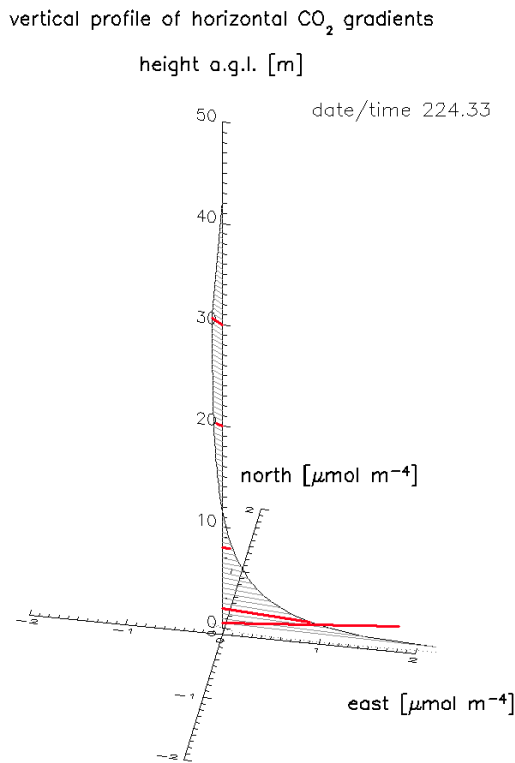


Fig. 7: Example for a vertical profile of the horizontal $[CO_2]$ gradient. Red bars denote the measurements, solid curve the derivation from the fitted profiles.

continuous height dependent $[CO_2]$ profiles as shown in fig. 6 for the hourly mean values from DOY 157 at midnight. The mean $[CO_2]$ in the volume below the reference level, $\langle c \rangle$, for the estimation of the vertical advection term is then calculated from these profiles. Likewise the vertical profiles of horizontal $[CO_2]$ gradients can be derived from these estimates. From the three concentration profiles, the horizontal $[CO_2]$ gradient profile can be calculated by applying the following procedure: for each height z , a plane can be defined by the east and north coordinates of the three vertices P1, P2 and P3 in the x and y direction and the respective concentration values in the z direction. This plane can also be described by a three dimensional vector, which in our case finally describes the amount (z) and the direction (x, y) of the horizontal concentration gradient for each height level. For a detailed description of the procedure see Feigenwinter et al. (2004). An example of such a profile is given in fig. 7. Note that the horizontal $[CO_2]$ gradient may change its direction with height, which has a significant impact on the estimation of the horizontal advection term (namely, by the definition in term IV of eq. (2), if the wind vector and the horizontal gradient are normal to each other, their scalar product is zero).

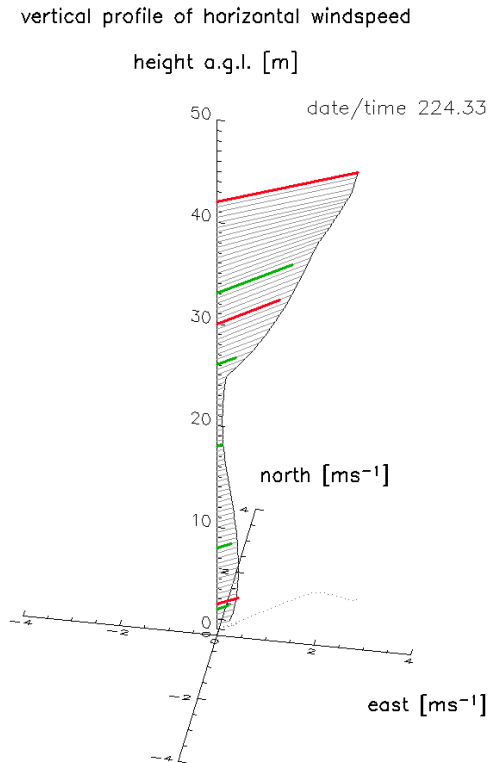


Fig. 8: Arbitrarily example for the vertical profile of horizontal wind velocity. The red bars denote sonic measurements and the green bars stand for cup anemometer readings. The solid line is the fitted profile.

Vertical profile of horizontal wind velocity

The vertical wind profile was derived from the available measurements at ASTW including the averaged sonic measurements at 2.5 m and 30 m at P1, P2 and P3. Inside the canopy the logarithmic wind profile was modified by an attenuation function to account for the brake effect of the canopy structure. See Feigenwinter et al. (2004) for a comprehensive description of the procedure. The resulting profile is then considered to be representative for the whole control volume. Figure 8 shows an arbitrarily chosen profile. Due to the different aerodynamic resistances above, in and below the canopy, the wind profile shows a relative minimum at the height where the vegetation density is highest. Note that, beside the wind velocity, also changes in wind direction with height may have a direct influence on the horizontal advection term.

Mean vertical wind velocity component

The mean vertical velocity component has to be rotated such that it represents departures from the mean streamlines, which depend on the local topography and is corrected for sensor misalignment using eq. (5). Similar to the planar fit method described by Wilczak et al. (2000) this method assumes that the “real” $\bar{w}(z_r)$ which is the difference between the measured value and the average topographical streamline component, averages out to zero over a sufficiently long period. For the data from the whole year 2003 the resulting coefficients are $a_0 = 3.7^\circ$ (offset), $a_1 = 2.5^\circ$ (amplitude) and $a_2 = -11.7^\circ$ (phase shift). Fit and residuals are shown in fig. 9. It has to be stated that the correction of the mean vertical velocity component is crucial for the estimation of the vertical advection term since it is multiplied with the difference between $[\text{CO}_2]$ at the reference level and in the volume below. Values for $\bar{w}(z_r)$ are generally very low after the correction and in the range of the measurement error. It is therefore of the highest relevance first, to measure the vertical velocity component as accurate as possible by high frequency 3 D ultrasonic anemometers and second, to apply the tilt correction procedure to a sufficiently long data set.

Looking at the evolution of vertical velocities with stability in fig. 10 we find increasing negative values (referring to a flow towards the soil) for increasing stable conditions but also for highly unstable situations. Weakly unstable situations are characterized by upward motions.

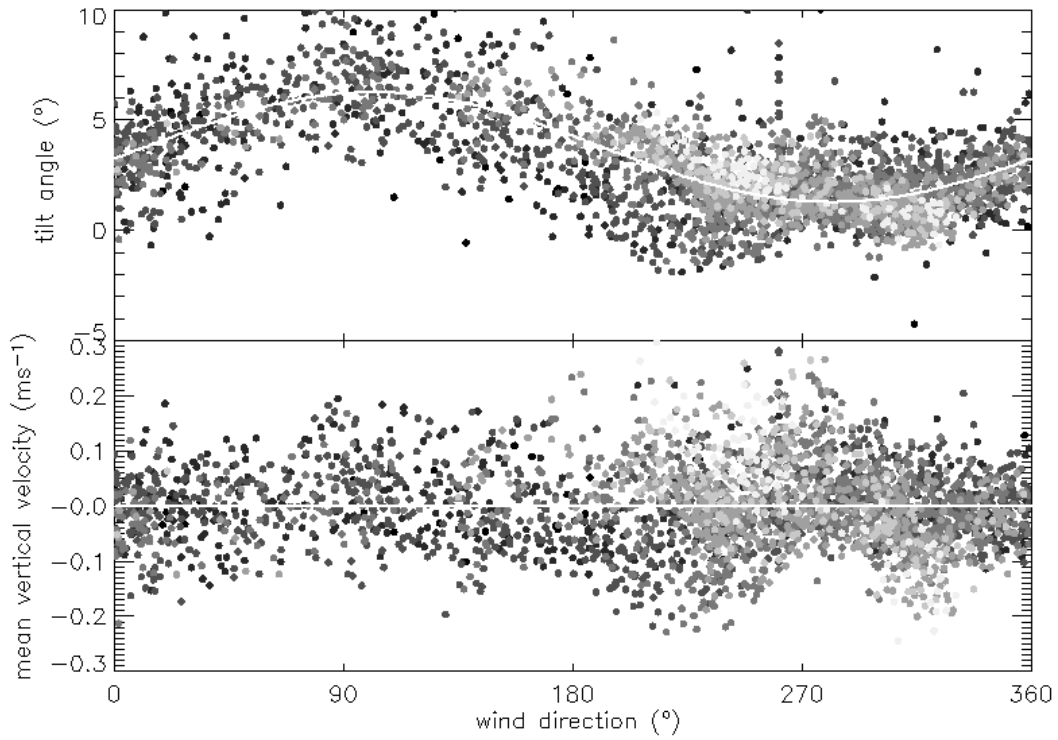


Fig. 9: Sinusoidal fit curve (white) of tilt angle against wind direction (top) and resulting residuals of the mean vertical velocity component (bottom). The darker the symbols, the lower the windspeed.

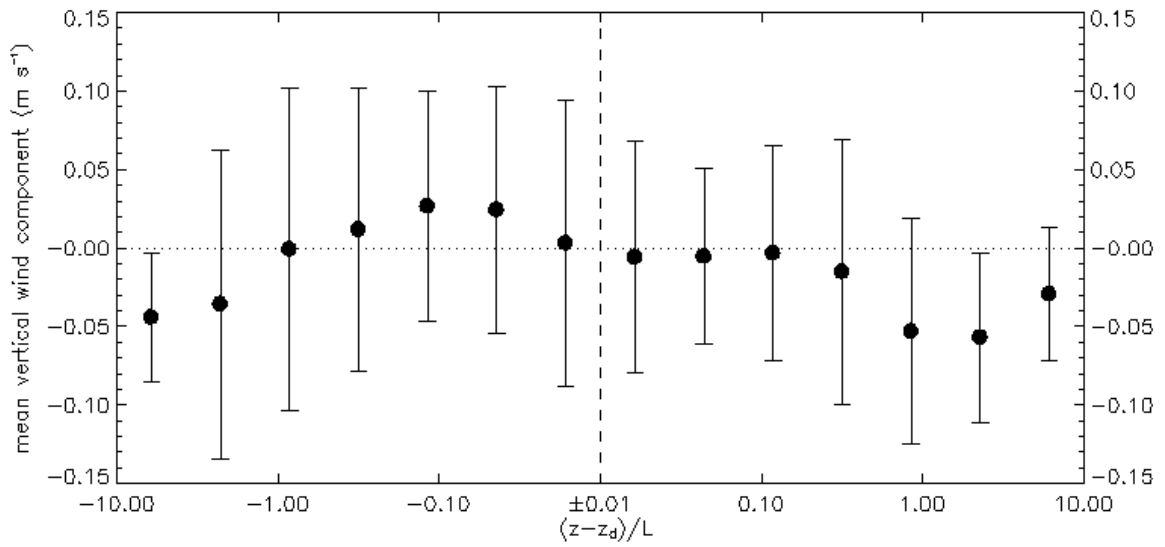


Fig. 10: Evolution of the mean vertical wind component with stability index $(z-z_d)/L$ (negative values refer to unstable conditions) at 42 m a.g.l. (ASTW) during MORE II. Error bars show the standard deviations for the respective stability class.

Results

Vertical advection

Vertical advection is calculated by term III in eq. (2). It therefore requires estimates of the vertical velocity component and the vertical $[\text{CO}_2]$ profiles. After tilt correction the mean vertical velocity component at ASTW 42 m a.g.l. shows a distinct diurnal course with negative values at night and positive values during daytime as shown in fig. 11 a). Mean values are in the range of $\pm 0.025 \text{ ms}^{-1}$ and thus very small; however, the scatter is very large. When separating the data by the u_* -threshold of 0.3 ms^{-1} the mean values of the vertical wind component show a clear pattern in the diurnal course that will have some impact on the further analysis. Values for a friction velocity $> 0.3 \text{ ms}^{-1}$ are close to zero while the values below this threshold show a distinct downward motion at night as shown in fig. 11 b). During daytime, u_* is generally higher than the threshold. This leads to a first assumption that vertical advection occurs mainly under conditions of low turbulence at night and may eventually be neglected when a certain degree of turbulence has developed.

Vertical $[\text{CO}_2]$ profiles at P1, P2 and P3 were integrated up to the reference height z_r and their mean value is considered as a representative measure for the $[\text{CO}_2]$ in the volume below the measurement level of the EC flux. It is then subtracted from the $[\text{CO}_2]$ at the reference height of 42 m a.g.l. at ASTW. These differences are plotted in fig. 11 c) for all data and again for a u_* threshold of 0.3 ms^{-1} in fig. 11 d). As for the mean vertical velocity component there is a large scatter, which probably results from the large day to day variability of the $[\text{CO}_2]$ profiles. During daytime when the air is well mixed also inside the canopy, uniform profiles are dominating and thus $[\text{CO}_2]$ differences are very small but slightly positive because of the carbon uptake of the canopy by photosynthesis. In the night higher $[\text{CO}_2]$ at the bottom of the forest develop due to soil and plant respiration and thus the differences become larger; moderately when friction velocity is above the threshold but strongly when there is low turbulence.

Both terms show a remarkable similar behaviour when compared to Grünwald (2002), who analysed the vertical advection for a period from February to June in 2001 at the same site. From the above statements one can infer the shape of the mean diurnal course of the vertical advection term in the CO_2 balance equation. It is shown in fig. 11 e) for the whole data set. Maximum mean values may be as large as $4 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ in the night which is in the same order of magnitude as the nightly turbulent EC flux of CO_2 . Figure 11 f) shows that conditions with well developed turbulence do practically not contribute to the mean vertical advective flux, which is therefore clearly a phenomenon of stable nights with low winds and hence of a strongly stratified air mass inside the forest canopy. Grünwald (2002) found that the carbon sequestration at ASTW was significantly decreased when including the vertical advection term instead of modelled fluxes for conditions below the u_* threshold.

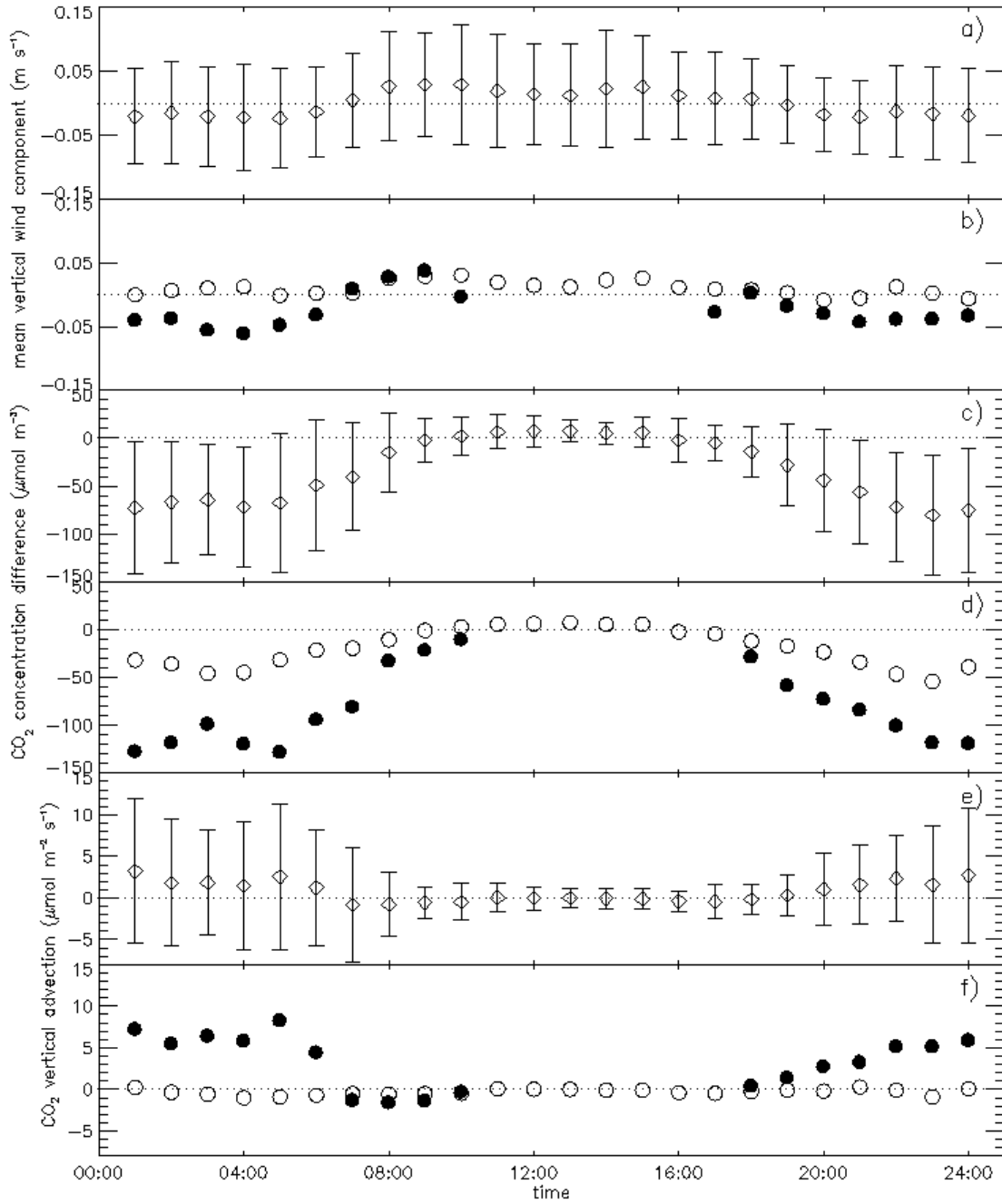


Fig. 11: a) Mean diurnal course of the mean vertical wind component. a) All data DOY 150 to DOY 286 with standard deviation as error bars. b): Values for u_* below the threshold of 0.3 ms^{-1} (black circles), values for u_* above the threshold as open circles. c) and d): As above but for the difference between $[\text{CO}_2]$ at the reference height and in the volume below. e) mean diurnal course of the vertical advection for all days from DOY 150 to 286. Error bars denote the standard deviation. f) as above but for data above (open circles) and below (black circles) the u_* threshold during the measurement period.

Vertical advection for u_* values below 0.3 ms^{-1} shows a slight increase from the beginning of the night until the early morning with maximum values up to $10 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$. Since storage of CO_2 is increasing

VERTIKO-UBAS

in the beginning of the night but soon decreases and then shows values around zero during the second half of the night, these processes (storage and advection) may be strongly linked to each other as supposed by Aubinet et al. (2004).

Horizontal advection

Horizontal advection is calculated by term IV in eq. (2). It therefore requires estimates of the vertical profiles of horizontal wind velocity ($u(z)$ and $v(z)$) and of the horizontal $[\text{CO}_2]$ gradient ($\partial c(z)/\partial x$, $\partial c(z)/\partial y$).

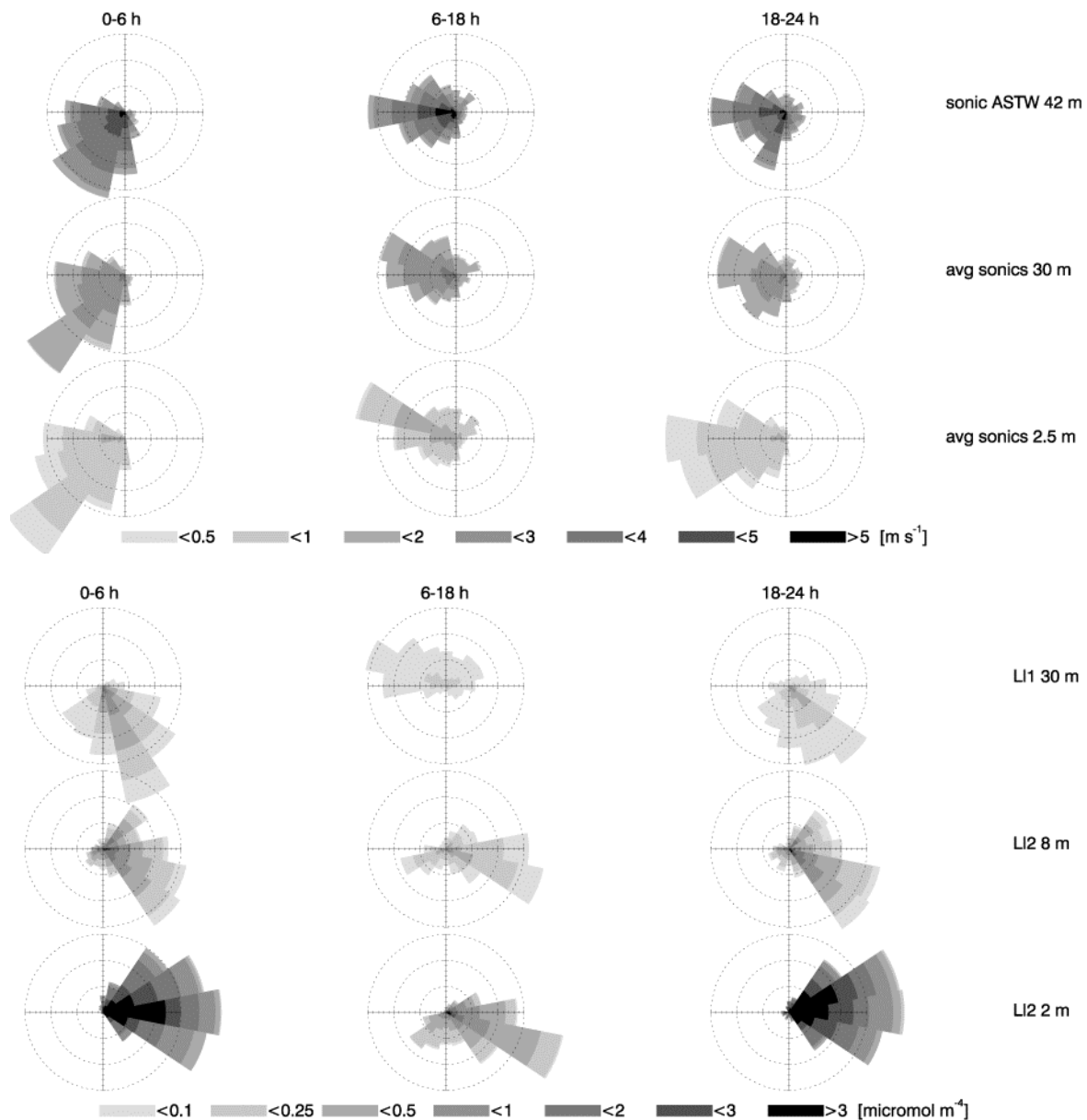


Fig.12: Top: Mean distribution of horizontal wind velocities and wind directions during the observation period. Bottom: Mean distribution of directly measured horizontal $[\text{CO}_2]$ gradients at canopy top (30 m), upper trunk space (8 m) and lower trunk space (2 m). Dashed circles denote 5 % steps of the relative frequency for the respective sector.

VERTIKO-UBAS

The mean wind distribution in the trunk space, at canopy height and above the canopy is shown in fig. 12 for the late night (0-6 h), daytime (6-18 h) and early night (18-24). No clear drainage flows could be observed during the night, the prevailing winds from WSW (during the first part of the night) and SW (during the second part of the night) are well developed above the canopy as well as in the trunk space. This means that the canopy layer is obviously well coupled with the atmospheric boundary layer above the forest despite the stable stratification that generally predominates night situations. During daytime there are higher wind speeds in general and a greater variability of wind directions still winds from W to WNW are most frequent.

The mean distribution of amount and direction of the horizontal $[\text{CO}_2]$ gradients (fig. 12 bottom) are low at the top of the canopy and at this height and they are practically vanishing during daytime. Largest gradients occur in the lower trunk space at 2 m a.g.l. during the night. The direction of the gradients is remarkably stable in the night indicating high $[\text{CO}_2]$ in the eastern regions of the control volume (note that gradients point from low to high values). No significant difference could be observed between early and late night. In order to get a first idea of the horizontal advection a rough estimation can be done from fig. 12. Since at night winds are mainly blowing from western directions and horizontal $[\text{CO}_2]$ gradients mainly point to the east, air from the west with a lower $[\text{CO}_2]$ is transported into the control volume and hence the control volume acts as an additional source in the mean. This effect is probably largest in the lower trunk space where we have the largest gradients and also the highest wind velocities in the trunk space (as shown in fig. 8, the wind velocity profile has a relative minimum at the height where vegetation density is largest and is therefore decreasing with height in the upper trunk space).

It is now of special interest to separate these data to get an idea of how horizontal advection is linked to situations when turbulent mixing is low ($u_* < 0.3 \text{ ms}^{-1}$). As seen before, such situations occur only at night. From fig. 13 several conclusions can be drawn: for conditions with low turbulence horizontal $[\text{CO}_2]$ gradients are generally higher than for well mixed situations, however wind speeds then are of course lower. Gradients are well developed in the lower trunk space and at canopy height, here especially in the second half of the night. While the gradients at 2 m a.g.l. point consistently to an eastern direction, they point to SSE at canopy height. In the upper trunk space at 8 m a.g.l. gradients show a large variability in their direction and are generally low. Looking at the wind distributions during the night an internal boundary layer seems to build up from the bottom of the forest with weak, but persistent winds blowing from SW. This layer reaches the top of the canopy late at night. The different angle between wind vector and horizontal $[\text{CO}_2]$ gradient leads to different signs of the horizontal advection term in the trunk space and at canopy height. It is positive in the trunk space all over the night but it is negative in the crown space during the second half of the night. We will look more closely to this phenomenon in the next section. As a first conclusion we will have the highest horizontal advection rates first, during the night (when gradients are generally high) and second, in the trunk space. However looking at the shaded regions in fig. 13, which represent the well mixed

VERTIKO-UBAS

situations with $u^* > 0.3 \text{ ms}^{-1}$, it is obvious that there will be also a positive contribution under these conditions mainly from the whole trunk space at night and somewhat weaker during the day.

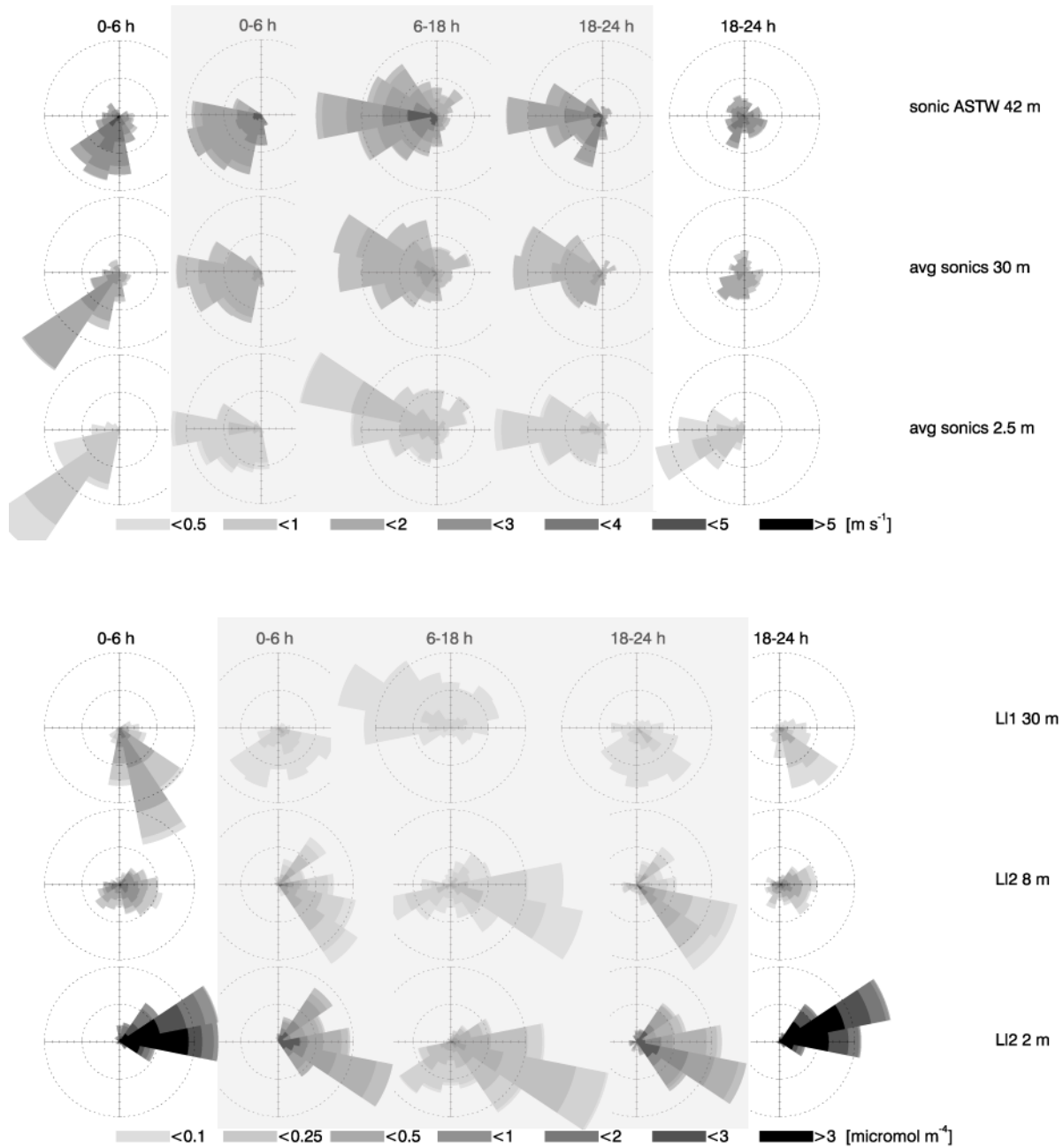


Fig. 13: Same as fig. 12 but for situations with $u^* > 0.3 \text{ ms}^{-1}$ (shaded region) and for situations where $u^* < 0.3 \text{ ms}^{-1}$ (left and right region).

Figure 14 shows the mean vertical distribution of the horizontal advection for all conditions (top) and for the situations above and below the u^* - threshold. As supposed the high rates (larger than $0.4 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ for a layer of 1 m thickness) occur with equal magnitudes in the early (18-24 h) and late (0-6 h) night up to a height of about 8 m in the trunk space when looking at the data for all situations. Above this height, advection is very low and turns to slightly negative values with increasing height, thus when integrating from 8 m to 42 m there is practically zero advection in the crown space and

VERTIKO-UBAS

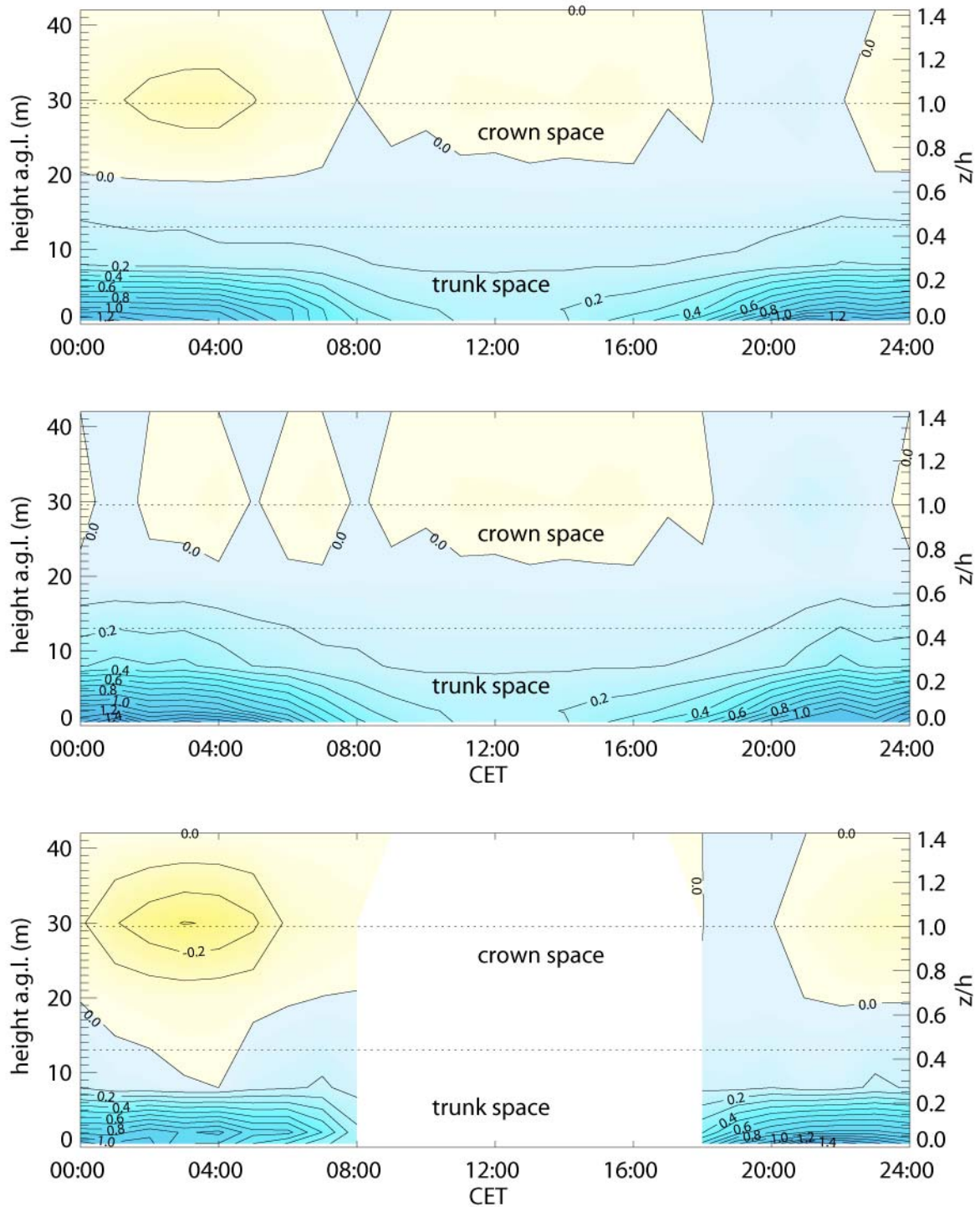


Fig. 14: Mean vertical profiles of horizontal advection. Top: all data, center: situations for $u_* > 0.3 \text{ m s}^{-1}$, bottom: situations for $u_* < 0.3 \text{ m s}^{-1}$. Blue colours refer to positive, yellow colours to negative values. The unit of the contour lines is $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

above the canopy. However, interesting differences can be observed when distinguishing between situations of high and low turbulence intensities. Under well mixed conditions the layer where advection is significant reaches up to the boundary between trunk space and crown space at about 12 m as a consequence of the persistent gradients at 8 m. The maximum advection rates can be observed shortly after midnight (fig. 14, center). During the day there is a small positive contribution

VERTIKO-UBAS

from the lower trunk space. In the crown space and above the canopy we have no horizontal advection when $u_* > 0.3 \text{ ms}^{-1}$. No data is available for $u_* < 0.3 \text{ ms}^{-1}$ during the day since friction velocity is always above that threshold. Under these conditions the highest advection rates occur early in the night at about 22 h (fig. 14, bottom) and the “advection layer” in the trunk space is somewhat thinner. A striking feature is the pronounced region of negative advection in the second half of the night at canopy height. It results from the developing SW winds in connection with the growing stable boundary layer and the relatively strong gradients pointing to SSE at canopy height.

In contrary to the vertical advection, horizontal advection not only contributes to NEE under conditions of low turbulence but also, and even to a larger part, under well mixed conditions. When integrated over the whole height of the control volume the contribution is always positive, i.e. it always acts as an additional source.

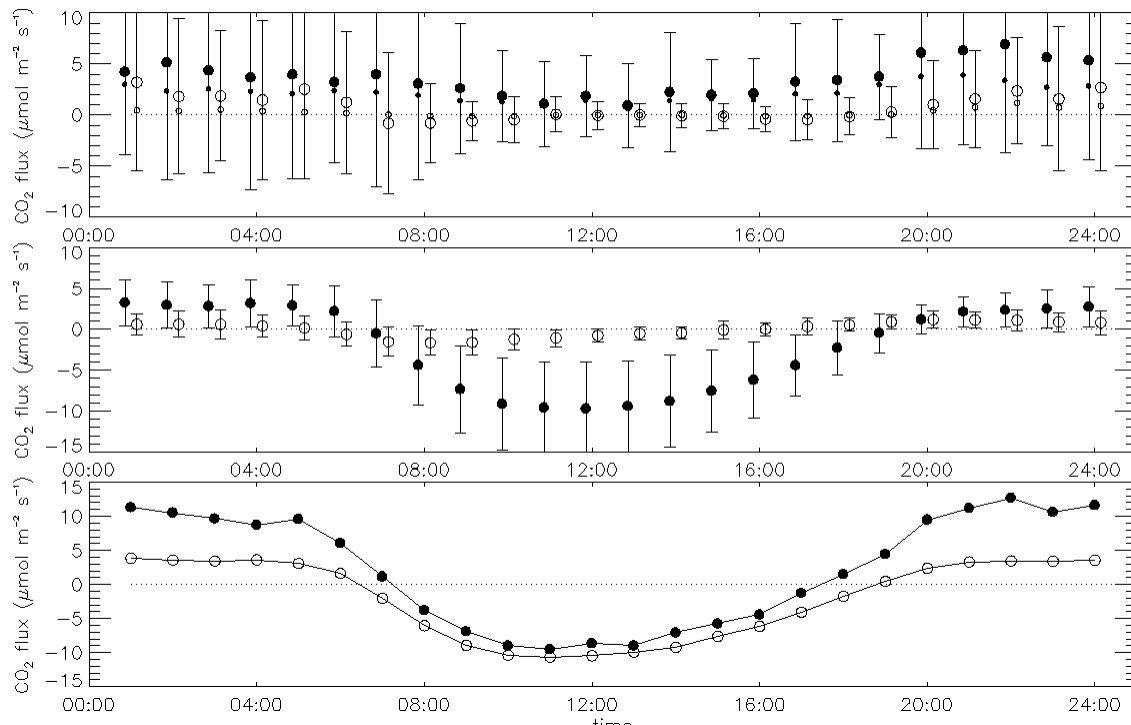


Fig. 15: Mean diurnal courses of all CO₂ fluxes contributing to NEE . Top: Horizontal (black circles) and vertical (open circles) advection. Small circles denote the median of the respective value. Middle: EC-flux (black circles) and storage term (open circles). Bottom: NEE calculated from EC-flux and storage (open circles) and from EC-flux, storage and the advection terms (black circles).

Figure 15 shows all fluxes contributing to NEE . It is obvious that the advection terms extremely affect the carbon balance in such a way that they act as an additional source especially at night as shown at the bottom of fig. 15. The nightly CO₂ source caused by respiration of the soil and the vegetation is three times higher when considering the advection terms. Thus the carbon sequestration will be decreased substantially. However, the large scatter of both advection terms suggests that there is a large day to day variability. Since the median is always smaller than the arithmetic mean we have a skewed distribution in both advection terms. This means that some situations with large positive

advective fluxes contribute excessively to the mean. However, it is not clear at the moment which parameters actually steer these processes and how we have to interpret these large fluxes.

Summary, discussion and outlook

An experimental setup is presented that allows to determine the non turbulent horizontal and vertical advection term in the scalar conservation budget. A methodology is developed to derive high resolution vertical profiles of wind velocity, [CO₂] and of the horizontal [CO₂] gradient. Based on these profiles the advection terms are calculated.

Since recent gap filling methods use a predefined, but site specific u_* -threshold to identify the so called ‘deficit nights’, we used the same criterion for our analysis. It is shown that vertical advection is important during stable and calm nights when turbulent transport is low. Its contribution to *NEE* is in the same order of magnitude as the EC-flux and thus increases the nightly carbon source. Under conditions of sufficient turbulent mixing (here $u_* > 0.3 \text{ ms}^{-1}$), this term can be neglected for the estimation of *NEE* because it is practically zero. These findings are supported by other advection studies and there seems to be a common consent about that.

The situation is more complex when looking at the horizontal advection term. In our case horizontal advection occurs under all conditions mainly during night time when the horizontal [CO₂] gradients are largest, but also, though significantly weaker, during the day. The non turbulent horizontal CO₂ transport processes are obviously a phenomenon of the lower trunk space. This ‘advection layer’ expands slightly in height with increasing turbulent mixing. The amount of the night time horizontal advective fluxes is more than twice higher than the nightly EC-flux. This means that the nightly CO₂ source will be strengthened substantially and in the extreme case, it may even outnumber the carbon sequestration by photosynthesis. The processes that lead to these large horizontal advective fluxes have to be further investigated very carefully, because they are of high scientific but also political relevance. Feigenwinter et al. (2004) reported the advective terms being opposite and to nearly cancel out each other during the short term MORE I campaign at the same site. Therefore we had a mean negative horizontal advection for this 20 day period in autumn 2001. The reasons for the contradicting results, compared to the long term campaign MORE II, are probably the completely different meteorological conditions and the different durations of the two campaigns. The wet and cold weather during the 20 days in autumn 2001 faces the extraordinary hot and dry summer 2003 in Europe. Since the experimental setup of the MORE II campaign was substantially improved and covered the whole vegetation period whereas the MORE I experiment served primarily as a feasibility study and covered only 20 days we consider the MORE II results to be more representative for the ASTW site.

There are some results which are similar to those of other advection studies like Aubinet et al. (2003), Staebler and Fitzjarrald (2004), Feigenwinter et al. (2004), Aubinet et al. (2004) and Marcolla et al. (2004).

VERTIKO-UBAS

- (i) Advective fluxes (horizontal and vertical) are large and of the same order of magnitude as the measured turbulent flux.
- (ii) All studies agree on the high variability of the non turbulent advective fluxes.
- (iii) Vertical advection occurs under stable conditions at night and is practically zero during the day. Its contribution is always positive, i.e. air of lower [CO₂] from the layer above the canopy is transported into the canopy by downward winds. At sloping sites this process is triggered by katabatic flows and entrainment.
- (iv) The trunk space is obviously the region where horizontal mean transport is most pronounced. This may give some confidence to reduce the measurement of the horizontal concentration gradient to one single level, if the normalized CO₂-profiles collapse to well-defined shapes regardless of flow conditions and thermal properties as shown by Staebler and Fitzjarrald (2004).
- (v) Vertical profiles of horizontal wind speed, the mean vertical velocity component and the vertical profiles of horizontal concentration gradients are considered as a main source of errors and uncertainties. The determination of these profiles is highly dependent on the experimental design, which is by far more expensive than the standard setup with one tower, because at least two (for a 2D setup), but better 3 or even more towers (for a 3D analysis) are necessary for an accurate measurement of the vertical profile of horizontal CO₂ concentration gradients.
- (vi) All authors point out that their conclusions are very site specific and other results may be found at other sites. Also all studies agree that more long term studies at different sites are necessary to reduce the mentioned uncertainties. There is also the need to adjust the methodology to make the results comparable.

Despite the many common conclusions there are of course still a lot of open questions to answer. It is not clear at the moment in which way the non-turbulent advective fluxes affect the *NEE* of a forest ecosystem quantitatively though there is an agreement that they play an important role in the CO₂ conservation. Horizontal heterogeneity in both wind field and respiration rates of the soil and the vegetation rises the question of the representativity of measurements in a small control volume. Of course there exists some variability in the subcanopy wind field due to obstacles like trees (!) in the trunk space. Thus the spacing of the measurement volume must be in the order of the dominating scales (in time and space) of the transport process. Spectral analysis, autocorrelation functions, determination of coherent structures and finally the application of Taylor's hypothesis may help to design the experimental setup in a way to yield acceptable and representative results. In contrary to the consent about the direction and the magnitude of the vertical advection flux, positive and negative non turbulent horizontal fluxes were reported. At some sites horizontal advection only occurs under conditions of low turbulent mixing at night whereas at other sites it is a permanent phenomenon. The only common conclusions about horizontal fluxes are their large absolute values and the large variability. Little is presently known about the parameters that steer these processes. Katabatic flows

and entrainment processes may help to explain the evolution of the advective fluxes at sloping sites, a better knowledge of the heterogeneity of source repartition will probably give more insight into the problem. Though including the advective terms into the carbon budget equation results always in a reduction of the carbon sequestration, the authors of the mentioned studies barely quantify the contribution of the advective fluxes to the long term carbon budget, which suggests that there are still significant uncertainties about the accuracy of the results.

References

- Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, U., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A.S., Martin, P.H., Berbigier, P., Bernhofer, C., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R., and Vesala, T.: 2000, 'Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology', *Adv. Ecol. Res.*, 30, 113-175.
- Aubinet, M., Chermanne, B., Vandenhaude, M., Longdoz B., Yernaux, M. and Laitat, E.: 2001, 'Long term carbon dioxide exchange above a mixed forest in the Belgian Ardennes', *Agric. For. Meteorol.*, 108, 293-315.
- Aubinet, M., Heinesch, B., and Yernaux, M.: 2003, 'Horizontal and vertical CO₂ advection in a sloping forest', *Boundary-Layer Meteorol.*, 108, 397-417.
- Aubinet, M., Berbigier P., Bernhofer C., Cescatti A., Feigenwinter C., Granier A., Grünwald T., Havrankova K., Heinesch, B., Longdoz B., Marcolla B., Montagnani L., Sedlak, P.: 2004, 'Comparing CO₂ storage and advection conditions at night at different CARBOEUROFLUX sites', *Boundary-Layer Meteorol.*, in press
- Baldocchi, D., Vogel, C., and Hall, B.: 1997, 'Seasonal variation of carbon dioxide exchange rates above and below a boreal jack pine forest', *Agric. For. Meteorol.*, 83, 147-170.
- Baldocchi, D., Finnigan, J.J., Wilson, K., Paw U, K.T., and Falge, E.: 2000, 'On measuring Net Ecosystem Exchange over tall vegetation on complex terrain', *Boundary-Layer Meteorol.*, 96, 257-291.
- Bernhofer, C., and Vogt, R.: 1999, 'Energy balance closure gaps – a methodical problem of eddy covariance measurements?', in R.J. Dear, J.D. Kalma, T.R. Oke, and A. Auliciems, (eds.), *Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of the Millennium: Selected Papers from the Conference ICB-ICUC'99* (Sydney, 8.-12. November 1999), pp.199-203.
- Bernhofer, C., Feigenwinter, C., Grünwald, T., and Vogt, R.: 2003, 'Spectral correction of water and carbon flux for EC measurements at the Anchor Station Tharandt', in C. Bernhofer (ed.), *Tharandter Klimaprotokolle*, Volume 8, Dresden University of Technology, Dresden, pp.1-13.
- Bernhofer, C., Aubinet, M., Clement, R., Grelle, A., Grünwald, T., Ibrom, A., Jarvis, P., Rebmann, C., Schulze, E.-D. and Tenhunen, J. D.: 2003, 'Spruce forests (Norway and Sitka spruce, including Douglas fir): Carbon and water fluxes, balances, ecological and ecophysiological determinants', in Valentini, R.(ed.), *Fluxes of Carbon, Water and Energy of European Forests*, Ecological Studies, Volume 163, Springer, Berlin, pp. 99-123.
- Dolman, A.J., Moors, E.J. and Elbers, J.A.: 2002, 'The carbon uptake of a mid latitude pine forest growing on sandy soil', *Agric. For. Meteorol.*, 111, 157-170.
- Eugster, W. and Siegrist, F.: 2000, 'The influence of nocturnal CO₂ advection on CO₂ flux measurements', *Basic Appl. Ecol.*, 1, 177-188.
- Falge, E., Baldocchi, D.D., Olson, R.J., Anthoni, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba, G., Ceulemans, R., Clement, T., Dolman, H., Granier, A., Gross, P., Grünwald, T., Meyers, B.E., Moncrieff, J., Moors, E., Munger, J.W., Pilegaard, K., Rannik, U., Tebmann, C., Suyker, A., Tenhunen, J., Tu, K., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., and Wofsy, S.: 2001a, 'Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange', *Agric. For. Meteorol.*, 107, 43-69.
- Falge, E., Baldocchi, D.D., Olson, R.J., Anthoni, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba, G., Ceulemans, R., Clement, T., Dolman, H., Granier, A., Gross, P., Grünwald, T., Meyers, B.E., Moncrieff, J., Moors, E., Munger, J.W., Pilegaard, K., Rannik, U., Tebmann, C., Suyker, A., Tenhunen, J., Tu, K., Verma, S.,

VERTIKO-UBAS

- Vesala, T., Wilson, K., and Wofsy, S.: 2001b, 'Gap filling strategies for longterm energy flux data sets', *Agric. For. Meteorol.*, 107, 71-77.
- Feigenwinter, C., Bernhofer, C., Vogt, R.: 2004, 'The influence of advection on the short term CO₂-budget in and above a forest canopy', *Boundary-Layer Meteorol.*, 113, 201-224.
- Finnigan, J. J.: 1999, 'A comment on the paper by Lee (1998): "On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation"', *Agric. For. Meteorol.*, 97, 55-64.
- Finnigan, J. J., Clement, R., Malhi, Y., Leuning, R., and Cleugh, H.A.: 2003, 'A re-evaluation of long-term flux measurement techniques. Part I: Averaging and coordinate rotation', *Boundary-Layer Meteorol.*, 107, 1-48.
- Goulden, M.L., Munger, J.W., Fal, S.-M., Daube, B.C., and Wofsy, S.C.: 1996, 'Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy', *Global change biol.*, 2, 183-197.
- Grünwald, T. and Bernhofer, C.: 2000, 'Data gap filling with regression modelling', in R.J.M. Ceulemans, F. Veroustraete, V. Gond and J.B.H.F. Van Rensbergen (eds.), *Forest ecosystem modelling, upscaling and remote sensing*, SPB Academic Publishing, The Hague, Netherlands, pp. 61-67.
- Grünwald, T.: 2002, *Langfristige Beobachtungen von Kohlendioxidflüssen mittels Eddy-Kovarianz-Technik über einem Altlichtenbestand im Tharandter Wald*, Ph. D. Thesis, Dresden University of Technology, Dresden, Germany, pp.141.
- IPPC: 2001, '3rd Assessment Report, Climate Change 2001, The Scientific Basis', ISBN 0521807670
- Joss, U.: 1996, 'Mikrometeorologie, Profile und Flüsse von CO₂, H₂O und O₃ in zwei mitteleuropäischen Nadelwäldern', in E. Parlow (ed.), *stratus*, Volume 4, Dept. of Geography, University of Basel, Switzerland, pp. 100.
- Lee, X.: 1998, 'On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation', *Agric. For. Meteorol.*, 91, 39-49.
- Lee, X. and Hu, X.: 2002, 'Forest-air fluxes of carbon, water and energy over non-flat terrain', *Boundary-Layer Meteorol.*, 102, 277-301.
- Leuning, R., and Moncrieff J.: 1990, 'Eddy Covariance CO₂ flux measurements using open- and closed-path CO₂ analysers: corrections for analyser watervapour sensitivity and damping of fluctuations in air sampling tubes', *Boundary-Layer Meteorol.*, 53, 63-76.
- Marcolla, B., Cescatti, A., Montagnani, L., Manca, G., Kerschbaumer, G. and Minerbi, S.: 2005, *Role of advective fluxes in the carbon balance of a coniferous alpine forest*, *Agric. For. Meteorol.*, accepted for publication
- Massmann, W., and Lee, X.: 2002, 'Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges', *Agric. For. Meteorol.*, 113, 121-144.
- Moncrieff J., Massheder, J., de Bruin, H., Elbers, J., Friborg, T, Heusinkveld, B., Kabat, P., Scott, S, Soegaard, H., and Verhoef, A.: 1997, 'A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide', *J. Hydrol.*, 188-189, 589-611.
- Paw U, K. T., Baldocchi, D., Meyers, T.P, and Wilson, K.B.: 2000, 'Correction of eddy-covariance measurement incorporating both advective effects and density fluxes', *Boundary-Layer Meteorol.*, 97, 487-511.
- Panofsky, H.A. and Dutton, J.A.: 1984, *Atmospheric turbulence: Models and methods for engineering applications*, John Wiley & Sons, New York, 397 pp.
- Raupach, M.R. and Thom, A.S.: 1981, 'Turbulence in and above plant canopies', *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 13, 97-129.
- Saigusa, N., Yamamoto, S., Murayama, S., Kondo, H. and Nishimura, N.: 2002, 'Gross primary production and net ecosystem exchange of a cool-temperate deciduous forest estimated by the eddy covariance method', *Agric. For. Meteorol.*, 112, 203-215.
- Staebler R.M., Fitzjarrald, D.R., 2004. *Observing subcanopy CO₂ advection*. *Agric. For. Meteorol.* 122, 139-156
- Valentini, R., de Angelis, P., Matteucci, G., Monaco, R., Dore, S., and Scarascia Mignozza, G.E.: 1996, 'Seasonal net carbon dioxide exchange of a beech forest with the atmosphere', *Global Change Biol.*, 2, 199-207.
- Valentini, R., Matteucci, G., Dolman, H., Schultze, E.-D., Rebmann, C., Moors, E.J., Granier, A., Gross, P., Jensen, N.O., Pilegaard, K., Lindroth, A., Grelle, A., Bernhofer, C., Grünwald, T., Aubinet, M.,

VERTIKO-UBAS

- Ceulemans, R., Kowalsky, A.S., Vesala, T., Rannik, U., Berbigier, P., Lousteau, D., Guomundsson, J., Thorgeirsson, H., Ibrom, A., Morgenstern, K., Clement, R., Moncrieff, J., Montagnani, L., Minerbi, S., and Jarvis, P.G.: 2000, 'Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests', *Nature*, 404, 861-865.
- Wilczak, J.M., Oncley, S.P. and Stage, S.A.: 2001, 'Sonic anemometer tilt correction algorithms', *Boundary-Layer Meteorol.*, 99, 127-150.
- Wofsy, S.C., Goulden, M.L., Munger, J.W., Fan, S.-M., Bakwin, P.S., Daube, B.C., Bassow, S.L., and Bazzaz, F.A.: 1993, 'Net exchange of CO₂ in a mid-latitude forest', *Science*, 260, 1314-1317.
- Xu, L.-K., Matista, A.A., and Hsiao, T.C.: 1999, 'A technique for measuring CO₂ and water vapour profiles within and above plant canopies over short periods', *Agric. For. Meteorol.*, 94, 1-12.
- Yi, C., Davis, K.J., Bakwin, P.S., Berger, B.W. and Marr, L.C.: 2000, 'Influence of advection on measurements of the net ecosystem-atmosphere exchange of CO₂ from a very tall tower', *J. Geo. Res.*, 105, D8, 9991-9999.

**Abschlussbericht
zum Forschungsprojekt**

**Bewertung der Vertikaltransporte von Energie- und Spurenstoffen unter
komplexen natürlichen Bedingungen
(VERTIKO-UBT1)**

FK 07 ATF37-UBT1

**Berichtersteller:
Mathias Göckede**

**Universität Bayreuth
Abteilung für Mikrometeorologie
95440 Bayreuth
im Dezember 2004**

Forschungsvorhaben: Bewertung der Vertikaltransporte von Energie- und Spurenstoffen unter komplexen natürlichen Bedingungen

Förderung durch: Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms 2000

Förderkennzeichen: Förderkennzeichen 07 ATF37-UBT1

Projektleiter: Prof. Dr. Thomas Foken , Universität Bayreuth, Abteilung für Mikrometeorologie

Projektmitarbeiter: Mathias Göckede, Claudia Liebenthal, Matthias Mauder, Universität Bayreuth, Abteilung für Mikrometeorologie

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung / Ziele des Vorhabens	2
2	Methoden.....	2
3	Kooperationen	3
4	Arbeits- und Erfolgsbericht.....	4
5	Ergebnisse	7
5.1	Methodische Entwicklungen zur Standortbegutachtung.....	7
5.1.1	Verfahren zur Berechnung räumlicher Strukturen der Datenqualität	7
5.1.2	Bewertung der Heterogenität an komplexen Standorten.....	8
5.2	Begutachtung der VERTIKO-Ankerstationen	10
5.2.1	Teststation Waldstein Weidenbrunnen.....	10
5.2.2	Ankerstation Tharandter Wald	16
5.2.3	Ankerstation Oberbärenburg	22
5.2.4	Ankerstation Lindenberg (Wald)	28
5.2.5	Ankerstation Melpitz.....	34
5.3	Studien im Rahmen der STINHO-Experimente	36
5.3.1	Vergleich zwischen Messdaten von Eddy-Kovarianz-Methode und Bodenkammermessungen.....	36
5.3.2	Footprint-Berechnungen für Linienmessungen.....	37
5.3.3	VERTIKO Strahlungsmessgeräte-Vergleich	40
5.4	Referenzverfahren zur Berechnung von Flüssen mit der Eddy-Kovarianz-Technik.	41
6	Zusammenfassung und weitere Verwertbarkeit der Ergebnisse	43
7	Fortschritt durch Dritte.....	44
8	Liste der Veröffentlichungen innerhalb des Projekts Fehler! Textmarke nicht definiert.	
9	Literaturverzeichnis.....	45
10	Abbildungsverzeichnis	47
11	Tabellenverzeichnis.....	50

1 Einleitung / Ziele des Vorhabens

Die Messung des Energie- und Stoffaustauschs zwischen der Atmosphäre und der Unterlage beruht auf Messverfahren und Modellkonzepten, die eine horizontale Homogenität der Unterlage, stationäre Messbedingungen und weitgehende Advektionsfreiheit erfordern (z.B. Kaimal und Finnigan, 1994; Foken, 2003). Derartige Bedingungen sind unter Messbedingungen im Freiland quasi nicht realisierbar. Daher müssen zwangsläufig auch Messungen über Unterlagen und in Gebieten durchgeführt werden, die diesen strengen Anforderungen nicht genügen können. Um unter solchen Umständen eine korrekte Interpretation der gemessenen Daten zu gewährleisten, muss der Einfluss der nicht idealen Randbedingungen auf die Datenqualität qualitativ und quantitativ abgeschätzt werden.

Der Forschungsverbund VERTIKO (**VERTIK**altransporte von Energie- und Spurenstoffen an Ankerstationen und ihre räumlich/zeitliche Extrapolation unter **KOM**plexen natürlichen Bedingungen) konzentrierte sich auf die Quantifizierung der räumlich-zeitlichen Variabilität der turbulenten Oberflächenflüsse über heterogenen Landschaften. Dieses Ziel sollte erreicht werden durch kontinuierliche Beobachtungen an Ankerstationen, mit deren Hilfe Parametrisierungen und Modelle entwickelt und verbessert werden konnten. Gerade dieser Fokus auf heterogene Bedingungen und die Berücksichtigung von Landnutzungsänderungen machte eine Kontrolle der oben genannten theoretischen Anforderungen mikrometeorologischer Messtechniken dringend erforderlich.

Hauptziel des vorliegenden Teilprojekts war es daher, den Heterogenitätseinfluss auf Messstationen des Projekts und ihren Einfluss die Ergebnisse der Energie- und Stoffflüsse und die Modellparametrisierungen zu quantifizieren und zu klassifizieren. Dies betraf besonders die Ankerstationen in Lindenberg, Melpitz und Tharandt, aber auch Teststationen für einzelne Prozessstudien. Dazu war es erforderlich, die Heterogenität der Quellgebiete der Flüsse mit sogenannten Footprint-Modellen zu erfassen und die Qualität der Flüsse quellgebietabhängig zu beschreiben. Die Zuordnung der Quellgebiete zu den gemessenen Flüssen gestattete weiterhin einen Bezug der Messungen, insbesondere der Ankerstationen, zu Fernerkundungs- und Modelldaten.

2 Methoden

Das hier beschriebene VERTIKO-Teilprojekt *Bewertung der Vertikaltransporte von Energie- und Spurenstoffen unter komplexen natürlichen Bedingungen* (VERTIKO-UBT1) beschäftigte sich vor allem mit der Bewertung des Einflusses von heterogenen Landnutzungsstrukturen auf die Datenqualität von mikrometeorologischen Austauschmessungen. Der Ansatz hierzu bestand in einer Kopplung von Footprint-Modellen mit einer Methode zur Abschätzung der Datenqualität von Austauschmessungen nach Foken und Wichura (1996). Einen zusätzlichen Schwerpunkt bildete der Einsatz von Footprint-Modellen zur Bewertung der Landnutzungsstruktur, mit der sich das Quellgebiet der Mess-

daten im Mittel zusammen setzt. Die Entwicklung eines Verfahrens zur Qualitätsbegutachtung komplexer mikrometeorologischer Standorte mit den oben erwähnten Hauptelementen wurde in enger Kooperation mit den EU Projekten CARBOEUROFLUX und INTAS (99-1501) ‘Random Walk Models for the Footprint Problem in the Turbulent Atmosphere’ durchgeführt. Details zum erstellten Verfahren werden in Abschnitt 5.1 gegeben.

Neben der Anwendung des oben beschriebenen Begutachtungsverfahrens für komplexe Standorte auf die VERTIKO-Ankerstationen wurden im Rahmen der STINHO-Experimente zahlreiche Prozessstudien mit Fokus auf die Bestimmung und Sicherung der Datenqualität durchgeführt. Hierzu zählten unter anderem Footprint-Studien zum Vergleich von Eddy-Kovarianz-Messungen mit Bodenkammer-Messdaten. In Zusammenarbeit mit der Gruppe UBT2 wurde eine Studie durchgeführt zum Vergleich von CO₂-Flüssen aus Bodenkammer-Messungen mit CO₂-Flüssen aus Eddy-Kovarianz-Daten. Eine detaillierte Beschreibung des angewendeten Verfahrens sowie der gewonnenen Ergebnisse wurde von Reth et al. (2004) zusammen gestellt, weitere Details dazu werden in Abschnitt 5.3.1 gegeben.

Eine zweite Footprint-Studie im Rahmen der STINHO2-Messkampagne befasste sich mit der Entwicklung eines Verfahrens zur Abschätzung des Quellgebiets für Linienmessungen. Dieses Verfahren wurde mit Messdaten der Gruppe ULLIM aus dem Experiment STINHO2 getestet. Der Ansatz beschäftigt sich mit der Umsetzung der Ergebnisse eines üblichen Footprint-Modells für Punktmessungen (z.B. Rannik et al., 2003) auf eine Vielzahl von nebeneinander angeordneten Messpunkten, wobei jeder von ihnen eine spezielle Gewichtung für das Endergebnis erfährt. Eine detaillierte Beschreibung des Verfahrens und exemplarischer Ergebnisse erfolgt in Abschnitt 5.3.2.

Weitere Arbeiten der Gruppe UBT1 befassten sich im Rahmen von VERTIKO vor allem mit der Qualitätssicherung von mikrometeorologischen Daten. Dazu wurde unter anderem im Rahmen des Experiments STINHO1 ein Strahlungsmessgeräte-Vergleich mit Instrumenten aller an den Experimenten beteiligten Projektgruppen durchgeführt. Eine Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse dieser Studie wird in Abschnitt 5.3.3 gegeben. Zudem wurde in Zusammenarbeit mit mehreren Kooperationspartnern ein Referenzsystem zur Berechnung von Austauschflüssen aus Eddy-Kovarianz Daten erstellt, welches die aktuellsten Verfahren zur Korrektur und Qualitätssicherung der Daten umsetzt. Diese Methodik ist kurz in Abschnitt 5.4 skizziert.

3 Kooperationen

Während der Laufzeit des VERTIKO-Projekts bestanden, außerhalb der Zusammenarbeit mit weiteren VERTIKO-Gruppen, Kooperationen zu den folgenden Arbeitsgruppen:

- Arbeitsgruppe Prof. Timo Vesala, Department of Physical Sciences, University of Helsinki, Finland.

- Charlotte B. Hasager, Risø National Laboratory, Wind Energy Department, Roskilde, Denmark.
- UBT Arbeitsgruppe in EVA-GRIPS (Projektleiter: Prof. Thomas Foken, Projektbearbeiter: Dipl.-Geoökol. Matthias Mauder), sowie DWD-Arbeitsgruppe in EVA_GRIPS (Projektleiter: Dr. Frank Beyrich, Projektbearbeiter: Jens-Peter Leps).
- Arbeitsgruppe Prof. Monique Leclerc, Lab for Environmental Physics, University of Georgia, USA.

4 Arbeits- und Erfolgsbericht

Der erste Arbeitsschritt nach Beginn des Teilprojekts VERTIKO-UBT1 am 01.04.2001 stellte für die Beteiligten die intensive Einarbeitung in die Aufgabenstellung dar. Neben diesen theoretischen Arbeiten wurden die ersten Projektmonate im Sommer 2001 vor allem dazu genutzt, die angestrebten experimentellen Arbeiten im Rahmen des STINHO Projekts vorzubereiten. Nach der Anschaffung und Inbetriebnahme neuer Instrumente lag die Konzentration bis zum September 2001 auf der detaillierten Planung von Zeitabläufen und Materialeinsatz für die erste Messkampagne STINHO1, welche durchgeführt wurde vom 24.09. bis zum 10.10.2001 auf dem Messfeld des Leipziger Instituts für Troposphärenforschung (IfT) in Melpitz. Die von der Gruppe UBT1 betreuten Messungen umfassten unter anderem Turbulenzmesskomplexe an drei verschiedenen Standorten des Messfeldes sowie Profil- und Strahlungsmessungen. Im Rahmen des Experiments wurde auch ein Vergleich der Strahlungsmessgeräte der VERTIKO-Gruppen durchgeführt. Nach Abschluss einiger Kalibrierungen und Korrekturverfahren im Herbst 2001 wurden die gemessenen Daten in die VERTIKO-Datenbank übertragen.

Der Schwerpunkt der Projektarbeit im ersten Halbjahr des Jahres 2002 lag auf der Entwicklung eines Softwarepakets, welches den oben beschriebenen Validierungsansatz für komplexe Standorte umsetzt. Die Verbindung zwischen der Qualitätsbestimmung für turbulente Austauschmessungen nach Foken und Wichura (1996) und Footprint-Analysen wurde realisiert durch ein neu entwickeltes FORTRAN-Programm. Diese Software wurde intensiv überprüft und weiter entwickelt unter Verwendung von Daten der Station Waldstein Weidenbrunnen, welche von der Abteilung Mikrometeorologie der Universität Bayreuth betrieben wird. Ein weiterer Schwerpunkt der Arbeiten lag im Frühjahr 2002 auf der Planung des Experiments STINHO2, welches im Juni und Juli des Jahres am Grenzschicht Messfeld Falkenberg des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg stattfand. Die Messungen der Gruppe UBT1 konzentrierten sich auf den Zeitraum 02. bis 10. Juli 2002. Die Teilaufgabe der Vermessung der dortigen Brache-Fläche wurde mit zwei Eddy-Kovarinaz Messkomplexen, einer Energiebilanz-Station, einem Bodennessfeld sowie Profilmessungen durchgeführt. Die gewonnenen Daten wurden qualitätsbewertet und nach der Nachbearbeitung mit den erforderlichen Korrekturprogrammen

VERTIKO-UBT1

an die gemeinsame VERTIKO-Datenbank übermittelt. Zusätzlich erfolgte eine detailliertere Aufbereitung ausgewählter Messstage des Experiments für die STINHO2-Datenbank der Gruppe ULLIM.

Im Anschluss an das Experiment STINHO2 wurden mit mehreren der teilnehmenden VERTIKO-Gruppen Kooperationen zur intensiven Auswertung der gemessenen Datensätze gebildet. Mit der Gruppe DWD1, welche wie UBT1 ebenfalls zwei Eddy-Kovarianz Messstationen während STINHO2 betreute, wurden Messdaten ausgetauscht, um einen umfangreichen Datensatz der turbulenten Flüsse über verschiedenen Landnutzungsarten untersuchen zu können. Mit der Gruppe ULLIM wurden Arbeiten zur Abschätzung des Quellgebiets für Linienquellen mit den Messergebnissen des STINHO2 Experiments durchgeführt. Die Kooperation mit der Gruppe UBT2 betraf den in Abschnitt 5.3.1 zusammen gefassten Vergleich von CO₂-Austauschmessungen unterschiedlicher Messsysteme. Die gemeinsamen Arbeiten an diesen Datensätzen dauerten teilweise bis zum Sommer 2003 an.

Aufgrund des gesteigerten Interesses innerhalb der Projekte VERTIKO und EVA_GRIPS (DEKLIM) zum Thema Qualitätssicherung von Messdaten wurde im Herbst 2002 von der Gruppe UBT1 ein Workshop ‚Quality control of eddy-covariance measurements‘ organisiert. Tagungsort im Zeitraum 15. bis 17. November 2002 war Schloss Thurnau in der Nähe von Bayreuth. Schwerpunkte des Workshops waren die Bewertung verschiedener Messsysteme, Korrekturverfahren sowie Qualitätsanalyse beziehungsweise Qualitätssicherung. Die Präsentationsvorlagen der dort gehaltenen Vorträge wurden in Internet zur Verfügung gestellt unter:

http://www.geo.uni-bayreuth.de/mikrometeorologie/QC_Workshop/QC_WS.html

Ein Schwerpunkt im ersten Halbjahr 2003 lag in der Publikation der bisher erreichten Ergebnisse sowie deren Vorstellung auf internationalen Fachtagungen. Im Rahmen von VERTIKO zur Publikation eingereicht wurden das Footprint-basierte Begutachtungsverfahren für komplexe Standorte (Göckede et al., 2004b), dessen Anwendung auf 18 CARBOEUROFLUX Standorte (Rebmann et al., 2004), sowie die Vergleichsstudie zwischen Bodenkammermessungen und Eddy-Kovarianz-Daten (Reth et al., 2004). Vorgestellt wurden diese Studien unter anderem auf dem 3rd CARBOEUROPE Meeting in Lissabon (19. bis 22. März 2003), der 2003 EGS-AGU-EUG Joint Assembly in Nizza (06. bis 11. April 2003), sowie dem 3. INTAS Workshop zum Thema ‚Flux and concentration footprints‘ in Hyytiälä, Finnland (26. bis 29. Mai 2003).

Im Sommer 2003 beteiligte sich die Gruppe UBT1 am LITFASS-2003 Experiment, welches in Kooperation der beiden Projekte VERTIKO und EVA_GRIPS (DEKLIM-Programm) vom 19.05. bis zum 17.06.2003 auf und in der Umgebung des Grenzschicht-Messfelds des Deutschen Wetterdienstes in Falkenberg durchgeführt wurde. Auf zwei Teilflächen des Untersuchungsgebiets wurden umfangreiche Messungen mit Eddy-Kovarianz-Messkomplexen, Strahlungsbilanz-Stationen sowie Bodensensoren realisiert. Zudem wurde in Zusammenarbeit mit weiteren Projektpartnern ein Referenzsystem für die Datenaufbereitung und Datenkorrektur der Experimentdaten aller Teilnehmer entwickelt, mit

VERTIKO-UBT1

welchem eine vereinheitlichte Datenbearbeitung an der Universität Bayreuth durchgeführt wurde. Für alle Standorte des LITFASS-2003 Experiments wurde mit einem durch die Gruppe UBT1 entwickelten Softwarepaket die windrichtungsabhängige Zusammensetzung des Einzugsgebiets ermittelt.

Ein weiterer Schwerpunkt für das Jahr 2003 lag auf der Weiterentwicklung des Begutachtungsverfahrens für komplexe Standorte. Wie weiter oben beschrieben wurden in Kooperation mit der Gruppe um Prof. Timo Vesala, Department of Physical Sciences, Universität Helsinki, ein stochastisches Vorwärts-Lagrange Footprint-Modell (Rannik et al., 2000; 2003) an das schon bestehende Software-Paket angepasst. Eine Dienstreise im September 2003 zum Nationalen Forschungsinstitut in Risø, Dänemark, ermöglichte die Einarbeitung in das mikroskalige Flächenmittelungsmodell von Hasager und Jensen (1999), welches in der Folgezeit ausführlich getestet und letztendlich in das Begutachtungsverfahren eingegliedert wurde. Der somit weitgehend überarbeitete Ansatz wurde anschließend ausführlich anhand von Messungen am Waldstein Weidenbrunnen getestet und auf Datensätze der Ankerstationen Tharandter Wald und Lindenberg angewendet.

Die dreimonatige Verlängerung des UBT1-Teilprojekts von VERTIKO vom 01. April bis zum 30. Juni 2004, welche notwendig geworden war durch die hochwasserbedingte Verzögerung bei der Zulieferung von Projektdaten für die Validierung der Ankerstationen, ermöglichte eine weitere Ausweitung der Projektarbeiten. Zum einen wurde diese Phase genutzt, um die bestehenden Ankerstations-Gutachten mit einer einheitlichen Datengrundlage der Landnutzungsstruktur zu verbessern, welche bereitgestellt wurde durch die Arbeitsgruppe TUD. Dieser Schritt ermöglichte zum einen eine hohe Vergleichbarkeit der Standorte untereinander, zum anderen konnte auch die Station Oberbärenburg in die Analyse mit einbezogen werden.

Die oben beschriebenen Projektarbeiten der Gruppe UBT1 umfassen den vollständigen im Antrag vorgesehenen Umfang, somit konnten sowohl Arbeits- als auch Zeitplan eingehalten werden. Lediglich die Anfertigung von Stationsgutachten der Ankerstationen auf Basis einheitlicher Landnutzungskarten konnte nicht wie geplant durchgeführt werden, da bis zum Projektende im Juli 2004 von der Gruppe TUD keine Landnutzungsinformationen für die Ankerstation Lindenberg (Wald) bereit gestellt werden konnten.

5 Ergebnisse

5.1 Methodische Entwicklungen zur Standortbegutachtung

5.1.1 Verfahren zur Berechnung räumlicher Strukturen der Datenqualität

Das Verfahren zur Berechnung räumlicher Strukturen in der Datenqualität an komplexen Standorten wurde im Verlauf des VERTIKO-Projekts konstant weiter entwickelt und verbessert. Die zuerst entwickelte Version des Ansatzes verwendete das analytische Footprint-Modell FSAM (Flux Source Area Model), welches von Schmid (1994; 1997) entwickelt wurde. Dieses vergleichsweise einfache Verfahren ist im Detail beschrieben in Göckede et al. (2004b), und wurde im Kontext des CAR-BOEUROFLUX Workpackage 7 ‚Quality check and data basing‘ angewendet auf insgesamt 18 Monitoring Stationen dieses Projekts (Rebmann et al., 2004).

Die aus dieser umfangreichen Studie gewonnenen Erfahrungen mit dem Begutachtungsverfahren wurden im Folgenden umgesetzt in eine grundlegend überarbeitete Variante, die zum Zeitpunkt des Abschlusses des VERTIKO-Projekts die Referenzversion des Programms darstellt (Göckede et al., 2004a). Diese verwendet den von Thomson (1987) vorgestellten Ansatz eines stochastischen Vorwärts-Lagrange Footprint-Modells vom Langevin-Typ (z.B. Wilson und Sawford, 1996). Die Umsetzung dieser Algorithmen einschließlich der Definition der turbulenten Flusststatistiken sowie der Beschreibung des Stabilitätseffekts auf die verwendeten Profile wurde von Rannik et al. (2003) durchgeführt. Das verwendete Modell kann eingesetzt werden in diabatischer Schichtung und berücksichtigt auch Flüsse innerhalb des Vegetationsraums. Wie alle Lagrange’schen Footprint-Modelle kann auch dieser Ansatz dreidimensionale turbulente Diffusion simulieren (z.B. Reynolds, 1998), ist allerdings als Vorwärts-Modell wie auch alle analytischen Ansätze aufgrund der Annahme der sogenannten ‚inverted plume assumption‘ (z.B. Schmid und Oke, 1988; Schmid, 2002) eingeschränkt auf horizontal homogene Strömungsbedingungen. Diese Eigenschaften ermöglichen eine deutlich verbesserte Anpassung der für das hier vorgestellte Begutachtungsverfahren benötigten Footprint-Modellierung an komplexe Standorte mit hoher Vegetation.

Eine weitere wichtige Weiterentwicklung im Vergleich zu der bei Göckede et al. (2004b) vorgestellten Version des Verfahrens betrifft die Berechnung von effektiven Rauigkeitslängen z_0 als Eingabeparameter für das verwendete Footprint-Modell. Anstelle einer Footprint-basierten Berechnung von z_0 im Rahmen eines Iterationsverfahrens, welche die tatsächliche Physik grob vereinfachte, wurde in der überarbeiteten Fassung des Ansatzes das mikroskalige Flächenmittelungsmodell nach Hasager und Jensen (1999) eingesetzt. Dieses Modell berücksichtigt die Reaktion des Strömungsfeldes auf jeden Rauigkeitssprung für eine beliebige Anordnung der Oberflächenelemente. Die Grundgleichun-

gen dieses Verfahrens sind linearisierte Versionen der Navier-Stokes Gleichung, für welche letztendlich nur der advective Term sowie die vertikale Flussdivergenz berücksichtigt werden, während alle weiteren Komponenten wie zum Beispiel der Coriolis-Term vernachlässigt werden (Hasager et al., 2003). Gelöst werden die Algorithmen über Fast Fourier Transformationen, wodurch eine zeiteffiziente Berechnung effektiver Oberflächenparameter in Übereinstimmung mit der mittleren Reibung für festgelegte Strömungsbedingungen ermöglicht wird. Im Rahmen dieses Ansatzes wird die Rauheitslänge für jeden betrachteten Standort mit dem Modell von Hasager und Jensen (1999) vorberechnet für verschiedene Windrichtungssektoren, Stabilitätsklassen sowie Temperaturregimes. Diese in Tabellen gespeicherten Ergebnisse werden anschließend als Eingabeparameter für das Footprint-Modell zur Verfügung gestellt.

Zusätzlich wurden die Möglichkeiten von Fernerkundungsmethoden nach intensiven Studien von Reithmaier et al. (2004) in das Begutachtungsverfahren integriert. Da sowohl die Footprint-Analyse als auch das Flächenmittelungsmodell auf Landnutzungsdaten basieren, konnte durch eine Bereitstellung genauerer sowie aktuellerer Informationen die Aussagekraft der Ergebnisse deutlich gesteigert werden.

Das Verfahren selbst wurde entwickelt zur Verbindung von meteorologischen Messungen mit Geländeinformationen. Dazu wurde für jede Einzelmessung eines Beobachtungszeitraums eine Footprint-Analyse durchgeführt, deren resultierendes Quellgebiet projiziert wird auf die eingesetzte Matrix mit den Landnutzungs-Informationen. Unter der vereinfachenden Annahme, dass von allen Teilflächen der Umgebung ein Fluss mit der gleichen Quellstärke emittiert wird, werden die auf diese Weise zugeordneten Gewichtungsfaktoren sortiert nach Landnutzungsklassen und anschließend aufsummiert, um den Flussbeitrag jeder Klasse zu erhalten.

Zusätzlich zur oben skizzierten Bewertung der Landnutzungsstruktur im Quellgebiet der Messungen wurden die ermittelten Gewichtungsfaktoren zusammen mit den Ergebnissen der Qualitätsanalyse der gemessenen Flüsse in einer Datenbank abgelegt. Nach Bearbeitung der gesamten Experimentperiode wurden diese Einträge statistisch ausgewertet, um für jede einzelne Zelle der Geländematrix die mittlere Datenqualität zu bestimmen. Hieraus ergab sich zum einen die räumliche Struktur der Datenqualität bestimmter Flüsse, beispielsweise des fühlbaren Wärmestroms, sowie der relative Einfluss jeder Matrixzelle zum gemessenen Gesamtfluss. Detailliertere Beschreibungen des angewendeten Verfahrens werden bei Göckede et al. (2004b) gegeben.

5.1.2 Bewertung der Heterogenität an komplexen Standorten

Ein Element des hier angewendeten Begutachtungsverfahrens, eine Analyse der Heterogenität der Landnutzungsstruktur, wurde speziell für die Bewertung der VERTIKO-Ankerstationen durchgeführt und ist daher noch nicht in der ersten publizierten Beschreibung des Verfahrens (Göckede et al., 2004b) enthalten. Für meteorologische Fluss-Stationen, beispielsweise zusammengefasst in FLUX-

NET (Baldocchi et al., 2001), wird üblicherweise eine spezifische Landnutzungsart als Zielfläche angegeben, deren Anteil am gemessenen Fluss heran gezogen werden kann, um den Einfluss der heterogenen Landnutzungsstruktur auf die Datenqualität zu bewerten. Im Falle der VERTIKO-Ankerstationen wurde keine derartige Zielfläche definiert, so dass es keine Referenz-Landnutzungsart gibt an der sich eine Bewertung orientieren kann. Zur Evaluierung der Landnutzungsstruktur wurden stattdessen zwei allgemeinere Schemata entworfen: Zum einen eine Übersicht der auftretenden Kombinationen des Landnutzungspaares das eine spezifische Messung dominiert. Zum anderen eine Darstellung der Verteilung der Anteile am gemessenen Fluss für jede Landnutzungsart.

Für die erste der beiden Bewertungen, die Übersicht der dominierenden Landnutzungsarten, wurden für jede Einzelmessung die Flussanteile der vorhandenen Landnutzungsarten nach der Größe sortiert. Lediglich die beiden Landnutzungsarten mit dem höchsten Flussanteil wurden für die weitere Bewertung berücksichtigt und in eine quadratische Übersichtstabelle eingetragen. Diese Tabelle besteht aus Spalten beziehungsweise Zeilen, deren Anzahl der Zahl der Landnutzungsklassen entspricht. Der Eintrag für jede Einzelmessung erfolgt nun in der Zeile der dominanten Landnutzungsart, und der Spalte für den zweithöchsten Flussanteil. Für den Fall, dass die dominante Landnutzungsart einen Anteil von mehr als 90 Prozent am gemessenen Gesamtfluss hat, erfolgt der Eintrag in der Hauptdiagonale. Die daraus entstehende Übersicht lässt Rückschlüsse zu auf den Anteil der Daten mit homogenem Einzugsgebiet, beziehungsweise die vorherrschende Zusammensetzung der dominierenden Landnutzungsklassen bei gemischtem Anströmsektor.

Tabelle 1: Beispiel einer Übersichtstabelle der dominanten Kombinationspaare für vier Landnutzungsklassen. Die Zeilen stehen für die jeweils dominierende Landnutzungsklasse, während die Spalten die Klasse mit dem zweithöchsten Flussbeitrag repräsentieren. Die Zahlen geben die Häufigkeit der jeweiligen Kombination an [%].

Klasse	1	2	3	4
1				
2		25.69	58.71	2.43
3		12.31		0.86
4				

In Tabelle 1 ist ein Beispielergebnis für die Analyse der dominanten Landnutzungspaare zusammen gestellt. Von den 4 ausgewiesenen Landnutzungsklassen haben nur Klassen 2 und 3 einen Eintrag als dominante Klassen, Klasse 4 taucht in Kombination mit diesen beiden als zweitwichtigster Eintrag auf, während Klasse 1 keine Bedeutung an diesem Standort hat. Etwa 25 Prozent der berücksichtigten Fälle hatten ein homogenes Einzugsgebiet bestehend aus Klasse 2 (Anteil größer 90 Prozent), die meisten Messungen (etwa 59 Prozent) bestanden aus einer Kombination von Klasse 2 (dominant) und Klasse 3.

Die zweite hier angewendete Bewertungsmethode konzentriert sich auf die Zusammenstellung der im Verlauf des gesamten Experiments auftretenden Flussanteile für jede der vorhandenen Landnut-

zungsklassen. Hierzu wird wiederum eine Tabelle angelegt, welche den Wertebereich der möglichen Flussanteile zwischen 0 und 100 Prozent in Klassen zu 5 Prozent einteilt. Die relative Häufigkeit jeder dieser Klassen wird graphisch durch die Farben der einzelnen Felder dargestellt (Abbildung 1). Diese Übersicht erlaubt eine Beurteilung, welcher Bereich für den Flussanteil jeder der Klassen im Mittel zu erwarten ist, und wie sich das Einzugsgebiet der Einzelmessungen im Mittel zusammen setzt.

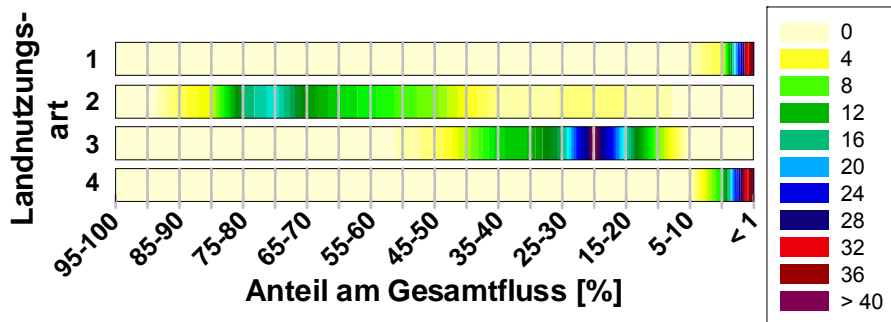


Abbildung 1: Beispiel-Darstellung der Spannweite der Flussanteile [%] für 4 Landnutzungsarten. Die Farben geben die relative Häufigkeit der Flussanteil-Klassen für jede Landnutzungsart an.

Aus Abbildung 1 lässt sich ablesen, dass für den Beispiel-Standort im Mittel die Landnutzung zu etwa 50 bis 80 Prozent aus Klasse 2 und zu etwa 15 bis 40 Prozent Klasse 3 besteht. Die beiden übrigen Klassen 1 und 4 haben kaum signifikante Beiträge zu den gemessenen Flüssen.

5.2 Begutachtung der VERTIKO-Ankerstationen

5.2.1 Teststation Waldstein Weidenbrunnen

Die Teststation Waldstein Weidenbrunnen (50°08'31" N, 11°52'01" E, 775 m ü.NN) wird von der Abteilung Mikrometeorologie der Universität Bayreuth betreut. Der Standort befindet sich im Fichtelgebirge etwa 4 km nördlich der Stadt Weißenstadt innerhalb eines ausgedehnten Nadelwald-Bestandes. Der Messturm gehört zum Netzwerk FLUXNET (Station DE-Wei), die Messhöhe der Eddy-Kovarianz-Instrumente beträgt 33 m über Grund. Das Gelände ist hügelig mit moderaten Steigungen, die dominierende Vegetationsart ist Fichtenwald mit einer mittleren Bestandeshöhe von etwa 19 m in der direkten Umgebung des Turms. Die wichtigsten Heterogenitäten am Standort sind eine ausgedehnte Waldlichtung etwa 250 m in westlicher Richtung, sowie der Gipfel des ‚Großer Waldstein‘ mit einer Höhe von 877 m über NN in einer Entfernung von etwa 1700 m im südwestlichen Sektor.

Der für diese Stationsanalyse verwendete Datensatz wurde im Zeitraum 21. Mai bis 31. Juli 2003 im Rahmen des Experiments WALDATEM-2003 am Standort Waldstein Weidenbrunnen erstellt. Die Aufbereitung der als 20 Hz-Rohdaten gespeicherten Messungen erfolgte nach dem in Abschnitt 5.4 beschriebenen Verfahren, welches an der Universität Bayreuth entwickelt worden ist. Nach Ausschluss von Fehlwerten verblieben insgesamt 3455 Halbstundenmittel für die Stationsbewertung. Die Landnutzungskarte zur Beschreibung der Geländestruktur in der Umgebung des Turms wurde mit

Hilfe einer einzelnen Satellitenaufnahme (ASTER: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflectance) vom April 2003 erstellt. Durch die Verwendung nur einer Satellitenszene verblieben einige Bereiche in äußeren Sektoren der Karte, die nicht bewertet werden konnten. Zudem ist die Ausweisung der Landnutzungsklasse ‚Lichtungen‘ mit Unsicherheiten behaftet, so dass unter Umständen einige der als Lichtungen ausgewiesenen Bereiche eher den Waldklassen zuzuordnen wären (Reithmaier et al., 2004). Die Dimension der Landnutzungskarte ist 473 Pixel (Ost-West) x 340 Pixel (Nord-Süd), was bei einer horizontalen Auflösung von 15 m einer Ausdehnung von 7095 m x 5100 m entspricht. Dieser Bereich, für welchen insgesamt 9 Landnutzungsklassen differenziert werden konnten, ist in Abbildung 2 dargestellt. Für die Darstellung der weiteren Ergebnisse der Standortbegutachtung wurde eine Fläche von 1485 m (Ost-West) x 1305 m (Nord-Süd) ausgewählt. Diese Fläche, welche das Areal mit signifikanten Flussbeiträgen für die Messposition markiert, wurde in Abbildung 2 mit einem weißen Rahmen gekennzeichnet. Größe und Position des Bereichs wurden so gewählt, dass er die Fläche abdeckt, welcher bei stabiler Schichtung etwa 95 Prozent der gemessenen Flüsse zugeordnet werden können.

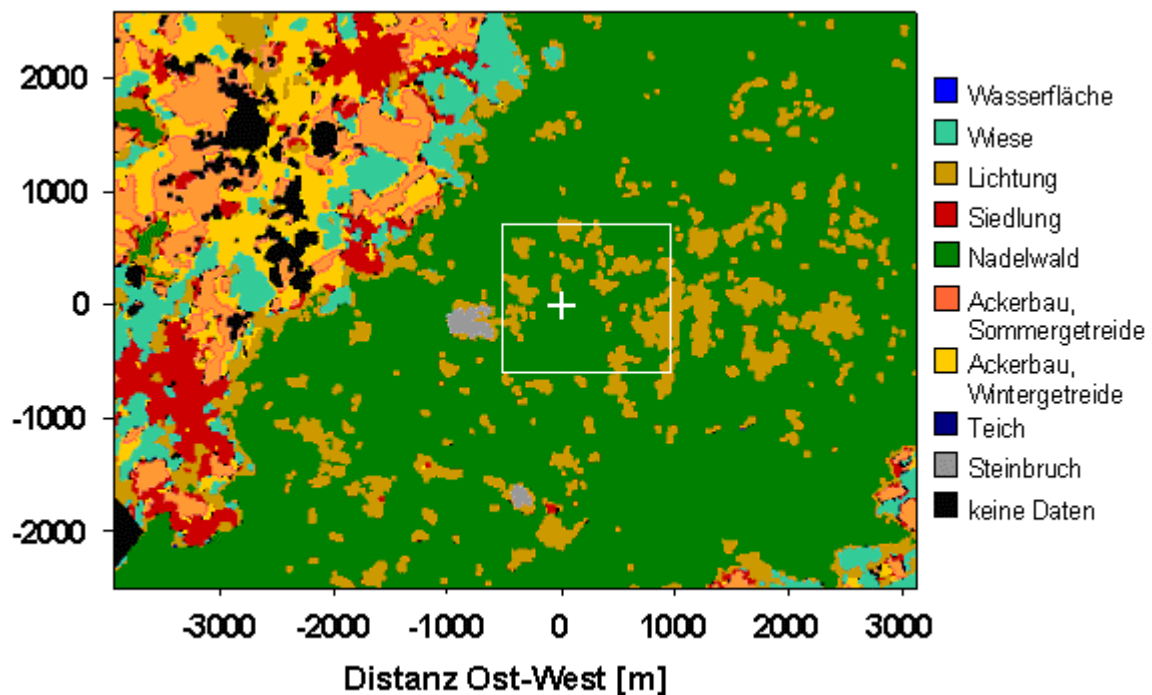


Abbildung 2: Landnutzungskarte für die Standortbewertung der Teststation Waldstein Weidenbrunnen. Die Turmposition ist mit einem weißen Kreuz gekennzeichnet. Der weiße Rahmen im Zentrum markiert den Bereich mit signifikantem Flussbeitrag zu den Messungen, auf welchen sich die folgenden Detailabbildungen konzentrieren.

Die Berechnung der akkumulierten Quellgebiete wurde für vier verschiedene atmosphärische Stabilitäten durchgeführt: labile ($z/L < -0.0625$), neutrale ($-0.0625 < z/L < 0.0625$) und stabile ($z/L > 0.0625$) Fälle, zusätzlich die Zusammenfassung aller Schichtungen. Die Ergebnisse, welche für den in Abbildung 2 mit dem weißen Rahmen gekennzeichneten Bereich dargestellt werden, sind in

mulierten Quellgebiete nachvollzogen durch die weißen Isolinien. Die Werte der Isolinien sind normiert auf den Wert der Zelle mit dem maximalen Einfluss auf den Sensor, wobei die 90er Linie beispielsweise alle Matrixzellen einschließt, welche mindestens 90 Prozent dieses Maximalwerts erreichen. Die neun durchgezogenen Linien überspannen den Wertebereich zwischen 10 Prozent und 90 Prozent, die gestrichelte Linie stellt die 5er-Isolinie dar.

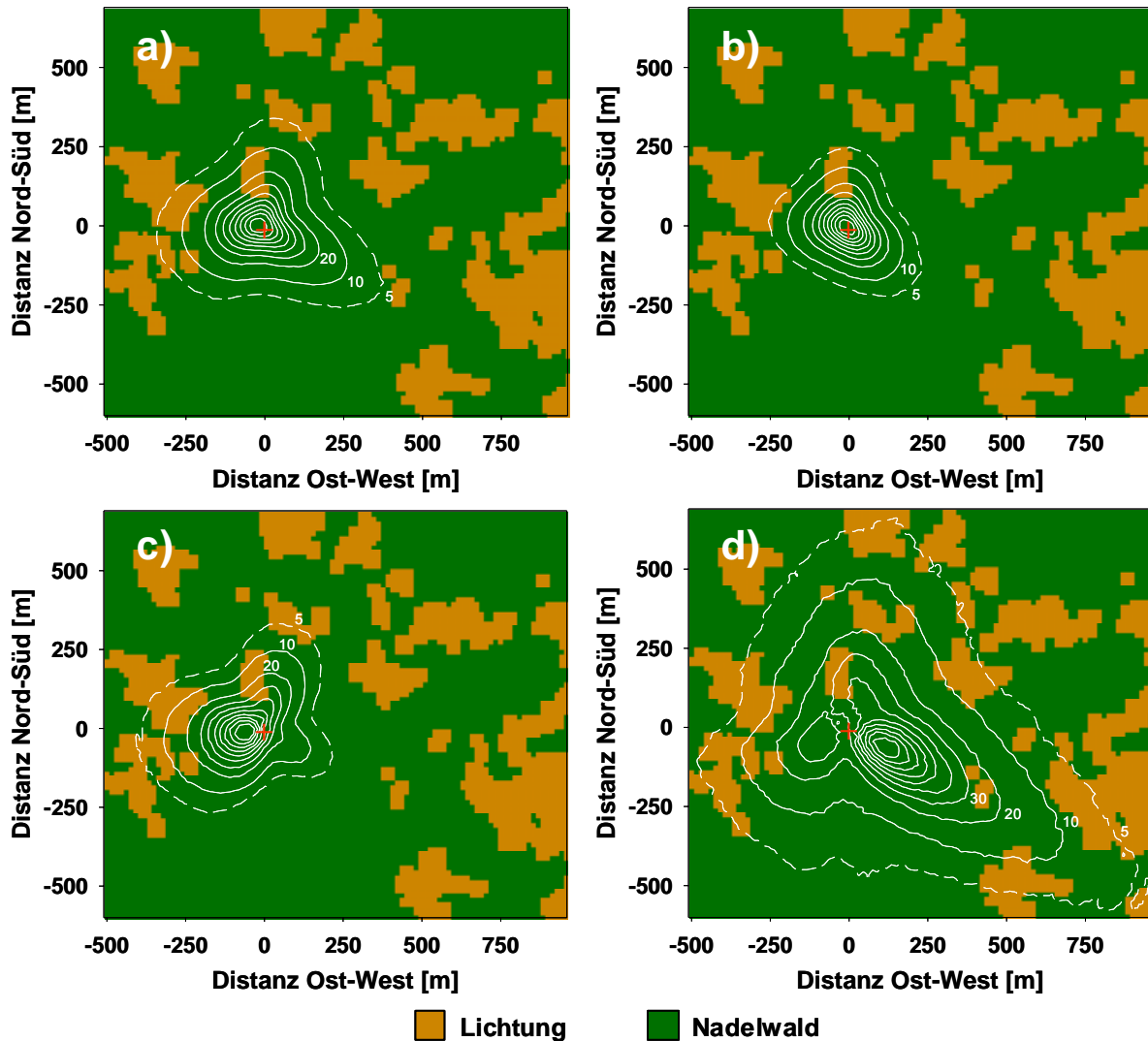


Abbildung 3: Akkumulierte Quellgebiete für die Teststation Waldstein Weidenbrunnen, aufgeteilt nach a) alle Schichtungen, b) labile Schichtungen, c) neutrale Schichtungen, und d) stabile Schichtungen. Die Turmposition ist mit dem roten Kreuz gekennzeichnet, die weißen Isolinien geben die Position des akkumulierten Quellgebietes an. Detaillierte Angaben dazu werden im Text gegeben.

In dem in Abbildung 3 dargestellten zentralen Bereich der Landnutzungskarte liegen nur noch die beiden Landnutzungsklassen Nadelwald und Lichtung vor. Demnach kann anhand des für diese Bewertung verwendeten Informationsmaterials der Geländebereich mit signifikantem Einfluss auf die Messungen aerodynamische Heterogenitäten durch die Rauigkeitsstufen an den Waldrändern enthalten. Die ungefähre Größe des signifikanten Bereichs des akkumulierten Quellgebietes schwankt zwischen 500 m (E-W) x 480 m (N-S) für labile Schichtung (Abb. 3b) und 1480 m x 1220 m für stabile

Schichtung (Abb. 3d), während für das Mittel aller Schichtungsfälle (Abb. 3a) ein Bereich von 720 m x 620 m ausgewiesen wurde. Das Maximum des akkumulierten Quellgebiets befindet sich für die Zusammenstellung aller verwendeten Daten sowie für labile Schichtung dicht an der Turmposition mit einer leichten Tendenz nach Westen. Für neutrale Schichtung dagegen ergibt sich ein Schwerpunkt des Geländeeinflusses im Südwesten, für stabile Schichtung im Südosten des betrachteten Gebiets.

Die Analyse räumlicher Strukturen der Datenqualität von Austauschmessungen wurde für die Teststation Waldstein Weidenbrunnen für Impulsfluss, fühlbaren und latenten Wärmefluss sowie den CO₂-Fluss durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 4 visualisiert. Die Qualitätsbewertung der Flüsse erfolgte in Flags zwischen 1 (beste) und 9 (schlechteste Qualität). Detailangaben zum verwendeten Bewertungsschema werden aufgeführt in Foken and Wichura (1996) sowie Foken et al. (2004).

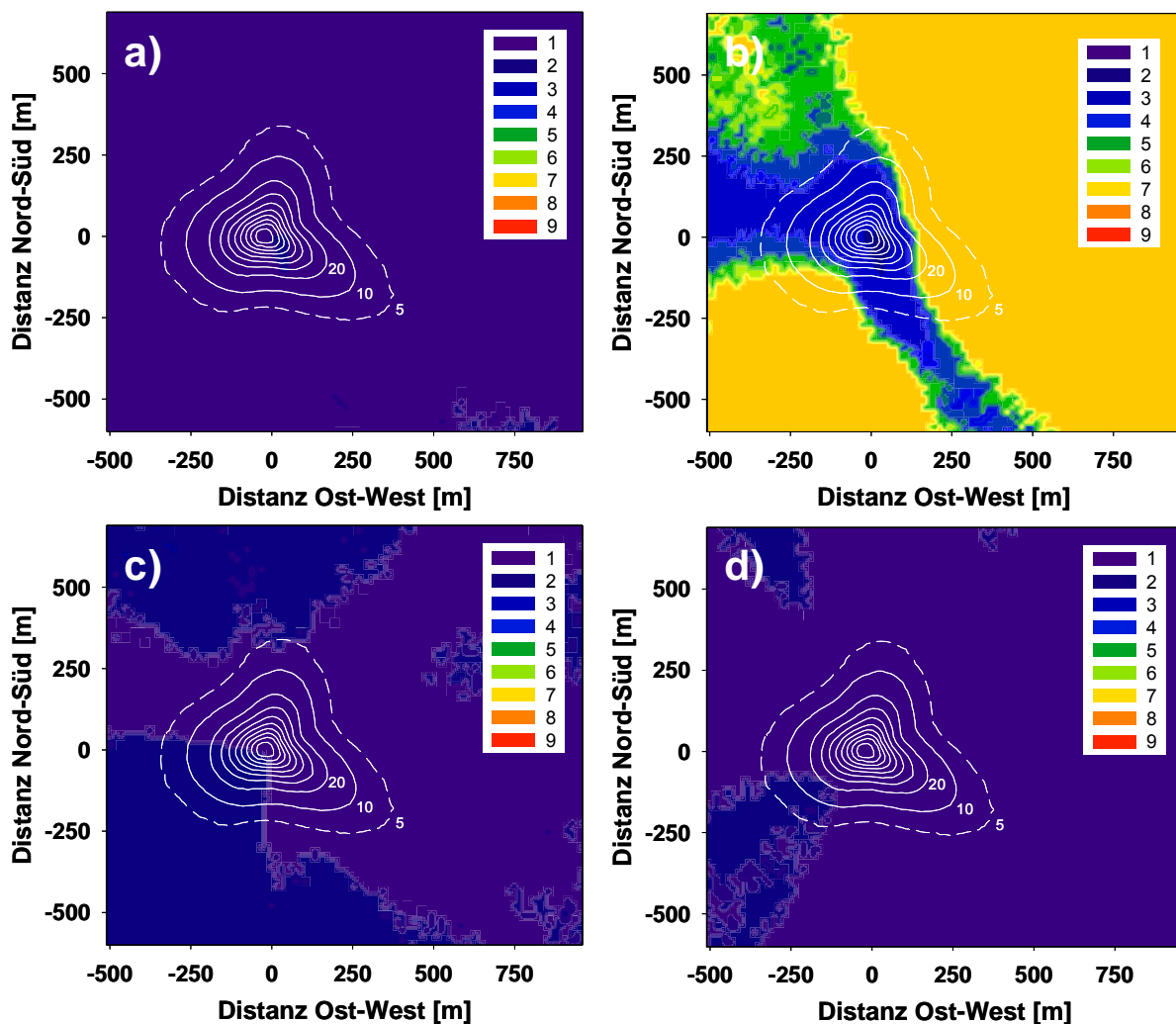


Abbildung 4: Ergebnisse der räumlichen Datenqualität für die Teststation Waldstein Weidenbrunnen. Die Bewertungen wurden durchgeführt für a) Impulsfluss, b) fühlbaren Wärmestrom, c) latenten Wärmestrom und d) CO₂-Fluss. Zur Identifikation des für die Messungen signifikanten Einflussbereichs wurde das akkumulierte Quellgebiet für alle Schichtungsfälle (weiße Isolinien) eingefügt.

Generell spiegelt die in Abbildung 4 für die Teststation Waldstein Weidenbrunnen zusammen gestellte Übersicht der räumlichen Strukturen der Datenqualität für verschiedene Austauschflüsse eine

sehr hohe Datenqualität wider. Die gemittelte Datenqualität für den Impulsfluss (Abb. 4a), latenten Wärmestrom (Abb. 4c) sowie CO₂-Fluss (Abb. 4d) zeigen durchgehend in allen Sektoren die höchsten Qualitätsstufen 1 und 2. Dieses Ergebnis deutet auf quasi störungsfreie turbulente Austauschmessungen hin. Das Ergebnis für den fühlbaren Wärmestrom (Abb. 4b) dagegen weist deutliche Strukturen in der räumlichen Datenqualität auf. Sowohl in der direkten Umgebung des Turms als auch in zwei Sektoren im Südosten beziehungsweise im Westen der Messposition ist die mittlere Datenqualität hoch (Stufen 3-4), während die übrigen Matrixquadrate mit der eher niedrigen Bewertung 6-7 geflaggt sind. Dieses Ergebnis ist eine Konsequenz der für die Ausweisung der Qualitätsflags verwendeten integralen Turbulenzcharakteristika für den fühlbaren Wärmestrom. Die Parametrisierung der als Referenz heran gezogenen integralen Turbulenzcharakteristika ist nicht gültig für den neutralen Bereich, so dass hier regelmäßig große Abweichungen zwischen den gemessenen und den modellierten Werten mit schlechter Qualitätsbewertung auftreten (siehe auch Göckede et al., 2004b). Die gute Qualitätsbewertung in der direkten Umgebung der Messposition und in den beiden Sektoren im Südosten und Westen kommt zustande durch die zumeist hohe Datenqualität bei labiler Schichtung, die diese Bereiche dominiert.

Die Möglichkeit, neben den oben aufgeführten Qualitätsflags auch räumliche Strukturen für kontinuierliche Parameter berechnen zu können, ist besonders gut geeignet zur Analyse der vertikalen Windkomponente an einem komplexen Standort. Die Ergebnisse dieser Bewertung ist für die Teststation Waldstein Weidenbrunnen in der folgenden Abbildung 5 dargestellt.

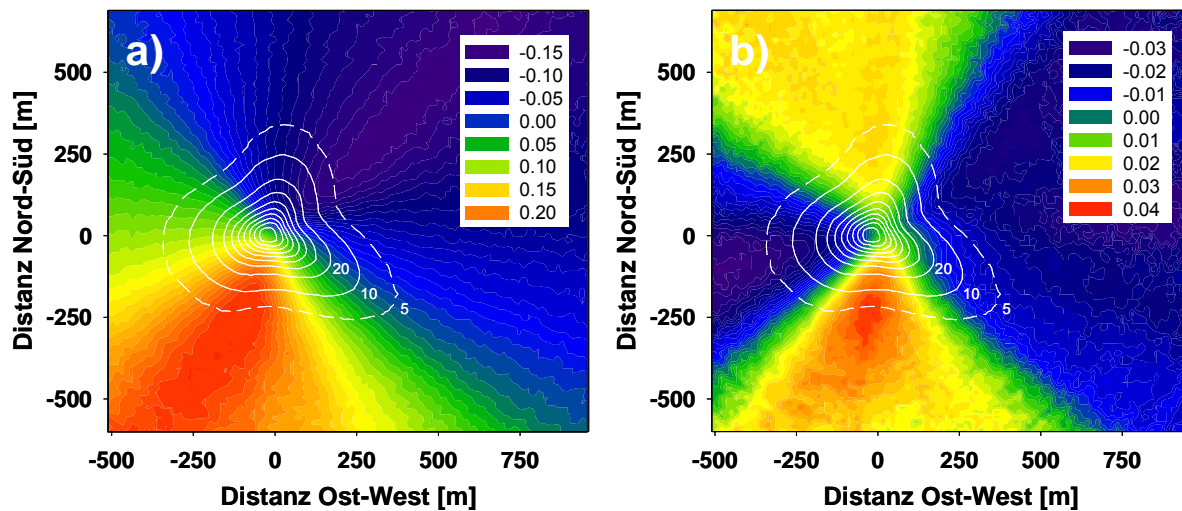


Abbildung 5: Gemittelte vertikale Windkomponente an der Teststation Waldstein Weidenbrunnen. Untersucht wurden die räumlichen Strukturen a) der unrotierten vertikalen Windkomponente und b) der vertikalen Windkomponente nach Anwendung der Planar-Fit Koordinatenrotation. Zur detaillierteren Darstellung der Ergebnisse wurde der Maßstab an den jeweiligen Datenbereich angepasst, so dass gleiche Farben in den Abbildungen a) und b) nicht gleichen Werten entsprechen.

In Abbildung 5a zeigt sich der signifikante Effekt der lokalen Topographie auf das Windfeld am Standort Waldstein Weidenbrunnen. Das mittlere Windfeld ist gekippt entlang einer Achse, die etwa von Nordwest nach Südost verläuft, mit einem Wertebereich der vertikalen Windkomponente zwi-

schen 0.2 m s^{-1} im südwestlichen und -0.15 m s^{-1} im nordöstlichen Sektor. Um diese Neigung auszugleichen, welche eine deutliche Beeinträchtigung der Eddy-Kovarianz Methode darstellt, muss ein Koordinaten-Rotationsverfahren angewendet werden. In Abbildung 5b ist das vertikale Windfeld nach Anwendung der Planar-Fit Rotation (Wilczak et al., 2001) dargestellt, welches den im Verlauf dieser Stationsanalyse verwendeten Datensatz repräsentiert. Die gemittelten vertikalen Windkomponenten haben sich reduziert auf maximal 0.04 m s^{-1} und üben somit keinen signifikanten Einfluss mehr auf die Berechnung der Austauschflüsse aus. Allerdings zeigen sich auch in Abbildung 5b noch abgegrenzte Windrichtungssektoren mit positiven vertikalen Windkomponenten im Süden und Norden des Sensors und negativen Werten im Westen und Osten. Diese klaren räumlichen Strukturen weisen darauf hin, dass die Neigung des Windfelds am Standort Waldstein Weidenbrunnen nicht für alle Anströmrichtungen einheitlich ist, so dass sie mit Hilfe der Planar-Fit Methodik und nur einem einzigen Satz an Rotationswinkeln nicht vollständig ausgeglichen werden kann. Eine optimale Koordinatenrotation müsste hier mehrere Windrichtungssektoren mit individuellen Neigungen des Windfeldes berücksichtigen, deren Ausdehnung mit Hilfe des hier vorgestellten Bewertungsansatzes bestimmt werden kann.

Die Bewertung der Heterogenität der Landnutzungsstruktur wurde für die Teststation Waldstein Weidenbrunnen wie in Abschnitt 5.1.2 beschrieben in zwei Schritten durchgeführt. Das erste der Ergebnisse ist die Zusammenstellung der dominanten Kombinationspaare der 9 dort vorhandenen Landnutzungsklassen (Tabelle 2).

Tabelle 2: Dominante Kombinationspaare der Landnutzungsklassen im Quellgebiet für die Teststation Waldstein Weidenbrunnen. Die Zeilen stehen für die jeweils dominierende Landnutzungsklasse, während die Spalten die Klasse mit dem zweithöchsten Flussbeitrag repräsentieren. Die Zahlen geben die Häufigkeit der jeweiligen Kombination an [%]. 1: größere Wasserfläche (See); 2: Wiese; 3: Lichtung; 4: Siedlung; 5: Nadelwald; 6: Ackerbau, Sommergetreide; 7: Ackerbau, Wintergetreide; 8: kleinere Wasserfläche (Teich); 9: Steinbruch; 10: keine Daten.

Klasse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1										
2										
3										
4										
5		0.21	53.16		46.19	0.27	0.18			
6										
7										
8										
9										
10										

Aus Tabelle 2 geht hervor, dass am Standort Waldstein Weidenbrunnen die Landnutzungsklasse Nadelwald während des gesamten hier betrachteten Experimentzeitraums dominant war. Der Hauptanteil entfällt mit etwa 53 Prozent auf die Kombination von Nadelwald und Lichtungen, in etwa 46 Prozent aller Fälle war die Zusammensetzung des Quellgebiets der jeweiligen Messung quasi homogen

(Anteil der dominanten Landnutzungsart > 90 Prozent). Neben diesen beiden Einträgen in Tabelle 2, welche zusammen mehr als 99 Prozent aller Messungen repräsentieren, existieren unbedeutende Einträge mit Wiese beziehungsweise Ackerflächen als zweitwichtigstem Flussbeitrag.

Der zweite Teil der Heterogenitätsbewertung der Landnutzungsstruktur konzentriert sich auf die Verteilung der Anteile am gemessenen Fluss für jede Landnutzungsart. Die Visualisierung der Ergebnisse für die Teststation Waldstein Weidenbrunnen erfolgt in Abbildung 6.

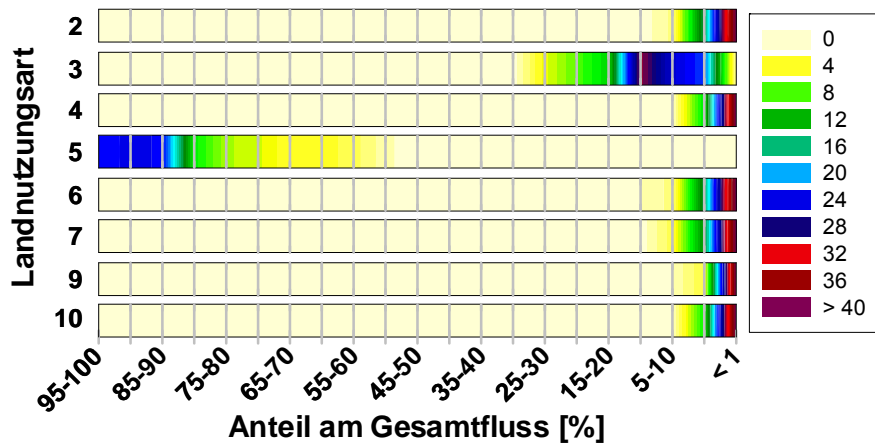


Abbildung 6: Spannweite der Flussanteile [%] für 8 der 10 Landnutzungsarten an der Teststation Waldstein Weidenbrunnen. Farben repräsentieren die Häufigkeitsverteilung innerhalb der einzelnen Klassen. Landnutzungsarten, bei denen für alle Einzelmessungen ein Flussanteil von < 1 Prozent des Gesamtflusses vorlag, wurden für die Darstellung nicht berücksichtigt. Eine Beschreibung der den Codes zugeordneten Landnutzungsarten wird in der Überschrift zu Tabelle 2 gegeben.

Auch die Zusammenstellung der Spektren der Flussbeiträge der einzelnen Landnutzungsklassen in Abbildung 6 verdeutlicht, dass am Standort Waldstein Weidenbrunnen letztendlich nur mit signifikanten Flussbeiträgen der Landnutzungsklassen Nadelwald (Klasse 5) und Lichtung (Klasse 3) zu rechnen ist. Die übliche Zusammensetzung liegt bei 75 bis 95 Prozent Nadelwald, und 1 bis 20 Prozent Lichtungen. Die landwirtschaftlichen Klassen Wiese (Klasse 2) und Acker (Klassen 6 und 7) erreichen Flussbeiträge von bis zu 10 Prozent für Einzelmessungen, die übrigen Klassen spielen eine untergeordnete Rolle für die Messungen.

5.2.2 Ankerstation Tharandter Wald

Die Ankerstation Tharandter Wald (50°57'49'' N, 13°34'01'' E, 375 m ü.NN) wird von der VERTIKO-Gruppe der TU Dresden betreut und befindet sich etwa 15 km südwestlich des Zentrums von Dresden innerhalb eines geschlossenen Waldgebiets von circa 6000 ha Größe. Das Gebiet gehört zu den unteren Lagen der Nordabdachung des Erzgebirges und ist charakterisiert durch überwiegend sanftwellige Geländeformen im Höhenbereich zwischen 350 m und 400 m über NN. Der Standort selbst befindet sich auf einer Hochfläche, umgeben von einem homogenen Fichtenbestand von durchschnittlich etwa 28 m Kronenhöhe. Die Eddy-Kovarianz-Messstation, für welche die im Folgenden

vorgestellten Untersuchungen durchgeführt wurden, gehört zum Netzwerk FLUXNET (Station DE-Tha) und befindet sich am Turm in einer Höhe von 42 m über Grund.

Für die Analyse des Standorts Tharandter Wald wurde ein von der Gruppe TU Dresden bereit gestellter Eddy-Kovarianz Rohdatensatz verwendet, der den Zeitraum 01. Januar bis 14. Mai 2004 umfasst. Die Berechnung der turbulenten Flüsse sowie die Durchführung aller relevanten Korrekturverfahren wurde mit dem in Abschnitt 5.4 beschriebenen Verfahren durchgeführt. Nach Ausschluss von Fehlwerten verblieben 6193 Halbstundenmittel für die Standortbewertung. Neben diesen meteorologischen Eingabeparametern wurde eine hochaufgelöste Landnutzungskarte zur Verfügung gestellt, welche mit Hilfe von Satellitendaten erstellt worden war. Die Originalmatrix hatte die Dimension 513 x 513 Pixel, was bei einer horizontalen Auflösung von 25 m einer Gesamtfläche von 12825 m x 12825 m entspricht. Insgesamt wurden in dieser Karte 15 Landnutzungsarten unterschieden. Verwendet für die Footprint-Analysen wurde ein Ausschnitt von 301 x 301 Pixel (Abbildung 7).

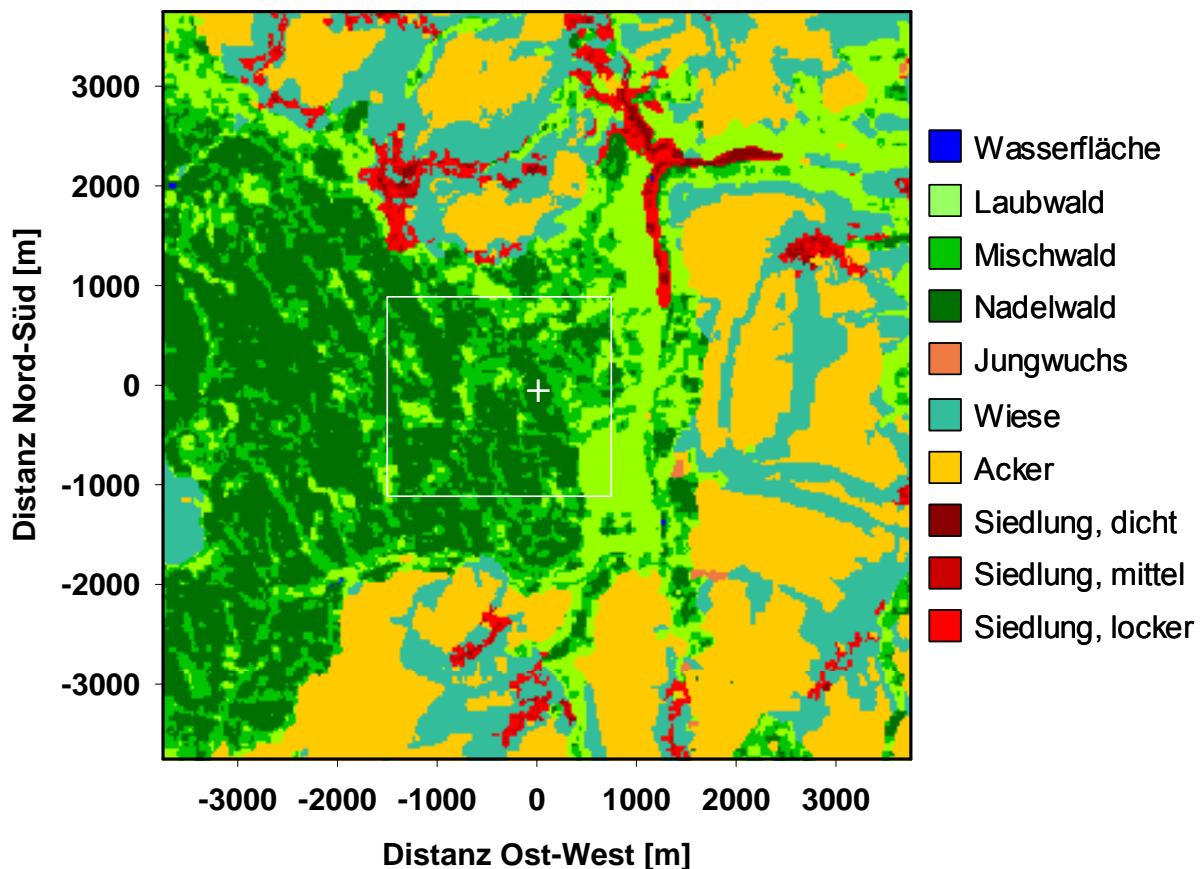


Abbildung 7: Landnutzungskarte für die Standortbewertung der Ankerstation Tharandter Wald. Die Turmposition ist mit einem weißen Kreuz gekennzeichnet. Der weiße Rahmen im Zentrum markiert den Bereich mit signifikantem Flussbeitrag zu den Messungen, auf welchen sich die folgenden Detailabbildungen konzentrieren.

Abbildung 7 enthält noch 10 der ausgewiesenen Landnutzungsclassen. Für die Darstellung der weiteren Ergebnisse wurde ein Bereich von 2225 m (Ost-West) x 1975 m (Nord-Süd) ausgewählt. Diese Fläche, welche das Areal mit signifikanten Flussbeiträgen für die Messposition markiert, wurde

mit einem weißen Rahmen gekennzeichnet. Größe und Position des Bereichs entsprechen der Fläche, aus der bei stabiler Schichtung etwa 95 Prozent der gemessenen Flüsse stammen.

Nach dem Muster des für die Station Waldstein Weidenbrunnen beschriebenen Verfahrens wurden auch für die Ankerstation Tharandter Wald akkumulierte Quellgebiete für vier verschiedene atmosphärische Stabilitäten (labil, neutral, stabil, alle) berechnet. Die Ergebnisse (Abbildung 8) konzentrieren sich auf den zentralen Bereich der Landnutzungskarte (weißer Rahmen aus Abbildung 7).

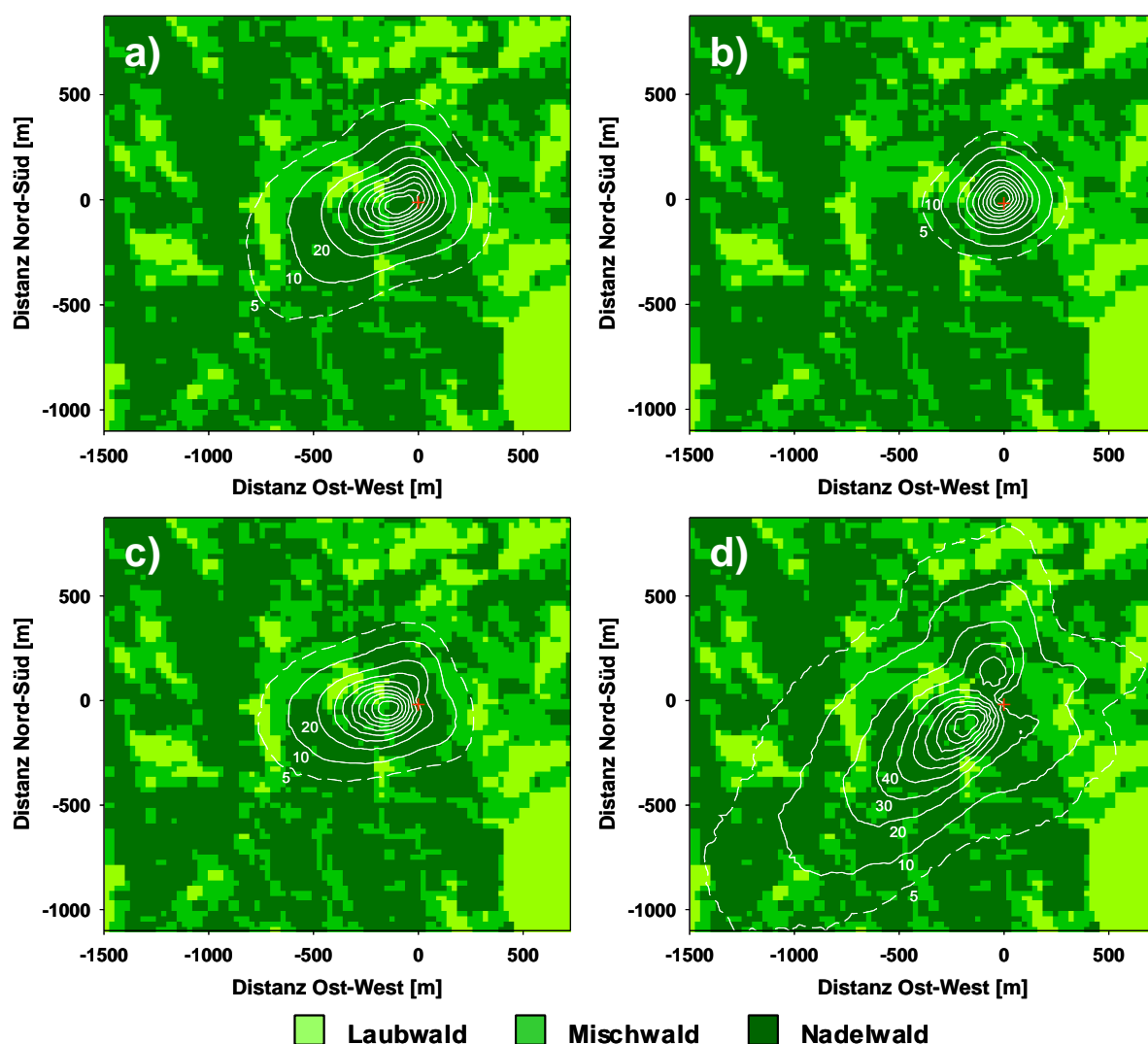


Abbildung 8: Akkumulierte Quellgebiete für den Standort Tharandter Wald, aufgeteilt nach a) alle Schichtungen, b) labile Schichtungen, c) neutrale Schichtungen, und d) stabile Schichtungen. Die Turmposition ist mit dem roten Kreuz gekennzeichnet, die weißen Isolinien geben die Position des akkumulierten Quellgebietes an. Detaillierte Angaben dazu werden im Text gegeben.

In Abbildung 8 liegen nur noch die drei Landnutzungsklassen Laubwald, Mischwald und Nadelwald vor, so dass anhand der hier zugrunde liegenden Informationen im Geländebereich mit signifikantem Einfluss auf die Messungen keine Waldränder mit starken Rauigkeitsstufen vorliegen. Allerdings existieren am Standort dennoch Rauigkeitssprünge beim Übergang von Waldbereichen mit unterschiedlicher Vegetationshöhe, welche von der Landnutzungskarte nicht aufgelöst werden können.

Die ungefähre Größe des signifikanten Bereichs des akkumulierten Quellgebiets schwankt zwischen 680 m (E-W) x 620 m (N-S) für labile Schichtung (Abb. 8b) und 2050 m x 1950 m für stabile Schichtung (Abb. 8d), während für das Mittel aller Schichtungsfälle (Abb. 8a) ein Bereich von 1150 m x 1050 m ausgewiesen wurde. Mit Ausnahme der labilen Fälle befindet sich das akkumulierte Quellgebiet für alle in Abbildung 8 dargestellten Fälle im südwestlichen Windrichtungssektor.

Die Analyse räumlicher Strukturen der Datenqualität von Austauschmessungen wurde für den Standort Tharandter Wald ebenfalls für Impulsfluss, fühlbaren und latenten Wärmefluss sowie den CO₂-Fluss durchgeführt (Abbildung 9).

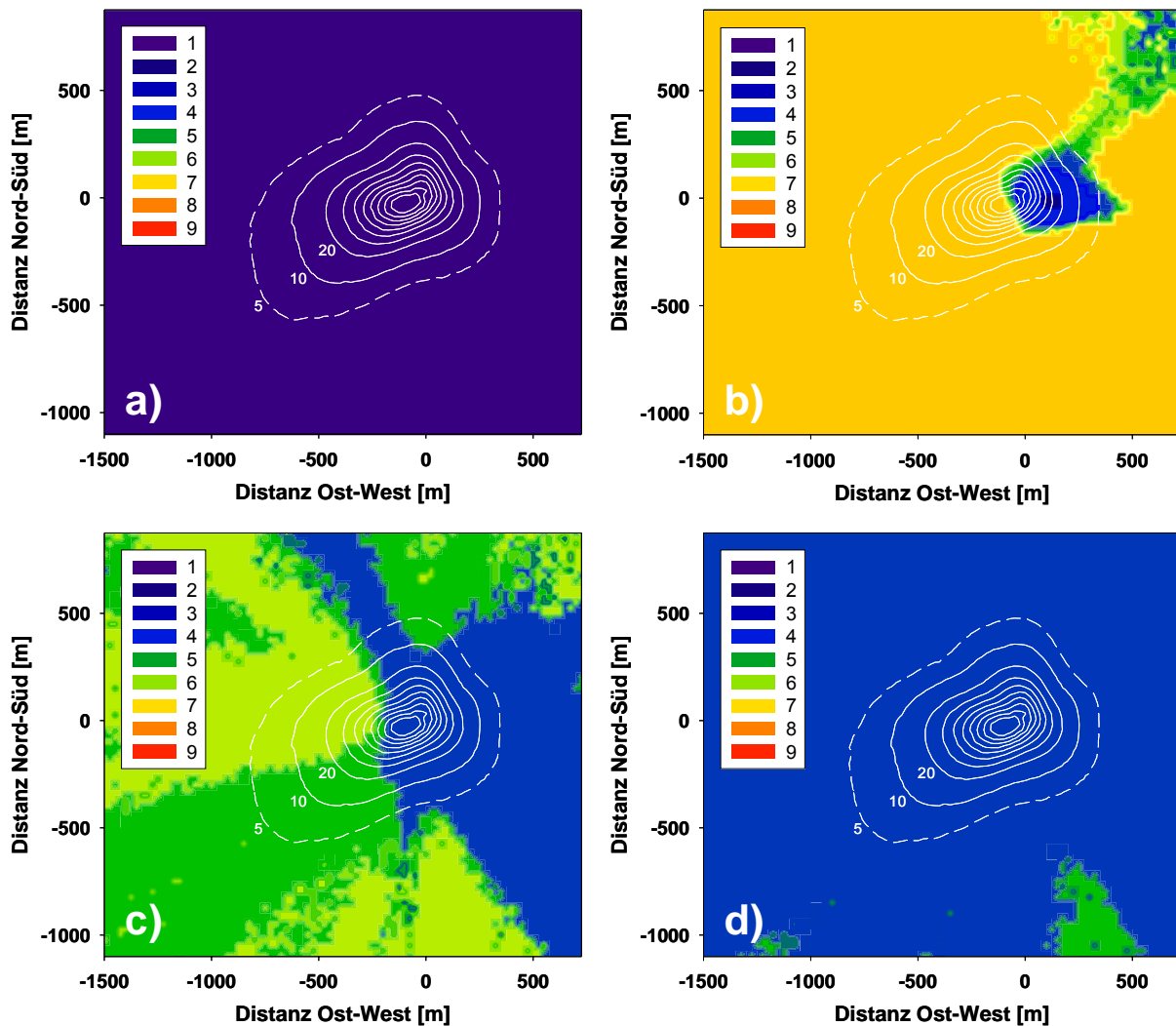


Abbildung 9: Ergebnisse der räumlichen Datenqualität für den Standort Tharandter Wald. Die Bewertungen wurden durchgeführt für a) Impulsfluss, b) fühlbaren Wärmestrom, c) latenten Wärmestrom und d) CO₂-Fluss. Zur Identifikation des für die Messungen signifikanten Einflussbereichs wurde das akkumulierte Quellgebiet für alle Schichtungsfälle (weiße Isolinien) eingefügt.

Die in Abbildung 9 für die Station Tharandter Wald zusammen gestellte Übersicht zeigt eine weitgehend hohe Datenqualität für die gemittelten räumlichen Strukturen. Der Impulsfluss (Abb. 9a) weist durchgehend in allen Sektoren die höchste Qualitätsstufe 1 auf, was ein quasi störungsfreies turbulentes Strömungsfeld bedeutet. Die ausgewiesenen Flags für den latenten Wärmestrom (Abb. 9c)

und den CO₂-Fluss (Abb. 9d) bewegen sich im Bereich der mittleren Datenqualität 4 bis 6, wobei keine signifikanten räumlichen Strukturen zu erkennen sind. Das mittlere Niveau der Datenqualität ist durch den hier gewählten Beobachtungszeitraum im Winter reduziert, da unter diesen Bedingungen der Betrieb des eingesetzten closed path Gasanalysators für die Messung der Konzentrationen von H₂O und CO₂ mit deutlichen Schwierigkeiten behaftet ist. Außerdem ist der Anteil der problematischen stabilen Schichtung höher, so dass im Sommer kann hier ein besseres Ergebnis erwartet werden kann. Das Ergebnis für den fühlbaren Wärmestrom (Abb. 9b) weist einen Kernbereich im Bereich der Turmposition und leicht östlich davon mit sehr hoher Datenqualität auf, während der überwiegende Teil der Matrixquadrate mit der niedrigen Stufe 7 geflaggt wird. Dieses Ergebnis ist eine Konsequenz der für die Ausweisung der Qualitätsflags verwendeten integralen Turbulenzcharakteristika für den fühlbaren Wärmestrom. Die Parametrisierung der als Referenz heran gezogenen integralen Turbulenzcharakteristika ist nicht gültig für den im Winter dominierenden neutralen Bereich, so dass hier regelmäßig große Abweichungen zwischen den gemessenen und den modellierten Werten mit dementsprechend schlechter Qualitätsbewertung auftreten (siehe auch Göckede et al., 2004b). Die gute Qualitätsbewertung in der direkten Umgebung der Messposition kommt zustande durch die weitgehend hohe Datenqualität während labiler Schichtung, die diesen Bereich dominiert.

Die Ergebnisse der Bewertung der vertikalen Windkomponente sind für die Ankerstation Tharandter Wald in Abbildung 10 dargestellt.

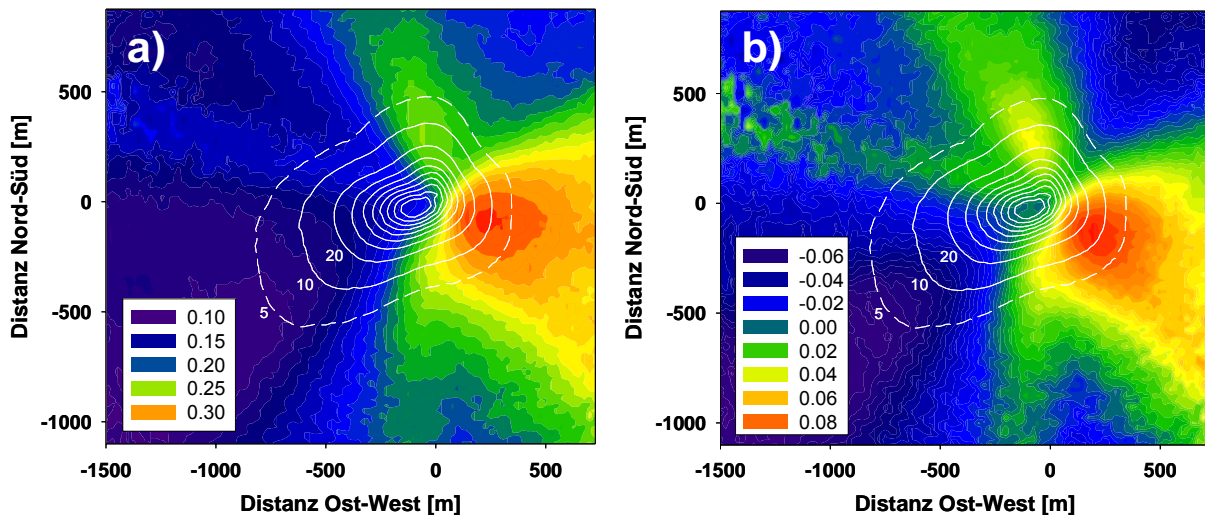


Abbildung 10: Gemittelte vertikale Windkomponente an der Ankerstation Tharandter Wald. Untersucht wurden die räumlichen Strukturen a) der unrotierten vertikalen Windkomponente, und b) der vertikalen Windkomponente nach Anwendung der Planar Fit Koordinatenrotation. Zur detaillierteren Darstellung der Ergebnisse wurde der Maßstab an den jeweiligen Datenbereich angepasst, so dass gleiche Farben in den Abbildungen a) und b) nicht gleichen Werten entsprechen.

In Abbildung 10a zeigt sich deutlich der Einfluss der Geländestruktur auf das Windfeld im Tharandter Wald. Ohne Anwendung eines Rotationsverfahrens ergeben sich für alle Windsektoren positive gemittelte vertikale Windkomponenten, die bei östlicher Anströmung eine Größenordnung erreichen, welche die Anwendung des Eddy-Kovarianz-Verfahrens zur Bestimmung der Austauschflüsse

VERTIKO-UBT1

signifikant beeinträchtigt würde. Wie auch am Standort Waldstein Weidenbrunnen ist eine Koordinatentransformation offensichtlich notwendig. In Abbildung 10b dargestellt ist das vertikale Windfeld nach Anwendung der Planar-Fit Rotation, welches für die weitere Stationsanalyse verwendet wurde. Die Größenordnung der gemittelten vertikalen Windkomponenten hat sich auch hier im Vergleich zu den unrotierten Daten deutlich reduziert, trotzdem finden sich auch im rotierten Windfeld immer noch die groben Strukturen aus der Bewertung der unrotierten vertikalen Windkomponente wieder. Die durchgehend positive Anströmung aus allen Sektoren (Abbildung 10a) kann mit einer einzigen geeigneten Ebene nicht adäquat ausgeglichen werden, so dass hier eine Anwendung der Planar-Fit Rotation aufgeteilt in mehrere Sektoren zu empfehlen wäre. An dieser Stelle muss noch darauf hingewiesen werden dass die Planar-Fit Rotation nur für die hier vorstellte Qualitätsstudie durchgeführt wurde, während die in der VERTIKO-Datenbank zur Verfügung gestellten Daten der Ankerstation Tharandter Wald mit einer 3D-Rotation (z.B. McMillen, 1988) korrigiert wurden.

Die Bewertung der Heterogenität der Landnutzungsstruktur für den Standort Tharandter Wald ist in Tabelle 3 sowie Abbildung 11 zusammen gestellt.

Tabelle 3: Dominante Kombinationspaare der Landnutzungsklassen im Quellgebiet für den Standort Tharandter Wald. Die Zeilen stehen für die jeweils dominierende Landnutzungsklasse, während die Spalten die Klasse mit dem zweithöchsten Flussbeitrag repräsentieren. Die Zahlen geben die Häufigkeit der jeweiligen Kombination an [%]. 1: Wasserfläche; 2: Laubwald; 3: Mischwald; 4: Nadelwald; 5: Jungwuchs; 6: Wiese; 7: Obstanbau; 8: Weinbau; 9: Kleingarten; 10: Ackerfläche; 11: Verkehrsfläche; 12: Brache; 13: Siedlung (dicht); 14: Siedlung (mittel); 15: Siedlung (locker).

Klasse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1															
2			1.03	0.15						0.29					
3		2.65		4.84											
4		0.27	90.73							0.02					
5															
6															
7															
8															
9															
10		0.02													
11															
12															
13															
14															
15															

Tabelle 3 zeigt deutlich die Dominanz der Waldklassen 2 bis 4 im Einzugsgebiet des Messturms im Tharandter Wald. Mit fast 91 Prozent Anteil stammt der überwiegende Teil der Messungen von einer Kombination aus Nadelwald (vorherrschend) und Mischwald. Für weitere etwa 7.5 Prozent aller Fälle ist die vorherrschende Landnutzungsklasse Mischwald, andere Einträge haben nur ein ver-

schwindend geringes Gewicht. Außerhalb der Waldklassen gibt es nur minimale Einträge für Landnutzungsart 10 (Ackerflächen). Für den für diese Analyse verwendeten Messzeitraum lag für keine der Einzelmessungen ein Quellgebiet mit homogener Landnutzungsstruktur vor.

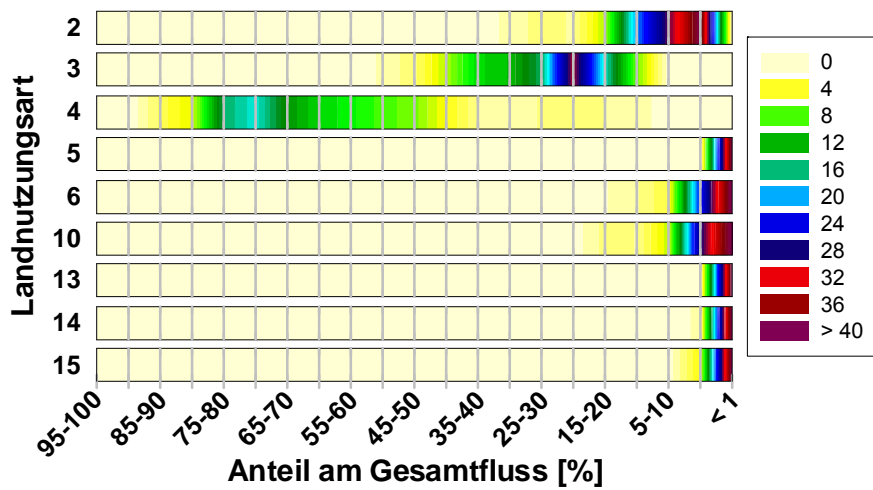


Abbildung 11: Spannweite der Flussanteile [%] für 9 der 15 Landnutzungsarten an der Station Tharandter Wald. Farben repräsentieren die Häufigkeitsverteilung innerhalb der einzelnen Klassen. Landnutzungsarten, bei denen für alle Einzelmessungen ein Flussanteil von < 1 Prozent des Gesamtflusses vorlag, wurden für die Darstellung nicht berücksichtigt. Eine Beschreibung der den Codes zugeordneten Landnutzungsarten wird in der Überschrift zu Tabelle 3 gegeben.

Auch Abbildung 11 unterstreicht die Dominanz der Waldklassen 2 bis 4 am Standort Tharandter Wald. Der Hauptanteil für Nadelwald (Klasse 4) entfällt auf den Bereich 50 bis 80 Prozent, mit einem Maximum bei 70 bis 75 Prozent. Die Maxima in den Darstellungen für die übrigen Waldklassen deuten auf eine übliche Landnutzungs zusammensetzung mit etwa 20 bis 25 Prozent Mischwald (Klasse 3) und 1 bis 5 Prozent Laubwald hin. Alle verbleibenden Landnutzungsarten haben einen vorherrschenden Flussanteil von unter einem Prozent, wobei höhere Prozentwerte von bis zu 20 Prozent noch von den Klassen Wiese (Klasse 6) und Ackerflächen (Klasse 10) erreicht werden können.

5.2.3 Ankerstation Oberbärenburg

Die VERTIKO-Ankerstation Oberbärenburg (50° 47' 12"N, 13° 43' 20"E, 735 m ü.NN) wird von der Gruppe der TU Bergakademie Freiberg betrieben, wobei im Rahmen des VERTIKO-Projekts die Auswertung der mikrometeorologischen Messdaten von der TU Dresden übernommen wurde. Die Station befindet sich innerhalb der Hochlagen des Osterzgebirges, etwa 3 km nordöstlich der Stadt Altenberg auf dem mäßig geneigten Oberhang eines von Südost nach Nordwest verlaufenden Höhenrückens. Sie ist zu allen Seiten von einem etwa 15 m hohen Fichtenbestand umgeben, die nähere Umgebung ist weitgehend frei von landwirtschaftlichen Nutzungsformen. Bezüglich der Messhöhe wurde für diese Untersuchung eine Anpassung vorgenommen. Bis zum Herbst 2003 wurde an dieser Ankerstation in 20 m Höhe über Grund gemessen, so dass der größte Teil der in der VERTIKO-Datenbank vorhandenen Daten für diese Höhe vorliegt. Allerdings wurden diese Daten nicht als Rohdaten gespei-

VERTIKO-UBT1

chert, so dass mit ihnen keine Qualitätsstudie durchgeführt werden kann. Die Grundlage der hier vorliegenden Analyse stellen aus diesem Grunde Messungen des neuen Turms, der in unmittelbarer Nähe der alten Messposition mit Instrumenten in 30 m über Grund betrieben wird. Aufgrund des hohen Anteils der Messungen in 20 m Höhe in der VERTIKO-Datenbank wurden die Berechnungen allerdings für den alten Messturm, d.h. mit einer angenommenen Messhöhe von 20 m über Grund, durchgeführt.

Der im Rahmen der hier vorgestellten Standortanalyse verwendete Datensatz umfasst den Zeitraum 01. Dezember 2003 bis 31. März 2004. Die Datenaufbereitung wurde für insgesamt 5564 30-Minuten-Mittel nach dem in Abschnitt 5.4 beschriebenen Verfahren von der Gruppe UBT1 durchgeführt. Die Landnutzungskarte für diesen Standort wurde ebenfalls von der Gruppe TUD vorbereitet und hat in ihrer Grundversion die gleichen Charakteristika wie in Abschnitt 5.2.2 beschrieben. Der zentrale Ausschnitt von 301 x 301 Pixel enthält noch 12 der ursprünglich 15 Landnutzungsklassen (Abbildung 12). Der Bereich mit signifikantem Beitrag zu den Flussmessungen hat aufgrund der vergleichsweise niedrigen effektiven Messhöhe kleinere Dimensionen als am Standort Tharandter Wald. Trotz der Ausweitung des Definitionskriteriums auf jene Fläche, die bei stabiler Schichtung 98 Prozent des gemessenen Flusses abdeckt, hat das in Abbildung 12 mit dem weißen Rahmen gekennzeichnete Rechteck lediglich eine Ausdehnung von 675 m (Ost-West) x 1100 m (Nord-Süd).

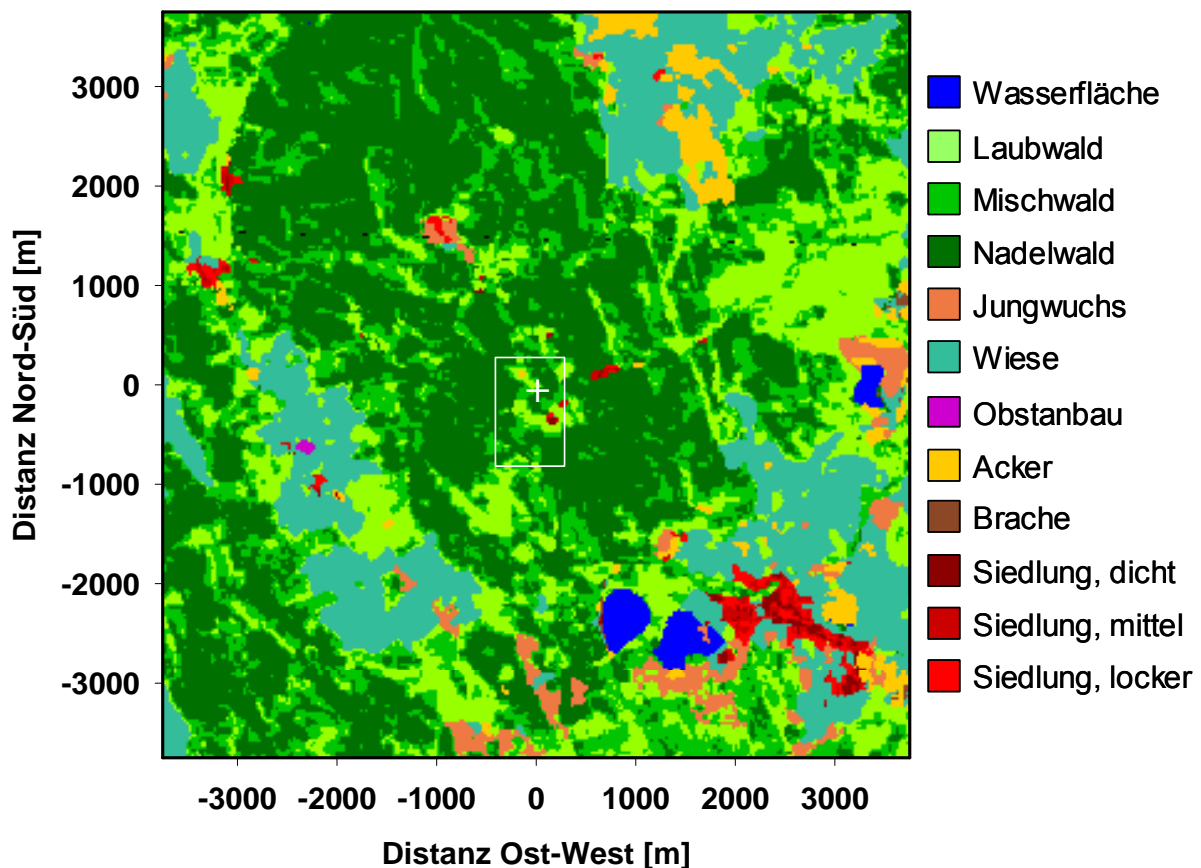


Abbildung 12: Landnutzungskarte für die Standortbewertung der Ankerstation Oberbärenburg. Die Turmposition ist mit einem weißen Kreuz gekennzeichnet. Der weiße Rahmen im Zentrum markiert den Bereich mit signifikantem Flussbeitrag zu den Messungen, auf welchen sich die folgenden Detailabbildungen konzentrieren.

Die Berechnung der akkumulierten Quellgebiete erfolgte analog zu dem Verfahren, welches auch für die weiter oben beschriebenen Standorte angewendet wurde und ist in Abbildung 13 zusammen gestellt. Trotz der geringen Fläche des betrachteten Gebiets sind 8 Landnutzungsklassen präsent, wobei der Hauptanteil des Gebiets auf die 3 Waldklassen entfällt. Jedoch steuern sowohl die beiden Siedlungsgebiete im Südosten des Mastes als auch die kleine Ackerfläche im Nordwesten bei entsprechender Windrichtung signifikante Flussanteile bei. Die Größe des vom akkumulierten Quellgebiet abgedeckten Areal liegt für die Station Oberbärenburg zwischen 320 m (Ost-West) x 370 m (Nord-Süd) im labilen (Abb. 13b) und 430 m x 650 m im stabilen Fall (Abb. 13d). Die Ausdehnung der Fläche für die Mittelung des vollständigen Datensatzes beträgt etwa 350 m x 420 m. Die Position des akkumulierten Quellgebietes zeigt einen hohen Anteil von östlicher Anströmung unter labiler Schichtung, für alle anderen in Abbildung 13 dargestellten Fälle liegt das Maximum im Süden der Messposition.

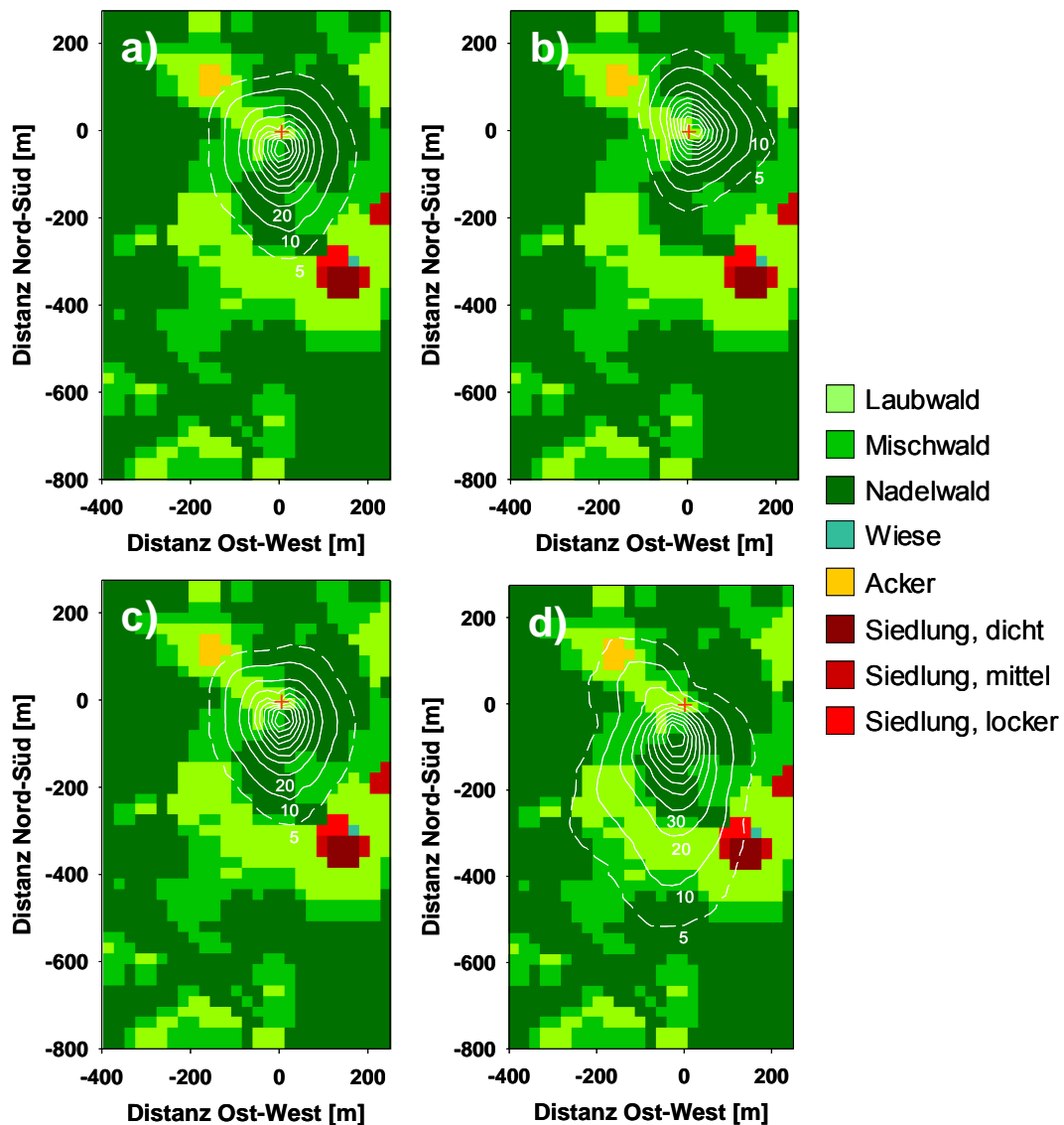


Abbildung 13: Akkumulierte Quellgebiete für den Standort Oberbärenburg, aufgeteilt nach a) alle Schichtungen, b) labile Schichtungen, c) neutrale Schichtungen, und d) stabile Schichtungen. Die Turmposition ist mit dem roten Kreuz gekennzeichnet, die weißen Isolinien geben die Position des akkumulierten Quellgebietes an.

Die Analyse der räumlichen Strukturen der Datenqualität konnte für den Standort Oberbärenburg nur für die Parameter Impulsfluss und fühlbarer Wärmestrom durchgeführt werden, da keine Messdaten für den latenten Wärmestrom und den CO₂-Fluss vorlagen. Abbildung 14 zeigt die Karten der mittleren Datenqualität in Kombination mit dem akkumulierten Quellgebiet für alle Schichtungen.

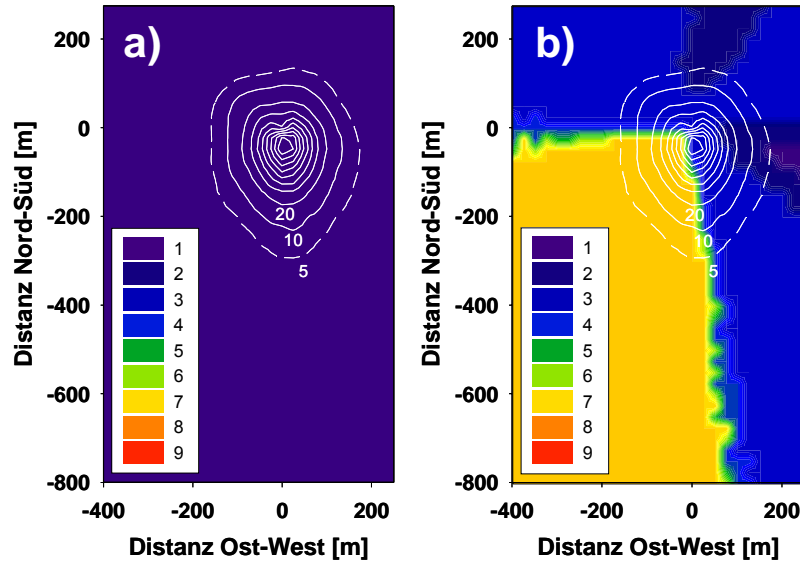


Abbildung 14: Ergebniss der räumlichen Datenqualität für den Standort Oberbärenburg. Die Bewertungen wurden durchgeführt für a) Impulsfluss und b) fühlbaren Wärmestrom. Zur Identifikation des für die Messungen signifikanten Einflussbereichs wurde das akkumulierte Quellgebiet für alle Schichtungsfälle (weiße Isolinien) eingefügt.

Für Oberbärenburg zeigen die räumlichen Strukturen der Datenqualität für die betrachteten Parameter das gleiche Bild wie an den in den vorhergehenden Abschnitten beschriebenen Stationen. Für den Impulsfluss liegt durchgehend die höchste Qualitätsstufe 1 vor (Abb. 14a), was darauf hindeutet, dass die Rauigkeitssprünge an den Ackerflächen und Siedlungen in der Umgebung des Masts keinen signifikanten Einfluss auf die mittlere Datenqualität haben. Für den fühlbaren Wärmestrom (Abb. 14b) ergeben sich zwei grundlegend voneinander abweichende Qualitätsbereiche, mit schlechter Datenqualität (Stufe 7) im südwestlichen Sektor, und sehr hoher Qualität (Stufe 2 bis 3) in den übrigen Sektoren. Die Erklärung für diese Strukturen liegt wiederum in der unterschiedlichen Bewertung der integralen Turbulenzcharakteristika für den fühlbaren Wärmestrom in Abhängigkeit von der Stabilität der Schichtung. Die hier vorliegenden Sektoren entstehen durch die individuelle Ausrichtung der akkumulierten Quellgebiete in den jeweiligen Stabilitätsklassen (Abbildung 13). Demnach liegt die höchste Datenqualität östlich des Masts vor, wo das Maximum für die labilen Fälle liegt, während die schlechte Datenqualität im südwestlichen Sektor zusammen fällt mit der Lage des stabilen Quellgebiets.

Die Ergebnisse zur Analyse der mittleren vertikalen Windkomponente sind im Abbildung 15 zusammen gestellt. Auch am Standort Oberbärenburg liegt eine deutliche mittlere Neigung des unrotierten mittleren Strömungsfeldes vor, so dass eine Koordinatenrotation vor Anwendung der Eddy-Kovarianz Berechnungen zwingend erforderlich ist (Abb. 15a). Das Windfeld scheint hier eine ein-

heitliche Neigung zu haben, mit stark positiven vertikalen Windkomponenten im Norden, und entsprechend negativen Messungen im Süden, wobei die absoluten Werte jeweils bis zu 0.4 m s^{-1} erreichen. Diese Neigung kann durch Anwendung der Planar-Fit Korrektur deutlich verbessert werden (Abb. 15b), allerdings verbleiben auch hier mittlere Absolutwerte von bis zu 0.1 m s^{-1} in einigen Sektoren. Deshalb könnte auch in diesem Fall eine Differenzierung in mehrere Windsektoren das Ergebnis verbessern. Wie schon für die Ankerstation Tharandter Wald sind auch die Daten aus Oberbärenburg, welche in der VERTIKO-Datenbank zur Verfügung stehen, mit einer 3D-Rotation korrigiert worden, die hier verwendete Planar-Fit Koordinatenrotation wurde lediglich für die Qualitätsanalyse eingesetzt.

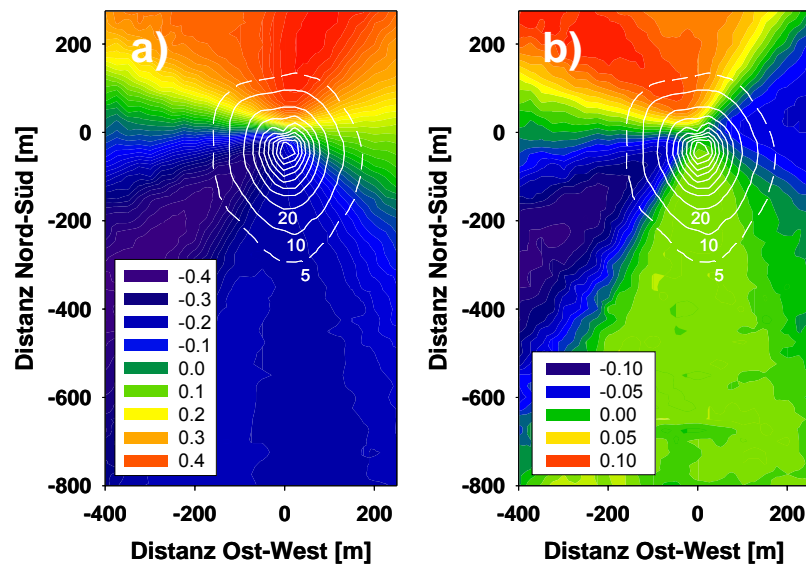


Abbildung 15: Gemittelte vertikale Windkomponente an der Ankerstation Oberbärenburg. Untersucht wurden die räumlichen Strukturen a) der unrotierten vertikalen Windkomponente, und b) der vertikalen Windkomponente nach Anwendung der Planar-Fit Koordinatenrotation. Zur detaillierteren Darstellung der Ergebnisse wurde der Maßstab an den jeweiligen Datenbereich angepasst, so dass gleiche Farben in den Abbildungen a) und b) nicht gleichen Werten entsprechen.

Die Untersuchung der Heterogenität der Landnutzungsstruktur am Standort Oberbärenburg ist in Tabelle 4 beziehungsweise Abbildung 16 zusammen gestellt.

VERTIKO-UBT1

Tabelle 4: Dominante Kombinationspaare der Landnutzungsklassen im Quellgebiet für den Standort Oberbärenburg. Die Zeilen stehen für die jeweils dominierende Landnutzungsklasse, während die Spalten die Klasse mit dem zweithöchsten Flussbeitrag repräsentieren. Die Zahlen geben die Häufigkeit der jeweiligen Kombination an [%]. 1: Wasserfläche; 2: Laubwald; 3: Mischwald; 4: Nadelwald; 5: Jungwuchs; 6: Wiese; 7: Obstanbau; 8: Weinbau; 9: Kleingarten; 10: Ackerfläche; 11: Verkehrsfläche; 12: Brache; 13: Siedlung (dicht); 14: Siedlung (mittel); 15: Siedlung (locker).

Klasse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1															
2			2.64	4.64											
3		0.18		12.81											
4		4.35	75.34			0.04									
5															
6															
7															
8															
9															
10															
11															
12															
13															
14															
15															

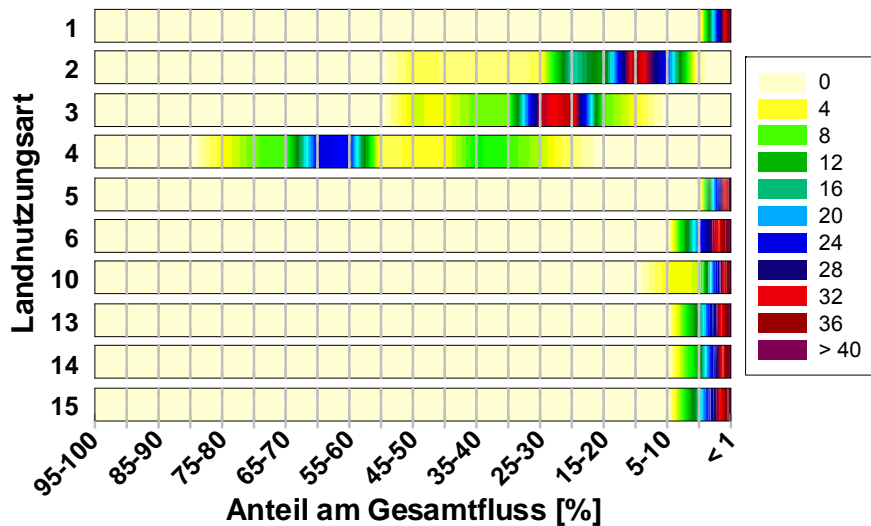


Abbildung 16: Spannweite der Flussanteile [%] für 10 der 15 Landnutzungsarten an der Station Oberbärenburg. Farben repräsentieren die Häufigkeitsverteilung innerhalb der einzelnen Klassen. Landnutzungsarten, bei denen für alle Einzelmessungen ein Flussanteil von < 1 Prozent des Gesamtflusses vorlag, wurden für die Darstellung nicht berücksichtigt. Eine Beschreibung der den Codes zugeordneten Landnutzungsarten wird in der Überschrift zu Tabelle 4 gegeben.

Die Zusammenstellung der dominanten Landnutzungspaare in Tabelle 4 ergibt für den Standort Oberbärenburg ein ähnliches Bild wie für die Ankerstation Tharandter Wald. Es existieren nahezu ausschließlich Einträge für die Waldklassen 2 bis 4, in lediglich 0.04 Prozent aller Fälle zählt auch die

Klasse Wiesen zu den beiden dominierenden Landnutzungsklassen. Die vorherrschende Kombination mit etwa 75 Prozent aller Fälle ist wiederum Nadelwald mit Mischwald, in etwa 11 Prozent ist allerdings auch der Laubwald an den Einträgen beteiligt. Auch an dieser Ankerstation lagen keine Messungen mit homogenem Einzugsgebiet vor. Diese Charakterisierung wird weiter unterstrichen durch die prozentualen Spannweiten der Flussanteile der einzelnen Landnutzungsklassen (Abbildung 16). Flussanteile über 10 Prozent liegen nur für die 3 Waldklassen vor. Eine typische Zusammensetzung der dominanten Klassen liegt demnach bei 50 bis 75 Prozent Nadelwald (Klasse 4), 15 bis 40 Prozent Mischwald (Klasse 3), und 5 bis 25 Prozent Laubwald. Landwirtschaftliche Nutzungsarten (v.a. Klassen 6 und 10) spielen an der Ankerstation Oberbärenburg eine eher untergeordnete Rolle, während der Einfluss von Siedlungsflächen mit maximal 5 Prozent zwar gering, aber im Vergleich zum Standort Tharandter Wald doch deutlich erhöht ist.

5.2.4 Ankerstation Lindenberg (Wald)

Die Ankerstation Lindenberg (Wald) ($52^{\circ}10'54''$ N, $13^{\circ}57'09''$ E, 49 m ü.NN) gehört zu den Mess-einrichtungen des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg des Deutschen Wetterdienstes, und wurde im Rahmen des VERTIKO-Projekts von der Gruppe DWD1 betrieben. Der Messturm befindet sich etwa 5 km südwestlich der Ortschaft Wendisch-Rietz innerhalb eines ausgedehnten Kiefernwalds mit einer mittleren Bestandeshöhe von etwa 14 m. Dieser Standort ist eingebettet in eine heterogene Landnutzungsstruktur mit leicht gewellter Orographie, welche von den Inlandgletschern der letzten Eiszeit geprägt wurde (z.B. Beyrich et al., 2002). Die Messhöhe des Eddy-Kovarianz-Komplexes am Turm beträgt 30.55 m.

Der erste von der Gruppe DWD1 bereit gestellte Datensatz, welcher hauptsächlich für die Standortanalyse verwendet wurde, umfasst den Zeitraum 19. Mai bis 17. Juni 2003. Die turbulenten Austauschströme wurden berechnet aus 10-Minuten-Werten der Mittel, Varianzen und Kovarianzen, wobei sämtliche Koordinatentransformationen, Korrekturen und Qualitätsprüfungen mit dem Verfahren der Gruppe UBT1 durchgeführt wurden. Insgesamt konnten 1416 Halbstundenmittel für die Standortanalyse verwendet werden. Ein zweiter Datensatz aus dem Zeitraum Dezember 2002 bis Februar 2003 für die Analyse des Vertikalwinds umfasste 3887 Halbstundenmittel, wobei in diesem Falle turbulente Rohdaten für die Berechnungen vorlagen. Die Landnutzungskarte mit einer Dimension von 199 x 199 Pixel erfasst bei einer Auflösung von 96.53 m eine Gesamtfläche von 19209.5 m x 19209.5 m. Der ursprüngliche Datensatz, welcher zwischen insgesamt 36 Landnutzungsklassen differenzierte, wurde im Rahmen der hier vorgestellten Untersuchung auf 7 Klassen vereinfacht. Die Darstellung der Ergebnisse der Standortanalyse konzentriert sich im Weiteren auf den in Abbildung 17 mit dem weißen Rahmen gekennzeichneten Bereich von 2016 m (Ost-West) x 1824 m (Nord-Süd).

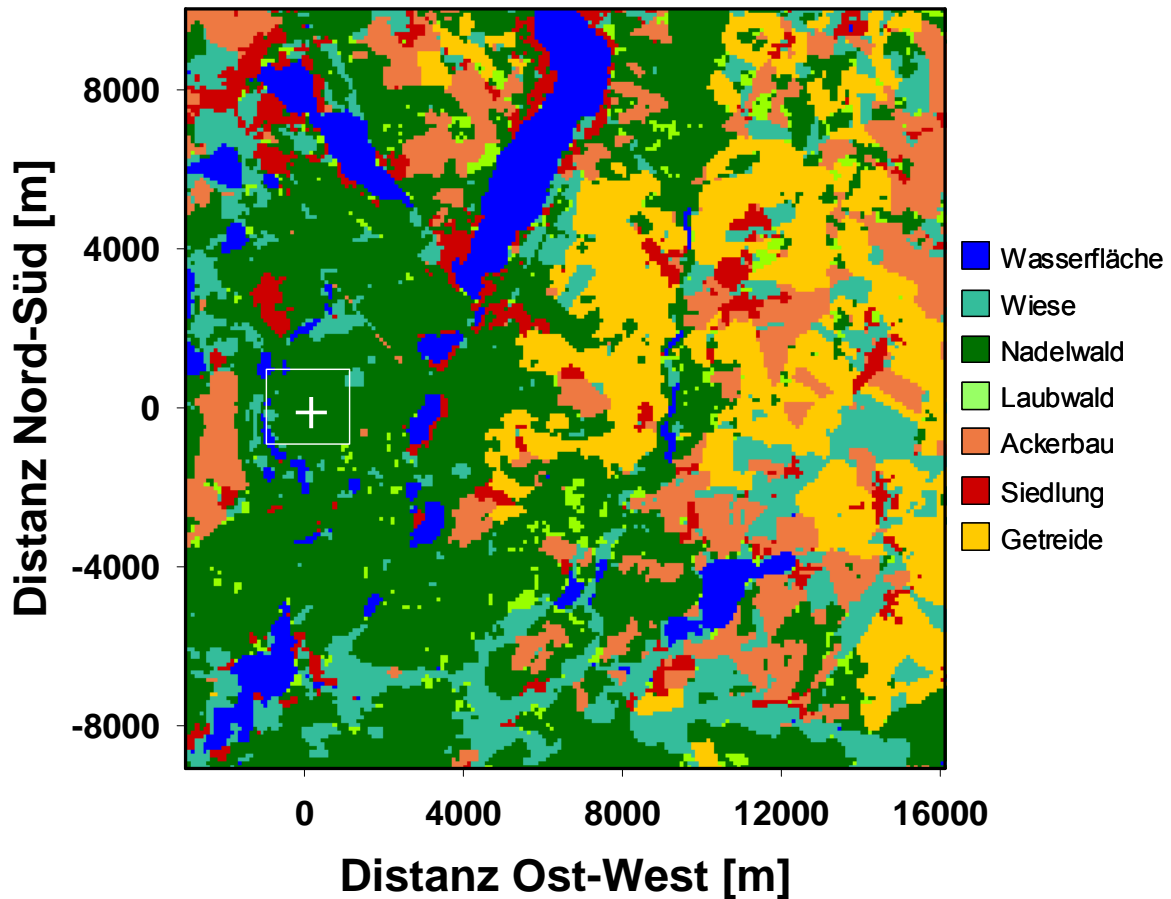


Abbildung 17: Landnutzungskarte für die Standortbewertung der Ankerstation Lindenberg (Wald). Die Turmposition ist mit einem weißen Kreuz gekennzeichnet. Der weiße Rahmen markiert den Bereich mit signifikantem Flussbeitrag zu den Messungen, auf welchen sich die folgenden Detailabbildungen konzentrieren.

Das akkumulierte Quellgebiet für den gewählten Beobachtungszeitraum wurde wiederum für 4 Stabilitätsklassen berechnet (Abbildung 18). Der gezeigte Ausschnitt des Kartengebiets besteht fast ausschließlich aus Nadelwald, lediglich an den Rändern treten auch die Landnutzungsclassen Wiese und Wasserflächen auf. Durch diese Anordnung besteht das akkumulierte Quellgebiet selbst unter stabiler Schichtung (Abb. 18d) hauptsächlich aus Waldflächen. Die Größe der jeweiligen Quellgebiete variiert im Falle der Ankerstation Lindenberg (Wald) zwischen 450 m (Ost-West) x 400 m (Nord-Süd) im labilen Fall (Abb. 18b) und 1220 m x 1220 m im stabilen Fall (Abb. 18d). Im Mittel aller betrachteten Messungen ergab sich eine Fläche von etwa 600 m x 550 m (Abb. 18a), für welche sich, wie auch für die labilen Schichtungen, das Maximum des akkumulierten Quellgebiets genau auf die Turmposition konzentriert. Für neutrale Schichtung dagegen dominieren die westlichen Anströmungen, während der Schwerpunkt für die stabilen Fälle im östlichen Sektor liegt.

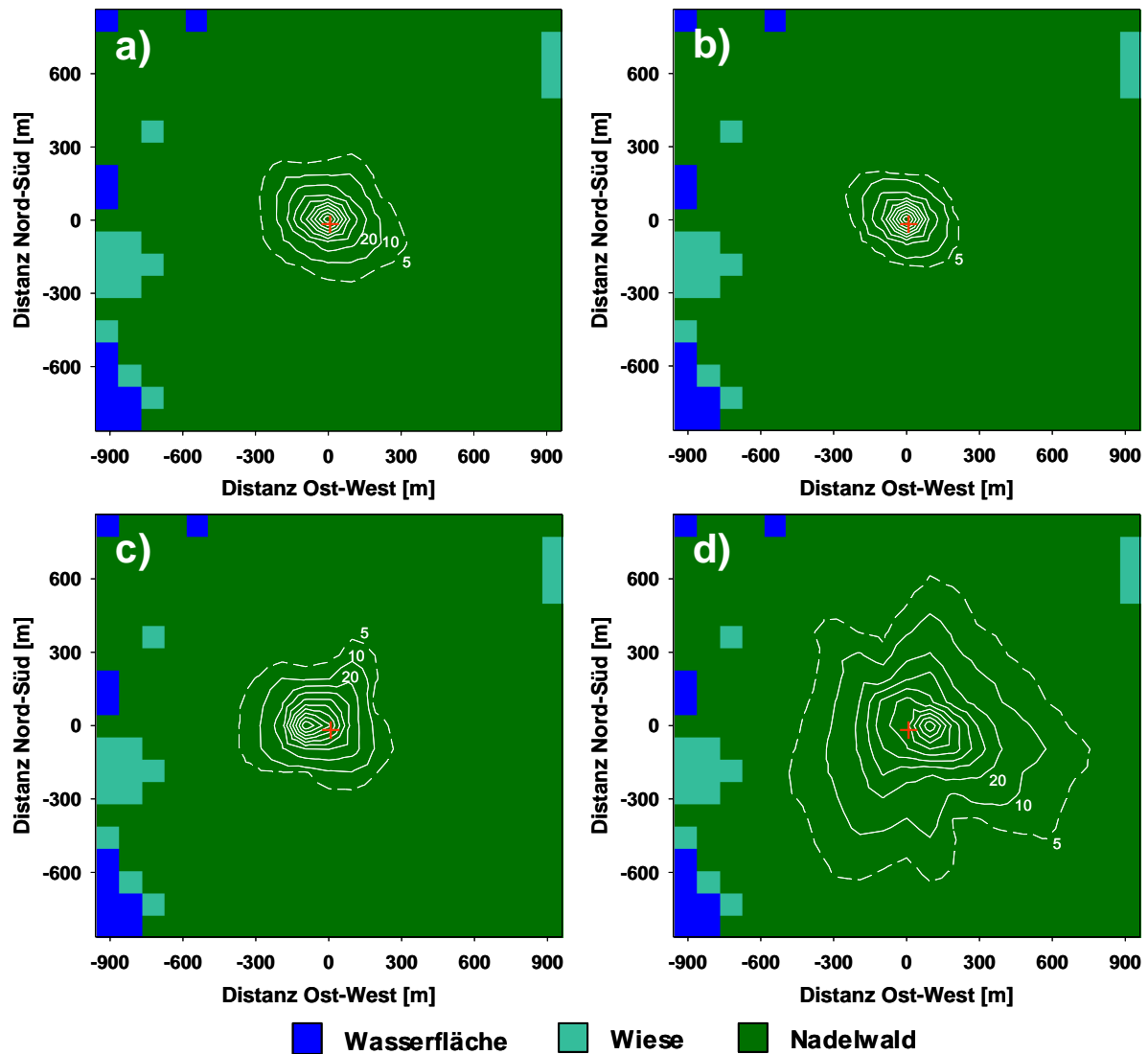


Abbildung 18: Akkumulierte Quellgebiete für die Ankerstation Lindenberg (Wald), aufgeteilt nach a) alle Schichtungen, b) labile Schichtungen, c) neutrale Schichtungen, und d) stabile Schichtungen. Die Turmposition ist mit dem roten Kreuz gekennzeichnet, die weißen Isolinien geben die Position des akkumulierten Quellgebietes an. Detaillierte Angaben dazu im Text.

Die Analyse der räumlichen Strukturen der Datenqualität wurde für die Ankerstation Lindenberg (Wald) für die vier Parameter Impulsfluss, fühlbarer und latenter Wärmestrom sowie CO_2 -Fluss durchgeführt (Abbildung 19).

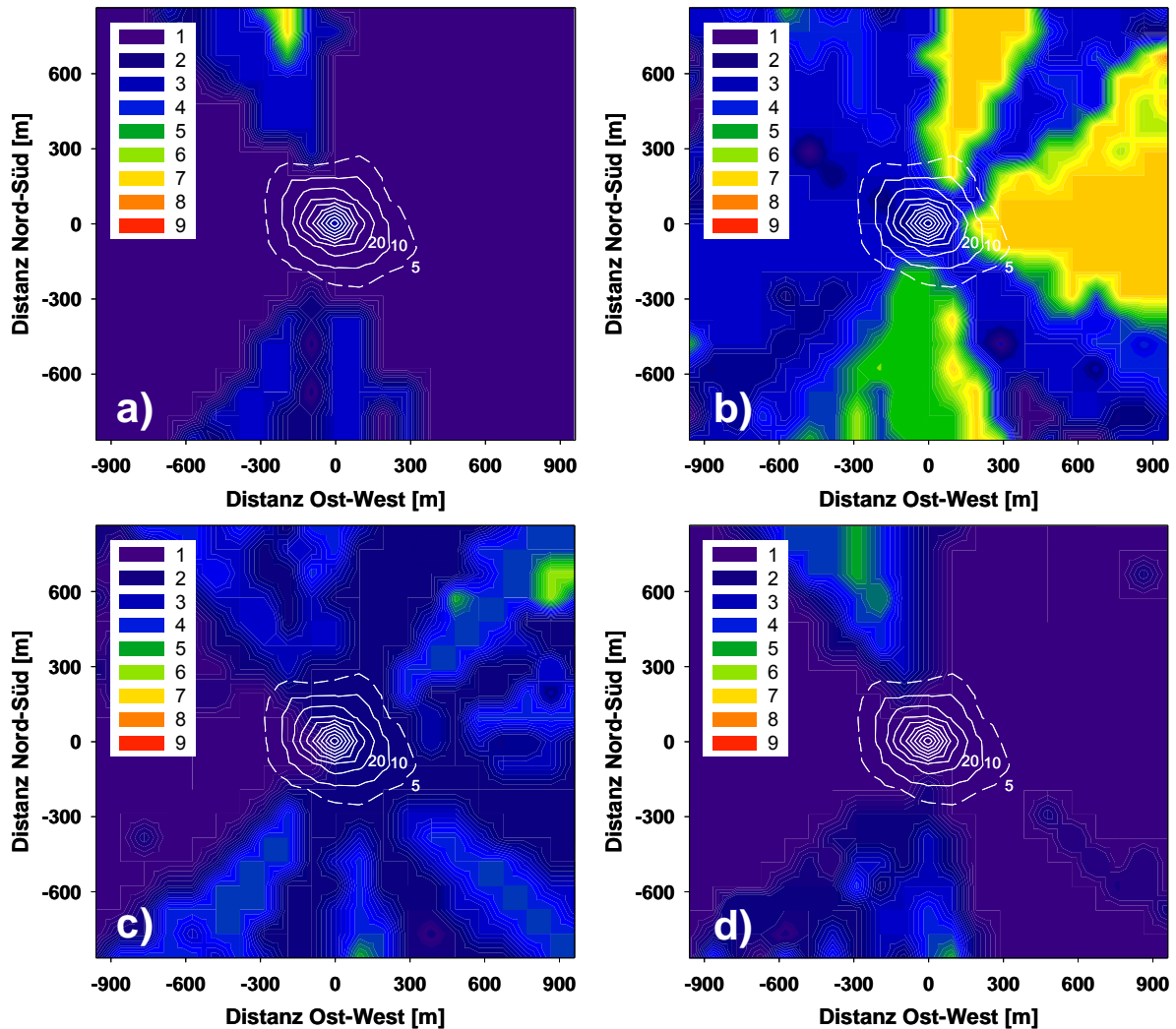


Abbildung 19: Ergebnisse der räumlichen Datenqualität für die Ankerstation Lindenberg (Wald). Die Bewertungen wurden durchgeführt für a) Impulsfluss, b) fühlbaren Wärmestrom, c) latenten Wärmestrom und d) CO_2 -Fluss. Zur Identifikation des für die Messungen signifikanten Einflussbereichs wurde das akkumulierte Quellgebiet für alle Schichtungsfälle (weiße Isolinien) eingefügt.

Die in Abbildung 19 gezeigten Ergebnisse für die Ankerstation Lindenberg (Wald) weisen durchgehend ausgeprägte räumliche Strukturen in der mittleren Datenqualität auf. Allerdings lassen sich diese Resultate nur sehr eingeschränkt mit den aus der Landnutzungskarte hervorgehenden Geländeeigenschaften interpretieren. Bei der Bewertung dieser Ergebnisse muss allerdings berücksichtigt werden, dass der verwendete Datensatz einen verhältnismäßig kurzen Zeitraum abdeckt. Daher können einige der gefundenen Strukturen auch entstanden sein, weil in einem Sektor nur wenige Daten vorliegen, so dass das Ergebnis von Einzelmessungen geprägt wird. Für den Impulsfluss (Abb. 19a) zeigt sich beispielsweise ein schmaler Sektor nordwestlich der Messposition mit deutlich reduzierter Datenqualität, der auf diesen Effekt zurück zu führen sein könnte. Für den fühlbaren Wärmestrom (Abb. 19b) zeigt sich auch hier wie für die anderen Stationen ein Wechsel zwischen Bereichen mit sehr hoher Qualität (Stufen 1 bis 3) und eher niedriger Qualität (Stufe 7), wobei die hohe räumliche Differenzierung zwischen diesen Sektoren allerdings darauf schließen lässt, dass neben Effekten der Stabilität

der Schichtung auch Geländeeigenschaften eine Ursache dafür sind, welche nicht von der Landnutzungskarte aufgelöst werden. Im Falle des latenten Wärmestroms (Abb. 19c) lassen sich einige der ausgewiesenen Sektoren mit reduzierter Datenqualität, beispielsweise im Nordwesten, Südwesten und Süden der Messposition, nahegelegenen größeren Wasserflächen in diesen Windrichtungen zuordnen, welche die Stationarität der Messungen beeinträchtigen können. Für die östlich des Turms gelegenen Sektoren sind in der Landnutzungskarte allerdings keine derartigen Heterogenitäten eingezeichnet, so dass auch hier als Ursache die geringe Datengrundlage oder aber nicht auf der Karte erfasste, störenden Geländeelementen in Frage kommen. Für die Beurteilung des CO₂-Flusses (Abb. 19d) ergeben sich keine signifikant unterschiedlichen Sektoren, welche sich durch Geländestrukturen erklären lassen.

Abbildung 20 enthält eine Bewertung der vertikalen Windkomponente für die Ankerstation Lindenberg (Wald). Diese Untersuchung wurde mit einem zweiten vom DWD bereit gestellten Datensatz durchgeführt, da für den ersten Beobachtungszeitraum keine unrotierten vertikalen Windkomponenten vorlagen. Aus diesem Grund unterscheiden sich die in Abbildung 20 gezeigten akkumulierten Quellgebiete, welche ebenfalls mit den Daten aus dem Winter 2002/2003 berechnet wurden, leicht von den in den vorhergehenden Abbildungen präsentierten Ergebnissen.

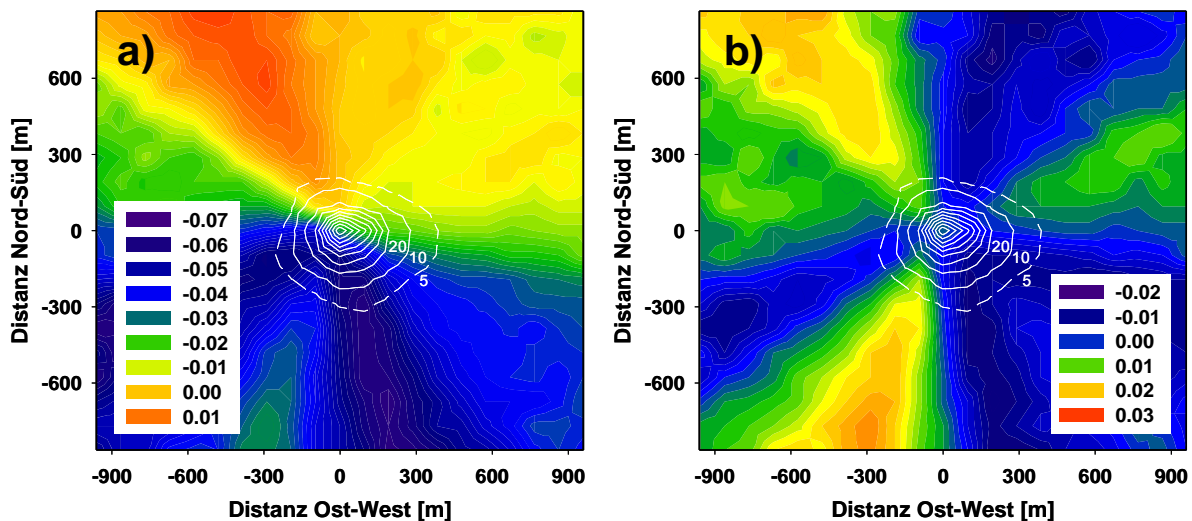


Abbildung 20: Gemittelte vertikalen Windkomponente an der Ankerstation Lindenberg (Wald). Untersucht wurden die räumlichen Strukturen a) der unrotierten vertikalen Windkomponente, und b) der vertikalen Windkomponente nach Anwendung der Planar Fit Koordinatenrotation. Zur detaillierteren Darstellung der Ergebnisse wurde der Maßstab an den jeweiligen Datenbereich angepasst, so dass gleiche Farben in den Abbildungen a) und b) nicht gleichen Werten entsprechen. Die Ergebnisse wurden mit einem zusätzlichen Datensatz aus dem Winter 2002/2003 erstellt. Weitere Angaben dazu im Text.

Abbildung 20 verdeutlicht, dass das vergleichsweise ebene Gelände an der Ankerstation Lindenberg (Wald) das vertikale Windfeld nicht signifikant beeinträchtigt. Die mittlere Abweichung des unrotierten Vertikalwinds (Abb. 20a) ist mit maximal -0.07 m s^{-1} geringer als an anderen der hier untersuchten Stationen nach der Koordinatenrotation. Allerdings kann auch für diesen Standort die Neigung

des Windfeldes mit Hilfe der Planar-Fit Rotation weiter verbessert werden, wie die geringen Restbeiträge in Abbildung 20b verdeutlichen.

Die Ergebnisse der Untersuchung der Heterogenität der Landnutzungsstruktur am Standort Lindenberg (Wald) sind in Tabelle 5 sowie Abbildung 21 zusammen gestellt.

Tabelle 5: Dominante Kombinationspaare der Landnutzungsklassen im Quellgebiet für die Ankerstation Lindenberg (Wald). Die Zeilen stehen für die jeweils dominierende Landnutzungsklasse, während die Spalten die Klasse mit dem zweithöchsten Flussbeitrag repräsentieren. Die Zahlen geben die Häufigkeit der jeweiligen Kombination an [%]. 1: Wasserfläche; 2: Wiese; 3: Nadelwald; 4: Laubwald; 5: Ackerland; 6: Siedlung; 7: Getreide.

Klasse	1	2	3	4	5	6	7
1							
2							
3	3.69	5.49	85.21	0.35	4.63	0.63	
4							
5							
6							
7							

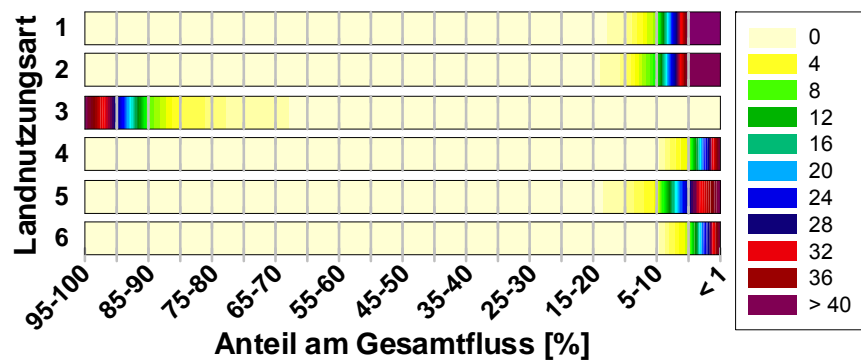


Abbildung 21: Spannweite der Flussanteile [%] für 6 der 7 Landnutzungsarten an der Ankerstation Lindenberg (Wald). Farben repräsentieren die Häufigkeitsverteilung innerhalb der einzelnen Klassen. Landnutzungsarten, bei denen für alle Einzelmessungen ein Flussanteil von < 1 Prozent des Gesamtflusses vorlag, wurden für die Darstellung nicht berücksichtigt. Eine Beschreibung der den Codes zugeordneten Landnutzungsarten wird in der Überschrift zu Tabelle 5 gegeben.

Sowohl Tabelle 5 als auch Abbildung 21 unterstreichen die Dominanz der Landnutzungsklasse Nadelwald für die Messungen am Standort Lindenberg (Wald). Die Einträge in Tabelle 5 zeigen, dass für alle Messungen der Nadelwald (Klasse 3) die dominierende Landnutzungsart war, wobei ein Anteil von 85 Prozent auf Quellgebiete, die nahezu homogen aus Nadelwald bestehen, entfiel. Weitere signifikante Beiträge als jeweils zweitgrößte Quelle für die gemessenen Flüsse gab es lediglich für Wasserflächen (Klasse 1), Wiesen (Klasse 2) und Ackerland (Klasse 5). Aus Abbildung 21 geht hervor, dass der Flussanteil des Nadelwalds niemals unter 65 Prozent fiel und für den Großteil der Messungen zwischen 90 und 100 Prozent lag. Weitere signifikante Flussbeiträge von bis zu 15 Prozent für Einzelfälle wurden lediglich von den Klassen Wasserflächen, Wiesen und Ackerland beigesteuert.

5.2.5 Ankerstation Melpitz

Die Ankerstation Melpitz wird im Rahmen des VERTIKO-Projekts von der Gruppe IfT betreut. Die dortige Forschungsstation des Instituts für Troposphärenforschung Leipzig befindet sich im Elbetal in der Nähe von Torgau, etwa 41 km östlich von Leipzig (51°31' N, 12°55' E, 86 m ü.NN). Das Messfeld ist eine flache, etwa 100 Jahre alte Wiese, welche von landwirtschaftlich genutzten Flächen umgeben ist. Die begutachtete Messposition ist der Mast für Profilmessungen, welcher sich von Westen aus gesehen als zweiter einer Reihe von 4 Messmasten in etwa im Zentrum der nördlichen Hälfte der Messfläche befindet. Die Messungen am Mast werden im Profil in 8 Höhen über Grund durchgeführt, wobei im Rahmen dieser Untersuchung lediglich die obersten 4 Messhöhen (11.69 m, 7.89 m, 5.32 m, 2.42 m) bewertet wurden.

Die Bewertung dieser Ankerstation musste aus mehreren Gründen im Vergleich zu den in den vorhergehenden Abschnitten vorgestellten Analysen stark vereinfacht werden. Zum einen existiert auf dem Messfeld Melpitz kein Eddy-Kovarianz-Messkomplex, für den die Rohdaten aufgezeichnet werden. Da diese jedoch eine Grundvoraussetzung sind zur Bestimmung von Qualitätsflags für die Messungen oder auch für die Durchführung der Planar-Fit Koordinatenrotation, konnte in diesem Fall keine Qualitätsbeurteilung der gemessenen Flüsse vorgenommen werden. Zudem handelt es sich bei der Ankerstation Melpitz um einen Wiesenstandort mit einer sehr einfachen Landnutzungsstruktur in der Umgebung des Messfelds und vergleichsweise kleinen Quellgebieten der Flüsse durch die geringen Messhöhen. Aus diesen Gründen wurde hier lediglich eine Untersuchung der Flussanteile der Wiese unter verschiedenen Anströmbedingungen durchgeführt. Zu diesem Zweck wurde die Messfläche (Abbildung 22) transformiert in eine diskrete Matrix mit einer horizontalen Auflösung von 2 m, welche lediglich unterscheidet zwischen dem Messfeld als Zielfläche und anderen Landnutzungen. Mit Hilfe dieser Landnutzungsmatrix wurden die prozentualen Flussanteile bestimmt für die 4 oben genannten Messhöhen, 12 Windrichtungssektoren und 3 Stabilitätsklassen. Zudem wurde die Höhe der internen Grenzschicht für die betrachteten Sektoren abgeschätzt. Diese ist abhängig von der Länge der homogenen Anströmstrecke (Formel 1, nach Raabe, 1983).

$$\delta = 0.3 \cdot \sqrt{x} \quad (1)$$

x ist die Länge der homogenen Anströmstrecke [m], und δ die berechnete Höhe der internen Grenzschicht [m]. Die Ergebnisse aller durchgeführten Untersuchungen sind in Tabelle 6 zusammen gestellt.

VERTIKO-UBT1

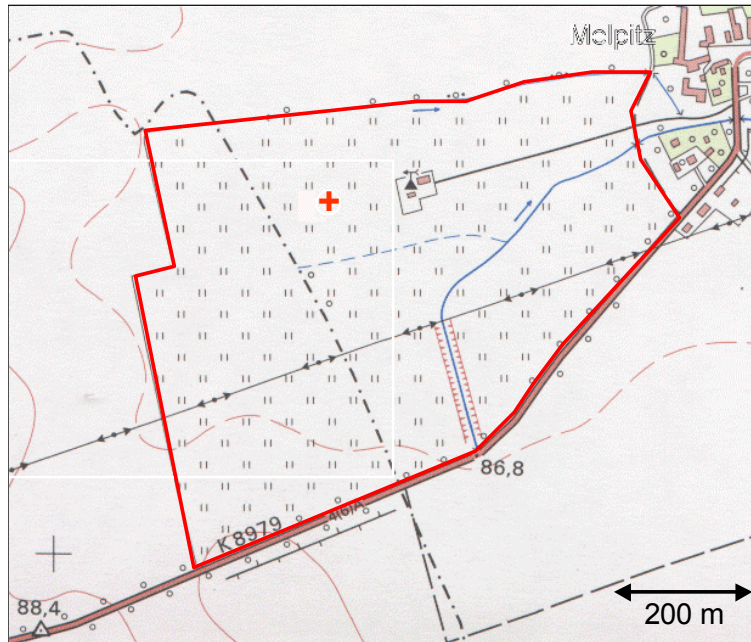


Abbildung 22: Skizze der Ankerstation Melpitz. Die Grenzen des Messfelds sind mit dem roten Rahmen nachgezeichnet, die hier bewertete Messposition ist mit dem roten Kreuz gekennzeichnet.

Tabelle 6: Flussanteile der Messfläche an der Ankerstation Melpitz. x: Länge der homogenen Antrömstrecke [m]; δ : berechnete Höhe der internen Grenzschicht [m]. Die Flussanteile des Messfelds wurden für 4 unterschiedliche Messhöhen und 3 Stabilitätsklassen berechnet und sind jeweils in Prozent angegeben.

Windrichtung	0°	30°	60°	90°	120°	150°	180°	210°	240°	270°	300°	330°
x [m]	126	160	359	107	398	417	456	432	310	243	209	136
δ [m]	3.4	3.8	5.7	3.1	6.0	6.1	6.4	6.2	5.3	4.7	4.3	3.5
	Flussanteile Messfeld [%], Messhöhe = 11.69 m											
stabil	28	40	98	19	100	100	100	100	100	83	64	29
neutral	60	73	100	45	100	100	100	100	100	99	89	65
labil	79	89	100	66	100	100	100	100	100	100	98	81
	Flussanteile Messfeld [%], Messhöhe = 7.89 m											
stabil	38	54	99	31	100	100	100	100	100	86	74	43
neutral	65	80	100	62	100	100	100	100	100	100	93	73
labil	84	91	100	75	100	100	100	100	100	100	99	85
	Flussanteile Messfeld [%], Messhöhe = 5.32 m											
stabil	65	75	100	57	100	100	100	100	100	93	87	69
neutral	81	87	100	73	100	100	100	100	100	100	95	82
labil	90	94	100	84	100	100	100	100	100	100	100	92
	Flussanteile Messfeld [%], Messhöhe = 2.42 m											
stabil	81	86	100	77	100	100	100	100	100	95	89	83
neutral	92	96	100	91	100	100	100	100	100	100	99	93
labil	99	100	100	99	100	100	100	100	100	100	100	100

Tabelle 6 zeigt, dass an der bewerteten Messposition nur in den südlichen Windrichtungssektoren (120 – 240°) mit einer ungestörten Anströmung und entsprechend homogenem Quellgebiet zu rechnen ist. Besonders beeinträchtigt sind vor allem der östliche Sektor (90°) durch nahegelegene, zur Messstation gehörenden Gebäude, sowie die nördlichen Sektoren (330 – 30°) durch die kurze Distanz zur dortigen Ackergrenze. Im Allgemeinen ist der prozentuale Flussanteil der Messfläche sehr hoch, so dass mit Ausnahme weniger Beispiele unter stabiler Schichtung zumeist der Hauptanteil des Flusses von der Wiese emittiert wird.

5.3 Studien im Rahmen der STINHO-Experimente

5.3.1 Vergleich zwischen Messdaten von Eddy-Kovarianz-Methode und Bodenkammermessungen

In enger Zusammenarbeit mit der VERTIKO-Gruppe UBT2 wurde eine Vergleichsstudie von CO₂-Messungen eines Eddy-Kovarianz-Systems mit Bodenkammermessungen durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Studie wurden veröffentlicht von Reth et al. (2004), daraus entnommen ist Abbildung 23 als zentrales Ergebnis des Vergleichs der beiden Methoden unter Einbezug von Footprint-Modellierungen.

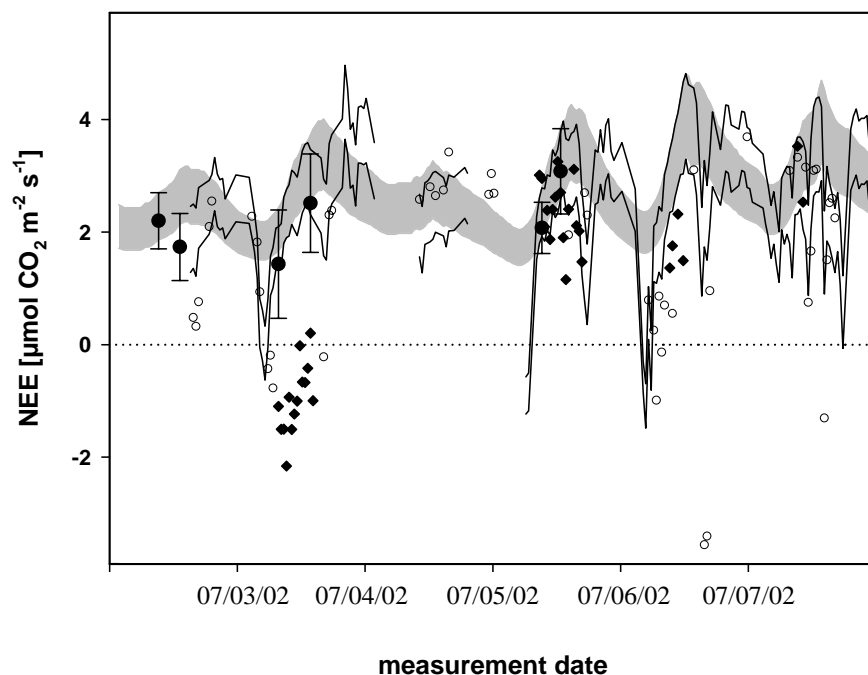


Abbildung 23: Zeitlicher Verlauf des CO₂-Flusses aus dem Boden, gemessen mit einem geschlossenen Kammersystem und einem Eddy-Kovarianz-System unter Einbezug der Ergebnisse der Footprint-Modellierung. Punkte: mittleren Messdaten der 5 simulanten Bodenkammermessungen; Rauten (offene Punkte): Eddy-Kovarianz-Messungen mit einem Flussanteil der Brache > 90 Prozent (< 90 Prozent); grau unterlegte Zone: Vorhersagebereich des nichtlinearen Regressionsmodells; von den durchgezogenen Linien eingeschlossener Bereich: Vorhersage des Footprint-gewichteten NEE unter Einbezug des SVAT-Modells. Aus Reth et al. (2004).

Abbildung 23 fasst zwei Vergleiche von CO₂-Austauschflüssen zusammen. Der erste Vergleich konzentriert sich auf die CO₂-Emissionen der Brache, dargestellt als graues Band für die Modellergebnisse aus Bodenkammerdaten beziehungsweise als gefüllte Rauten für die Eddy-Kovarianz-Messungen, welche von der Brachefläche dominiert wurden. Der zweite Vergleich berücksichtigt auch die Assimilationsprozesse der Vegetation. Die mittels SVAT Modellierung ermittelten, Footprint-gewichteten Ergebnisse werden markiert durch den von den schwarzen Linien eingeschlossenen Bereich, in welchem sich bei idealer Übereinstimmung die Eddy-Kovarianz-Ergebnisse befinden müssten. Beide Untersuchungen zeigen, dass unter Verwendung von Footprint-Analysen ein genereller Vergleich der beiden Messmethoden möglich ist, jedoch teilweise keine Übereinstimmung erreicht werden kann aufgrund von nicht berücksichtigten Einflussfaktoren. Derartige Faktoren sind beispielsweise Heterogenitäten innerhalb der Landnutzungsklassen, die die Repräsentativität der Bodenkammernmessungen beeinträchtigen oder auch atmosphärische Effekte wie interne Grenzschichten, welche vom Footprint-Modell nicht berücksichtigt werden können. Generell konnte gezeigt werden, dass die Vergleichbarkeit der Messsysteme durch den Einsatz von Footprint-Analysen verbessert werden kann.

5.3.2 Footprint-Berechnungen für Linienmessungen

Das Verfahren zur Berechnung von Quellgebieten für Linienmessungen wurde mit Messdaten von Surface Layer Scintillometern vom Typ Scintec SLS20 der Gruppe ULLIM getestet. In einem ersten Arbeitsschritt wird die Position der Linienmessung angenähert durch Quadrate in einer regelmäßigen Geländematrix. Nach der Abschätzung individueller Rauheitslängen wird für jedes dieser Quadrate eine einzelne Footprint-Berechnung durchgeführt (Abbildung 24). Das Verfahren kann mit beliebigen Footprint-Modellen durchgeführt werden, wobei sich aufgrund der spezifischen Eigenschaften unterschiedlicher Modelle auch signifikant abweichende Resultate ergeben können. Im Rahmen dieser Studie wurde das Verfahren mit dem analytischen Modell FSAM (Schmid, 1994, 1997) und dem Vorwärts Lagrange Modell nach Rannik et al. (2003) getestet.

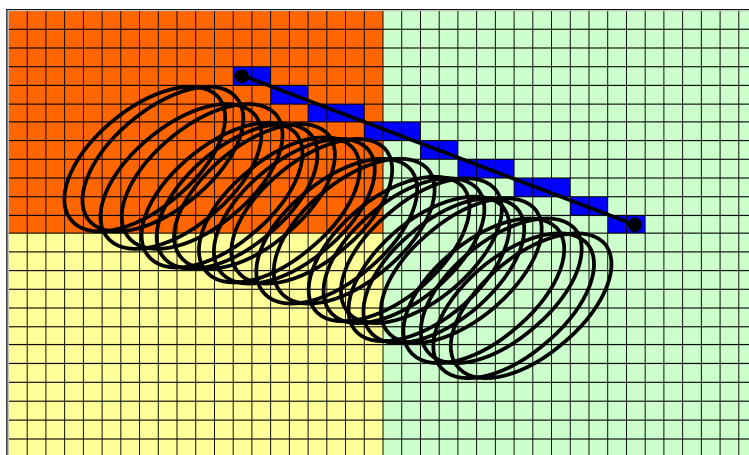


Abbildung 24: Schematische Darstellung des Ansatzes zur Quellgebietsbestimmung für Linienmessungen. Schwarze Linie: Scintillometer-Messstrecke; Blaue Quadrate: Durch Rasterquadrate angenäherte Messstrecke; Schwarze Ovale: Schematische Quellgebietsbestimmung für jedes der blauen Rasterquadrate.

Zur Bestimmung des kombinierten Quellgebiets für die Linienmessung werden die in Abbildung 24 dargestellten einzelnen Quellgebiete mit einer Gewichtungsfunktion versehen und anschließend aufsummiert. Die Gewichtungsfunktion beschreibt eine Glockenkurve in Abhängigkeit von der relativen Position zwischen den beiden Endpunkten der Messung, so dass dem Zentrum der Messstrecke die höchste Gewichtung zugewiesen wird (z.B. Lagouarde et al., 2002). Das Beispiel eines resultierenden Quellgebiets für die Scintillometer-Messstrecke ist in Abbildung 25 dargestellt.

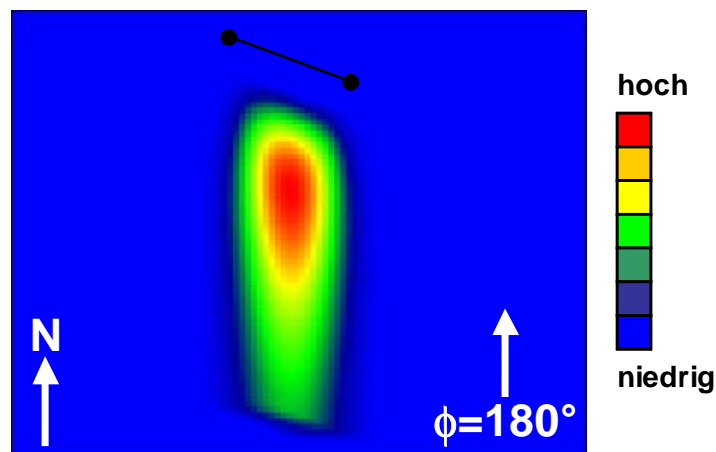


Abbildung 25: Aufsicht auf ein Scintillometer-Quellgebiet. Die Farben deuten den Gewichtungsfaktor der einzelnen Geländesektoren an, die Messstrecke selbst ist durch die schwarze Linie angedeutet. Im gewählten Beispiel ist die Windrichtung exakt Süd ($\phi = 180^\circ$).

Das Verfahren wurde mit Messdaten der Gruppe ULLIM aus dem STINHO2-Experiments getestet, welches im Zeitraum Mai bis Juli 2002 auf dem Grenzschicht-Messfeld Falkenberg des DWD Observatoriums Lindenberg stattfand. Der Messaufbau der verwendeten Scintillometer Messungen ist in Abbildung 26 skizziert.

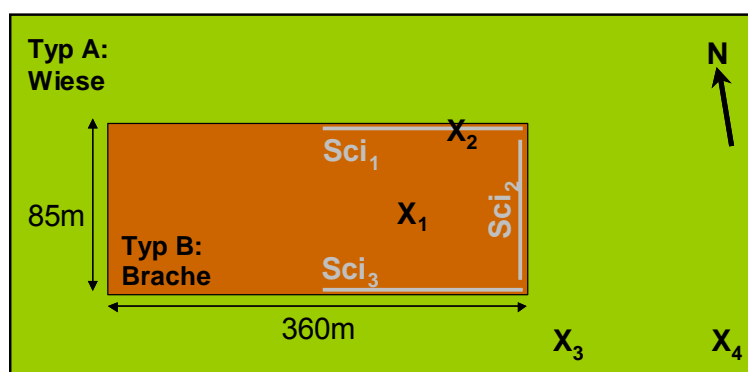


Abbildung 26: Skizzierter Messaufbau der 3 von der Gruppe ULLIM betriebenen Scintillometer-Messstrecken $Sci_{1,3}$ für den Zeitraum 05. bis 09.07.2002. Die Positionen X_{1-4} kennzeichnen die Eddy-Kovarianz-Messkomplexe, deren Messungen verwendet wurden zum Antrieb des eingesetzten Footprint-Modells.

Die in Abbildung 26 gezeigte Anordnung der Linienquellen gewährleistet, dass sich die Landnutzungszusammensetzung der Einzugsgebiete der Instrumente bei einer Vielzahl der möglichen Anströmrichtungen signifikant voneinander unterscheidet. Dies geht einher mit teilweise deutlichen Unterschieden in den an den Positionen gemessenen Austauschflüssen, welche sich gut durch die Ergeb-

nisse der Footprint-Analyse erklären lassen. Die im Folgenden gezeigten Ergebnisse wurden mit dem Vorwärts-Lagrange-Footprint-Modell nach Rannik et al. (2000, 2003) berechnet. Die für den Antrieb dieses Modells benötigten meteorologischen Parameter wurden von den in Abbildung 26 eingezeichneten Eddy-Kovarianz Stationen übernommen, wobei jeweils diejenige Position ausgewählt wurde, deren Quellgebiet eine Landnutzungszusammensetzung aufwies, welche derjenigen der Scintillometermessung weitgehend entsprach (Abbildung 27).

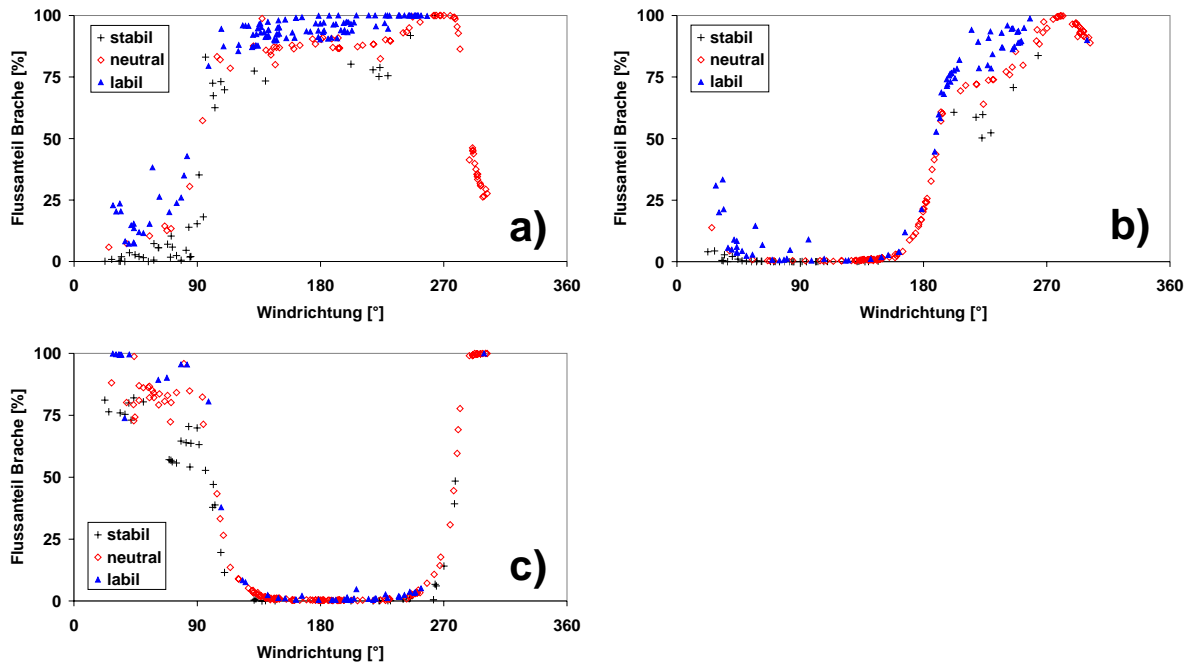


Abbildung 27: Ergebnisse der Quellgebietsanalyse für Linienmessungen des Experiments STINHO2. Dargestellt ist die Abhängigkeit des Flussanteils der Brachefläche in Abhängigkeit von der Windrichtung, für a) Messstrecke 1, b) Messstrecke 2, und c) Messstrecke 3.

Die Verläufe der Datenpunkte in Abbildung 27 verdeutlichen die Auswirkung der unterschiedlichen Platzierung der Scintillometer-Messstrecken auf die Landnutzungszusammensetzung ihres Quellgebiets. Wie zu erwarten ergeben die Footprint-Analysen ein Maximum des Flussanteils der Brachefläche für Messstrecke 1 bei südlicher Anströmung, für Messstrecke 2 bei westlicher Anströmung, und für Messstrecke 3 bei nördlicher Anströmung. Die Streuung innerhalb einzelner Graphen ist vor allem auf die unterschiedliche Größe der Quellgebiete in Abhängigkeit von der Stabilität der atmosphärischen Schichtung zurück zu führen.

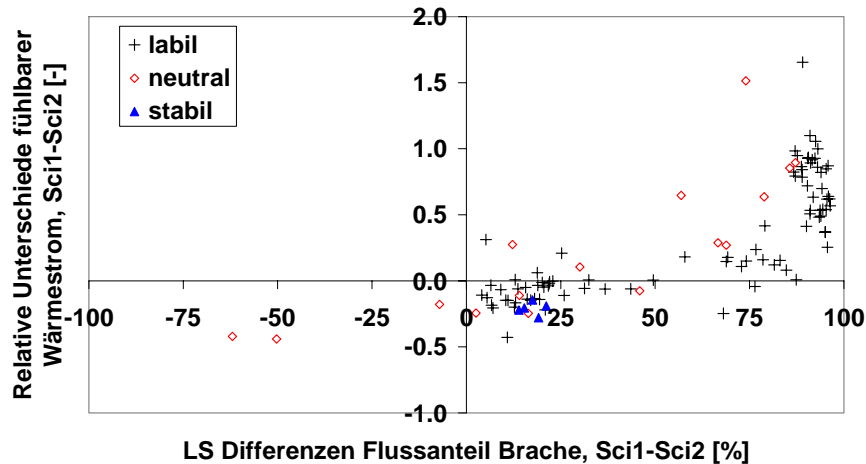


Abbildung 28: Untersuchung der Korrelation zwischen gemessenen Unterschieden des fühlbaren Wärmestroms und Differenzen in der Zusammensetzung des Quellgebiets für die Scintillometer Messstrecken 1 und 2.

Um zu überprüfen ob sich die über die Footprint-Analyse gewonnenen Ergebnisse auch in den Messdaten widerspiegeln, wurde eine Korrelationsanalyse zwischen gemessenen Unterschieden des fühlbaren Wärmestroms und Differenzen in der Zusammensetzung des Quellgebiets für die Scintillometer Messstrecken 1 und 2 durchgeführt (Abbildung 28). Hierfür wurde die Differenz der gemessenen fühlbaren Wärmeströme normiert mit dem Mittelwert der Messungen beider Positionen und aufgetragen gegen die absoluten Abweichungen des Flussanteils der Brache. Dabei zeigt sich deutlich ein qualitativer Zusammenhang zwischen beiden Datenreihen, hohe Unterschiede in den fühlbaren Wärmeströmen entsprechen hohen Differenzen der vom Footprint-Modell berechneten Zusammensetzung des Quellgebiets.

5.3.3 VERTIKO Strahlungsmessgeräte-Vergleich

Während der Messkampagne STINHO1 wurden die Sensoren zur Erfassung der kurz- und langwelligen Strahlung parallel betrieben und konnten somit einem direkten Vergleich unterzogen werden. Referenzgeräte waren für die Pyranometer das CM24 der Gruppe DWD1, für die Pyrgeometer das Eppley der Gruppe UBT1. Ein ausführliche Bericht über die Ergebnisse liegt vor (Liebethal, 2001).

Der Vergleich der Pyranometer ergab, dass alle Geräte die Globalstrahlung gegenüber dem Referenzgerät unterschätzen. Tabelle 7 stellt Steigung und Achsenabschnitt der Best Fits den Anforderungen an Strahlungsmessgeräte nach Kasten (1985) gegenüber. Diese geben an, welchen Wertebereich Steigung und Achsenabschnitt der Kalibrierung annehmen dürfen, damit das Gerät in die jeweilige Gerätekategorie eingeordnet werden kann. In der Klasse ‚secondary standard‘ überschreiten zwei Geräte die erlaubten Abweichungen für die Steigung (TUD, UBAS). Da das Referenzgerät CM24/DWD1 ebenfalls aus der Klasse secondary standard stammt, kann nicht eindeutig festgestellt werden, ob die abweichenden Geräte tatsächlich die an sie gestellten Qualitätsanforderungen verfehlen.

Tabelle 7: Vergleich der Koeffizienten des Pyranometervergleichs mit den Anforderungen an Strahlungsmessgeräte nach Kasten (1985).

Gerät	Steigung	Achsenabschnitt
secondary standard	0.977...1.023	-10...+10
ALUF1, CM21	0.977	-7.27
TUD, CM21	0.963	-5.44
UBAS, CM21	0.969	-1.95
Ift, CM11	0.988	+1.10
UBT1, CM14(CM11)	0.985	+4.58
second class	0.890...1.110	-40...+40
TUBAF, CM3	0.937	+4.07
TUD, CNR1	0.924	+26.06
UBT1, CNR1	0.984	-20.04

Bei den Pyrgeometern wichen die Geräte der Typen CG1 und CG3 um höchstens 2.7 % vom Referenzgerät ab, der Offset betrug stets deutlich weniger als 15 W m^{-2} . Damit erfüllen die Geräte die allgemein an sie gestellten Qualitätsanforderungen. Schwieriger gestaltete sich der Vergleich der Eppley PIR Pyrgeometer. Der Vergleich der nach Philipona et al. (1995) korrigierten Werte offenbarte große Probleme in den Messungen. Genauere Untersuchungen ergeben, dass es beträchtliche Probleme mit der Temperaturmessung an und in den Geräten gibt. Darüber hinaus treten beim Gerät der Gruppe TUD schon in der langwelligen Strahlungsbilanz des Sensors erhebliche Unterschiede zum Referenzgerät auf.

Während eines Workshops wurden als mögliche Ursachen für die Unterschiede der Temperaturmessungen zum einen unterschiedliche Loggersysteme und zum anderen Schwierigkeiten mit den Kennlinien der Thermistoren diskutiert. Die Rolle der Erfassungssysteme soll im Rahmen von EVA-GRIPS weiter untersucht werden; eine Überprüfung der Kennlinien aller Thermistoren wäre ebenfalls wünschenswert.

5.4 Referenzverfahren zur Berechnung von Flüssen mit der Eddy-Kovarianz-Technik

Zusätzlich zu den Arbeiten zur Qualitätssicherung mikrometeorologischer Daten unter Verwendung von Footprint-Ansätzen wurde in enger Zusammenarbeit mit den DWD-Partnern im VERTIKO-Projekt, dem DEKLIM-Projekt EVA_GRIPS ein Referenzverfahren erstellt zur Berechnung von Austauschflüssen aus Eddy-Kovarianz-Rohdaten. Dieses System umfasst die zurzeit aktuellsten Verfahren der Datenaufbereitung und -korrektur und bildet für CARBOEUROPE-IP im 6. Rahmenprogramm einen Hauptteil des Programms zur Qualitätskontrolle für über 100 Stationen. Die wesentlichen Komponenten des Verfahrens sind im Folgenden kurz aufgeführt:

VERTIKO-UBT1

- Identifizierung von Ausreißerwerten nach Vickers und Mahrt (1997).
- Bestimmung der Zeitverschiebung aller zusätzlicher Sensoren (z.B. LiCor Gas Analysator) über die Berechnung der Kreuzkorrelation.
- Querwindkorrektur der Ultraschall-Temperatur nach Liu et al. (2001), falls noch nicht in Sensorsoftware implementiert.
- Planar-Fit-Koordinatenrotation nach Wilczak et al. (2001).
- Sauerstoff-Korrektur für Krypton Hygrometer, falls eingesetzt (z.B. Tanner et al., 1993; van Dijk et al., 2003).
- Spektrale Korrekturen nach Moore (1986), Kaimal et al. (1972) und Højstrup (1981).
- Umrechnung der Fluktuationen der Ultraschall-Temperatur in Fluktuationen der aktuellen Temperatur nach Schotanus et al. (1983).
- Dichtekorrektur der Skalarflüsse von H_2O und CO_2 nach Webb et al. (1980) und Liebenthal und Foken (2003).
- Iteration der Korrekturschritte aufgrund ihrer gegenseitigen Abhängigkeit.
- Qualitätskontrolle der berechneten Flüsse nach Foken und Wichura (1996).

Das vereinfachte Ablaufschema des Referenzsystems ist in Abbildung 29 dargestellt.

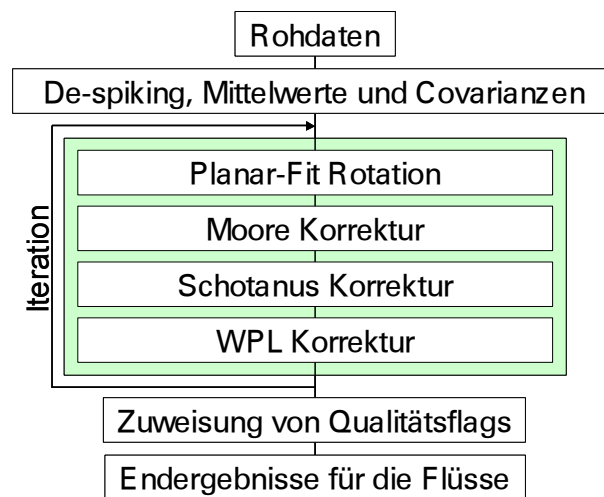


Abbildung 29: Vereinfachtes Ablaufschema des Referenzsystems zur Berechnung von Austauschflüssen aus Eddy-Kovarianz Rohdaten.

6 Zusammenfassung und weitere Verwertbarkeit der Ergebnisse

Im Rahmen des VERTIKO-Projekts wurde von der Gruppe UBT1 ein Ansatz entwickelt zur Qualitätsbegutachtung von mikrometeorologischen Standorten in komplexem Gelände. Die Methode verbindet einen Ansatz zur Abschätzung der Datenqualität mikrometeorologischer Messungen (Foken und Wichura, 1996) mit Footprint-Modellierungen (Rannik et al., 2000; 2003) zur Bestimmung des räumlichen Zusammenhangs, und ist vor allem als ein zusätzliches Werkzeug zur Interpretation der Messergebnisse konzipiert. Im Verlauf der Entwicklung des Ansatzes wurde das Modell konsequent weiter entwickelt, so dass anfängliche Vereinfachungen, welche die Genauigkeit der Ergebnisse beeinträchtigten, weitgehend überarbeitet wurden. Alle Entwicklungsphasen gingen einher mit intensiven Anwendungen auf eine Vielzahl verschiedener Standorte, welche zum Teil in einer eigenständigen Studie veröffentlicht wurden (Rebmann et al., 2004).

Der entwickelte Ansatz zur Qualitätsbegutachtung komplexer Standorte ermöglicht die Visualisierung von räumlichen Strukturen in der Datenqualität, so dass mit seiner Hilfe Beeinträchtigungen der mikrometeorologischen Messungen aufgrund von Geländeeffekten identifiziert werden können. Zudem kann die Methode angewendet werden zur Bewertung von Koordinatenrotationsverfahren zum Ausgleich von Neigungen des mittleren turbulenten Strömungsfeldes. Ein gerade für FLUXNET-Stationen sehr hilfreiches Resultat stellt auch die Analyse des Flussanteils der in der Umgebung der Messposition vorhandenen Landnutzungstypen dar. Mit diesen Ergebnissen kann beurteilt werden, inwieweit eine Messposition repräsentative Daten für einen spezifischen Landnutzungstyp liefern kann. Das beschriebene Verfahren wird deshalb im Rahmen des laufenden CARBOEUROPE-IP-Programms europaweit als Referenzmethode zur vergleichenden Qualitätsbegutachtung von über 100 Monitoring Stationen eingesetzt werden.

Im Rahmen der STINHO-Experimente wurden in Kooperation mit anderen VERTIKO-Gruppen intensive Vergleiche unterschiedlicher Messsysteme unter Verwendung von Footprint-Analysen durchgeführt. Dabei konnten beispielsweise Footprint-gefilterte Eddy-Kovarianz-Messungen gut in Übereinstimmung gebracht werden mit Bodenkammermessungen der Gruppe UBT2 (Reth et al., 2004). Weitere Studien umfassten die Quellgebietsbewertung von Scintillometern der Gruppe ULLIM, wobei zu diesem Zweck eine eigene Anwendung zur Berechnung von Footprints für Linienmessungen entwickelt wurde. Um die Repräsentativität unterschiedlicher Messkomplexe in Bezug auf die Landnutzung zu überprüfen, wurden Footprint-Studien für die Messungen im Rahmen der STINHO-Studien durchgeführt, bevor diese als Datensatz für die LES Modellierung der Gruppe UH zur Verfügung gestellt wurden.

In intensiver Zusammenarbeit mit dem DEKLIM Projekt EVA_GRIPS, weiteren an VERTIKO beteiligten Gruppen sowie Kooperationspartnern im CARBOEUROPE-IP-Programm konnte ein Verfahren zur Berechnung von Austauschflüssen aus Eddy-Kovarianz-Rohdaten entwickelt werden, welches den aktuellen Stand der Forschung auf diesem Gebiet optimal umsetzt. Das dazu erstellte Softwarepaket umfasst neben den üblichen Korrekturverfahren auch die Planar-Fit-Rotation, Quellgebietsberechnungen sowie zahlreiche zusätzliche Werkzeuge zur Überprüfung der Datenqualität. Wie das Verfahren zur Standortbegutachtung ist auch diese Methode als Standard für das laufende CARBOEUROPE-IP Programm festgelegt worden.

7 Fortschritt durch Dritte

Die im Rahmen des VERTIKO-Projekts entwickelten Methoden entstanden in enger Zusammenarbeit mit nationalen und internationalen Kooperationspartnern, und orientierten sich eng an den laufenden Entwicklungen auf den jeweiligen Fachgebieten. Die Ergebnisse wurden teilweise schon als Publikation bei internationalen Fachzeitschriften eingereicht und zur Veröffentlichung akzeptiert. Zudem wurden die Resultate zu zahlreichen Fachtagungen einem breiten Publikum präsentiert. Beiträge wurden unter anderem erstellt für die im Folgenden aufgelisteten Konferenzen.

- 09-10/2001: 2. Workshop des INTAS-99-1501 Projekts ‚Random walk models for the footprint problem in the turbulent atmosphere‘ zum Thema ‚Numerical and experimental studies on flux footprints‘, Schloss Thurnau bei Bayreuth.
- 03/2002: 2. CARBOEUROPE Projekttreffen in Budapest, Ungarn.
- 07/2002: 15th Symposium on boundary layers and turbulence of the American Meteorological Society, Waageningen, Niederlande.
- 11/2002: Workshop on Quality control of eddy covariance measurements, Schloss Thurnau bei Bayreuth.
- 03/2003: 3. CARBOEUROPE Projekttreffen und CARBOEUROPE Konferenz ‚The continental carbon-cycle‘, Lissabon, Portugal.
- 04/2003: EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Nizza, Frankreich.
- 05/2003: 3. Workshop des INTAS-99-1501 Projekts zum Thema ‚Flux and concentration footprints‘, Hyytiälä, Finnland.
- 01/2004: 2. CARBOEUROPE QA/QC Workshop for Eddy-Covariance Measurements, Spoleto, Italien.
- 04/2004: 1st general assembly der European Geophysical Union, Nizza, Frankreich.

Im Rahmen dieser Zusammenkünfte ergaben sich weder aus Diskussionen über eigene Beiträge noch aus Beiträgen anderer Teilnehmer Hinweise auf direkte Überschneidungen der Arbeiten Dritter mit dem eigenen Forschungsthema.

8 Literaturverzeichnis

Baldocchi, D. D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, S., Anthoni, P., Bernhofer, C., Davis, K., Fuentes, J. D., Goldstein, A., Katul, G., Law, B. E., Lee, X., Malhi, Y., Meyers, T., Munger, J. W., Oechel, W., Pilegaard, K., Schmid, H. P., Valentini, R., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., und Wofsy, S. (2001). FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapour and energy flux densities, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 82, 2415-2435.

Beyrich, F., Herzog, H. J., und Neisser, J. (2002). The LITFASS project of DWD and the LITFASS-98 experiment: The project strategy and the experimental setup, *Theor. Appl. Climatol.*, 73, 3-18.

Foken, T., und Wichura, B. (1996). Tools for quality assessment of surface-based flux measurements, *Agric. For. Meteorol.*, 78, 83-105.

Foken, T. (2003). *Angewandte Meteorologie, Mikrometeorologische Methoden*, Springer, Berlin, Heidelberg, 289 S.

Foken, T., Göckede, M., Mauder, M., Mahrt, L., Amiro, B. D., und Munger, J. W. (2004). Post-field data quality control, in X. Lee, W. J. Massman and B. E. Law (ed.), *Handbook of Micrometeorology: A guide for Surface Flux Measurements*, Kluwer, Dordrecht, S. 81-108.

Göckede, M., Markkanen, T., Hasager, C. B., und Foken, T. (2004a). Use of footprint modelling for the characterisation of complex measurement sites, *Boundary-Layer Meteorol.*, (submitted).

Göckede, M., Rebmann, C., und Foken, T. (2004b). A combination of quality assessment tools for eddy covariance measurements with footprint modelling for the characterisation of complex sites, *Agric. For. Meteorol.*, (in print).

Hasager, C. B., und Jensen, N. O. (1999). Surface-flux aggregation in heterogeneous terrain, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 125, 2075-2102.

Hasager, C. B., Nielsen, N. W., Jensen, N. O., Boegh, E., Christensen, J. H., Dellwik, E., und Søgaard, H. (2003). Effective roughness calculated from satellite-derived land cover maps and hedge-information used in a weather forecasting model, *Boundary-Layer Meteorol.*, 109, 227-254.

Højstrup, J. (1981). A simple model for the adjustment of velocity spectra in unstable conditions downstream of an abrupt change in roughness and heat flux, *Boundary-Layer Meteorol.*, 21, 341-356.

Kaimal, J. C., Wyngaard, J. C., Izumi, Y., und Coté, O. R. (1972). Spectral characteristics of surface layer turbulence, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 98, 563-589.

Kaimal, J. C., und Finnigan, J. J. (1994). *Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement*, Oxford University Press, New York, 289 S.

- Kasten, F. (1985). Maintenance, calibration and comparison. Instruments and observation methods, in (ed.), WMO Report, Genf, S. 65-84.
- Lagouarde, J. P., Bonnefond, J. M., Kerr, Y. H., McAneney, K. J., und Irvine, M. (2002). Integrated sensible heat flux measurements of a two-surface composite landscape using scintillometry, *Boundary-Layer Meteorol.*, 105, 5-35.
- Liebenthal, C. (2001). *Strahlungsmessgerätevergleich während des Experiments STINHO_1*, Arbeitsergebnisse der Abteilung Mikrometeorologie 21, Bayreuth, 28 S.
- Liebenthal, C., und Foken, T. (2003). On the significance of the Webb correction to fluxes, *Boundary-Layer Meteorol.*, 109, 99-106.
- Liu, H. P., Peters, G., und Foken, T. (2001). New equations for sonic temperature variance and buoyancy heat flux with an omnidirectional sonic anemometer, *Boundary-Layer Meteorol.*, 100, 459-468.
- McMillen, R. T. (1988). An Eddy Correlation Technique with Extended Applicability to Non-Simple Terrain, *Boundary-Layer Meteorol.*, 43, 231-245.
- Moore, C. J. (1986). Frequency response corrections for eddy correlation systems, *Boundary-Layer Meteorol.*, 37, 17-35.
- Philipona, R., Fröhlich, C., und Betz, C. (1995). Characterization of pyrgeometers and the accuracy of atmospheric long-wave radiation measurements, *Appl. Optics*, 34, 1598-1605.
- Raabe, A. (1983). On the relation between the drag coefficient and fetch above the sea in the case of off-shore wind in the near shore zone, *Z. Meteorol.*, 33, 363-367.
- Rannik, Ü., Aubinet, M., Kurbanmuradov, O., Sabelfeld, K. K., Markkanen, T., und Vesala, T. (2000). Footprint analysis for measurements over a heterogeneous forest, *Boundary-Layer Meteorol.*, 97, 137-166.
- Rannik, Ü., Markkanen, T., Raittila, J., Hari, P., und Vesala, T. (2003). Turbulence statistics inside and over forest: Influence on footprint prediction, *Boundary-Layer Meteorol.*, 109, 163-189.
- Rebmann, C., Göckede, M., Foken, T., Aubinet, M., Aurela, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Buchmann, N., Carrara, A., Cescatti, A., Ceulemans, R., Clement, R., Elbers, J. A., Granier, A., Grünwald, T., Guyon, D., Havránková, K., Heinesch, B., Knohl, A., Laurila, T., Longdoz, B., Marcolla, B., Markkanen, T., Miglietta, F., Moncrieff, J. B., Montagnani, L., Moors, E., Nardino, M., Ourcival, J.-M., Rambal, S., Rannik, Ü., Rotenberg, E., Sedlak, P., Unterhuber, G., und Vesala, T. (2004). Quality analysis applied on eddy covariance measurements at complex forest sites using footprint modelling, *Theor. Appl. Climatol.*, (in print).
- Reithmaier, L., Göckede, M., Markkanen, T., Knohl, A., Churkina, G., Rebmann, C., Buchmann, N., und Foken, T. (2004). Remote sensing methods for the evaluation of complex micrometeorological flux measurement sites, *Theor. Appl. Climatol.*, (submitted).
- Reth, S., Göckede, M., und Falge, E. (2004). CO₂ efflux from agricultural soils in Eastern Germany - comparison of a closed chamber system with eddy covariance measurements, *Theor. Appl. Climatol.*, (in print)
- Reynolds, A. M. (1998). A two-dimensional Lagrangian stochastic dispersion model for convective boundary layers with wind shear, *Boundary-Layer Meteorol.*, 86, 345-352.

Schmid, H. P., und Oke, T. R. (1988). Estimating the source area of a turbulent flux measurement over a patchy surface, in *8th Symposium on Turbulents and Diffusion*, Boston, MA, American Meteorological Society, 123-126.

Schmid, H. P. (1994). Source areas for scalars and scalar fluxes, *Boundary-Layer Meteorol.*, 67, 293-318.

Schmid, H. P. (1997). Experimental design for flux measurements: matching scales of observations and fluxes, *Agric. For. Meteorol.*, 87, 179-200.

Schmid, H. P. (2002). Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: a review and perspective, *Agric. For. Meteorol.*, 113, 159-183.

Schotanus, P., Nieuwstadt, F. T. M., und DeBruin, H. A. R. (1983). Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluctuations, *Boundary-Layer Meteorol.*, 26, 81-93.

Tanner, B. D., Swiatec, E., und Greene, J. P. (1993). Density fluctuations and use of krypton hygrometers in surface flux measurements, in R. G. Allen (ed.), *Management of irrigation and drainage systems: integrated perspectives*, American Society of Civil Engineers, New York, S. 945-952.

Thomson, D. J. (1987). Criteria for the selection of stochastic models of particle trajectories in turbulent flows, *J. Fluid Mech.*, 180, 529-556.

van Dijk, A., Kohsiek, W., und de Bruin, H. A. R. (2003). Oxygen sensitivity of krypton and Lyman-alpha hygrometers, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 20, 143-151.

Vickers, D., und Mahrt, L. (1997). Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 14, 512-526.

Webb, E. K., Pearman, G. I., und Leuning, R. (1980). Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 106, 85-100.

Wilczak, J. M., Oncley, S. P., und Stage, S. A. (2001). Sonic anemometer tilt correction algorithms, *Boundary-Layer Meteorol.*, 99, 127-150.

Wilson, J. D., und Sawford, B. L. (1996). Review of Lagrangian stochastic models for trajectories in the turbulent atmosphere, *Boundary-Layer Meteorol.*, 78, 191-210.

9 Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Beispiel-Darstellung der Spannweite der Flussanteile [%] für 4 Landnutzungsarten. Die Farben geben die relative Häufigkeit der Flussanteil-Klassen für jede Landnutzungsart an..... 10

Abbildung 2: Landnutzungskarte für die Standortbewertung der Teststation Waldstein Weidenbrunnen. Die Turmposition ist mit einem weißen Kreuz gekennzeichnet. Der weiße Rahmen im Zentrum markiert den Bereich mit signifikantem Flussbeitrag zu den Messungen, auf welchen sich die folgenden Detailabbildungen konzentrieren..... 11

Abbildung 3: Akkumulierte Quellgebiete für die Teststation Waldstein Weidenbrunnen, aufgeteilt nach a) alle Schichtungen, b) labile Schichtungen, c) neutrale Schichtungen, und d) stabile Schichtungen. Die Turmposition ist mit dem roten Kreuz gekennzeichnet, die weißen Isolinien

- geben die Position des akkumulierten Quellgebietes an. Detaillierte Angaben dazu werden im Text gegeben. 12
- Abbildung 4: Ergebnisse der räumlichen Datenqualität für die Teststation Waldstein Weidenbrunnen. Die Bewertungen wurden durchgeführt für a) Impulsfluss, b) fühlbaren Wärmestrom, c) latenten Wärmestrom und d) CO₂-Fluss. Zur Identifikation des für die Messungen signifikanten Einflussbereichs wurde das akkumulierte Quellgebiet für alle Schichtungsfälle (weiße Isolinien) eingefügt. 13
- Abbildung 5: Gemittelte vertikale Windkomponente an der Teststation Waldstein Weidenbrunnen. Untersucht wurden die räumlichen Strukturen a) der unrotierten vertikalen Windkomponente und b) der vertikalen Windkomponente nach Anwendung der Planar-Fit Koordinatenrotation. Zur detaillierteren Darstellung der Ergebnisse wurde der Maßstab an den jeweiligen Datenbereich angepasst, so dass gleiche Farben in den Abbildungen a) und b) nicht gleichen Werten entsprechen. 14
- Abbildung 6: Spannweite der Flussanteile [%] für 8 der 10 Landnutzungsarten an der Teststation Waldstein Weidenbrunnen. Farben repräsentieren die Häufigkeitsverteilung innerhalb der einzelnen Klassen. Landnutzungsarten, bei denen für alle Einzelmessungen ein Flussanteil von < 1 Prozent des Gesamtflusses vorlag, wurden für die Darstellung nicht berücksichtigt. Eine Beschreibung der den Codes zugeordneten Landnutzungsarten wird in der Überschrift zu Tabelle 2 gegeben. 16
- Abbildung 7: Landnutzungskarte für die Standortbewertung der Ankerstation Tharandter Wald. Die Turmposition ist mit einem weißen Kreuz gekennzeichnet. Der weiße Rahmen im Zentrum markiert den Bereich mit signifikantem Flussbeitrag zu den Messungen, auf welchen sich die folgenden Detailabbildungen konzentrieren. 17
- Abbildung 8: Akkumulierte Quellgebiete für den Standort Tharandter Wald, aufgeteilt nach a) alle Schichtungen, b) labile Schichtungen, c) neutrale Schichtungen, und d) stabile Schichtungen. Die Turmposition ist mit dem roten Kreuz gekennzeichnet, die weißen Isolinien geben die Position des akkumulierten Quellgebietes an. Detaillierte Angaben dazu werden im Text gegeben. 18
- Abbildung 9: Ergebnisse der räumlichen Datenqualität für den Standort Tharandter Wald. Die Bewertungen wurden durchgeführt für a) Impulsfluss, b) fühlbaren Wärmestrom, c) latenten Wärmestrom und d) CO₂-Fluss. Zur Identifikation des für die Messungen signifikanten Einflussbereichs wurde das akkumulierte Quellgebiet für alle Schichtungsfälle (weiße Isolinien) eingefügt. 19
- Abbildung 10: Gemittelte vertikale Windkomponente an der Ankerstation Tharandter Wald. Untersucht wurden die räumlichen Strukturen a) der unrotierten vertikalen Windkomponente, und b) der vertikalen Windkomponente nach Anwendung der Planar Fit Koordinatenrotation. Zur detaillierteren Darstellung der Ergebnisse wurde der Maßstab an den jeweiligen Datenbereich angepasst, so dass gleiche Farben in den Abbildungen a) und b) nicht gleichen Werten entsprechen. 20
- Abbildung 11: Spannweite der Flussanteile [%] für 9 der 15 Landnutzungsarten an der Station Tharandter Wald. Farben repräsentieren die Häufigkeitsverteilung innerhalb der einzelnen Klassen. Landnutzungsarten, bei denen für alle Einzelmessungen ein Flussanteil von < 1 Prozent des Gesamtflusses vorlag, wurden für die Darstellung nicht berücksichtigt. Eine Beschreibung der den Codes zugeordneten Landnutzungsarten wird in der Überschrift zu Tabelle 3 gegeben. 22
- Abbildung 12: Landnutzungskarte für die Standortbewertung der Ankerstation Oberbärenburg. Die Turmposition ist mit einem weißen Kreuz gekennzeichnet. Der weiße Rahmen im Zentrum markiert den Bereich mit signifikantem Flussbeitrag zu den Messungen, auf welchen sich die folgenden Detailabbildungen konzentrieren. 23
- Abbildung 13: Akkumulierte Quellgebiete für den Standort Oberbärenburg, aufgeteilt nach a) alle Schichtungen, b) labile Schichtungen, c) neutrale Schichtungen, und d) stabile Schichtungen. Die Turmposition ist mit dem roten Kreuz gekennzeichnet, die weißen Isolinien geben die Position des akkumulierten Quellgebietes an. 24

- Abbildung 14: Ergebniss der räumlichen Datenqualität für den Standort Oberbärenburg. Die Bewertungen wurden durchgeführt für a) Impulsfluss und b) fühlbaren Wärmestrom. Zur Identifikation des für die Messungen signifikanten Einflussbereichs wurde das akkumulierte Quellgebiet für alle Schichtungsfälle (weiße Isolinien) eingefügt..... 25
- Abbildung 15: Gemittelte vertikale Windkomponente an der Ankerstation Oberbärenburg. Untersucht wurden die räumlichen Strukturen a) der unrotierten vertikalen Windkomponente, und b) der vertikalen Windkomponente nach Anwendung der Planar-Fit Koordinatenrotation. Zur detaillierteren Darstellung der Ergebnisse wurde der Maßstab an den jeweiligen Datenbereich angepasst, so dass gleiche Farben in den Abbildungen a) und b) nicht gleichen Werten entsprechen..... 26
- Abbildung 16: Spannweite der Flussanteile [%] für 10 der 15 Landnutzungsarten an der Station Oberbärenburg. Farben repräsentieren die Häufigkeitsverteilung innerhalb der einzelnen Klassen. Landnutzungsarten, bei denen für alle Einzelmessungen ein Flussanteil von < 1 Prozent des Gesamtflusses vorlag, wurden für die Darstellung nicht berücksichtigt. Eine Beschreibung der den Codes zugeordneten Landnutzungsarten wird in der Überschrift zu Tabelle 4 gegeben..... 27
- Abbildung 17: Landnutzungskarte für die Standortbewertung der Ankerstation Lindenberg (Wald). Die Turmposition ist mit einem weißen Kreuz gekennzeichnet. Der weiße Rahmen markiert den Bereich mit signifikantem Flussbeitrag zu den Messungen, auf welchen sich die folgenden Detailabbildungen konzentrieren..... 29
- Abbildung 18: Akkumulierte Quellgebiete für die Ankerstation Lindenberg (Wald), aufgeteilt nach a) alle Schichtungen, b) labile Schichtungen, c) neutrale Schichtungen, und d) stabile Schichtungen. Die Turmposition ist mit dem roten Kreuz gekennzeichnet, die weißen Isolinien geben die Position des akkumulierten Quellgebietes an. Detaillierte Angaben dazu im Text..... 30
- Abbildung 19: Ergebnisse der räumlichen Datenqualität für die Ankerstation Lindenberg (Wald). Die Bewertungen wurden durchgeführt für a) Impulsfluss, b) fühlbaren Wärmestrom, c) latenten Wärmestrom und d) CO₂-Fluss. Zur Identifikation des für die Messungen signifikanten Einflussbereichs wurde das akkumulierte Quellgebiet für alle Schichtungsfälle (weiße Isolinien) eingefügt..... 31
- Abbildung 20: Gemittelte vertikalen Windkomponente an der Ankerstation Lindenberg (Wald). Untersucht wurden die räumlichen Strukturen a) der unrotierten vertikalen Windkomponente, und b) der vertikalen Windkomponente nach Anwendung der Planar Fit Koordinatenrotation. Zur detaillierteren Darstellung der Ergebnisse wurde der Maßstab an den jeweiligen Datenbereich angepasst, so dass gleiche Farben in den Abbildungen a) und b) nicht gleichen Werten entsprechen. Die Ergebnisse wurden mit einem zusätzlichen Datensatz aus dem Winter 2002/2003 erstellt. Weitere Angaben dazu im Text..... 32
- Abbildung 21: Spannweite der Flussanteile [%] für 6 der 7 Landnutzungsarten an der Ankerstation Lindenberg (Wald). Farben repräsentieren die Häufigkeitsverteilung innerhalb der einzelnen Klassen. Landnutzungsarten, bei denen für alle Einzelmessungen ein Flussanteil von < 1 Prozent des Gesamtflusses vorlag, wurden für die Darstellung nicht berücksichtigt. Eine Beschreibung der den Codes zugeordneten Landnutzungsarten wird in der Überschrift zu Tabelle 5 gegeben. 33
- Abbildung 22: Skizze der Ankerstation Melpitz. Die Grenzen des Messfelds sind mit dem roten Rahmen nachgezeichnet, die hier bewertete Messposition ist mit dem roten Kreuz gekennzeichnet..... 35
- Abbildung 23: Zeitlicher Verlauf des CO₂-Flusses aus dem Boden, gemessen mit einem geschlossenen Kammersystem und einem Eddy-Kovarianz-System unter Einbezug der Ergebnisse der Footprint-Modellierung. Punkte: mittleren Messdaten der 5 simultanen Bodenkammermessungen; Rauten (offene Punkte): Eddy-Kovarianz-Messungen mit einem Flussanteil der Brache > 90 Prozent (< 90 Prozent); grau unterlegte Zone: Vorhersagebereich des nichtlinearen Regressionsmodells; von den durchgezogenen Linien eingeschlossener Bereich: Vorhersage des Footprint-gewichteten NEE unter Einbezug des SVAT-Modells. Aus Reth et al. (2004). 36

Abbildung 24: Schematische Darstellung des Ansatzes zur Quellgebietsbestimmung für Linienmessungen. Schwarze Linie: Scintillometer-Messstrecke; Blaue Quadrate: Durch Rasterquadrate angenäherte Messstrecke; Schwarze Ovale: Schematische Quellgebietsbestimmung für jedes der blauen Rasterquadrate..... 37

Abbildung 25: Aufsicht auf ein Scintillometer-Quellgebiet. Die Farben deuten den Gewichtungsfaktor der einzelnen Geländesektoren an, die Messstrecke selbst ist durch die schwarze Linie angedeutet. Im gewählten Beispiel ist die Windrichtung exakt Süd ($\phi = 180^\circ$). 38

Abbildung 26: Skizzierter Messaufbau der 3 von der Gruppe ULLIM betriebenen Scintillometer-Messstrecken Sci_{1-3} für den Zeitraum 05. bis 09.07.2002. Die Positionen X_{1-4} kennzeichnen die Eddy-Kovarianz-Messkomplexe, deren Messungen verwendet wurden zum Antrieb des eingesetzten Footprint-Modells. 38

Abbildung 27: Ergebnisse der Quellgebietsanalyse für Linienmessungen des Experiments STINHO2. Dargestellt ist die Abhängigkeit des Flussanteils der Brachefläche in Abhängigkeit von der Windrichtung, für a) Messstrecke 1, b) Messstrecke 2, und c) Messstrecke 3. 39

Abbildung 28: Untersuchung der Korrelation zwischen gemessenen Unterschieden des fühlbaren Wärmestroms und Differenzen in der Zusammensetzung des Quellgebiets für die Scintillometer Messstrecken 1 und 2. 40

Abbildung 29: Vereinfachtes Ablaufschema des Referenzsystems zur Berechnung von Austauschflüssen aus Eddy-Kovarianz Rohdaten. 42

10 Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Beispiel einer Übersichtstabelle der dominanten Kombinationspaare für vier Landnutzungs-klassen. Die Zeilen stehen für die jeweils dominierende Landnutzungs-klasse, während die Spalten die Klasse mit dem zweithöchsten Flussbeitrag repräsentieren. Die Zahlen geben die Häufigkeit der jeweiligen Kombination an [%]..... 9

Tabelle 2: Dominante Kombinationspaare der Landnutzungs-klassen im Quellgebiet für die Teststation Waldstein Weidenbrunnen. Die Zeilen stehen für die jeweils dominierende Landnutzungs-klasse, während die Spalten die Klasse mit dem zweithöchsten Flussbeitrag repräsentieren. Die Zahlen geben die Häufigkeit der jeweiligen Kombination an [%]. 1: größere Wasserfläche (See); 2: Wiese; 3: Lichtung; 4: Siedlung; 5: Nadelwald; 6: Ackerbau, Sommergetreide; 7: Ackerbau, Wintergetreide; 8: kleinere Wasserfläche (Teich); 9: Steinbruch; 10: keine Daten. 15

Tabelle 3: Dominante Kombinationspaare der Landnutzungs-klassen im Quellgebiet für den Standort Tharandter Wald. Die Zeilen stehen für die jeweils dominierende Landnutzungs-klasse, während die Spalten die Klasse mit dem zweithöchsten Flussbeitrag repräsentieren. Die Zahlen geben die Häufigkeit der jeweiligen Kombination an [%]. 1: Wasserfläche; 2: Laubwald; 3: Mischwald; 4: Nadelwald; 5: Jungwuchs; 6: Wiese; 7: Obstanbau; 8: Weinbau; 9: Kleingarten; 10: Ackerfläche; 11: Verkehrsfläche; 12: Brache; 13: Siedlung (dicht); 14: Siedlung (mittel); 15: Siedlung (locker). 21

Tabelle 4: Dominante Kombinationspaare der Landnutzungs-klassen im Quellgebiet für den Standort Oberbärenburg. Die Zeilen stehen für die jeweils dominierende Landnutzungs-klasse, während die Spalten die Klasse mit dem zweithöchsten Flussbeitrag repräsentieren. Die Zahlen geben die Häufigkeit der jeweiligen Kombination an [%]. 1: Wasserfläche; 2: Laubwald; 3: Mischwald; 4: Nadelwald; 5: Jungwuchs; 6: Wiese; 7: Obstanbau; 8: Weinbau; 9: Kleingarten; 10: Ackerfläche; 11: Verkehrsfläche; 12: Brache; 13: Siedlung (dicht); 14: Siedlung (mittel); 15: Siedlung (locker). 27

Tabelle 5: Dominante Kombinationspaare der Landnutzungs-klassen im Quellgebiet für die Ankerstation Lindenberg (Wald). Die Zeilen stehen für die jeweils dominierende Landnutzungs-klasse, während die Spalten die Klasse mit dem zweithöchsten Flussbeitrag repräsentieren. Die

VERTIKO-UBT1

Zahlen geben die Häufigkeit der jeweiligen Kombination an [%]. 1: Wasserfläche; 2: Wiese; 3: Nadelwald; 4: Laubwald; 5: Ackerland; 6: Siedlung; 7: Getreide. 33

Tabelle 6: Flussanteile der Messfläche an der Ankerstation Melpitz. x : Länge der homogenen Antrömstrecke [m]; δ : berechnete Höhe der internen Grenzschicht [m]. Die Flussanteile des Messfelds wurden für 4 unterschiedliche Messhöhen und 3 Stabilitätsklassen berechnet und sind jeweils in Prozent angegeben. 35

Tabelle 7: Vergleich der Koeffizienten des Pyranometervergleichs mit den Anforderungen an Strahlungsmessgeräte nach Kasten (1985). 41

**Abschlussbericht
zum Forschungsprojekt**

**Wechselwirkungen zwischen Pflanzenbeständen, Böden und Atmosphäre in
SVAT-CN
(VERTIKO-UBT2)**

FK 07 ATF37-UBT2

**Berichtersteller:
Eva Falge, Sascha Reth**

**Universität Bayreuth
Lehrstuhl für Pflanzenökologie
95440 Bayreuth
im Dezember 2004**

Forschungsvorhaben: Wechselwirkungen zwischen Pflanzenbeständen, Böden und Atmosphäre in SVAT-CN

Förderung durch: Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms 2000

Förderkennzeichen: Förderkennzeichen 07 ATF37-UBT2

Projektleiter: Prof. Dr. John D. Tenhunen, Dr. Eva Falge, Universität Bayreuth, Lehrstuhl für Pflanzenökologie

Projektmitarbeiter: Dr. Sascha Reth, Universität Bayreuth, Lehrstuhl für Pflanzenökologie

1. Kurzfassung des Schlussberichtes

1.1 Problem / Aufgabenstellung

Problem

Hinsichtlich Energie- und Spurenstofftransports besitzt die Troposphäre zwei Schnittstellen für Austauschvorgänge: die freie Atmosphäre und die Bodenoberfläche. Modelle des Vertikaltransport in der Troposphäre benötigen daher Module, die Austauschvorgänge an diesen Schnittstellen beschreiben. Hierbei unterliegen Energie- und Massenflüsse an der Bodenoberfläche dem Einfluß von meteorologischen Bedingungen, wie Einstrahlung, Temperatur, Luft- und Bodenfeuchte. Sie hängen zusätzlich ab von Vegetationstyp (Ackerland, Wiesen, Nadel- oder Laubwald), Artenzusammensetzung und Bestandesalter, aber auch von Bewirtschaftungsmaßnahmen (Durchforstung, Mahd, Düngung, etc.). Daneben können landschaftliche Heterogenität und damit verbundene Advektionseffekte die Austauschvorgänge an der Bodenoberfläche beeinflussen.

Aufgabe

Bisher wurden in Modellen des Vertikaltransports von Energie und Spurenstoffen relative einfache Vegetationsmodule eingesetzt, die vegetationstyp-bedingte Unterschiede der Transportkapazitäten bestenfalls phenomenologisch beschreiben. Ziel des beantragten Projekts war es daher, Modelle zur Beschreibung der biologischen Steuerung von Stoff- und Energieflüssen zwischen Ökosystem und Atmosphäre zu entwickeln. Diese sollten im Rahmen von VERTIKO in Modellen der planetaren Grenzschicht eingesetzt werden, um Auswirkungen der Landnutzung auf Vertikaltransporte von Stoff- und Energieflüssen zu untersuchen. Dafür sollten bereits existierende Bestandesmodelle zum Gasaustausch von Wäldern um weitere wichtige Landschaftselemente (Agrarflächen, Grasland) und verbesserte Module des Energiehaushalts und der Bodenemissionen erweitert werden, so daß Aufnahme und Verluste von CO₂, H₂O und N₂O abgeschätzt werden können.

Ziel

Daten von Eddy-Korrelationsmessungen wurden daher für Parametrisierung und Modelltests analysiert mit Schwerpunkten auf der verbesserten Beschreibung des Energiehaushalts (Interzeption, Bodenevaporation, latente und fühlbare Wärme) und der Austauschprozesse an der Bodenoberfläche (Bodenatmung und N₂O-Emission). Zur Validierung modellierter

Austauschprozesse an der Bodenoberfläche wurden gekoppelte CO₂- und N₂O-Emissionsmessungen an Zielflächen (Wald-, Grünland- und Agrarökosysteme) des VERTIKO-Projekts durchgeführt, die als untere Eingangsgröße in Modelle des vertikalen Energie- und Spurenstofftransports zur Verfügung gestellt werden. Die N₂O-Emissionsraten dienen zudem der Validierung neu entwickelter Module für PROXEL. Parallel zu den Emissionsmessungen erfolgten daher kontinuierliche Messungen der Klimabedingungen über dem Bestand, Messungen der Bodenfeuchte und Bodentemperatur, sowie regelmäßige Bodenprobenahmen zur Bestimmung der Nitrat- und Ammoniumkonzentration.

1.2 Voraussetzungen, unter denen das Vorhaben durchgeführt wurde

Modellentwicklung und Validierung:

Das am Lehrstuhl für Pflanzenökologie eingesetzte mehrschichtige Boden- und Vegetationsmodell PROXEL besteht aus drei gekoppelten Kompartimenten: Vegetation, ungesättigte Bodenzone und Grundwasserspiegel. Die Atmosphäre liefert die meteorologischen Treibergrößen. Das Grundwasser ist entweder Quelle für kapillaren Aufstieg oder Senke für versickerndes Wasser. Vegetation und Boden sind jeweils mehrschichtig. Die Bodenwasserbilanz wird mittels eines flexiblen Hybridansatzes aus einem geschichteten „bucket“-Modell und numerischer Lösung der Richards-Gleichung berechnet (Moldrup et al. 1989). Der Wasserentzug durch Transpiration wird proportional zum Bodenwiderstand verteilt (Moldrup et al. 1992). Die Reduktion der Transpiration bei Bodentrockenheit wird durch die Abhängigkeit der blattphysiologischen Parameter vom Bodenwasserpotential in den durchwurzelter Schichten erreicht. Direkte, diffuse Himmelsstrahlung und reflektierte und transmittierte Strahlung wird für besonnte und beschattete Blätter jeder Vegetationsschicht und am Boden berechnet. Vertikale Profile von Windgeschwindigkeit und Lufttemperatur bestimmen die Blattgransschichtleitfähigkeit. Blattemperaturen werden iterativ über Blattenergiebilanzen berechnet. Blattphotosynthese von C₃-Arten wird mit dem Farquhar-Modell (Farquhar & van Caemmerer 1982, Harley & Tenhunen 1991) berechnet, die von C₄-Arten mit dem Ansatz nach Chen et al. (1994). In beiden Modulen wird die empirische Ball et al. (1987) Gleichung für die Berechnung der stomatären Leitfähigkeit eingesetzt. Diese am Lehrstuhl für Pflanzenökologie eingesetzten Modelle von CO₂- und Wasseraustausch sollten im Rahmen dieses Antrages durch Module für Bodenatmung und N₂O-Emission erweitert werden.

Datenbanken regionaler Meßnetze der Eddy-Korrelation liefern CO₂- und Wasser-Flüsse über Agrarflächen, Grasland und Wäldern in Europa und Nordamerika (EUROFLUX, AmeriFlux),

die zur Validierung von Vegetationsmodellen eingesetzt werden können. Am weitesten sind dabei Versuche zur Validierung von CO₂-Flüssen fortgeschritten (neun Waldbestände des EUROFLUX-Projekts in Falge et al. 2003). Die ersten Ergebnisse dieser Modellierung waren vielversprechend, wenn auch die Modellierung von Boden- und Stamatmung und saisonaler Blattflächen- und Physiologieentwicklung noch einiges an Verbesserungen bedarf. Die Datenanalyse sollte im Rahmen dieses Antrages von Waldökosystemen auf Wiesen- und Agrarökosysteme ausgedehnt werden und neben der Validierung von CO₂-Flüssen auch einen Vergleich modellierter mit gemessenen Evapotranspirationsraten und fühlbarer Wärmeströme ermöglichen.

Meßsystem:

Für die im Projekt durchzuführenden Messungen der simultanen N₂O- und CO₂- Emission soll ein photoakustischer Infrarot-Monitor (INNOVA 1312) eingesetzt werden. Das Gerät ist für Emissionsmessungen von N₂O und CO₂ in geschlossenen Kammern unter Standortsbedingungen geeignet (Velthof und Oenema 1995) und kann wahlweise mit Netzstrom oder Batterien betrieben werden. Aus einem 1999 abgeschlossenen 3-jährigen EU-Projekt liegen am Lehrstuhl Pflanzenökologie bereits umfangreiche Erfahrungen mit dem Betrieb des Geräts in Grünlandökosystemen vor (Oenema et al. 1998, Velthof et al. 2000). Die N₂O-Emission wird dabei als stündliche Akkumulation in geschlossenen Kammern bestimmt. Für CO₂ sind kürzere Akkumulationszeiten ausreichend. Die im Vergleich zur vernachlässigbar kleinen diurnalen Rhythmik der N₂O-Emission (Velthof et al. 2000) hohe räumlichen Variabilität macht den parallelen Einsatz von fünf Meßkammern notwendig. Pro Meßzyklus wird der Anstieg der N₂O-Konzentration synchron in fünf Meßkammern in Intervallen von 12 Minuten bestimmt. Es ergeben sich somit stündlich fünf Meßwerte pro Kammer, über deren Steigung die N₂O-Emissionsrate pro Flächen- und Zeiteinheit mittels Regressionsanalyse berechnet wird. Für die Emissionsmessungen wurden im Projekt ein photoakustischer Infrarot-Monitor, ein Datenlogger für begleitende Messungen, und ein Notebook zum Datenauslesen als Ausstattung benötigt. Kammersysteme, CO₂- und Wasser-Fallen und aien automatisierte Steuerung der Anlage wurden im Rahmen des Projektes in Mechanik- und Elektronikwerkstatt der Universität Bayreuth hergestellt.

1.3 Planung und Ablauf des Vorhabens

Arbeits- und Zeitplan

Messungen

VERTIKO-UBT2

2001: Einarbeitung in Meßmethodik

Herbst 2001: Teilnahme an Meßkampagne in Melpitz

Frühsommer 2002: Teilnahme an Meßkampagne in Lindenberg

Sommer 2003: Teilnahme an Meßkampagne im Tharandter Wald

Datenauswertung & Modellierung

2002 - 2003:

- Auswertung und Aufbereitung der Daten für die Modellierung
- Weiterentwicklung des Bodenatmungsmoduls von PROXEL
- Parametrisierung und Validierung von PROXEL für Agrar- und Wiesenökosysteme, Verbesserungen in der Modellierung des Kohlenstoffhaushalts von Waldökosystemen
- vergleichende Analyse der Wasserflüsse bzw. fühlbarer und latenter Wärme verschiedener Vegetationstypen

2004:

Entwicklung und Validierung modellierter N₂O-Emissionen für die Zielgebietsflächen (Lindenberg, Melpitz und Tharandter Wald) anhand der gemessenen Raten und Ammonium- und Nitratkonzentrationen im Boden, Vergleich der N₂O-Emissionen der verschiedenen Systeme

2003 - 2004:

Zusammenstellung der Meßergebnisse und validierten Modelle für die Nutzung im Projekt-Verbund, Veröffentlichungen zu Meßergebnissen und Modellierung

Finanzierungsplan

Der eigentliche Beginn der Projektlaufzeit hat sich um 5 Monate verschoben, da für die zu besetzende Stelle erst ab September 2001 ein Mitarbeiter gefunden werden konnte. Durch die Projektverlängerung bis Dezember 2004 konnten der vorgegebene Arbeits- und Zeitplan jedoch eingehalten werden. Auch der Finanzierungsplan wurde im Rahmen der zeitlichen Verschiebung weitgehend eingehalten. Niedrigere Ausgaben im Personalbereich (ca. 8 %) wurden durch Ausgaben für ursprünglich nicht vorgesehene Messungen (Kalibrierung von CO₂-Analysatoren für kontinuierliche Bodenatmungsmessung and der Ankerstation Tharandter Wald) kompensiert.

1.4 Wissenschaftlicher und technischer Stand am Projektbeginn

Wissenschaftliche Ausgangsposition

Formulierungen für Austauschprozesse mit der Bodenoberfläche in Atmosphären- oder Klimamodellen sind in der Regel relativ einfach, da für die räumliche Modellierung von Klimabedingungen bereits sehr zeitaufwendige atmosphärische Rückkoppelungen berücksichtigt werden müssen. Rückkoppelungsmechanismen zwischen Vegetation und Atmosphäre werden nur in einigen wenigen Ansätzen berücksichtigt (Bernhofer et al. 1997, Goldberg 1998, Inclan et al. 1996). Energie- und Spurenstoffaustausch der Vegetation wird in der Regel für eine 1- oder 2-schichtige Vegetationsbeschreibung modelliert (z.B. Dickinson et al. 1986, Shuttleworth und Wallace 1985, Sellers et al. 1996, u.a. SVATs), die oft auf „effektive“ oder „lumped“ Parametrisierungen oder Rekalibrierungen angewiesen sind (Raupach & Finnigan 1988, Olioso et al. 1999). „Lumped“ Vegetationsparameter enthalten Informationen über wichtige Mechanismen der Prozeßsteuerung zwar implizit, lassen sich jedoch nicht auf Einzelprozesse zurückführen und sind daher kaum geeignet, Energie- oder Spurenstoffaustausch regulierende Prozesse mehrerer Standorte im Vergleich zu analysieren, oder auf andere Bestände übertragbar. Steuerfaktoren und Energie- und Massenflüsse von der Vegetation in die Atmosphäre variieren zudem nicht-linear im Bestandesprofil und kleinräumig innerhalb eines Bestandes, und die Stärke der Interaktionen zwischen Bio-, Pedo- und Hydrosphäre verändern sich saisonal. Daher sind für die Modellierung von Energie- oder Spurenstoffaustausch der Vegetation mehrschichtige Vegetationsbeschreibungen notwendig, die direkte und diffuse Strahlungsregimes unterscheiden, saisonale Blattflächenentwicklung und artspezifische Blattphysiologie berücksichtigen und Gasaustausch an der Bodenoberfläche in Abhängigkeit von Bodentyp und saisonal sich ändernden Aktivitätszustand der Mikroorganismen beschreiben.

Mehrschichtige Vegetationsmodelle (z.B. GasFlux), sind daher der Ausgangspunkt einer Modellierung, die biologische Prozeßsteuerung zwischen Bio-, Pedo- und Hydrosphäre beschreiben kann (Tenhunen 1999). Biologische Steuerungen in Vegetationsmodellen müssen die enge Interaktion zwischen Kohlenstoff-, Wasser- und Stickstoffkreislauf abbilden. Die Kohlenstoffbilanz, d.h. ob die Vegetation eine Quelle oder Senke für atmosphärisches CO₂ darstellt, ergibt sich im Wesentlichen aus Assimilations- und Respirationsvermögen des Ökosystems. Energieflüsse oder Evaporationsraten sind abhängig vom Zusammenspiel der restlichen Komponenten der Wasserbilanz (Interzeption, Bestandesniederschlag,

Bodenwasserspeicher, Versickerung, Grundwasserneubildung und Abfluss). Die Stickstoffverfügbarkeit beeinflusst neben dem Nährstoffhaushalt der Vegetation auch die Nitratbelastung des Grundwassers oder die atmosphärische Belastung durch das klimarelevante N_2O . Zu berücksichtigende Interaktionen zwischen Kohlenstoff-, Wasser- und Stickstoffkreislauf sind dabei unter anderem erhöhte stomatare Sensitivität gegenüber Umweltfaktoren bei zunehmender Bodenaustrocknung und deren Auswirkung auf Energieflüsse (Sala und Tenhunen 1996), Reaktion der Bodenatmung als Teil der Kohlenstoffbilanz auf Bodentemperatur und Bodenfeuchte (Lloyd und Taylor 1994), nicht-lineare Auswirkungen atmosphärischer Stickstoffdeposition auf N_2O -Emission (Brumme und Beese 1992, Papen und Butterbach-Bahl 1999) und Humusqualität (Berg und Matzner 1997, Nadelhoffer et al. 1999, Matzner und Grosholz 1997), Rückwirkung der Substratqualität auf die Bodenatmung (Berg 2000), und Allokationsmuster des verfügbaren Stickstoffs in Photosyntheseorgane und deren Auswirkung auf die Assimilationsrate (Niinemets und Tenhunen 1997).

Modelle der Vegetation, die biologische Steuerungen berücksichtigen, bedürfen belastbarer Datenbasen zur Parametrisierung und Validierung, zum Test von SVAT-Modellen und regionalen Skalierungsmethoden zur Verfügung. Neben meteorologischen Größen, wie Strahlung, Temperatur, oder Luftfeuchte, liegen oft Energie- (verfügbare, sensible und latente Wärme und Bodenwärmestrom) und CO_2 -Austausch in halbstündiger Auflösung vor, die wesentliche Treiber und Validierungsgrößen von SVAT-Modellen darstellen. In der Regel liefern Datenbanken keine Messungen zur Validierung modellierter Stickstoff-Kreislauf-Komponenten, wie z.B. Nitrat- und Ammonium-Konzentrationen im Boden, Nitrataustrag ins Grundwasser oder N_2O -Emission. Die aus dem Projekt zu erwartenden Daten der N_2O -Emission für Grünland- und Waldökosysteme sind dabei als untere Eingangsgröße für Modelle des Vertikaltransports von Spurenstoffen in die Atmosphäre zu sehen. Neben industriellen und Verbrennungsprozessen sind insbesondere Emissionen aus landwirtschaftlich genutzten Böden am Anstieg der N_2O -Konzentration in der Atmosphäre beteiligt (Granli und Bockman 1994). Bisher für Waldbestände vorliegende Daten zeigen N_2O -Emissionsraten von bis zu 10 % der jährlichen N-Deposition (Papen und Butterbach-Bahl 1999). An der Schnittstelle zwischen Boden und Atmosphäre gemessene N_2O -Emissionen sind eine wichtige Grundlage für die geplante Modellierung von Kohlenstoff-, Wasser- und Stickstoffflüssen als Eingangsgrößen in Modelle des vertikalen Spurenstofftransports.

Informations- und Dokumentationsdienste

Es wurde neben den im Projektantrag aufgelisteten Literaturangaben die Recherchemöglichkeiten der Universität Bayreuth und des Bayerischen Bibliotheksverbundes zur Informationsfindung genutzt. Verwendete Literatur wurde mit der Software Endnote katalogisiert.

1.5 Zusammenarbeit mit anderen Stellen

Über die Zusammenarbeit mit anderen Projekten am Lehrstuhl Pflanzenökologie hinaus bestanden durch die EU-Projekte CARBODATA und CarboEUROFLUX enge Kooperationen mit Kollegen in ganz Europa (Leitung: Prof. Valentini, Viterbo, IT) und durch AmeriFlux (Leitung: Dr. Hollinger, USDA, Durham, NH), die über langjährige Erfahrungen und Datenbanken von Eddy-Korrelationsdaten des CO₂- und H₂O-Austausches verschiedener Ökosysteme verfügen. Ein enger Erfahrungs- und Informationsaustausch mit anderen Teilprojekten von VERTIKO (insbesondere UBT1, GAUG, und FZK-IMK), aus dem auch gemeinsame Publikationen hervorgingen, fand statt.

2. Eingehende Darstellung des Schlussberichtes

2.1 Darstellung des erzielten Ergebnisses

2.1.1. Einleitung

Das Phänomen des anthropogen verursachten Treibhauseffektes wurde bereits vor über 100 Jahren von dem schwedischen Chemiker Svante Arrhenius (1896) beschrieben. Die Aufmerksamkeit bezüglich der Problematik des Klimawandels und des damit verbundenen Treibhauseffekts (siehe Abbildung 1) steigt in heutigen Zeit auch in der Öffentlichkeit immer stärker an. Wegen der potentiellen Auswirkungen der globalen Erwärmung auf die menschliche Gesundheit und das Wohlbefinden, die Wirtschaft und die Umwelt ist dieses Thema von großem Interesse. Kleinste Eingriffe in den natürlichen Kreislauf können große Auswirkungen haben. Die offensichtlichsten Auswirkungen des Klimawandels sind der Anstieg der Jahresmitteltemperatur um $0,6^{\circ}\text{C}$ (IPCC 1991), eine verringerte Schneebedeckung, ein steigender Meeresspiegel, und auch Wetteränderungen einhergehend mit steigender Entwicklung zu Extremereignissen (Frey and Lösch 1998; IPCC 1992).

Allgemein beruht der Treibhauseffekt auf den Eigenschaften von Gasen und Aerosolen in der Atmosphäre. Diese Gase lassen die von der Sonne auf die Erde fallende, energiereiche Strahlung nahezu ungehindert passieren, absorbieren teilweise aber im Gegenzug die von der erwärmten Erde ausgehende langwellige Strahlung, und senden nach einem kurzzeitigen energetisch angeregten Zustand, infrarote Strahlung in alle Richtungen ab. Die so entstandene thermische Gegenstrahlung in Richtung Erdoberfläche ist für den Anstieg der Temperatur verantwortlich. Ein Überblick der Entstehung des Treibhauseffektes ist in Abbildung 1 gegeben.

Der Anteil der Absorption von langwelliger Wärmestrahlung durch Treibhausgase wie Kohlenstoffdioxid (CO_2), Methan (CH_4), Lachgas (N_2O) und andere Gase wird trockener Treibhauseffekt genannt. Die Einbeziehung von Wasserdampf führt zum sogenannten feuchten Treibhauseffekt. Dabei ist der natürlich bedingte Anteil von dem anthropogen verursachten Anteil am Treibhauseffekt zu unterscheiden. Durch die Wirkung der natürlichen Treibhausgase beträgt die globale Oberflächentemperatur im Durchschnitt etwa $+15^{\circ}\text{C}$ und ist somit um ca. 33°C höher als ohne ihre Anwesenheit (Bundesministerium für Bildung und Forschung 2003).

Für die Abschätzung zukünftiger Klimaänderungen ist die Klimaforschung auf Klimamodellsimulationen angewiesen. Viele Klimamodelle weisen auch auf Veränderungen der globalen und regionalen Niederschläge hin sowie eine Erhöhung der Lufttemperatur zwischen $1,4$ und $5,8^{\circ}\text{C}$ bis zum Jahr 2100 (Houghton 2001; IPCC 1991), welches zu einem

Anstieg der Ozeane durch das Abschmelzen des globalen Eises führen würde. In anderen Gebieten könnte eine Desertifikation (Goudie and Cuff 2002) erfolgen.

Diese Klimaszenarien basieren insbesondere auf den Annahmen zukünftiger Treibhausgasemissionen. Bis zum heutigen Zeitpunkt sind die Unsicherheiten in der Vorhersagbarkeit der Emissionen groß. Nur durch gesicherte Abschätzungen über die Mechanismen, die Einflussfaktoren und die verschiedenen Quellen können Emissionen zuverlässig vorhergesagt werden. Dabei ist ein Kompromiss zwischen der Komplexität und der Anwendbarkeit von Modellen zu finden. Insbesondere bei der Integration der verschiedenen Mess- und Modellansätze für großräumige Abschätzungen ist dies entscheidend.

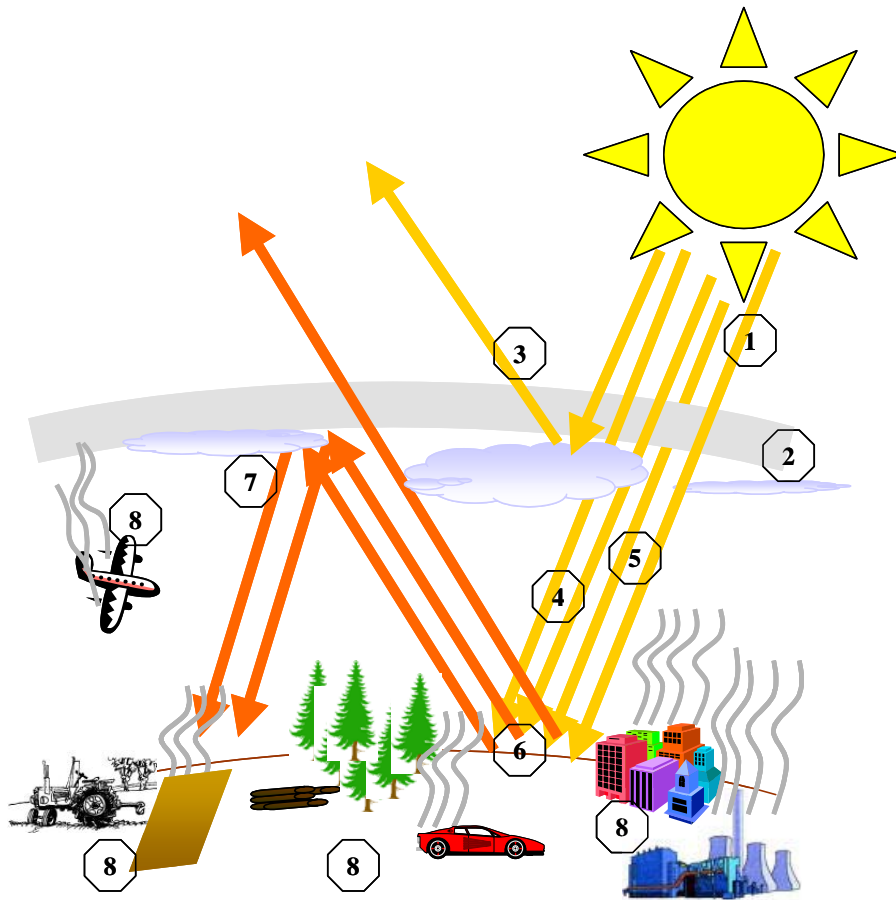


Abbildung 1. Der Treibhauseffekt im Überblick: (1) Die kurzwellige Strahlung der Sonne wird teilweise durch Gase und Aerosole (2) in der Atmosphäre absorbiert und reflektiert und ins All abgestrahlt (3). Der Hauptanteil gelangt ungehindert als direkte Strahlung (5) oder durch Wolken gestreut als diffuse Strahlung (4) zur Erdoberfläche. Direkte und diffuse Strahlung ergeben die Globalstrahlung. Durch die Erdoberfläche wird ein Teil absorbiert und ein anderer Teil in langwellige Strahlung umgewandelt und reflektiert (6). Teilweise wird die reflektierte Strahlung erneut von den Wolken und Treibgasen in Richtung Erdoberfläche zurückreflektiert. Diese Gegenstrahlung (7) bewirkt den natürlichen Treibhauseffekt. Unter (8) sind einige Verursacher des anthropogenen Treibhauseffektes dargestellt.

2.1.1.1. CO₂-Emissionen

CO₂ ist eines der Gase, die im Kyoto-Protokoll 1997 als Verursacher des Treibhauseffektes festgehalten wurden. Die Konzentration an CO₂ steigt zur Zeit um jährlich 0,5% (Bundesministerium für Bildung und Forschung 2003; Schulze et al. 2002). Durchschnittlich hat jedes CO₂-Molekül eine Verweildauer von 50-200 Jahren in der Atmosphäre (Goudie and Cuff 2002; Schulze et al. 2002), bevor es entweder in marinen Ökosystemen als Kalziumcarbonat (CaCO₃) gespeichert wird oder zum Aufbau von Biomasse verwendet wird. Die genaue Verweildauer kann wegen der unterschiedlichen CO₂-Absorption durch unterschiedliche Senken nicht genau bestimmt werden. Insgesamt wird CO₂ ein Anteil von ca. 60% am globalen Treibhauseffekt zugeschrieben (IPCC 1995).

CO₂-Emissionen werden vor allem durch anthropogene Eingriffe verursacht (Koch et al. 2000). Neben industriellen Prozessen und dem Verbrauch fossiler Brennstoffe sind es Landnutzungsänderungen (Matthews et al. 2004), die eine Erhöhung des CO₂-Ausstosses in die Atmosphäre bewirken. Nach Schulze et al. (2002) sollen Landnutzungsänderungen, z. B. Rodung von Wäldern bis zu 20% an den globalen CO₂-Emissionen ausmachen. Bodenemissionen stellen den zweitgrößten Anteil am atmosphärischen CO₂-Gehalt dar (Nakadai et al. 2002; Schwartz and Bazzaz 1973). Daran beteiligt sind Mikroorganismen (*Bacteria*, *Fungi*, *Phycophyta*, *Protozoa*), Wurzeln und Makroorganismen (*Nematoda*, *Insecta*). Deren Vorkommen, Artenzusammensetzung und auch die biologische Aktivität variiert zwischen verschiedenen Landnutzungstypen (Nsabimana et al. 2004). Eine schematische Übersicht der Prozesse ist in Abbildung 2 gegeben.

Unterschiede in der Höhe der Emissionen und in der Gesamtbilanz gibt es zwischen Wäldern, Wiesen und Äckern (Reich and Schlesinger 1992). In Wäldern kann der Anteil der Bodenrespiration an der Bruttoprimärproduktion 76-77% ausmachen (Kelliher et al. 1999; Law et al. 1999b). Auch brachliegende Ackerflächen stellen eine Quelle für CO₂-Emissionen dar (Soegaard 1999; Soegaard et al. 2003).

CO₂-Bodenemissionen werden von zahlreichen Faktoren beeinflusst. Eine positive Korrelation mit der Bodentemperatur (Kätterer et al. 1998; Lloyd and Taylor 1994; Reich and Schlesinger 1992; Singh and Gupta 1977) und der Bodenfeuchte wird oft beschrieben (Bunnell et al. 1977; Orchard and Cook 1983; Reichstein et al. 2002; Simek et al. 2004; Subke et al. 2003). Aber auch Substratverfügbarkeit (Zak et al. 2000), pH (Hall et al. 1997) und die Aktivität der Vegetation (Reichstein et al. 2003b) sowie das Pflügen von Äckern (Ball et al. 1999; Chan and Heenan 1996; Chan et al. 2002) nehmen Einfluss auf die CO₂-Emission.

Weiterhin beeinflussen zeitliche Effekte die Bodenemissionen. Zu diesen werden u. a. Streufall und Abbauprozesse im Boden (Subke et al. 2004), sowie die Menge und der Zeitpunkt von Niederschlägen gezählt (Ball et al. 1999; Jackson et al. 1998).

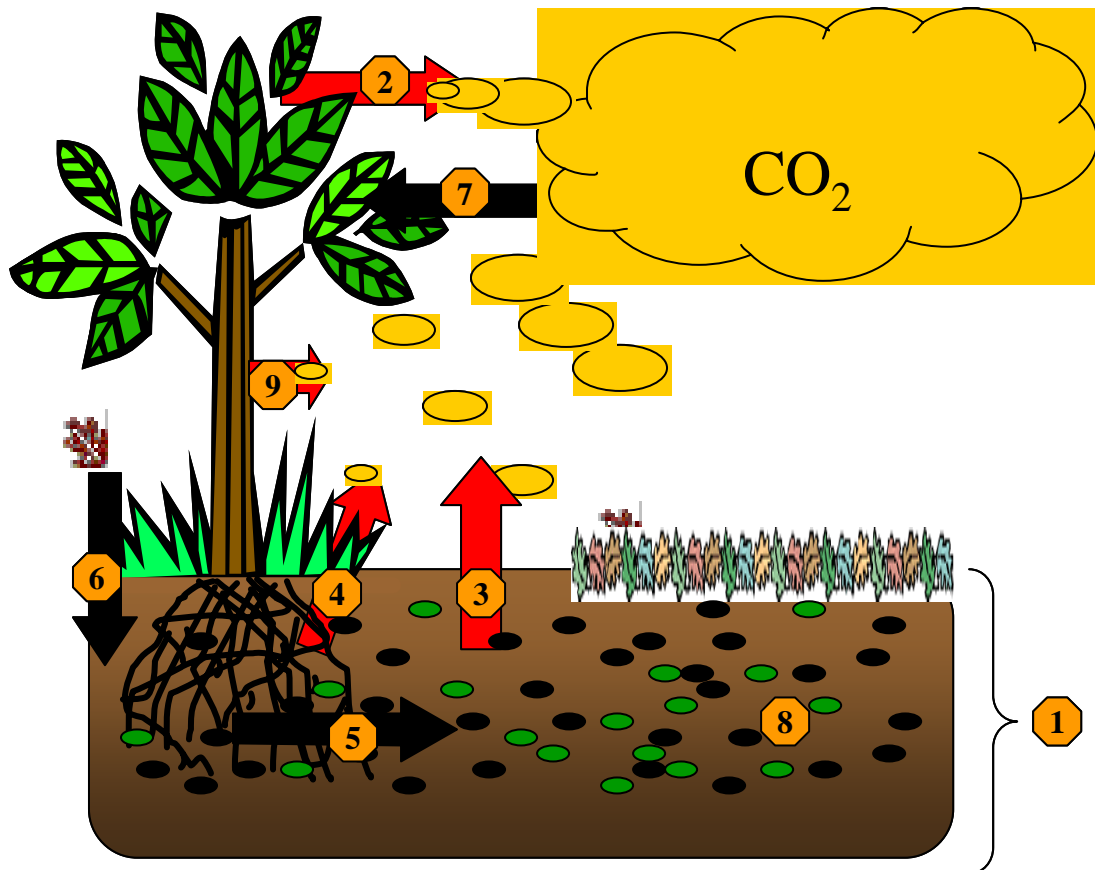


Abbildung 2. Schematische Übersicht der Prozesse, die am CO₂-Austausch zwischen Böden, Vegetation und Atmosphäre beteiligt sind. (1) organische Bodenschicht, (2) Dissimilation, (3) heterotrophe Respiration, (4) Wurzelatmung, (5) Biomasseabbau, (6) Eintrag von Biomasse in den Boden, (7) Assimilation von CO₂ durch die Vegetation, (8) Mikroorganismen, (9) Stamatmung

Methoden zur CO₂-Bestimmung in der Literatur

Zur Abschätzung der CO₂-Flussraten werden unterschiedliche Messmethoden verwendet. Allen gemein ist, dass die Konzentration von bodennahem CO₂ bestimmt wird. Die CO₂-Konzentration wird durch eine Infrarotgasanalyse oder photoakustisch bestimmt, indem geschlossene oder offene Kammer-systeme verwendet werden. Die gebräuchlichsten Kammer-systeme sind geschlossen-statische, geschlossen-dynamische und offen-dynamische Kammern. Beide geschlossenen Typen bestimmen den Gasfluss anhand des Konzentrationsanstiegs in Abhängigkeit von der Zeit in einer von der Umgebung isolierten Kammer (Jensen et al. 1996; Rochette et al. 1992; Singh and Gupta 1977). Mit dem offenen System wird der

Fluss aus der Differenz zwischen der Konzentration im Inneren und Äußeren der Kammer ermittelt. Jedes der Systeme hat seine eigenen Vorteile aber auch Limitationen (Davidson et al. 2002; Norman et al. 1997). Der Vorteil von Kammersystemen ist, dass kontinuierliche Messungen möglich sind. Nachteilig werden Temperaturunterschiede innerhalb und außerhalb der Kammer beschrieben. Weiterhin sollen Konzentrationsänderungen innerhalb der Kammer dem Diffusionsgradienten entgegenwirken (Davidson et al. 2002; Livingston and Hutchinson 1995; Nay et al. 1994). Ebenso soll ein Druckunterschied CO₂-Emissionen verringern (De Jong et al. 1979; Fang and Moncrieff 1996; Kanemasu et al. 1974; Kutsch 1996; Lund et al. 1999).

Wird die Vegetation innerhalb der Kammern nicht entfernt, ist es möglich die Netto-Rate zu bestimmen. Eine Abschätzung zwischen den Anteilen von Assimilation, bzw. Dissimilation der Vegetation und dem Anteil der Bodenemission ist dann nur mit zusätzlichen Messungen möglich. Das Entfernen der Vegetation innerhalb der Kammern ermöglicht die Quantifizierung des Bodenflusses, wird aber als Eingriff und damit Veränderung in das natürliche Regime, und damit als Fehler in der Methodik beschrieben.

Kammermethoden erlauben zwar kontinuierliche Messungen, Kosten und Aufwand für einen Dauereinsatz hängen aber vom Automatisierungsgrad ab. Zudem weisen Bodenemissionen eine hohe räumliche Heterogenität auf, räumliche Replikate der Messungen sind daher von großer Bedeutung für die statistische Absicherung der Ergebnisse.

- In diesem Zusammenhang erschien das vorhandene manuell zu bedienende Messsystem ungeeignet für den Einsatz während mehrwöchiger Feldmesskampagnen. In der vorliegenden Arbeit sollte daher eine automatische Steuereinrichtung entwickelt werden, die kontinuierliche Replikatmessungen unter geringem Personalaufwand ermöglicht.

Eine Vielzahl verschiedener Messsysteme wird zur Quantifizierung von CO₂ Emissionen verwendet. Ob diese verschiedenen Methoden vergleichbare Ergebnisse erzielen, bzw. absolut geeignet sind, wurde bis dato nicht ausreichend überprüft. Daher sind mit verschiedenen Messsystemen erhobene Emissionsraten in der Literatur nur bedingt miteinander vergleichbar.

- Im Rahmen dieser Arbeit bzw. des VERTIKO-Projekts waren eigentlich keine Messgerätevergleiche für Bodenemissionen geplant. So wurde die Gelegenheit einer zeitgleich stattfindenden Kalibrierungskampagne in Hyytiälä / Finnland wahrgenommen, das automatisierte System gegen weitere Kammersysteme und einen Referenzgasfluss zu testen.

Eine weitere Methode zur CO₂-Fluss-Bestimmung ist die Eddy-Kovarianz-Methode. Unter Verwendung von Ultraschallanemometern werden turbulente Schwankungen der Komponenten des Windvektors und der skalaren Größen (z. B. CO₂-Konzentration) mit einer zeitlich Auflösung von 10-20 Hz gemessen (Foken 2003). Mit dieser Methode ist es möglich, den CO₂-Austausch auf Bestandesebene zu bestimmen. Der Nachteil der Methode ist ihre limitierte Anwendbarkeit. So sind eine homogene Umgebung und eine instabile Schichtung von Nöten (Aubinet et al. 2000). In windstillen Nächten (Baldocchi 1997; Rayment and Jarvis 2000) oder bei einer größeren Hangneigung sind diese Bedingungen nicht erfüllt (Schulze et al. 2002). Der Vorteil ist eine integrierende Flussmessung im jeweiligen Bestand. Aufgezeichnet wird der Nettoaustausch, da es nicht möglich ist zwischen den einzelnen Quellen und Senken zu unterscheiden (Janssens et al. 2001; Lankreijer et al. 2003).

Vergleiche zwischen Kammersystemen und Eddy Kovarianz wurde lediglich für vegetationsreiche Ökosysteme durchgeführt (Norman et al. 1997; Zamolodchikov et al. 2003). Echte Vergleiche sind dabei schwierig, da sich Fehler bei der Bestimmung der verschiedenen Quellen und Senken des CO₂-Flusses kompensieren können, da mit Eddy Kovarianz nur ein Netto-Fluss bestimmt werden kann.

- Um diese Probleme zu umgehen soll in der vorliegenden Arbeit ein Vergleich zwischen Kammersystem und Eddy Kovarianz-Methode für ein System ohne assimilatorische CO₂-Senken, wie z. B. eine Brache, vorgenommen werden.

Modelle zur CO₂-Bestimmung

Bisherige Modelle sind für die Modellierung von CO₂-Emissionen in Waldökosystemen eher ungeeignet, da sie Bestandes-spezifische empirisch bestimmte Parameter enthalten. Analog sind viele Modelle zur Beschreibung von CO₂-Emissionen in Wäldern (Baldocchi and Wilson 2001; Janssens et al. 2001; Jassal et al.; Nakano et al. 2004; Rasse et al. 2001) nur von geringen Nutzen, wenn sie zu Quantifizierung der Emissionen von Äckern und Wiesen eingesetzt werden.

Der Großteil der Modelle beschreibt die Variabilität der CO₂-Emissionen nur in Reaktion auf die Bodentemperatur. Einige wenige fügen dem Änderungen des Bodenwassergehaltes zu (z. B. Reichstein et al. 2002). Insbesondere kleinräumigen Variabilitäten der CO₂-Emission werden diese Modelle jedoch nicht gerecht.

- Diese Arbeit soll untersuchen, inwiefern zusätzliche Parameter wie pH-Wert, oder Wurzelmasse die Erklärbarkeit kleinräumiger Variabilität der CO₂-Emissionen erhöhen und gegebenenfalls identifizierte Parameter in ein Modell integrieren.

Bisher verwendete Modelle wurden in der Regel für jeweils für einen Landnutzungstyp entwickelt. In regionalen Anwendungen muss daher auf eine Reihe unterschiedlicher Modelle zurückgegriffen werden, um die Emissionen verschiedener Landnutzungen zu beschreiben.

- Das nichtlineare Regressionsmodell dieser Arbeit sollte untersuchen, inwieweit eine einheitliche Beschreibung der Boden-CO₂-Emission für Brachen, Wiesen und Wald möglich ist.
- Modelle zeigen ihre Limitierungen insbesondere bei Anwendung auf konkreten Fällen. Die in dieser Arbeit entwickelten Modelle sollen daher für ausgewählte Zeitperioden eingesetzt werden und ihre Ergebnisse durch Vergleich publizierter Daten auf Plausibilität überprüft werden.

2.1.1.2. N₂O-Emissionen

Auch Lachgas (N₂O) ist in dem Kyoto-Protokoll als ein Verursacher des Treibhauseffektes festgehalten worden (UNFCCC 1992). Die Konzentration an N₂O in der Atmosphäre ist seit dem Beginn des industriellen Zeitalters um ca. 16% gestiegen (Bonan 2002), hauptsächlich durch eine Zunahme des Straßenverkehrs (Goudie and Cuff 2002), aber auch durch Stickstoffdüngung (Ambus 1998; Velthof et al. 2000). Derzeit steigt sie jährlich um 0,25% an (Bundesministerium für Bildung und Forschung 2003) und hat etwa einen Anteil von 314 ppb in der Atmosphäre. Das Treibhauspotential von N₂O ist wegen der längeren Verweilzeit um das 310-fache höher als das von CO₂ (IPCC 1996), obwohl dessen Konzentration in der Atmosphäre 1000-fach geringer ist, als die von CO₂. Die mittlere Verweildauer eines N₂O-Moleküls beträgt ca. 120 Jahre (IPCC 1996). Am gesamten Treibhauseffekt wird N₂O ein Anteil von 6% zugeschrieben (IPCC 1995). Dieses hohe Treibhauspotential, erklärt die Gefahr, die potentiell durch einen Anstieg von N₂O ausgeht.

N_2O reagiert in der Stratosphäre mit dem dort vorhandenen Ozon (O_3) zu Stickstoffoxiden (Stevenson 1982). Die UV-induzierte Spaltung von Ozon in ein reaktives Sauerstoffradikal und ein Molekül O_2 führt in der unteren Stratosphäre zu einer Reihe von chemischen Prozessen. Neben anderen Reaktionen werden Stickoxide oxidiert. Dabei reagieren die Stickoxide vom N_2O zunächst zu NO (Stickstoffmonoxid) und in einer weiteren Reaktion zu NO_2 (Stickstoffdioxid). Nachfolgend sind weitere Reaktionen zu NO_3^- (Nitrat) und N_2O_5 (Distickstoffpentaoxid) möglich. Nach Goudie und Cuff (2002) würde eine N_2O -Konzentrationserhöhung um 10% eine Verringerung des Ozon in der Stratosphäre um 1% zur Folge haben.

Die wichtigste Quelle des globalen N_2O in der Atmosphäre ist der Boden. Dabei wird N_2O hauptsächlich durch die mikrobiellen Prozesse der Nitrifikation und Denitrifikation gebildet (Follett and Hatfield 2001). Zwischen 60 und 70% des globalen N_2O -Ausstoßes wird durch diese mikrobiellen Prozesse gebildet (Davidson 1991; Oenema et al. 2001). Die Nitrifikation verläuft im aerobem Milieu in mehreren Schritten ab. Im ersten Schritt werden Ammonium-Ionen von Nitritbakterien wie *Nitrosomonas* zu Nitrit-Ionen oxidiert (siehe Abbildung 3). Dabei wird N_2O als Beiprodukt gebildet. Im zweiten Schritt werden Nitrit-Ionen von Nitratbakterien wie *Nitrobacter* zu Nitrat-Ionen oxidiert.

Die Denitrifikation verläuft gleichfalls in mehreren Schritten. Zu Beginn werden Nitrat-Ionen zu Nitrit-Ionen reduziert (siehe Abbildung 3). Im folgenden werden die Nitrit-Ionen zu Stickstoffoxid und dieses zu Distickstoffoxid reduziert, welches teilweise freigesetzt werden kann. Im abschließenden Schritt wird N_2O zu molekularem Stickstoff N_2 reduziert.

Bei autotrophen Wachstum wird der Stickstoffbedarf der Pflanzen für die Bildung von Zellmaterial aus anorganischem Stickstoff gedeckt. Stickstoff kann dabei aus der Luft oder über die Assimilation von NO_3^- und NH_4^+ im Wasser und Boden aufgenommen werden.

In der Literatur werden verschiedene Faktoren aufgelistet, die Emissionen von N_2O beeinflussen. Zu diesen Faktoren zählen der pH-Wert (Fritsche 2002; Stevens et al. 1998; Van Cleemput et al. 1975), die Bodentemperatur (Flessa et al. 2002; Kamp et al. 1998), die Bodenfeuchte (Huetsch et al. 1999; Weier et al. 1993), das Verhältnis von Kohlenstoff zu Stickstoff (Wedin and Tilman 1996), die Verfügbarkeit von Nährstoffen (Scheffer and Schachtschabel 2002; Silgram et al. 2001), und die Bodenbeschaffenheit und Dichte des Bodens (Groffman and Tiedje 1991; Horn et al. 1995). Weiterhin wird die Bildung von N_2O von zeitlichen Faktoren (Potter and Klooster 1998), wie Regen und Schnee (Brumme et al. 1999), sowie durch Frost-Tau-Ereignisse (Kamp et al. 1998; Rudaz et al. 1999; Teepe et al. 2000) beeinflusst.

Management-Maßnahmen wie z. B. Pflügen (Ball et al. 1999), Düngen (Akiyama et al. 2000; Huetsch et al. 1999), Bewässerung (Sanchez et al. 2001) oder auch das Kalken (Gebauer et al. 1998) können die N_2O -Emissionen drastisch erhöhen.

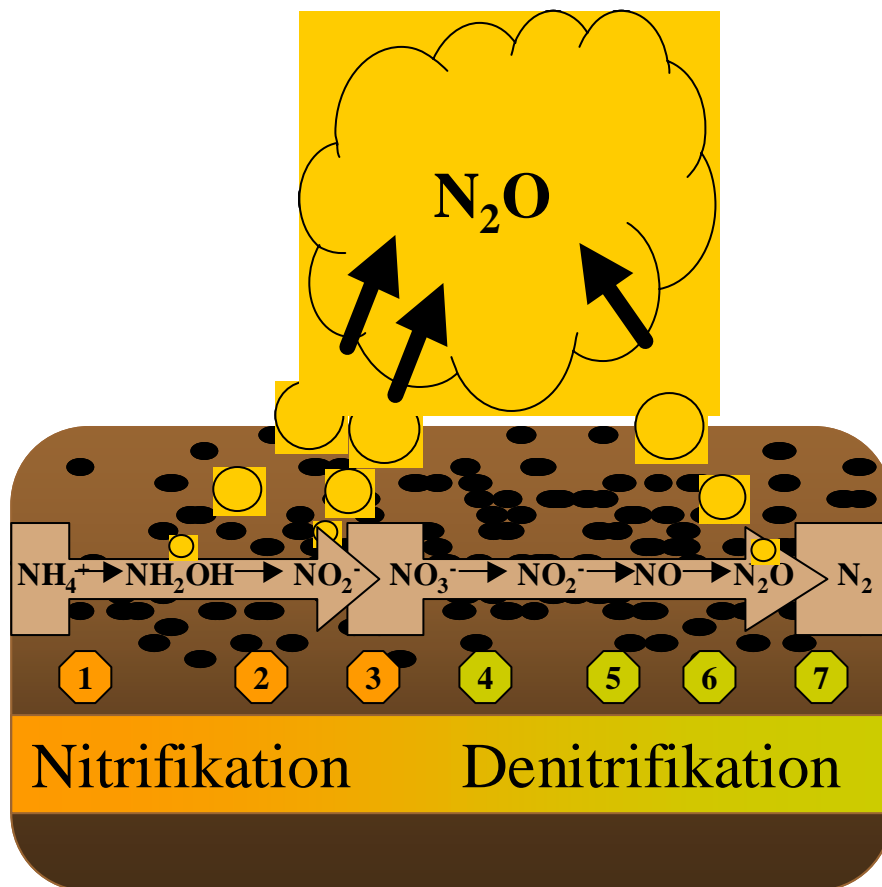


Abbildung 3. Übersicht der Prozesse, die an der Freisetzung von N_2O im Boden in der Nitrifikation und in der Denitrifikation beteiligt sind. Nicht abgebildet sind die Ammonifikation, die Stickstoffdeposition und der Eintrag von anthropogener Zugabe von Düngern, sowie exkretorischer Eintrag. Nitrifikation: Umsetzung von Ammonium erfolgt über die Ammonium Monooxygenase (1) zu Hydroxylamin und die Hydroxylamin-Oxidoreduktase (2) zu Nitrit. Im letzten Schritt der Nitrifikation wird Nitrit zu Nitrat oxidiert (3). Denitrifikation: Nitrat wird über die Nitratreduktase (4) zu Nitrit und über die Nitritreduktase (5) zu Stickstoffoxid umgewandelt. Über die Stickstoffoxid Reduktase (6) wird letzteres zu Distickstoffoxid umgesetzt und in einem weiteren Schritt über die Distickstoffoxid-Reduktase (7) zu Stickstoff reduziert (verändert nach Firestone 1982; Schmidt 1982).

Methoden zur N_2O -Bestimmung in der Literatur

Neben der Quantifizierung der N_2O -Gasemissionen mittels Gaschromatographen (siehe z. B. Christensen 1983; Hargreaves et al. 1996; Ineson et al. 1998; Laville et al. 1999; Smith et al. 1994) kommen photoakustische Gasanalysatoren (siehe z. B. Ambus and Robertson 1998; Edwards et al. 2003; Tilsner et al. 2003; Velthof and Oenema 1995; Velthof et al. 2000;

Yamulki and Jarvis 1999) zum Einsatz. Für die Bestimmung von N_2O -Flussraten ist die gaschromatographische Methode die genaueste, aber auch die arbeitsintensivste. Sowohl Gaschromatographie als auch die photoakustische Bestimmung von N_2O -Flussraten benötigen Kammer Systeme, in denen N_2O über eine definierte Zeit akkumuliert.

Modelle zur Quantifizierung der N_2O -Emissionen

Ein Nachteil bisheriger Modelle ist ihre hohe Zahl an Eingabeparametern. Alle Modelle benötigen Informationen über das Wetter (z. B. Temperaturänderungen, Regen), Bodeneigenschaften (z. B. Lehnteil, organischer Anteil, Anzahl der Bodenschichten, pH) und bezüglich der Landnutzung (z. B. atmosphärische Stickstoffdeposition, Dünger, Ausbringung von Gülle, Pflügen) (Li et al. 1992a; b; Wu and McGeachan 1998). Zwar besitzen die vorhandenen Modelle ähnliche Ansätze, doch unterscheiden sie sich in der Zusammensetzung der Informationen und in der Gewichtung der Eingabeparameter. Nicht zuletzt können daher Abschätzungen der N_2O -Emissionen von Böden stark variieren. Das Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC 1992) nimmt an, dass sich die Abschätzungen um den Faktor 100 unterscheiden können.

Bisher verwendete Modelle wurden jeweils nur für einen Landnutzungstyp entwickelt oder benötigen zahlreiche Zusatzinformationen bezüglich der Landnutzungsform. Auch erfordern sie eine hohe Zahl an Eingabeparametern, die in regionalen Anwendungen kaum erhoben werden können. Sie führen daher in großräumigen Abschätzungen zu hohen Unsicherheiten.

- In dieser Arbeit sollte untersucht werden, inwieweit die Anzahl der Modellparameter auf ein notwendiges Maß reduziert werden kann und eine gemeinsame Beschreibung für Emissionsraten aus verschiedenen Ökosystemtypen möglich ist.
- Auch für N_2O soll das in dieser Arbeit entwickelte Modell auf etwaige Limitierungen durch die Anwendung auf konkreten Fälle überprüft werden. Durch den Einsatz des entwickelten Modells für ausgewählte Zeitperioden sollen die Ergebnisse durch Vergleich mit publizierten Daten auf Plausibilität überprüft werden.

2.1.2. Ziel der vorliegenden Arbeit

Ziel der Arbeit war, Modelle zur Beschreibung der biologischen Steuerung von Stoff- und Energieflüssen zwischen Ökosystemen und der Atmosphäre zu entwickeln, um Auswirkungen der Landnutzung auf Vertikaltransporte von Stoffflüssen zu untersuchen. Schwerpunkt der Modellerweiterungen lag auf einer verbesserten Beschreibung der Austauschprozesse an der Bodenoberfläche (Bodenatmung und N₂O-Emission). Zur Validierung modellierter Austauschprozesse an der Bodenoberfläche sollen gekoppelte CO₂- und N₂O-Emissions-Messungen an Zielflächen des VERTIKO-Projekts (Vertikaltransporte von Energie und Spurenstoffen an Ankerstationen und ihre räumliche/zeitliche Extrapolation unter komplexen natürlichen Bedingungen) durchgeführt werden.

Die Arbeit kann dazu in folgende Abschnitte eingeteilt werden:

- Automatisierung des Messsystems und Kalibrierung des Systems gegen andere Kammersysteme und ein Referenzgasfluss (Pumpanen et al. 2004)
- Messungen von CO₂-Emissionen aus dem Boden, Modellierung und ein Vergleich mit Eddy Kovarianz (Reth et al. 2004a)
- Weiterentwicklung des CO₂-Bodenatmungsmodells für die Anwendbarkeit auf Brachen, Wiesen und Wäldern (Reth et al. 2004b)
- Messungen von N₂O-Emissionen aus dem Boden und die Entwicklung des N₂O-Modells DenNit (Reth and Falge 2004c)
- Anwendung der beiden Bodenemissionsmodelle für die Zeit der Intensivmessperioden des VERTIKO-Projektes
- Vergleich von in VERTIKO verwendeten SVAT-Modellen für latenten und sensiblen Wärmestrom auf typischen Vegetationsformen in Ostdeutschland

2.1.3. Methoden

Zu Beginn der Arbeit wurde in Zusammenarbeit mit der Elektronischen Werkstatt der Universität Bayreuth eine computergesteuerte, automatische Ventilsteuerungsanlage

VERTIKO-UBT2

(Abbildung 4) entwickelt. Diese Ventilsteuerungsanlage erlaubt es fünf Kammermessungen parallel durchzuführen. Im Vergleich zu der manuellen Methode konnten damit potentielle Fehler reduziert werden, die beim Wechseln verschiedener Schlauchverbindungen zwischen Kammern und Gasanalysator entstehen kann. Weiterhin ermöglichte die Automatisierung des Messsystems die Durchführung der Messungen durch eine einzige Person.

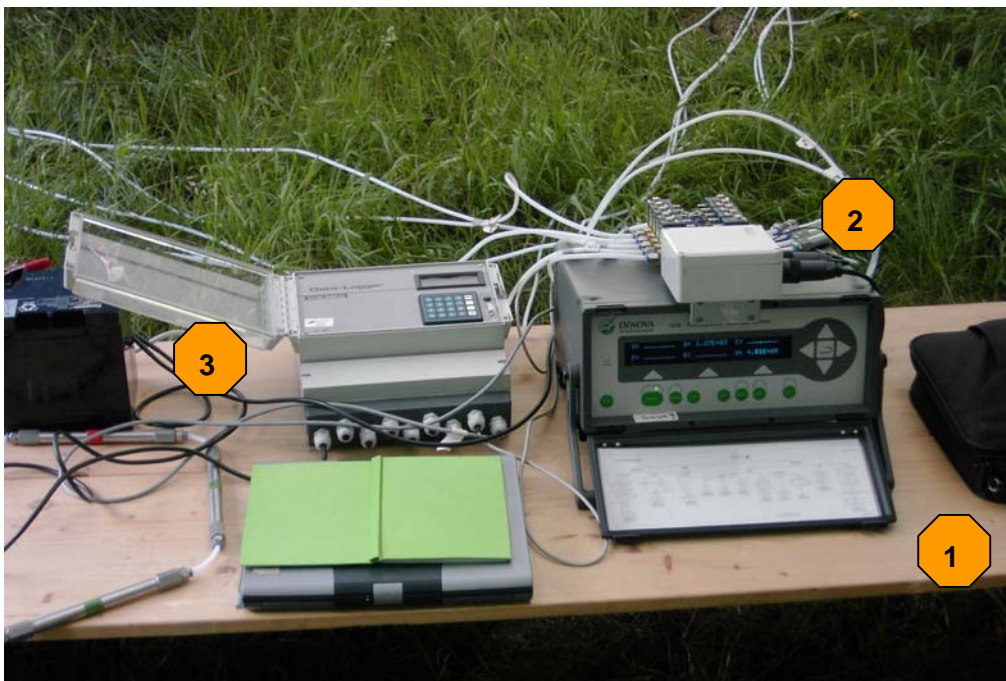


Abbildung 4. (1) Photoakustischer Gasanalysator mit (2) aufgesteckter Ventilsteuerungsanlage und (3) Steuerungscomputer.

Zur Überprüfung des neuen Systems wurde während einer Kampagne in Hyttiälä / Finnland (12.08-19.08.2002) das CO₂-Messsystem im Vergleich zu einem Referenzgasfluss und anderen Systemen getestet. Für die Einstellung des Referenzgasflusses wurde ein modifizierter Kalibrierungstank nach Widén und Lindroth (2003) verwendet. Ein Edeltank mit einem Durchmesser von 1130 mm und einer Höhe von 1000 mm schloss an der Oberseite mit einer 20 mm dicken Sandschicht ab. Innerhalb des Tankes konnten definierte CO₂-Konzentrationen eingestellt werden und mittels einem CO₂-Analysator erfasst werden. Durch Diffusion konnte das CO₂ nur durch die Sandschicht entweichen. Auf der Sandschicht wurden die verschiedenen Kammern installiert, die den Fluss des austretenden CO₂ bestimmten. Der Konzentrationsabfall in dem Kalibrierungstank sollte mit dem Konzentrationsanstieg in den Kammern identisch sein.

In Melpitz (24.09.-12.10.2001), Lindenberg (03.06.-06.07.2002) und Tharandt (18.05.-23.05. und 08.06.-14.06.2003) wurden während der Messkampagnen SOP 1, SOP 2 und SOP 3 (SOP = special observation period) von VERTIKO simultane Messungen der N₂O- und CO₂-Emission aus Wiesen-, Acker- und Waldböden durchgeführt. Die Daten wurden mit einem photoakustischen Infrarot-Monitor (Abb. 4; INNOVA 1312) in geschlossenen Kammern (non-steady-state, flow-through system) erhoben. Gleichzeitig wurden potentielle Einflussfaktoren (Bodentemperatur, Bodenfeuchte) erfasst, um die Abhängigkeit der Emissionen von diesen Größen zu untersuchen. Parallel zu den Kammermessungen wurden kontinuierlich meteorologische Größen (Umgebungstemperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit, Niederschlag, Bodenfeuchte, Bodentemperatur, PAR gesamt, PAR diffus) gemessen. Aus den Kammern wurden Bodenproben für die Analyse der Ammonium- und Nitratverfügbarkeit, des Kohlenstoff- und Stickstoffgehaltes, des pH-Wertes und der Bestimmung der Wurzelmasse genommen. Zur Abschätzung der CO₂- und N₂O- Bodenemissionen in Abhängigkeit von den potentielle Einflussfaktoren wurden empirische Modelle erstellt.

Im Weiteren wurden CO₂- und N₂O-Flussraten in einem 112-tägigen Klimakammerversuch aufgezeichnet. Unter kontrollierten Bedingungen, d. h. unter Manipulation von Bodentemperatur und Bodenfeuchte, konnte das Untersuchungsspektrum bezüglich der Gasemissionen erweitert werden.

2.1.4. Ergebnisse und Diskussion

2.1.4.1. Automatisierung und Kalibrierung des Messsystems

Zur Überprüfung des automatisierten Messsystems wurde während einer Kampagne in Hyttiälä / Finnland (12.08-19.08.2002) das CO₂-Messsystem kalibriert. 20 verschiedene geschlossene und offene Kammersysteme wurden gegen einen Referenzgasfluss kalibriert.

Das verwendete automatisierte Messsystem zeigte auf groben Sand, sowie auf nassem Feinsand lediglich eine Unterschätzung von 4% gegenüber dem Referenzfluss. Auf trockenem Feinsand resultierte eine Unterschätzung von 11%.

Im Gegensatz zu anderen geschlossen-dynamischen Kammern konnte eine gute Annäherung an den Referenzfluss erzielt werden. Insgesamt erzielten offene Kammern geringere Abweichungen als geschlossen-dynamische Kammern. Geschlossen-statische Kammern zeigten die größten Abweichungen bei ihren Messungen.

Durch die Untersuchung zahlreicher üblich verwendeter Messsysteme ist es ebenso möglich die erzielten Kalibrierungsfaktoren auf ältere Daten in der Literatur anzuwenden, als auch auf zukünftige Messungen. Für einen Vergleich mit CO₂-Emissionen anderer Studien muss für das neue automatisierte Messsystem ein Kalibrierungsfaktor von 0.96 auf die resultierenden Emissionswerte angewendet werden, wenn diese von temperaten Böden, die dem groben Sand und dem nassen Feinsand des Experiments entsprechen, ermittelt wurden. Für Emissionen mediterraner Böden müsste ein Faktor von 0.89 angewendet werden, da dieser Bodentyp eher dem im Test verwendeten trockenen Feinsand entspricht.

2.1.4.2. CO₂-Messung, Modellierung und Vergleich mit Eddy Kovarianz

Zur Quantifizierung der Einflüsse durch die Änderung von Bodentemperatur und Bodenwassergehalt auf die Bodenatmung wurden im Juni / Juli 2002 CO₂-Emissionen mit dem geschlossenen Kammersystem (non-steady state, flow through) gemessen (SOP 2 Kampagne in Lindenberg). Die Höhe der CO₂-Emission war dabei im wesentlichen vom Landnutzungstyp abhängig. Die Messungen wurden auf einer Wiese und einer angrenzenden Ackerfläche durchgeführt. Auf der Ackerfläche erreichten die gemessenen Flüsse zwischen 0.9 und 5.5 μmol CO₂ m⁻² s⁻¹, auf der Wiese von 1.1 bis 12.6 μmol CO₂ m⁻² s⁻¹. Eine Einzelfaktorenanalyse identifizierte die Bodentemperatur (T_{soil}), die relative Bodenfeuchte (RSWC), den pH-Wert des Bodens und das Verhältnis von Kohlenstoff zu Stickstoff (C/N) als einflussnehmende Faktoren (Abbildung 5).

Die Bodenatmung wurde als Funktion von T_{soil}, RSWC, pH und C/N mit einem nichtlinearen Regressionsmodell analysiert (Reth et al. 2004a):

$$R_{\text{soil}} = R_{\text{pH, C/N}} * f(T_{\text{soil}}) * g(\text{RSWC})$$

Zwischen 63% und 81% der Varianz der CO₂-Emissionen auf der Ackerfläche, konnten mit den Änderungen von T_{soil}, RSWC, pH und C/N für die einzelnen Kammern erklärt werden. Im Vergleich zu bestehenden Modellen konnte für die Bodenemissionen aus Lindenberg eine deutliche Steigerung der Erklärbarkeit der Variabilität und dabei insbesondere kleinräumige Heterogenität, erzielt werden. Beispielsweise konnte durch das nichtlineare Regressionsmodell von Reichstein et al. (2002) mit den Parametern T_{soil} und RSWC lediglich 51-52% der Variabilität erklärt werden. Dagegen konnte das in dieser Arbeit erweiterte nichtlineare

Regressionsmodell, mit den zusätzlichen Parametern pH und C/N, im Mittel 59% der Variabilität der Wiese und im Mittel 70% der Variabilität der Brache, erklären.

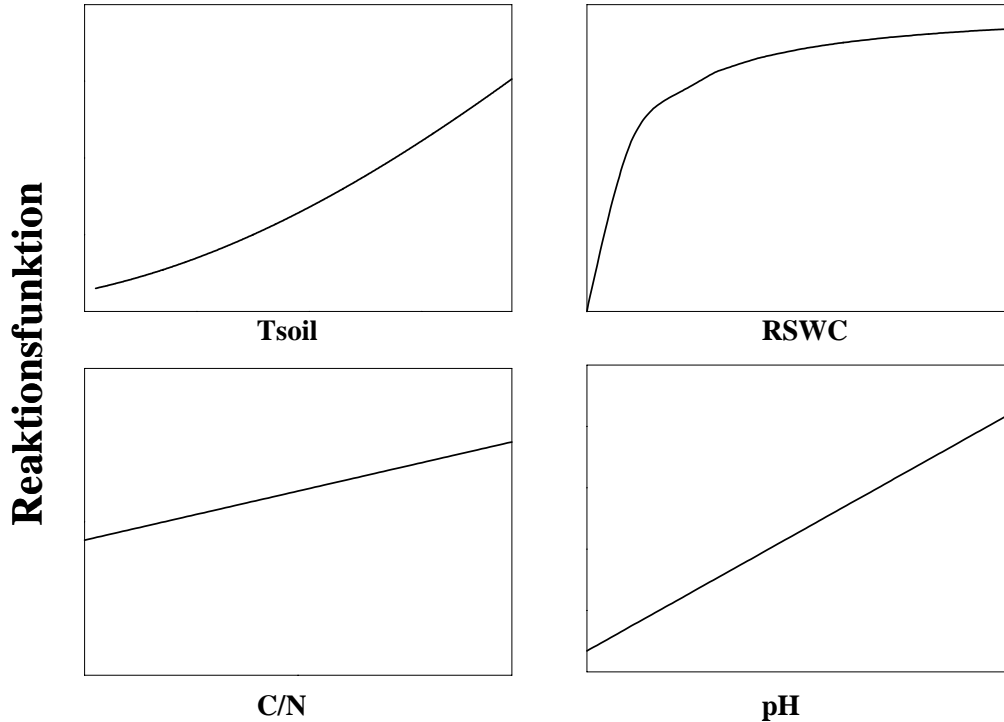


Abbildung 5. Darstellung der Reaktionsfunktion als Resultat der Einzelfaktorenanalyse. Als einflussreiche Faktoren wurden die Bodentemperatur (Tsoil), der relative Bodenwassergehalt (RSWC), das Verhältnis von Kohlenstoff zu Stickstoff (C/N) und der pH-Wert identifiziert.

Weiterhin wurden die Ergebnisse der Bodenkammermessungen mit den Ergebnissen von parallel durchgeführten Eddy Kovarianz (EC)-Messungen (Lehrstuhl Mikrometeorologie, Mathias Göckede) verglichen. Dabei konnte sowohl bei den Kammermessungen als auch bei den Eddy Kovarianz-Messungen ein Tageslauf in Abhängigkeit von der Bodentemperatur beobachtet werden. Um die Einflüsse der verschiedenen Landnutzungstypen einzubeziehen, wurden die Eddy Kovarianz-Messungen einer Analyse durch ein Footprint-Modell unterzogen. Das Footprint-Modell sollte die Phasen identifizieren, an denen die Eddy-Flüsse aus dem Quellgebiet (Brache) entsprangen, aus dem nur Bodenrespiration (keine Assimilation) zu erwarten war. Für diese Abschnitte sollten die Kammermessungen mit den Eddy-Daten übereinstimmen.

Für Phasen mit assimilatorischen Einflüssen wurde in einem zweiten Vergleich die Nettophotosynthese für verschiedene Regionen der Wiesenfläche mit dem SVAT-CN Bestandesmodell berechnet. Zusammen mit der Bodenrespiration der Ackerfläche wurden

über das Footprint-Modell gewichtete, modellierte Nettophotosyntheseraten ermittelt. Dabei konnte eine gute Übereinstimmung mit den EC-Messungen festgestellt werden. Lediglich zu Zeitpunkten, an denen das Footprint-Modell durch interne Grenzschichten gestört wurde, resultierten größere Abweichungen. Diese internen Grenzschichten sind Störungsschichten bodennaher Luftschichten und entstehen bei horizontaler Advektion über inhomogenen Gelände. Sie bewirken die Beeinflussbarkeit der Stoffflüsse (und auch Energieflüsse) nicht nur von einer Fläche, sondern auch von einer benachbarten Fläche (Foken 2003). Insgesamt konnte gezeigt werden, dass beide Messmethoden kombinierbar sind, wenn eventuelle Störfaktoren beachtet werden.

2.1.4.3. Weiterentwicklung des CO₂-Bodenatmungsmodells

Mit Einzelfaktorenanalysen wurden die Zusammenhänge zwischen Umweltfaktoren und den gemessenen Bodenflüssen für alle Landnutzungstypen untersucht (Abbildung 6). Die Messungen aus dem Feld wurden durch die Ergebnisse eines 16-wöchigen Klimakammerversuchs komplettiert.

Die mittleren CO₂-Flüsse aus Feld- und Klimakammernessungen unterschieden sich nicht signifikant. Böden aus unterschiedlichen Regionen und vor allem verschiedener Landnutzungen zeigten im Feld und in der Klimakammer deutlich größere Unterschiede in den Emissionshöhen auf, als die Variabilität der CO₂-Flussraten innerhalb des gleichen Bestandes. Insbesondere durch die Heterogenität der pH-Werte und der Wurzelmasse konnten diese Unterschiede erklärt werden. Weiteren Aufschluss könnte eine Untersuchung der mikrobiellen Artenzusammensetzung, deren Quantität und Aktivität geben. Nsabimana et al. (2004) beschreiben große Unterschiede in der mikrobiellen Zusammensetzung, deren Aktivität und Biomasse zwischen Böden verschiedener Landnutzungstypen. In der vorliegenden Studie wurden solche Untersuchungen allerdings nicht durchgeführt, da das Konzept der Arbeit auf eine zusammenfassende Analyse der Netto-Emissionen verschiedener Landnutzungstypen ausgerichtet war, und solche Untersuchungen sowohl zeitlich als auch arbeitstechnisch nicht zu bewältigen gewesen wären.

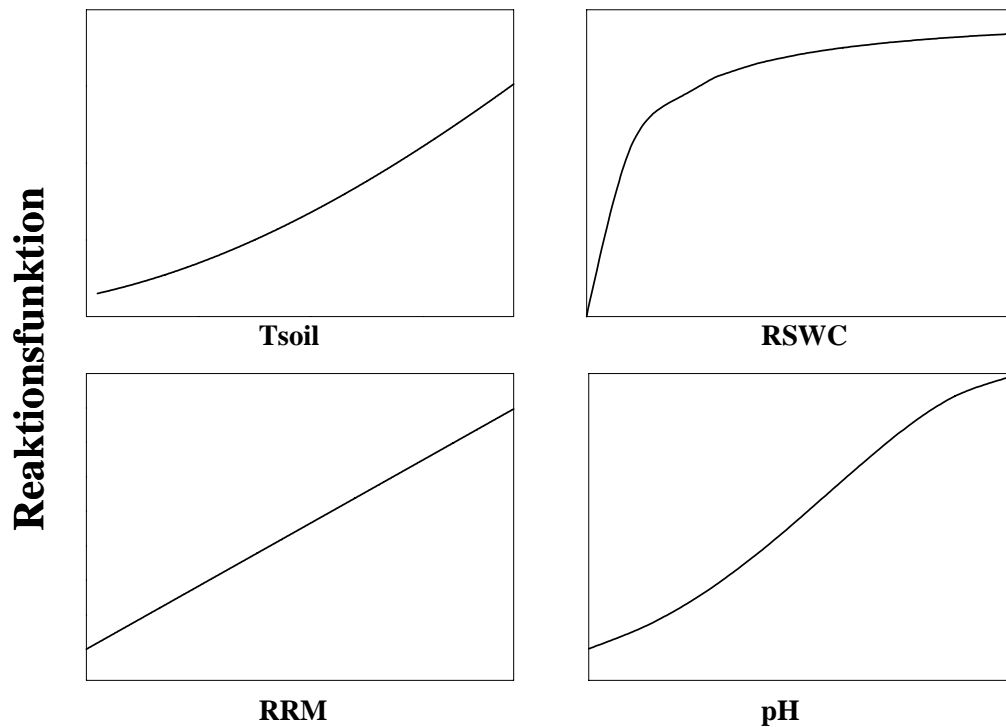


Abbildung 6. Darstellung der Reaktionsfunktion der CO₂-Emission aus dem Boden als Resultat der Einzelfaktorenanalyse. Als einflussreiche Faktoren wurden die Bodentemperatur (T_{soil}), der relative Bodenwassergehalt (RSWC), die Wurzelmasse im Boden (RRM) und der pH-Wert identifiziert.

In einem nächsten Schritt wurde das im vorherigen Kapitel beschriebene Bodenatmungsmodell modifiziert. Neben der Bodentemperatur, der Bodenfeuchte und dem pH-Wert des Bodens konnte die Wurzelmasse als ein weiterer Einflussfaktor auf die Variabilität der CO₂-Emission bestimmt werden. Das nichtlineare Regressionsmodell wurde um diesen Faktor als weitere Funktion erweitert:

$$R_{\text{soil}} = R_{\text{ref, RRM}} * f(T_{\text{soil}}) * g(\text{RSWC}) * h(\text{pH})$$

Eine detaillierte Erklärung der mathematischen Zusammenhänge ist in Reth et al. (2004b) gegeben.

Das modifizierte nichtlineare Regressionsmodell (Reth et al. 2004b) konnte auf allen untersuchten Ökosystemen (Wiese, Acker und Wald) die beobachtete Variabilität der Emissionen zu 60% erklären. Zusätzlich wurde die zeitliche Abhängigkeit der Respiration zu einem Regenereignis betrachtet. Mit einem Abstand von mehr als 72 Stunden zu einem

Regenereignis unterschätzte das Modell die tatsächlich auftretenden Flüsse. Dies könnte auf erhöhte respiratorische Aktivität bei lokalen Absterben von Feinwurzeln in den oberen Bodenschichten und Verlagerung in tiefere Bodenschichten erklärt werden. Im Gegensatz dazu überschätzte das Modell die Flüsse bei Regen oder innerhalb der ersten 4 Stunden nach einem Regenereignis. Eine Reduzierung der luftgefüllten Bodenporen kann dafür als Hauptursache genannt werden (Ball et al. 1999; Lee et al. 2002). Weiterhin kann das Fehlen von Sauerstoff für den Anstieg anaerober Prozesse (Skopp et al. 1990) für die Reduktion der CO₂-Emission verantwortlich sein. In der Zeit zwischen 4 und 72 Stunden nach einem Regenereignis konnte 91% der Variabilität der CO₂-Flüsse mit der Änderung von Bodentemperatur, Bodenfeuchte, pH und der Wurzelmasse pro Bodenmasse erklärt werden. Im Vergleich zu anderen Bodenatmungsmodellen konnte eine deutliche Steigerung der Erklärbarkeit der Variabilität der CO₂-Emissionen erreicht werden.

2.1.4.4. Boden N₂O-Messungen und Modell (DenNit)

N₂O-Emissionen wurden während der drei Messkampagnen (SOP 1-3) im Feld und in einem Klimakammerversuch aufgezeichnet. Der Vergleich zwischen den N₂O-Emissionen, die während den Feldkampagnen aufgenommen wurden, zu denen aus der Klimakammer zeigte ein gegensätzliches Ergebnis, verglichen mit den CO₂-Emissionen (siehe vorhergehendes Kapitel). Im Fall von N₂O wurden zwischen 3 und 80-fach höhere Werte in der Klimakammer gemessen. Eine mögliche Erklärung für diesen ungewöhnlichen Anstieg der N₂O-Flüsse ist die Beteiligung mikrobieller Prozesse an den Emissionen (Sitte et al. 2002; Zak et al. 2000). Alle bakteriellen Prozesse besitzen einen Optimumbereich für ihre Aktivität (Luo et al. 1996; Sitte et al. 2002), der im Freiland wahrscheinlich nicht erreicht worden ist, wogegen die Bedingungen in dem Klimakammerversuch angenähert werden konnten. Demnach muss sich der Optimumbereich von Mikroorganismen der N₂O-Produktion von dem der CO₂ produzierenden unterscheiden. Auch hier könnte eine Untersuchung der mikrobiellen Artenzusammensetzung und eine Bestimmung der Aktivität der Mikroorganismen Informationen über die N₂O-Herkunft geben.

Mit Einzelfaktorenanalysen wurden die Zusammenhänge zwischen Umweltfaktoren und den gemessenen Flüssen untersucht (Abbildung 7). Neben der Bodentemperatur und der Bodenfeuchte konnte vor allem der Boden pH-Wert und die Konzentration von Nitrat als einflussreiche Parameter auf die Emissionshöhe von N₂O identifiziert werden.

Insbesondere in Nadelwäldern mit einem pH kleiner 4 und einer geringen Konzentration an Nitrat wurden sehr geringe Flüsse gemessen, so dass davon auszugehen ist, dass in diesem Bereich das Pessimum erreicht ist. Dagegen war die Konzentration von Ammonium auf allen untersuchten Flächen nicht limitierend. Ein vergleichbares Ergebnis erzielten Wrage et al. (2004), die Herkunft des N_2O aus Denitrifikation oder Nitrifikation mit einer Isotopenanalyse untersuchten. Als Resultat wurde in ihrer Studie die Umsetzung von NO_3^- als hauptsächlicher Umsatzprozess für N_2O -Emissionen beschrieben. Dies könnte ein Hinweis auf darauf sein, dass NH_4^+ zwar verfügbar sein muss, sich jedoch nicht als limitierend für die N_2O -Emission zeigte.

Ein weiteres Indiz dafür ist die Tatsache, dass sich sowohl im Feld als auch in der Klimakammer signifikante Unterschiede zwischen der Höhe der Flussraten bei relativen Bodenwassergehalten kleiner und größer 70% zeigten. Emissionen, die bei einem RSWC kleiner 70% aufgezeichnet wurden, können zum größten Teil der Nitrifikation zugeschrieben werden, Emissionen bei höherem RSWC der Denitrifikation. Ähnliche Zuordnungen wurden auch bei in den Studien von Aulakh et al. (1984) und Linn und Doran (1984) beschrieben.

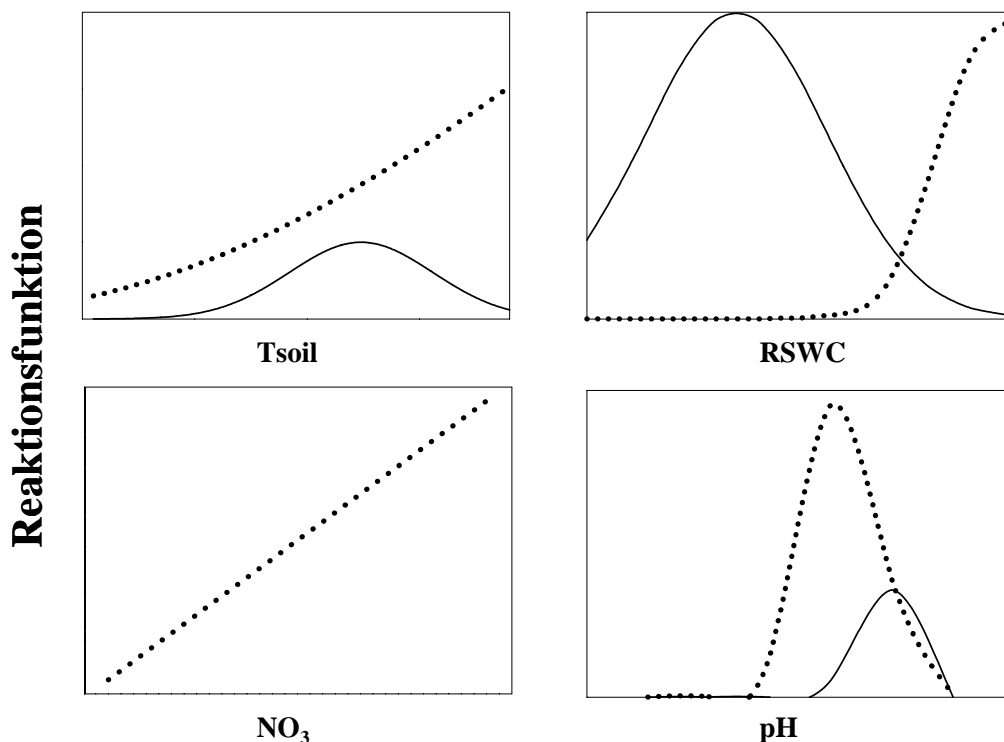


Abbildung 7. Darstellung der Reaktionsfunktionen als Resultat der Einzelfaktorenanalyse. Als einflussreiche Faktoren wurden die Bodentemperatur (Tsoil), der relative Bodenwassergehalt (RSWC), die Nitratverfügbarkeit (NO_3^-) und der pH-Wert identifiziert. Die Funktionen wurden getrennt für Emissionen von Böden unter 70% (durchgezogene Linien, hauptsächlich Nitrifikation) und über 70% (gepunktete Linien, hauptsächlich Denitrifikation) ermittelt

In Abhängigkeit von Bodentemperatur, Bodenfeuchte, pH, sowie der Konzentration von Ammonium und Nitrat und dem zeitlichen Abstand zu Regenereignissen (jeweils getrennt für Denitrifikation und Nitrifikation) wurde ein nichtlineares Regressionsmodell zur Berechnung der N₂O-Emissionen aus dem Boden erstellt:

$$F_{N_2O} = F_{ref} * \left(\left(h(Ni) + i(De) \right) * x * rainf \right) + \left(\left(h(Ni) + i(De) \right) * (1-x) \right)$$

Die detaillierten mathematischen Formeln sind in Reth et al. (2004c) gegeben.

Wie schon bei den CO₂-Emissionen konnte auch hier eine deutliche Abhängigkeit der Emissionshöhe mit dem zeitlichen Abstand zu Regenereignissen gefunden werden. Während Regen oder bis zu einer maximalen Zeit von zwei Stunden nach einem Regenereignis konnte das Modell die N₂O-Emissionen nur unzureichend widerspiegeln ($r^2 = 0.41$). Für diese Perioden ist die Höhe der Flüsse weniger von Umweltfaktoren abhängig, denn von der physikalischen Verdrängung von N₂O in den Bodenporen durch Wasser. In der Zeit zwischen 2 und 8 Stunden nach einem Regenereignis wurden erhöhte Emissionen festgestellt, die durch das Modell gut repräsentiert wurden. Zurückzuführen ist die Erhöhung durch eine Induktion der denitrifizierenden und nitrifizierenden, mikrobakteriellen Prozesse. Auch Li et al. (1992a; 1992b) beobachteten eine Regenabhängigkeit der N₂O-Emissionshöhe, gefolgt von einem linearen Anstieg nach einem Regenereignis.

Eine Reduzierung des Datensatzes um die Emissionen, die während oder bis maximal 2 Stunden nach einem Regenereignis aufgezeichnet wurden, erhöhte die Übereinstimmung auf 81%. Dementsprechend konnte mit der vorliegenden Studie die Notwendigkeit der Einbeziehung temporaler Dynamiken in N₂O-Emissionsmodelle gezeigt werden.

Zur Abschätzung der Unsicherheit durch das Modell DenNit, wurden Monte Carlo Simulationen durchgeführt. DenNit konnte bei dreiviertel der zufällig durchgeführten Simulationen auf eine Unsicherheit von unter 50% und bei der Hälfte aller Simulationen sogar mit einer Unsicherheit kleiner 30% beziffert werden (Abbildung 8). In einem Bericht des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC 1992) wurden die Unsicherheiten zwischen den Abschätzungen von N₂O-Emission mit einem Fehler von 100% zwischen den verschiedenen Ergebnissen beziffert. Die Unsicherheiten von DenNit beliefen sich in 89 von 100 durchgeführten Simulationen deutlich unter 100%. Lediglich Emissionen von pH-limitierten Standorten wiesen hohe Unsicherheiten in der Simulation auf. Gemessen an der absoluten Größe dieser limitierten Flüsse, teilweise im Bereich des Messfehlers des verwendeten Gasanalysators, ist der Fehler von DenNit allerdings als gering einzustufen. Im

Vergleich zu diesen Zahlen, kann das Modell DenNit als geeignete Weiterentwicklung zur Quantifizierung von N₂O-Emissionen verschiedener Landnutzungstypen bezeichnet werden.

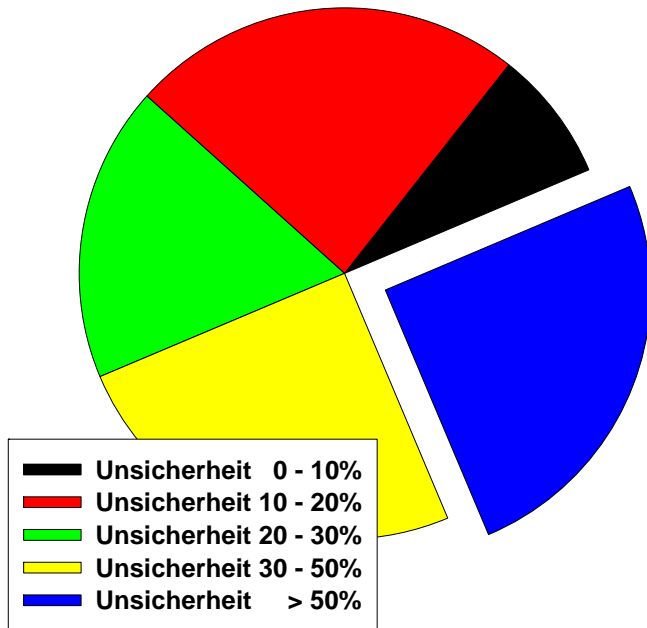


Abbildung 8. Ergebnisse von 100 zufällig durchgeführten Monte Carlo Simulationen. Die Unsicherheiten von DenNit sind in Klassen (0-10%, 10-20%, 20-30%, 30-50% und > 50%) aufzeigen

2.1.4.5. Abschätzung der CO₂- und N₂O-Flussraten während der Intensivmesskampagnen mit den Bodenemissionsmodellen

In einem abschließenden Schritt wurden mit dem nichtlinearen CO₂-Regressionsmodell und dem N₂O-Modell (DenNit) kontinuierliche CO₂- und N₂O-Emissionswerte für die Zeit der Intensivmessperioden (SOP 1-3) simuliert. Dazu wurden kontinuierliche Eingabegrößen, wie der relative Bodenwassergehalt und die Bodentemperatur durch ein mehrschichtiges Bestandesmodell (Falge et al. 2004) berechnet. Die benötigten Eingabeparameter (pH-Wert, Konzentration von Nitrat und Ammonium und mittlere Wurzelmasse in Bezug auf das Trockengewicht des Bodens) wurden für die jeweilig am Standort gemessenen Größen gemittelt in die Modelle eingesetzt.

Im Vergleich zeigten die CO₂-Emissionen von Wiesenstandorten deutlich höhere Flussraten als die von Waldstandorten (Abbildung 9A). Gleiches war auch für N₂O zu beobachten (Abbildung 9B).

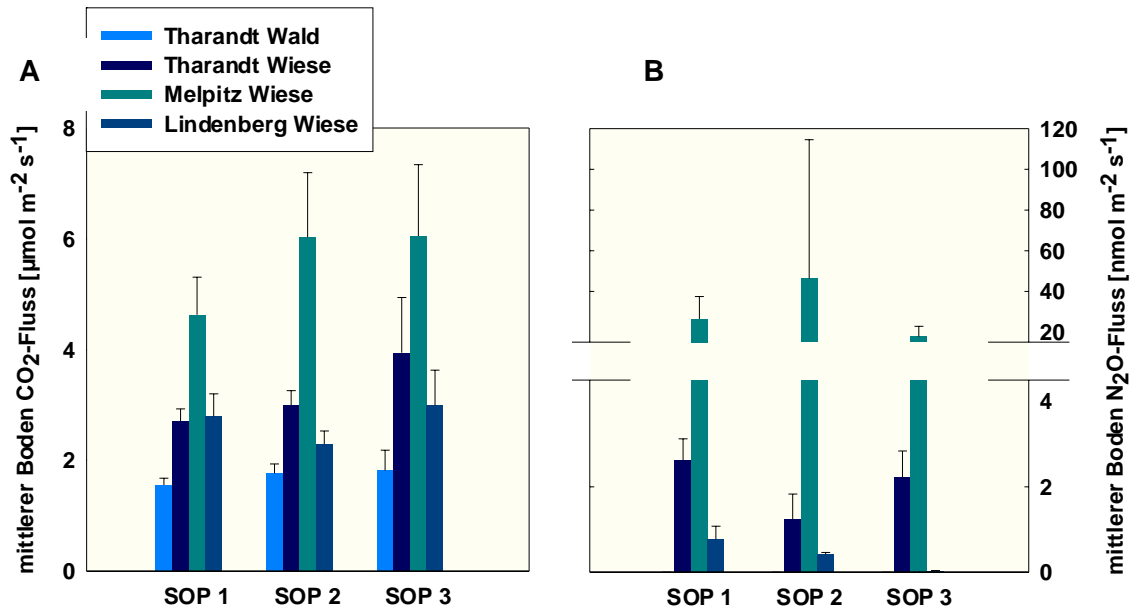


Abbildung 9: Gegenüberstellung der simulierten mittleren A) CO₂-Emissionen und B) N₂O-Emissionen und Standardabweichungen für die Tage während der Intensivmesskampagnen SOP 1 (Sept./Okt. 2001), SOP 2 (Juni/Juli 2002) und SOP 3 (Mai/Juni 2003) für einen Waldstandort und 3 Wiesen in Sachsen und Brandenburg.

In Wäldern ergab die Berechnung von N₂O jedoch so geringe Werte, dass die Ergebnisse eher zu einem Nullfluss tendieren. Zurückzuführen ist dies vor allem auf standortbedingte Limitationen in Bereichen der jeweiligen Pessima, wie z. B. ein niedriger pH-Wert und eine niedrige Nitratverfügbarkeit.

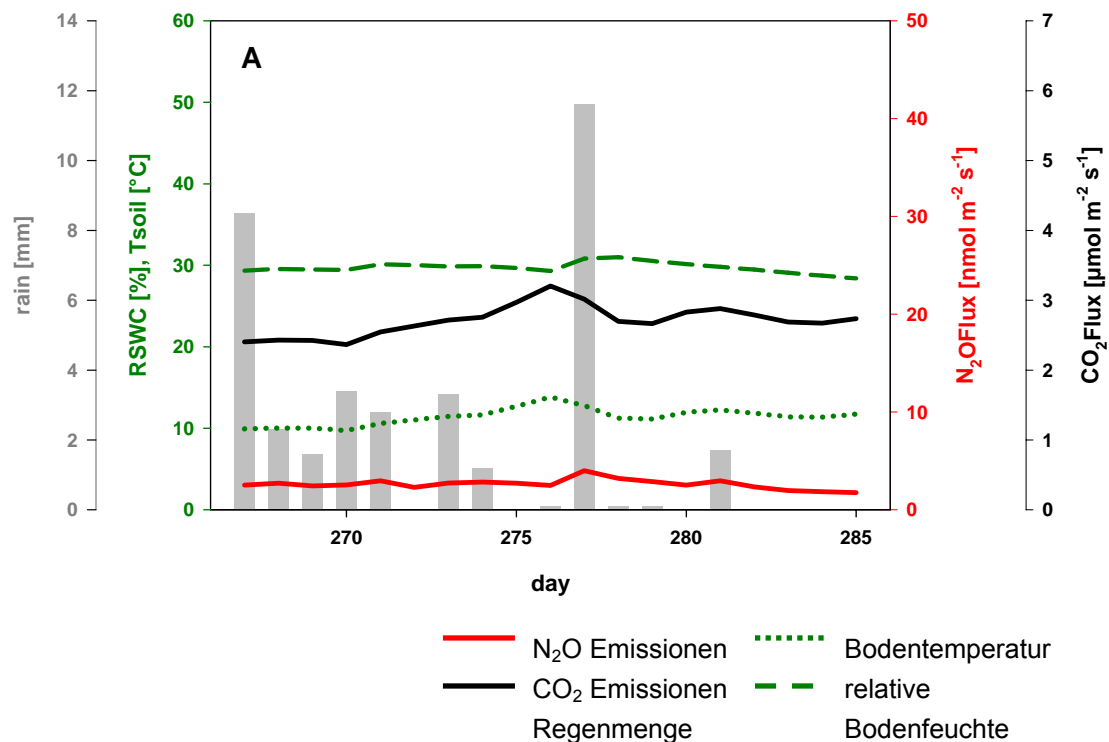
Innerhalb gleicher Vegetationstypen konnte allerdings eine hohe Heterogenität, sowohl in der Höhe der CO₂-, als auch der Höhe der N₂O-Emissionen festgestellt werden. Insbesondere die Lachgasemissionen zeigten einen deutlichen Unterschied in der Höhe der möglichen Emissionen auf. In der Arbeit von Subke (2002) werden für den gleichen Waldbestand in Tharandt mittlere CO₂-Emissionen von $1,97 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ für das Jahr 1999 angegeben. Diese Ergebnisse korrelieren mit den Abschätzungen dieser Studie. Bezüglich der N₂O-Flussabschätzungen sind die Resultate der Simulation mit DenNit vergleichbar mit den Schätzungen der Arbeit von Butterbach-Bahl et al. (2004). Für landwirtschaftlich genutzte Flächen in Sachsen berechnen sie für das Jahr 1995 einen entsprechenden Fluss zwischen $0,03$ und $1,9 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ und für Waldböden zwischen $2,9 \cdot 10^{-3}$ und $1,4 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

Diese Schätzungen beinhalten allerdings Emissionen über das gesamte Jahr und insbesondere auch sehr kalte Perioden in denen geringere Flussraten zu erwarten sind. Die Werte der

VERTIKO-UBT2

vorliegenden Arbeit wurden allesamt in der Zeit zwischen Mai und Oktober berechnet, beinhalten also keine Wintermonate. Daran gemessen sind die Schätzungen der Tagessummen für die Wiesenflächen in Lindenberg ($0,03 - 0,8 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) und in Tharandt ($1,2 - 1,4 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) in einer vergleichbaren Höhe. Die Schätzungen für den Wiesenboden aus Melpitz übersteigen jedoch die bei Butterbach-Bahl et al. (2004) beschriebenen mittleren Werte um einen Faktor von bis zu 25. Diese Werte stimmen allerdings mit den gemessenen N_2O -Flussraten überein. Ein pH-Wert im Optimumbereich der mikrobakteriellen Prozesse in Kombination mit moderaten Bodentemperaturen könnten diese stark erhöhten Flussraten erklären. Der untersuchte Waldboden zeigte dagegen deutlich niedrigere Werte als die bei Butterbach-Bahl et al. (2004) beschriebenen. Doch schränken auch sie ihre Schätzungen für etwaige pH-Limitierungen in sächsischen Wäldern ein und beschreiben eine mögliche Überschätzung durch ihr DNDC-Modell. Auch Brumme et al. (1999) und Butterbach-Bahl et al. (2002) beschreiben deutlich geringere N_2O -Flussraten für verschiedene Waldböden.

Während sich die Schwankungen der CO_2 -Flussraten stark an die Änderungen der Bodentemperatur annäherten, folgten die N_2O -Emissionen innerhalb eines Bestandes deutlich den Schwankungen der Bodenfeuchte, wenn keine anderweitigen Limitationen vorlagen. Sowohl CO_2 , als auch N_2O zeigten starke Reaktionen auf Regenereignisse. In Abbildung 10 ist exemplarisch der Verlauf der mittleren Emissionen für die Tage zweier Wiesenstandorte (Melpitz und Tharandt) während der Intensivmesskampagne SOP 1 gezeigt.



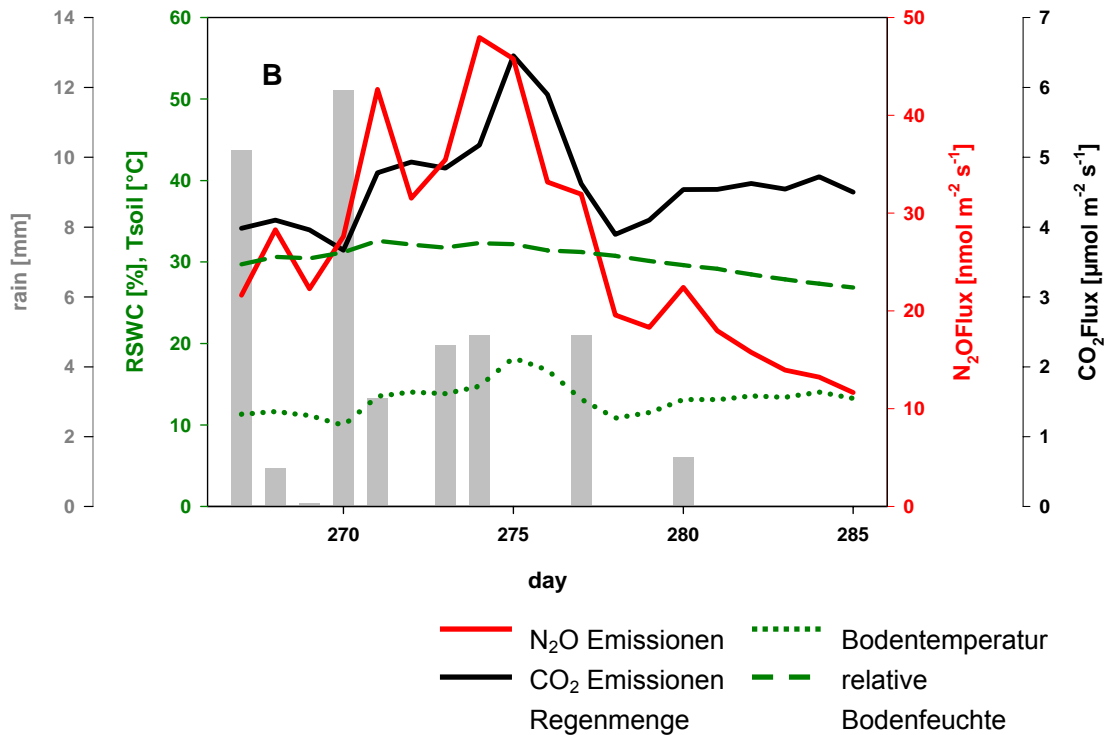


Abbildung 10: Übersicht des Verlaufs von CO₂-Emissionen und N₂O-Emissionen über 19 Tage im Jahr 2001 während der Intensivmessperiode (SOP 1) in Abhängigkeit von der relativen Bodenfeuchte (RSWC), der Bodentemperatur (T_{soil}), und des Regens (rain) auf zwei Wiesenstandorten in Sachsen A) Tharandt und B) Melpitz

2.1.5. Vergleich mit anderen SVAT-Modellen in VERTIKO

In einem weiteren Schritt erfolgte ein Vergleich von fünf in VERTIKO verwendeten SVAT-Modellen (PLATIN, MixFor-SVAT, SVAT-CN, PnET-N-DNDC, and HIRVAC). Diese sollten den Austausch des latenten und des sensiblen Wärmestroms auf typischen Vegetationsformen in Ostdeutschland während der Messperioden 2001 und 2002 berechnen. In der Regel konnten alle Modelle die zeitlichen Verläufe der gemessenen Energieflüsse abbilden, was den starken Einfluss der Umweltvariablen (wie Globalstrahlung oder Wasserdampfsättigungsdefizit) auf die latenten Wärmeflüsse unterstreicht.

Dennoch zeigte der Vergleich, dass einzelne Modelle große Abweichungen zu den Messungen erzielten. Berechnungen des latenten und sensiblen Wärmestroms reagierten höchst empfindlich auf Veränderungen der Vegetationstypen, bzw. der Blattphysiologie, wogegen Änderungen des LAI eher kleine Auswirkungen auf die Berechnungen zeigten (Kompensation in den relativen Anteilen von Evaporation und Transpiration an LE). Die

VERTIKO-UBT2

große Diskrepanz zwischen den Modellen muss wahrscheinlich der unterschiedlichen Modell-Implementierungen (z.B. in Evaporation oder Interzeptionsverdunstung) zugeschrieben werden.

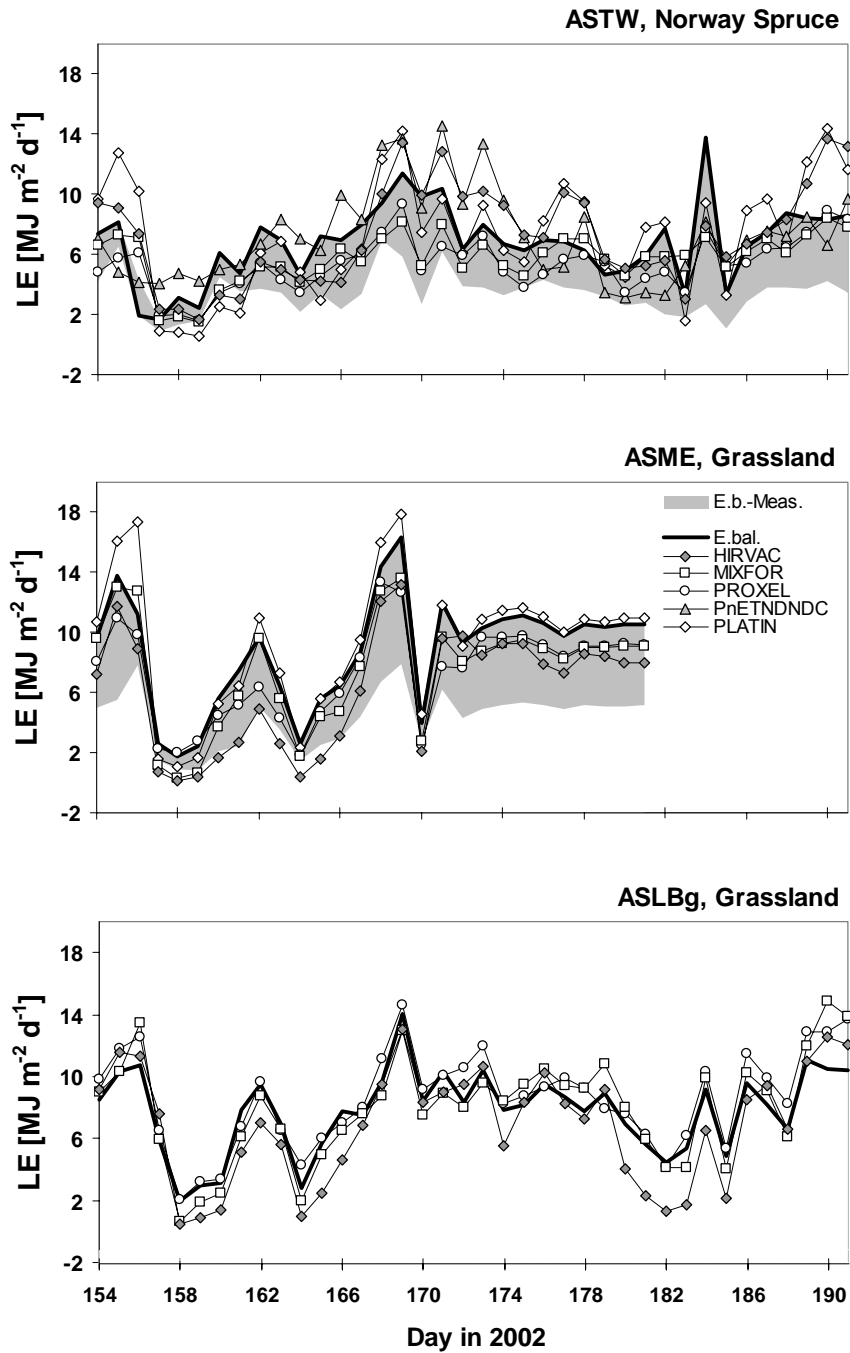


Abbildung 11: Modellerte und gemessene Tagessummen von LE während SOP 2, 4 Juni bis 10 Juli 2002. LE über die Energiebilanz geschlossene Linie, Differenz zu LE aus Eddy Kovarianz: graue Fläche; Modelle: Linien mit entsprechenden Symbolen. (oben) für den Fichtenwald ASTW, (mitte) für die Wiese ASME, (unten) für die Wiese ASLBg.

Kurze Zusammenfassung

Im Zuge dreier Intensivmessperioden innerhalb des Projektverbundes VERTIKO (Vertikaltransporte von Energie und Spurenstoffen an Ankerstationen und ihre räumliche/zeitliche Extrapolation unter komplexen natürlichen Bedingungen) wurden in Melpitz (24.09.-12.10.2001), Lindenberg (03.06.-06.07.2002) und Tharandt (18.05.-23.05. und 08.06.-14.06.2003) simultane Messungen der N₂O- und CO₂-Emissionen aus Wiesen-, Acker- und Waldböden durchgeführt. Die Emissionsdaten wurden mit einem photoakustischen Infrarot-Monitor in geschlossenen Kammern erhoben. Die entwickelte automatische Steuereinrichtung erlaubte es 5 Kammern simultan als räumliche Replikate zu messen und ermöglichte damit den Einsatz unter geringem Personalaufwand.

In Rahmen dieser Arbeit wurde an einer Kalibrierungskampagne in Hyytiälä / Finnland (Carboeuroflux-Initiative) teilgenommen, in der sowohl das automatisierte Messsystem gegen einen Referenzgasfluss, als auch gegen 19 Kammersysteme anderer Forschungseinrichtungen verglichen wurde. Die Anwendbarkeit der Methode wurde durch den Vergleich bestätigt und im weiteren wurde für jedes System ein Kalibrierungsfaktor ermittelt, der einen Vergleich mit anderen Ergebnissen erlaubt.

Die vorliegende Arbeit konnte in enger Zusammenarbeit mit dem VERTIKO-Teilprojekt UBT1 weiterhin zeigen, dass verschiedene Messmethoden, Bodenkammermessungen und Eddy Kovarianz, auf einer Brache vergleichbare Resultate erzielen. Ein gewichtetes Footprintmodell ermöglichte den direkten Vergleich von CO₂-Flüssen, die hauptsächlich aus dem Quellgebiet Brache emittiert wurden und daher wenig durch Senkenterme kontaminiert schienen. Zudem wurde die Einfluss der Nettoflüsse aus der benachbarten Wiesenfläche untersucht.

Die Emissionshöhen von CO₂ und N₂O variierten stark zwischen verschiedenen Landnutzungstypen. Generell konnten für beide Gase auf Wiesen und landwirtschaftlich genutzten Böden höhere Emissionen als auf Waldböden gefunden werden. Auch innerhalb der Standorte war die zeitliche und räumliche Heterogenität hoch.

Diese Arbeit entwickelte ein nichtlineares Regressionsmodell auf der Basis der gemessenen Flussraten zur Berechnung von CO₂-Emissionen für verschiedene Landnutzungstypen, welches eine regionale Anwendung erlaubt. Neben Bodentemperatur und -wassergehalt als Parameter wurden der pH-Wert und die Wurzelmasse berücksichtigt. Als zusätzlicher und

unerwarteter Parameter wurde der zeitlicher Abstand zu einem Regenereignis als Steuergröße identifiziert.

Auch für N_2O wurde ein nichtlineares Regressionsmodell (DenNit) für regionale Anwendungen entwickelt, das eine Abschätzung der N_2O -Emissionen von Brachen, Wiesen und Wald mit lediglich 6 Faktoren (Bodentemperatur, Bodenwassergehalt, pH-Wert, Nitrat- und Ammonium-verfügbarkeit, zeitlicher Abstand zu einem Regenereignis) erlaubt.

Im Anschluss wurden die entwickelten Modelle für den Zeitraum dreier Intensivmesskampagnen für die verschiedenen Landnutzungstypen angewendet und zeigten gute Übereinstimmungen mit publizierten Emissionsdaten anderer Arbeiten. Die Vorhersagbarkeit von Bodenatmungsraten und Lachgasemissionen mit den entwickelten Modellen konnte deutlich gesteigert werden.

2.2 Verwertbarkeit des Ergebnisses

Methodisch-experimentelle Nutzungen

Die während des Projektes weiterentwickelten Methoden zur automatisierten Erfassung der CO_2 - und N_2O -Emission von Böden sind ausdehnbar auf weitere Treibhausgase wie z.B. Methan. Hervorgehoben werden sollte dabei jedoch die relativ hohe untere Nachweisgrenze. Um extrem niedrige N_2O -Flüsse wie z.B. von Nadelwaldböden nachzuweisen, sollte auf gaschromatographische Methoden ausgewichen werden.

Praktische Nutzung

Die Gesamtheit der Ergebnisse des Projektes führt zu unmittelbaren Nutzungsmöglichkeiten in regionalen Modellanwendungen, die allerdings die notwendigen Treiber (Bodentemperatur, Bodenfeuchte, Feinwurzelbiomasse, Regenereignisse, aber insbesondere auch Boden-pH, NO_3 , und NH_4) räumlich aufgelöst prognostizieren müssen. Auch als untere Randbedingung für atmosphärische Transportmodelle lassen sich die entwickelten Bodenemissionsmodule einsetzen.

Die Parameterisierung und konkrete Nutzung der Modelle in Gebieten oder Zeiträumen ausserhalb der untersuchten Vegetations- und Bodentypen muss standortbezogen erfolgen, wobei die in der Tab. 1 zusammengefassten Eigenschaften der Untersuchungsgebiete eine erste Orientierung bieten können.

Langfristig, und auch im Rahmen von Klimawandel-Untersuchungen, können die entwickelten Methoden und Modelle einer Komplettierung von Treibhausgasbilanzen dienen.

Tabelle 1. Beobachtete Werte der Parameter T_{soil} (Bodentemperatur), RSWC (relativer Bodenwassergehalt), pH, Nitrat- (NO₃) und Ammonium- (NH₄) Konzentration während der Feldkampagnen (MW = Melpitz Wiese, MA = Melpitz gepflügter Acker, LW = Lindenberg Wiese, LA = Lindenberg gepflügte Wiese, TW = Tharandt Wiese, TF = Tharandt Wald).

	T_{soil} min (°C)	T_{soil} max (°C)	RSWC min (%)	RSWC max (%)	pH min	pH max	NO₃ min (nmol g⁻¹dw)	NO₃ max (nmol g⁻¹dw)	NH₄ min (nmol g⁻¹dw)	NH₄ max (nmol g⁻¹dw)
MW	10.3	16.6	3	98	5.8	7.1	17	92	29	172
MA	10.7	21.5	39	99	6.9	7.4	18	96	31	184
LW	14.3	25.8	17	38	4.5	6.9	24	1862	45	4445
LA	14.5	18.9	16	17	5.0	5.9	244	522	50	181
TW	11.5	20.9	58	97	5.0	5.5	11	66	48	204
TF	9.0	18.6	56	81	3.3	3.8	0.1	8	153	651

2.3 Fortschritt auf dem Gebiet des Vorhabens bei anderen Stellen

Modelle zur Quantifizierung der CO₂-Emissionen in der Literatur

Mit verschiedenen Modellansätzen wurde bereits versucht, Wechselwirkungen zwischen Umweltfaktoren, bzw. meteorologischen Größen und CO₂-Emissionen zu beschreiben. Die am häufigsten beschriebene Abhängigkeit der Bodenatmung ist die zur Bodentemperatur. Witkamp (1966) beschreibt eine lineare Korrelation der Parameter. Andere Autoren verwenden Ansätze, bei denen die Bodenatmung auf Temperaturänderungen mit Q₁₀-Reaktion folgt (Kucera and Kirkham 1971; Maljanen et al. 2002; Reich and Schlesinger 1992). Wiederum andere Autoren beschreiben Zusammenhänge, die auf die Arrhenius Formel zurückgehen (Howard and Howard 1979). Ein Vergleich verschiedener Ansätze ist bei Lloyd und Taylor (1994) gelistet.

Eine Vielzahl von empirischen Modellen ist für Beschreibung von CO₂-Emissionen von unterschiedlichen Landnutzungstypen, wie z. B. landwirtschaftlich genutzten Feldern (Boegh et al. 1999), Wiesen (Bremer and Ham 2002; Gupta and Singh 1981) oder auch brachliegenden Flächen (Gupta et al. 1981) entwickelt worden. Diese Modelle sind für die Modellierung von CO₂-Emissionen in Waldökosystemen eher ungeeignet, da sie Bestandes-spezifische empirisch bestimmte Parameter enthalten. Analog sind viele Modelle zur

Beschreibung von CO₂-Emissionen in Wäldern (Baldocchi and Wilson 2001; Janssens et al. 2001; Jassal et al.; Nakano et al. 2004; Rasse et al. 2001) nur von geringen Nutzen, wenn sie zu Quantifizierung der Emissionen von Äckern und Wiesen eingesetzt werden.

Modelle zur Quantifizierung der N₂O-Emissionen in der Literatur

Verschiedene empirische Modelle sind zur Beschreibung der N₂O-Emissionen mit unterschiedlichen Parameterabhängigkeiten entwickelt worden. In Anlehnung an das „Hole-in-the-pipe model“ (Davidson and Verchot 2000), in dem die Löcher von den Faktoren Bodenfeuchte, pH, und der Konzentration von Kohlenstoff und Stickoxiden kontrolliert werden, berechnet das Nitrifikations-Teilmodell von „NLOSS“ (Riley and Matson 2000) die Rate von N₂O-Emissionen, sowie Ammonium- und Nitratkonzentrationen. Das entsprechende Denitrifikations-Teilmodell berechnet den Austausch von N₂O und N₂ in der Denitrifikation in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte, der Bodentemperatur und der Umsatzrate von Bodenstickstoff. Ein weiterer Eingabeparameter ist die mikrobielle Biomasse sowie deren Abbaurate im Boden. Auch im Expert-N Modell (Engel and Priesack 1993; Kaharabata et al. 2003) werden N₂O und NO mit empirischen Funktionen berechnet. In einem Teilmodell des DAYCENT-Modells (Del Grosso et al. 2002; Parton et al. 1998; Parton et al. 2001) werden N₂O, NO_x, und N₂, ähnlich dem NLOSS-Modell, in Denitrifikation und Nitrifikation getrennt berechnet. Dazu werden Informationen über das Wetter, die Landnutzung, und Informationen bezüglich des CO₂ und N₂O im Boden benötigt. Das DeNitrification-DeComposition (DNDC) Modell (Butterbach-Bahl et al. 2004; Cai et al. 2003; Li et al. 2000; Li et al. 1992a; b; Li et al. 2001; Li 2000) simuliert ebenfalls Denitrifikation und Nitrifikation getrennt. Einen ähnlichen Ansatz, aber mehr physikalisch gewichtet, benutzen die Modelle SOILN (Johnsson et al. 1987; Wu and McGechan 1999), CENTURY (Parton et al. 1987), ANIMO (Rijtema and Kroes 1991) und DAISY (Abrahamsen and Hansen 2000; Hansen et al. 1991).

Wie bei der Vielzahl der CO₂-Modelle wurden auch die N₂O-Modelle für verschiedene Landnutzungstypen entwickelt. Die Modelle SOILN, CENTURY, ANIMO, DAISY, DAYCENT, NLOSS, und Expert-N sind für die Berechnung von Wiesen- und Ackerböden geeignet. Zur Berechnung von N₂O-Emissionen in Wäldern ist lediglich das DNDC-Modell in der Lage.

2.4 Erfolgte oder geplante Veröffentlichungen des Ergebnisses

2.4.1 Erfolgte Veröffentlichungen

- Pumpanen, J.; Kolari, P.; Ilvesniemi, H.; Minkkinen, K.; Vesala, T.; Niinistö, S.; Lohila, A.; Larmola, T.; Morero, M.; Pihlatie, M.; Janssens, I. A.; Yuste, J. C.; Grünzweig, J. M.; Reth, S.; Subke, J.-A.; Savage, K.; Kutsch, W.; Østreg, G.; Ziegler, W.; Anthoni, P.; Lindroth, A. and Hari, P. 2004 Comparison of different chamber techniques for measuring soil CO₂ efflux . *Agricultural and Forest Meteorology* 123 (3-4), 159-176.
- Reth, S.; Göckede, M. and Falge, E. Temperature and soil water control on CO₂ efflux from agricultural soils – comparison of closed chamber system with eddy covariance measurements. *Theoretical and Applied Climatology*. 2004 (in press)
- Reth, S.; Reichstein, M and Falge, E. The effect of soil water content, soil temperature, soil pH-value and the root mass on soil CO₂ efflux - A modified model. *Plant and Soil*. 2004 (in press, manuscript number PLSO506R1)
- Reth S., Hentschel K., Drösler M. and Falge E. 2004 DenNit - Experimental analysis and modelling of soil N₂O efflux in response on changes of soil water content, soil temperature, soil pH, nutrient availability and the time after rain event. *Plant and Soil* (in review, manuscript number PLSO719)
- Falge, E., Reth, S., Brüggemann, N., Butterbach-Bahl, K., Goldberg, V., Oltchev, A., Schaaf, S., Spindler, G., Stiller, B., Queck, R., Köstner, B., Bernhofer, Ch., 2004. Comparison of surface energy exchange models in VERTIKO. Submitted to *Ecological Modelling*

Bis zur Realisierung der geplanten Veröffentlichungen muss der Bericht vertraulich behandelt werden.

2.4.2 Geplante Veröffentlichungen des Ergebnisses

Die zur Veröffentlichung in Fachzeitschriften geplanten Titel sind nachfolgend aufgelistet:

- Reth, S., Falge, E., Tenhunen, J.D., Heterogeneity in soil CO₂ and N₂O efflux from different land-use types (Buchkapitel)

- Falge, E., Reth, S., Brüggemann, N., Butterbach-Bahl, K., Goldberg, V., Oltchev, A., Schaaf, S., Köstner, B., Bernhofer, Ch., Potentials and limitations of SVAT models applied to different land-use types (Buchkapitel)

2.5 Literatur

- Abrahamsen P and Hansen S 2000 Daisy: an open soil-crop-atmosphere system model. *Environ. Modell. Softw.* 15, 313-330.
- Akiyama H, Tsuruta H and Watanabe T 2000 N₂O and NO emissions from soils after the application of different chemical fertilizers. *Chemosphere - Global Change Sci.* 2, 313-320.
- Ambus P 1998 Nitrous oxide production by denitrification and nitrification in temperate forest, grassland and agricultural soils. *Eur. J. Soil Sci.* 49, 495-502.
- Ambus P and Robertson G P 1998 Automated near-continuous measurement of carbon dioxide and nitrous oxide fluxes from soil. *Soil Sci. Soc. Am. Pro.* 62, 394-400.
- Arrhenius S 1896 On the influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground. *Philosophical Magazine* 41, 237.
- Aubinet M, Grelle A, Ibrom A, Rannik Ü, Moncrieff J, Foken T, Kowalski A S, Martin P H, Berbigier P, Bernhofer C, Clement R, Elbers J A, Granier A, Grünwald T, Morgenstern K, Pilegaard K, Rebmann C, Snijders W, Valentini R and Vesala T 2000 Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology. *Adv. Ecol. Res.* 30, 113-175.
- Aulakh M S, Rennie D A and Paul E A 1984 Acetylene and N-serve effects upon N₂O emissions from NH₄⁺ and NO₃⁻ treated soils under aerobic and anaerobic conditions. *Soil Biol. Biochem.* 16, 351-356.
- Baldocchi D D 1997 Measuring and Modeling Carbon Dioxide and Water Vapor Exchange over a Temperate Broad-Leaved Forest during the 1995 Summer Drought. *Plant Cell Environ.* 20, 1108-1122.
- Baldocchi D D and Wilson K B 2001 Modeling CO₂ and water vapor exchange of a temperate broadleaved forest across hourly to decadal time scales. *Ecol. Model.* 142, 155-184.
- Ball B C, Scott A and Parker J P 1999 Field N₂O, CO₂ and CH₄ fluxes in relation to tillage, compaction and soil quality in Scotland. *Soil Till. Res.* 53, 29-39.
- Ball JT, Woodrow IE, Berry JA 1987 A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions. In: I. Biggins (Ed.), *Progress in Photosynthesis Research*, Vol. IV. Martinus Nijhoff, Dordrecht, pp. 221-224
- Berbigier P, Bernhofer C, Clement R, Elbers J A, Granier A, Grünwald T, Morgenstern K, Pilegaard K, Rebmann C, Snijders W, Valentini R and Vesala T 2000 Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology. *Adv. Ecol. Res.* 30, 113-175.
- Berg B and Matzner E 1997 Effect of N deposition on decomposition of plant litter and soil organic matter in forest ecosystems. *Environ Rev* 5: 1-25.
- Berg B 2000 Litter decomposition and organic matter turnover in northern forest soils. *For. Ecol. Manag.* 133: 13-22.
- Bernhofer Ch, V Goldberg, JD Tenhunen, and E Falge 1997 Modellierung der atmosphärischen Rückkoppelung von Vegetation als Beitrag zur Wasserhaushaltsmodellierung auf Bestandesebene. In: G.H. Schmitz (Hrsg.): *Modellierung in der Hydrologie. Symposium aus Anlaß des 30-jährigen Bestehens der Dresdner Schule der Hydrologie* 22.-24.9.97. Tagungsband, 119-130.
- Boegh E, Soegaard H, Friberg T and Levy P E 1999 Models of CO₂ and water vapour fluxes from a sparse millet crop in the Sahel. *Agr. Forest. Meteorol.* 93, 7-26.
- Bonan G 2002 *Ecological Climatology - Concepts and Applications*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Bremer D J and Ham J M 2002 Measurement and modeling of soil CO₂ flux in a temperate grassland under mowed and burned regimes. *Ecol. Appl.* 12, 1318-1328.
- Brumme R, Borken W and Finke S 1999 Hierarchical control on nitrous oxide emission in forest ecosystems. *Global Biogeochem. Cy.* 13, 1137-1148.
- Brumme R and Beese F 1992 Effects of liming and nitrogen fertilization on emissions of CO₂ and N₂O from a temperate forest. *J. Geophys. Res.* 97: 12.851-12.858.

- Bundesministerium für Bildung und Forschung 2003 Herausforderung Klimawandel - Bestandsaufnahme und Perspektiven der Klimaforschung. pp 1-56. BMBF, Berlin.
- Bunnell F L, Tait D E N and Flanagan P W 1977 Microbial respiration and substrate weight loss - II. A model of the influences of chemical composition. *Soil Biol. Biochem.* 9, 41-47.
- Butterbach-Bahl K, Breuer L, Gasche R, Willibald G and Papen H 2002 Exchange of trace gases between soils and the atmosphere in Scots pine forest ecosystems of the northeastern German lowlands; 1. Fluxes of N₂O, NO/NO₂ and CH₄ at forest sites with different N-deposition. *Forest Ecol. Manage.* 167, 123-134.
- Butterbach-Bahl K, Kesik M, Miehle P, Papen H and Li C 2004 Quantifying the regional source strength of N-trace gases across agricultural and forest ecosystems with process based models. *Plant Soil* in press.
- Cai Z, Sawamoto T, Li C, Kang G, Boonjawat J, Mosier A, Wassmann R and Tsuruta H 2003 Field validation of the DNDC model for greenhouse gas emissions in East Asian cropping systems. *Global Biogeochem. Cy.* 17, 1107.
- Chan K Y and Heenan D P 1996 The influence of crop rotation on soil structure and soil physical properties under conventional tillage. *Soil Till. Res.* 37, 113-125.
- Chan K Y, Heenan D P and Oates A 2002 Soil carbon fractions and relationship to soil quality under different tillage and stubble management. *Soil Till. Res.* 63, 133-139.
- Chen D-X, Coughenour MB, Knapp AK, Owensby CE 1994 Mathematical simulation of C₄ grass photosynthesis in ambient and elevated CO₂. *Ecological Modelling* 73, 63-80.
- Christensen S 1983 Nitrous oxide emission from the soil surface: Continuous measurement by gas chromatography. *Soil Biol. Biochem.* 15, 481-483.
- Davidson E A 1991 Fluxes of nitrogen and nitrous oxide from terrestrial ecosystems. In *Microbial production and consumption of greenhouse gases: methane, nitrogen oxides and halomethanes*, Eds J E Rogers and W B Whitman. pp 219-235. American Society for Microbiology, Washington D.C. USA.
- Davidson E A and Verchot L V 2000 Testing the hole-in-the-pipe model of nitric and nitrous oxide emissions from soils using the TRAGNET database. *Global Biogeochem. Cy.* 14, 1035-1043.
- Davidson E A, Savage K, Verchot L V and Navarro R 2002 Minimizing artifacts and biases in chamber-based measurements of soil respiration. *Agr. Forest. Meteorol.* 113, 21-37.
- De Jong E, Redmann R E and Ripley E A 1979 A comparison of methods to measure soil respiration. *Soil Sci.* 127, 300-306.
- Del Grosso S, Ojima D, Parton W, Mosier A, Peterson G and Schimel D 2002 Simulated effects of dryland cropping intensification on soil organic matter and greenhouse gas exchanges using the DAYCENT ecosystem model. *Environ. Pollut.* 116, S75-S83.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy, & M. F. Wilson, 1986: Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model, Technical Note TN 275 TSTR, NCAR, Boulder, CO..
- Edwards G C, Thurtell G W, Kidd G E, Dias G M and Wagner-Riddle C 2003 A diode laser based gas monitor suitable for measurement of trace gas exchange using micrometeorological techniques. *Agric. For. Meteorol.* 115, 71-89.
- Engel T and Priesack E 1993 Expert-N, a building block system of nitrogen models as a resource for advice, research, water management and policy. In *Integrated Soil and Sediment Research: A Basis for Proper Protection*, Eds H J P Eijsackers and T Hamers. pp 503-507. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
- Falge E, Reth S, Brüggemann N, Goldberg V, Oltchev A, Schaaf S, Spindler G, Stiller B, Köstner B and Tenhunen J 2004 Comparison of surface energy exchange models in VERTIKO. *Ecol. Model.* submitted.
- Falge E, J Tenhunen, M Aubinet, C Bernhofer, R Clement, A Granier, A Kowalski, E Moors, K Pilegaard, Ü Rannik, C Rebmann 2003 A Model-Based Study of Carbon Fluxes at Ten European Forest Sites. In R. Valentini, ed., *Fluxes of Carbon, Water and Energy of European Forests*, Ecological Studies Series, Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 163: 151-177.
- Fang C and Moncrieff J B 1996 An improved dynamic chamber technique for measuring CO₂ efflux from the surface of soil. *Funct. Ecol.* 10, 297-305.
- Firestone M K 1982 Biological Denitrification. In *Nitrogen in agricultural soils*, Ed F J Stevenson. pp 289-326. American Soc. of Agronomy u.a., Madison, Wis.
- Flessa H, Potthoff M and Loftfield N 2002 Greenhouse estimates of CO₂ and N₂O emissions following surface application of grass mulch: importance of indigenous microflora of mulch. *Soil Biol. Biochem.* 34, 875-879.
- Foken T 2003 *Angewandte Meteorologie*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

- Follett R F and Hatfield J L 2001 Nitrogen in the environment - sources, problems, and management. Elsevier, Amsterdam.
- Frey W and Lösch R 1998 Lehrbuch der Geobotanik - Pflanze in Vegetation in Raum und Zeit. Gustav Fischer Verl., Stuttgart.
- Fritsche W 2002 Mikrobiologie. Spektrum, Akad. Verl., Heidelberg.
- Gebauer G, Hahn G, Rodenkirchen H and Zuleger M 1998 Effects of acid irrigation and liming on nitrate reduction and nitrate content of *Picea abies* (L.) Karst. and *Oxalis acetosella* L. *Plant Soil* 199, 59-70.
- Goldberg V 1998 Abschätzung der Bedeutung von Koppelungsprozessen zwischen Vegetation und Atmosphäre für die Verdunstung - Ergebnisse des Modells HIRVAC. *Annalen der Meteorologie* 37: 247-248
- Goudie A and Cuff D J 2002 Encyclopedia of global change - environmental change and human society. Oxford Univ. Press, Oxford.
- Granli T and O C Bockman 1994. Nitrous oxide from agriculture. *Norw. J. Agric. Sci. Suppl.* 12: 1-128.
- Groffman P M and Tiedje J M 1991 Relationships between Denitrification, CO₂ Production and Air-Filled Porosity in Soils of Different Texture and Drainage. *Soil Biol. Biochem.* 23, 299-302.
- Gupta S C, Radke J K and Larson W E 1981 Predicting Temperatures Of Bare And Residue Covered Soils With And Without A Corn Crop. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45, 405-412.
- Gupta S R and Singh J S 1981 Soil respiration in a tropical grassland. *Soil Biol. Biochem.* 13, 261-268.
- Hall J M, Paterson E and Killham K 1997 The effect of elevated CO₂ concentration and soil pH on the relationship between plant growth and rhizosphere denitrification potential. *Global Change Biol.* 4, 209.
- Hansen S, Jensen H E, Nielsen N E and Svendsen H 1991 Simulation of nitrogen dynamics and biomass production in winter wheat using the Danish simulation model DAISY. *Fert. Res.* 27, 245-259.
- Hargreaves K J, Wienhold F G, Klemedtsson L, Arah J R M, Beverland I J, Fowler D, Galle B, Griffith D W T, Skiba U and Smith K A 1996 Measurement of nitrous oxide emission from agricultural land using micrometeorological methods. *Atmos. Environ.* 30, 1563-1571.
- Harley PC and Tenhunen JD 1991 Modelling Crop Photosynthesis - from biochemistry to canopy (CSSA Special Publication no. 19) (Boote K.J., Loomis R.S. Eds.) Madison, American Society of Agronomy and Crop Science Society of America. 17 - 39.
- Horn R, Domzal H, Slowinska-Jurkiewicz A and van Ouwerkerk C 1995 Soil compaction processes and their effects on the structure of arable soils and the environment. *Soil Till. Res.* 35, 23-36.
- Houghton J 2001 The science of global warming. *Interdiscipl. Sci. Rev.* 26, 247-257.
- Howard J A and Howard D M 1979 Respiration of decomposition litter in relation to temperature and moisture. *Oikos* 33, 457-465.
- Huetsch B W, Wang X, Feng K, Yan F and Schubert S 1999 Nitrous oxide emission as affected by changes in soil water content and nitrogen fertilization. *J. Plant Nutr. Soil Sc.* 162, 607-613.
- Inclan, M.G., R.B. Stull, R. Forkel, & R. Dlugi, 1996: Application of the transient turbulence theory to study interaction between the atmospheric boundary layer and forest canopies. *Boundary Layer Met.* 79: 315-344.
- Ineson P, Coward P A and Hartwig U A 1998 Soil gas fluxes of N₂O, CH₄ and CO₂ beneath *Lolium perenne* under elevated CO₂: The Swiss free air carbon dioxide enrichment experiment. *Plant Soil* 198, 89-95.
- IPCC 1991 Climate Change: The IPCC Response Strategies, Washington DC, 1991.
- IPCC 1992 Climate Change (1992) The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment. Published for the IPCC, 1992. Eds J T Houghton and et al.
- IPCC 1995 Climate Change (1994) Radiative Forcing of Climate Change and An Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios. Published for the IPCC, 1995. Eds J T Houghton and et al.
- IPCC 1996 Climate Change (1995) The Science of Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Jackson R B, Sala O E, Paruelo J M and Mooney H A 1998 Ecosystem water fluxes for two grasslands in elevated CO₂: A modeling analysis. *Oecologia* 113, 537-546.
- Janssens I A, Kowalski A S and Ceulemans R 2001 Forest floor CO₂ fluxes estimated by eddy covariance and chamber-based model. *Agr. Forest. Meteorol.* 106, 61-69.
- Jassal R S, Black T A, Drewitt G B, Novak M D, Gaumont-Guay D and Nescic Z A model of the production and transport of CO₂ in soil: predicting soil CO₂ concentrations and CO₂ efflux from a forest floor. *Agr. Forest. Meteorol.* In Press, Corrected Proof.

- Jensen L S, Mueller T, Tate K R, Ross D J, Magid J and Nielsen N E 1996 Soil surface CO₂ flux as an index of soil respiration in situ: a comparison of two chamber methods. *Soil Biol. Biochem.* 28, 1297-1306.
- Johnsson H, Bergstrom L, Jansson P E and Paustian K 1987 Simulated Nitrogen Dynamics and Losses in a Layered Agricultural Soil. *Agr. Ecosys. Environ.* 18, 333-356.
- Kaharabata S K, Drury C F, Priesack E, Desjardins R L, McKenney D J, Tan C S and Reynolds D 2003 Comparing measured and Expert-N predicted N₂O emissions from conventional till and no till corn treatments. *Nutr. Cycl. Agroecosys.* 66, 107-118.
- Kamp T, Steindl H, Hantschel R E, Beese F and Munch J C 1998 Nitrous oxide emissions from a fallow and wheat field as affected by increased soil temperatures. *Biol. Fert. Soils* 27, 307-314.
- Kanemasu E T, Powers W L and Sij J W 1974 Field Chamber Measurements of CO₂ Flux from Soil Surface. *Soil Sci.* 118, 233-237.
- Kätterer T, Reichstein M, Andren O and Lomander A 1998 Temperature dependence of organic matter decomposition: a critical review using literature data analyzed with different models. *Biol. Fert. Soils* 27, 258-262.
- Kelliher F M, Lloyd J, Arneth A, Luhker B, Byers J N, McSeveny T M, Milukova I, Grigoriev S, Panfyorov M and Sogatchev A 1999 Carbon dioxide efflux density from the floor of a central Siberian pine forest. *Agr. Forest. Meteorol.* 94, 217-232.
- Koch J, Dayan U and Mey-Marom A 2000 Inventory of emissions of greenhouse gases in Israel. *Water Air Soil Poll.* 123, 259-271.
- Kucera C and Kirkham D 1971 Soil respiration studies in tallgrass prairie in Missouri. *Ecology* 52, 912-915.
- Kutsch W L 1996 Untersuchung zur Bodenatmung zweier Ackerstandorte im Bereich der Bornhöveder Seenkette. In *EcoSys. Beiträge zur Ökosystemforschung.* pp 125 pp. Ökologie-Zentrum der Christian-Albrechts-Universität, Kiel, Germany.
- Lankreijer H, Janssens I A, Buchmann N, Longdoz B, Epron D and Dore S 2003 Measurement of Soil Respiration. In *Fluxes of Carbon, Water and Energy of European Forests*, Ed R Valentini. pp 37-54. Ecological Studies Series, Springer, Berlin Heidelberg New York.
- Laville P, Jambert C, Cellier P and Delmas R 1999 Nitrous oxide fluxes from a fertilised maize crop using micrometeorological and chamber methods. *Agric. For. Meteorol.* 96, 19-38.
- Law B E, Ryan M G and Anthoni P M 1999 Seasonal and annual respiration of a ponderosa pine ecosystem. *Glob. Change Biol.* 5, 169-182.
- Lee M-S, Nakane K, Nakatsubo T, Mo W-H and Koizumi H 2002 Effects of rainfall events on soil CO₂ flux in a cool temperate deciduous broad-leaved forest. *Ecol Res* 17, 401-409.
- Li C S 2000 Modeling trace gas emissions from agricultural ecosystems. *Nutr. Cyc. Agroecosys.* 58, 259-276.
- Li C, Aber J, Stange F, Butterbach-Bahl K and Papen H 2000 A process-oriented model of N₂O and NO emissions from forest soils: 1. Model development. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 105, 4369-4384.
- Li C, Frolking S and Frolking T A 1992a A model of nitrous oxide evolution from soil driven by rainfall events: 2. Model applications. *J. Geophys. Res.* 97, 9777-9783.
- Li C, Frolking S and Frolking T A 1992b A model of nitrous oxide evolution from soil driven by rainfall events: 1. Model structure and sensitivity. *J. Geophys. Res.* 97, 9759-9776.
- Li C, Zhuang Y, Cao M, Crill P, Dai Z, Frolking S, Moore III B, Salas W, Song W and Wang X 2001 Comparing a process-based agro-ecosystem model to the IPCC methodology for developing a national inventory of N₂O emissions from arable lands in China. *Nutr. Cyc. Agroecosys.* 60, 159-175.
- Linn D M and Doran J W 1984 Effect of water-filled pore space on carbon dioxide and nitrous oxide production in tilled and nontilled soils. *Soil Sci. Am. J.* 48, 1267-1272.
- Livingston G P and Hutchinson G L 1995 Enclosure-based measurement of trace gas exchange: applications and sources of error. In *Biogenic Trace Gases: Measuring Emissions from Soil and Water*, Eds P A Matson and R C Harriss. pp 14-50. Blackwell Science, Cambridge.
- Lloyd J and Taylor J A 1994 On the temperature dependence of soil respiration. *Funct. Ecol.* 8, 315-323.
- Lund C P, Riley W J, Pierce L L and Field C B 1999 The effects of chamber pressurization on soil-surface CO₂ flux and the implications for NEE measurements under elevated CO₂. *Global Change Biol.* 5, 269-281.
- Luo J, White R E, Ball P R and Tillman R W 1996 Measuring denitrification activity in soils under pasture: optimizing conditions for the short-term denitrification enzyme assay and effects of soil storage on denitrification activity. *Soil Biol. Biochem.* 28, 409-417.

- Maljanen M, Martikainen P J, Aaltonen H and Silvola J 2002 Short-term variation in fluxes of carbon dioxide, nitrous oxide and methane in cultivated and forested organic boreal soils. *Soil Biol. Biochem.* 34, 577-584.
- Matthews H D, Weaver A J, Meissner K J, Gillett N P and Eby M 2004 Natural and anthropogenic climate change: incorporating historical land cover change, vegetation dynamics and the global carbon cycle. *Clim. Dynam.* 22, 461 - 479.
- Matzner E, and C Grosholz 1997 Beziehungen zwischen NO_3 -Austrägen, C/N-Verhältnissen der Auflage und N-Einträgen in Fichtenwald (*Picea abies* Karst.)-Ökosystemen Mitteleuropas. *Forstw Cbl* 116: 39-44.
- Moldrup P, Rolston DE, Hansen AA 1989 Rapid and numerically stable simulation of one dimensional, transient water flow in unsaturated, layered soils. *Soil Science* 148, 219 - 226.
- Moldrup P, Rolston DE, Hansen AA, Yamaguchi T 1991 A simple, mechanistic model for soil resistance to plant water uptake. *Soil Science* 151, 87 - 93.
- Nadelhoffer KJ, BA Emmett, P Gundersen, OJ Kjonaas, CJ Koopmans, P Schleppei, A Tietema, and RF Wright 1999. Nitrogen deposition makes a minor contribution to carbon sequestration in temperate forests. *Nature* 398: 914-916.
- Nakadai T, Yokozawa M, Ikeda H and Koizumi H 2002 Diurnal changes of carbon dioxide flux from bare soil in agricultural field in Japan. *Appl. Soil Ecol.* 19, 161-171.
- Nakano T, Sawamoto T, Morishita T, Inoue G and Hatano R 2004 A comparison of regression methods for estimating soil-atmosphere diffusion gas fluxes by a closed-chamber technique. *Soil Biol. Biochem.* 36, 107-113.
- Nay M S, Mattson K G and Bormann B T 1994 Biases of chamber methods for measuring soil CO_2 efflux demonstrated with a laboratory apparatus. *Ecology* 75, 2460-2463.
- Niinemets Ü, and JD Tenhunen 1997 A model separating leaf structural and physiological effects on carbon gain along light gradients for the shade-tolerant species *Acer saccharum*. *Plant Cell and Environment*, 20: 845-866.
- Norman J M, Kucharik C J, Gower S T, Baldocchi D D, Crill P M, Rayment M, Savage K and Striegl R G 1997 A comparison of six methods for measuring soil-surface carbon dioxide fluxes. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 102, 28771-28777.
- Nsabimana D, Haynes R J and Wallis F M 2004 Size, activity and catabolic diversity of the soil microbial biomass as affected by land use. *Appl. Soil Ecol.* 26, 81-92.
- Oenema O, Velthof G and Kuikman P 2001 Technical and policy aspects of strategies to decrease greenhouse gas emissions from agriculture. *Nutr. Cyc. Agroecosys.* 60, 301-315.
- Olioso, A., H. Chauki, D. Courault & J.-P. Wigneron, 1999: Estimation of Evapotranspiration and Photosynthesis by Assimilation of Remote Sensing Data into SVAT Models. *Remote Sensing of Environment* 68: 341-356.
- Orchard V A and Cook F J 1983 Relationship between soil respiration and soil moisture. *Soil Biol. Biochem.* 15, 447-454.
- Papen H and K Butterbach-Bahl 1999 A three year continuous record of nitrogen trace gas fluxes from untreated and limed soil of a N-saturated spruce and beech forest ecosystem in Germany, I. N_2O emissions. *J. Geophys. Res* 104: 18487-18503.
- Parton D W, Schimel D S, Cole C V and Ojima D S 1987 Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51, 1173-1179.
- Parton W J, Hartman M, Ojima D and Schimel D 1998 DAYCENT and its land surface submodel: description and testing. *Global Planet. Change* 19, 35-48.
- Parton W J, Holland E A, Del Grosso S J, Hartman M D, Martin R E, Mosier A R, Ojima D S and Schimel D S 2001 Generalized model for NO_x and N_2O emissions from soils. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 106, 17403-17419.
- Potter C S and Klooster S A 1998 Interannual variability in soil trace gas (CO_2 , N_2O , NO) fluxes and analysis of controllers on regional to global scales. *Global Biogeochem. Cy.* 12, 621-635.
- Pumpanen J, Kolari P, Ilvesniemi H, Minkinen K, Vesala T, Niinistö S, Lohila A, Larmola T, Morero M, Pihlatie M, Janssens I, Yuste J C, Grünzweig J M, Reth S, Subke J-A, Savage K, Kutsch W, Østreg G, Ziegler W, Anthoni P, Lindroth A and Hari P 2004 Comparison of different chamber techniques for measuring soil CO_2 efflux. *Agr. Forest. Meteorol.* 123, 159-176.
- Rasse D P, Francois L, Aubinet M, Kowalski A S, Vande Walle I, Laitat E and Gerard J-C 2001 Modelling short-term CO_2 fluxes and long-term tree growth in temperate forests with ASPECTS. *Ecol. Model.* 141, 35-52.
- Raupach MR and JJ Finnigan 1988 "Single-layer models of evaporation from plant canopies are incorrect but useful, whereas multilayer models are correct but useless": discuss. *Austr. J. Plant Physiol.* 15, pp. 705-716.

- Rayment M B and Jarvis P G 2000 Temporal and spatial variation of soil CO₂ efflux in a Canadian boreal forest. *Soil Biol. Biochem.* 32, 35-45.
- Reich J W and Schlesinger W H 1992 The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to climate. *Tellus* 44 B, 81-99.
- Reichstein M, Rey A, Freibauer A, Tenhunen J, Valentini R, Banza J, Casals P, Cheng Y, Grünzweig J M, Irvine J, Joffre R, Law B E, Loustau D, Miglietta F, Oechel W, Ourcival J-M, Pereira J S, Peressotti A, Ponti F, Qi Y, Rambal S, Rayment M, Romanya J, Rossi F, Tedeschi V, Tirone G, Xu M and Yakir D 2003 Modeling temporal and large-scale spatial variability of soil respiration from soil water availability, temperature and vegetation productivity indices. *Global Biogeochem. Cy.* 17, 1104.
- Reichstein M, Tenhunen J D, Rouspard O, Ourcival J-M, Rambal S, Miglietta F, Peressotti A, Pecchiari M, Tirone G and Valentini R 2002 Severe drought effects on ecosystem CO₂ and H₂O fluxes at three Mediterranean evergreen sites: revision of current hypotheses? *Global Change Biol.* 8, 999-1017.
- Reth S, Göckede M and Falge E 2004a CO₂ efflux from agricultural soils in eastern Germany - comparison of a closed chamber system with eddy covariance measurements. *Theor. Appl. Climatol.* in press.
- Reth S, Hentschel K, Drössler M and Falge E 2004b DenNit - Experimental analysis and modelling of soil N₂O efflux in response on changes of soil water content, soil temperature, soil pH, nutrient availability and the time after rain event. *Plant Soil* submitted.
- Reth S, Reichstein M and Falge E 2004c The effect of soil water content, soil temperature, soil pH-value and the root mass on soil CO₂ efflux - A modified model. *Plant Soil* accepted PLSO506R1.
- Rijtema P E and Kroes J G 1991 Some Results of Nitrogen Simulations with the Model Animo. *Fert. Res.* 27, 189-198.
- Riley W J and Matson P A 2000 NLOSS: A mechanistic model of denitrified N₂O and N₂ evolution from soil. *Soil Sci.* 165, 237-249.
- Rochette P, Gregorich E G and Desjardins R L 1992 Comparison of static and dynamic closed chambers for measurement of soil respiration under field conditions. *Can. J. Soil Sci.* 72, 605-609.
- Rudaz A O, Walti E, Kyburz G, Lehmann P and Fuhrer J 1999 Temporal variation in N₂O and N₂ fluxes from a permanent pasture in Switzerland in relation to management, soil water content and soil temperature. *Agr. Ecosyst. Environ.* 73, 83-91.
- Sala A and JD Tenhunen 1996. Simulations of canopy net photosynthesis and transpiration in *Quercus ilex* L. under the influence of seasonal drought. *Agric For Meteorol* 78: 203-222.
- Sanchez L, Diez J A, Vallejo A and Cartagena M C 2001 Denitrification losses from irrigated crops in central Spain. *Soil Biol. Biochem.* 33, 1201-1209.
- Scheffer F and Schachtschabel P 2002 *Lehrbuch der Bodenkunde*. Spektrum, Akad. Verl., Heidelberg.
- Schmidt E L 1982 Nitrification in Soil. In *Nitrogen in agricultural soils*, Ed F J Stevenson. pp 253-288. American Soc. of Agronomy u.a., Madison, Wis.
- Schulze E-D, Beck E and Müller-Hohenstein K 2002 *Pflanzenökologie*. Spektrum, Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin.
- Schwartz D M and Bazzaz F A 1973 In situ measurements of carbon dioxide gradients in a soil-plant-atmosphere system. *Oecologia* 12, 161-167.
- Sellers PJ, Randall DR, Collatz GJ et al. 1996. A revised land-surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part 1: Model formulation. *J. Clim.* 9: 676-705.
- Shuttleworth WJ and JS Wallace 1985 Evaporation from sparse crops - an energy combination theory. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 111, pp. 839-855.
- Silgram M, Waring R, Anthony S and Webb J 2001 Intercomparison of national & IPCC methods for estimating N loss from agricultural land. *Nutr. Cyc. Agroecosys.* 60, 189-195.
- Simek M, Elhottova D, Klimes F and Hopkins D W 2004 Emissions of N₂O and CO₂, denitrification measurements and soil properties in red clover and ryegrass stands. *Soil Biol. Biochem.* 36, 9-21.
- Singh J S and Gupta S R 1977 Plant decomposition and soil respiration in terrestrial ecosystems. *Bot. Rev.* 43, 449-528.
- Sitte P, Ziegler H, Ehrendorfer F, Strasburger E, Noll F and Schenck H 2002 *Strasburger - Lehrbuch der Botanik*. Spektrum Akad. Vlg., Heidelberg.
- Skiba U, Harris G W, Wienhold F G, Klemmedtsson L and Galle B 1994 Micrometeorological and Chamber Methods for Measurement of Nitrous-Oxide Fluxes between Soils and the Atmosphere - Overview and Conclusions. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 99, 16541-16548.
- Skopp J, Jawson M D and Doran J W 1990 Steady-State Aerobic Microbial Activity as a Function of Soil-Water Content. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54, 1619-1625.
- Smith K A, Clayton H, Arah J R M, Christensen S, Ambus P, Fowler D, Hargreaves K J,

- Soegaard H 1999 Fluxes of carbon dioxide, water vapour and sensible heat in a boreal agricultural area of Sweden - scaled from canopy to landscape level. *Agr. Forest. Meteorol.* 98-9, 463-478.
- Soegaard H, Jensen N O, Boegh E, Hasager C B, Schelde K and Thomsen A 2003 Carbon dioxide exchange over agricultural landscape using eddy correlation and footprint modelling. *Agr. Forest. Meteorol.* 114, 153-173.
- Stevens R J, Laughlin R J and Malone J P 1998 Soil pH affects the processes reducing nitrate to nitrous oxide and di-nitrogen. *Soil Biol. Biochem.* 30, 1119-1126.
- Stevenson F J 1982 Nitrogen in agricultural soils. American Soc. of Agronomy u.a., Madison, Wis.
- Subke J-A 2002 Forest floor CO₂ fluxes in temperate forest ecosystems- An investigation of spatial and temporal patterns and abiotic controls- PhD Thesis. University of Bayreuth, Bayreuth.
- Subke J-A, Hahn V, Battipaglia G, Linder S, Buchmann N and Cotrufo M F 2004 Feedback interactions between needle litter decomposition and rhizosphere activity. *Oecologia* 139, 551-559.
- Subke J-A, Reichstein M and Tenhunen J D 2003 Explaining temporal variation in soil CO₂ efflux in a mature spruce forest in Southern Germany. *Soil Biol. Biochem.* 35, 1467-1483.
- Teepe R, Brumme R and Beese F 2000 Nitrous oxide emissions from frozen soils under agricultural, fallow and forest land. *Soil Biol. Biochem.* 32, 1807-1810.
- Tenhunen J D 1999 Model hierarchies for relating vegetation structure, ecosystem physiology, and plant community distribution to landscape water use. In: A. Cernusca, U. Tappeiner, & N. Bayfield (eds.), *Land-Use Changes in European Mountain Ecosystems, ECOMONT: Concepts and Results*. Blackwell, Berlin, pp 199-204.
- Tilsner J, Wrage N, Lauf J and Gebauer G 2003 Emission of gaseous nitrogen oxides from an extensively managed grassland in NE Bavaria, Germany. I. Annual budgets of N₂O and NO_x emissions. *Biogeochemistry* 63, 229-247.
- UNFCCC 1992 Kyoto Protocol To The United Nations Framework Convention On Climate Change. UNFCCC Sekretariat, Bonn.
- Van Cleemput O, Patrick J, W. H. and McIlhenny R C 1975 Formation of chemical and biological denitrification products in flooded soil at controlled pH and redox potential. *Soil Biol. Biochem.* 7, 329-332.

**Abschlussbericht
zum Forschungsprojekt**

**Struktur des turbulenten Transports über inhomogener Unterlage
(STINHO)**

**Teilbeitrag Simulation der Grenzschichtturbulenz
(VERTIKO-UH)**

FK 07 ATF37-UH

**Berichtersteller:
Michael Schröter**

**Universität Hannover
Institut für Meteorologie und Klimatologie
Herrenhäuserstr. 2
30419 Hannover
im Dezember 2004**

Forschungsvorhaben: SStruktur des turbulenten Transports über INHOMogener Unterlage (STINHO) - Teilbeitrag Simulation der Grenzschichtturbulenz

Förderung durch: Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms 2000

Förderkennzeichen: Förderkennzeichen 07 ATF37-UH

Projektleiter: Dr. Siegfried Raasch, Universität Hannover, Institut für Meteorologie und Klimatologie

Projektmitarbeiter: Michael Schröter, Marcus Oliver Letzel, Marcus Herold, Universität Hannover, Institut für Meteorologie und Klimatologie

Inhaltsverzeichnis

1	Inhaltsverzeichnis.....	1
2	Einleitung / Ziele des Vorhabens	2
3	Methoden.....	3
4	Kooperationen	3
5	Arbeits- und Erfolgsbericht.....	4
6	Ergebnisse	5
6.1	Studien zum Einfluss von Oberflächeninhomogenitäten auf die Entwicklung der konvektiven Grenzschicht.....	5
6.2	Untersuchungen zur Repräsentativität von Punktmessungen	9
6.3	Untersuchungen zum Einfluss von Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse auf den lokalen Energiehaushalt	11
6.3.1	Einleitende Bemerkungen	11
6.3.2	Divergenzen der Wärmeflüsse und Energiehaushaltsgleichung.....	12
6.3.3	Beschreibung der numerischen Experimente	14
6.3.4	Ergebnisse	15
6.4	Hochauflösende Large-Eddy Simulation zum STINHO2-Experiment.....	25
6.4.1	Die STINHO2-Messkampagne	27
6.4.2	Anpassung von PALM an die Bedingungen der STINHO2-Messkampagne	28
6.4.3	Ergebnisse	30
6.4.4	Schlussfolgerung	34
6.5	Literatur.....	35
7	Zusammenfassung und weitere Verwertbarkeit der Ergebnisse	36

1 Einleitung / Ziele des Vorhabens

Der Einfluss von Oberflächeninhomogenitäten auf die Entwicklung der Grenzschicht wird zurzeit noch intensiv diskutiert. Innerhalb der letzten 20 Jahre wurden dazu sowohl experimentelle als auch numerische Untersuchungen durchgeführt. Heterogene Oberflächen können unter anderem durch die Variabilität der Bodeneigenschaften, der Bodenfeuchte, der Vegetation oder der Topographie bedingt sein. Unterschiede im thermischen Antrieb haben in der Regel einen wesentlich größeren Einfluss auf die Grenzschichtstruktur als beispielsweise Variationen der Oberflächenrauigkeit, weshalb sich die meisten numerischen Studien auf die Untersuchung gerade dieser Effekte beschränken. Wärmestrominhomogenitäten sind in der Lage, mesoskalige Zirkulationen auszulösen, die einen beträchtlichen Einfluss auf die vertikalen fühlbaren und latenten Wärmeflüsse in der Atmosphäre haben.

Aktuelle Turbulenzparametrisierungen in größerskaligen Atmosphärenmodellen berücksichtigen diese Effekte zurzeit noch nicht und sind verbesserungswürdig. Parametrisierungen turbulenter Flüsse über heterogenen Oberflächen sind zwar in der Vergangenheit schon mehrfach vorgeschlagen worden, doch mangelt es bisher an der Validierung dieser Methoden durch turbulenzauflösende Modelldaten und entsprechend hochaufgelöste Beobachtungsdaten.

Die physikalische Beschreibung der Energiebilanz unter turbulenten Strömungsbedingungen über einer homogenen Unterlage ist durch eindimensionale vertikale Modelle und Messverfahren möglich. Diese bestimmen die Energieaustauschprozesse nur unter Berücksichtigung des vertikalen Abstands von dieser Unterlage. Gegenwärtig wird davon ausgegangen, dass diese Methoden auch dann noch angewendet werden können, wenn die Unterlage der Atmosphäre einen gewissen Grad an Heterogenität aufweist. Obwohl es zwischen unterschiedlichen Landoberflächen horizontal gerichtete turbulente Energieflüsse geben muss (Philip, 1995; Leclerc und Thurtell, 1990), werden diese in den aktuell verwendeten Methoden nicht in die Energiebilanz mit einbezogen. Gerade unter horizontal inhomogenen Bedingungen stehen den angewendeten Messverfahren Beobachtungen gegenüber, die zeigen, dass von einer experimentell beobachtbaren, geschlossenen Energiebilanz offenbar keine Rede sein kann.

Ziel des Verbundes VERTIKO (VERTIKaltransporte von Energie- und Spurenstoffen an Ankerstationen und ihre räumlich/zeitliche Extrapolation unter KOMplexen natürlichen Bedingungen) war es, die räumlich-zeitliche Variabilität der gesamten Palette turbulenter Oberflächenflüsse über heterogenen Landschaften zu quantifizieren. Unter Verwendung kontinuierlicher Beobachtungen an Ankerstationen sollten Parametrisierungen und Modelle entwickelt und verbessert werden, die diese experimentellen Daten als charakteristische Werte für Referenzlandschaften aufbereiten und für andere Anwendungen, z. B. die Abschätzung der Auswirkung von Landnutzungsänderungen, zur Verfügung stellen.

Das Projekt STINHO ging innerhalb des VERTIKO-Verbundes der Frage nach, inwieweit die an

ausgewählten Ankerstationen an einem Punkt erhobenen Messdaten repräsentativ für eine weitere Umgebung sind. Es sollte untersucht werden, wie die turbulenten Austauschprozesse von einem heterogenen Untergrund modifiziert werden und von welcher Größe der Einfluss horizontaler Energieflüsse über heterogener Landschaft ist. Diese experimentellen und theoretischen Studien haben darüber hinaus das Ziel, horizontale Divergenzen im turbulenten Strom fühlbarer Wärme innerhalb der Grenzschicht der Atmosphäre über aerodynamisch und/oder thermodynamisch heterogenem Gelände zu erfassen und zu quantifizieren.

2 Methoden

Das hier vorliegende STINHO-Teilprojekt *Simulation der Grenzschichtturbulenz* befasste sich mit der zeitlichen, dreidimensional hochaufgelösten Simulation der energietragenden Strukturen der gesamten Grenzschicht mittels der Methode der Grobstruktursimulation (engl. Large-Eddy Simulation, LES). Zum Erreichen der Projektziele wurde das am Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover unter der Leitung von Herrn PD Dr. Siegfried Raasch entwickelte LES-Modell PALM eingesetzt (Raasch und Etling, 1991, 1998). Dieses Modell wurde speziell für den Einsatz auf parallelen Rechenanlagen entwickelt (Raasch und Schröter, 2002). Es ermöglicht erstmalig die Durchführung von Simulationen turbulenter Grenzschichtströmungen mit sehr hoher Auflösung (typische Gitterpunktzahlen 1000 x 1000 x 500 bei einer Auflösung von 0,5 - 1 m). Die Modelldaten ergänzen die in anderen Teilprojekten gewonnenen Messdaten hervorragend und erleichtern deren Interpretation. Über die Durchführung hochauflösender Simulationen hinaus erlaubt das Modell mit Hilfe von Parameterstudien, den Einfluss gerade dieser Parameter (z. B. Wellenlänge und Form von Inhomogenitäten) auf die Grenzschichtentwicklung und insbesondere die Energietransporte in der Grenzschicht zu identifizieren. Grundsätzlich ist ein LES-Modell in der Lage, die energietragenden Turbulenzstrukturen der Grenzschicht direkt aufzulösen. Nur die kleinsten, für die Energie der Strömung jedoch nicht relevanten Wirbel, werden mittels einfacher Ansätze parametrisiert. Die durch die inhomogenitätsbeeinflusste Turbulenz hervorgerufenen horizontalen und vertikalen Flüsse werden vom Modell ebenfalls explizit erfasst und können so detailreich studiert werden. Das Modell PALM wurde bereits erfolgreich in verschiedenen Vorhaben, u. a. auch zur Untersuchung des Einflusses von Oberflächeninhomogenitäten (Raasch und Harbusch, 2001; Kim et al., 2004), eingesetzt.

3 Kooperationen

Während der Projektlaufzeit haben Kooperationen zu folgenden Arbeitsgruppen bestanden:

- LES-Arbeitsgruppe von EVA-GRIPS (Projektleiter: Herr PD Dr. Siegfried Raasch, Bearbeiter: Herr Dipl.-Met. Jörg Uhlenbrock)
- Arbeitsgruppe von Prof. Manabu Kanda, Department of International Development and Engineering des Tokyo Institute of Technology.

4 Arbeits- und Erfolgsbericht

Die Projektarbeiten begannen planmäßig mit dem Start des Projekts am 15.06.2001. Die ersten Monate der Projektarbeit wurden von den Projektmitarbeitern dazu genutzt, um sich in die Thematik des Projekts einzuarbeiten. Gleichzeitig wurden bereits Routinen zur Auswertung der Simulationsdaten entwickelt, in das Modell PALM implementiert und getestet. Wie geplant, wurde auch die Grafik-Workstation zur Visualisierung komplexer dreidimensionaler Modelldaten gekauft, installiert und eingerichtet. Damit die Arbeiten in Kooperation mit der Arbeitsgruppe von Prof. Manabu Kanda (Department of International Development and Engineering des Tokyo Institute of Technology) durchgeführt werden konnten, musste das LES-Modell PALM auf der Großrechenanlage des Rechenzentrums der Universität Tokyo implementiert werden. Aufgrund der bereits vorhandenen Erfahrung im Einsatz des Modells auf parallelen Rechenanlagen konnten diese Arbeiten relativ rasch abgeschlossen werden. Die direkt im Anschluss direkt begonnenen Projektarbeiten waren dabei auf drei Hauptschwerpunkte fokussiert. Im Einzelnen waren dies:

1. Die Untersuchung des Einflusses von Oberflächeninhomogenitäten auf die Entwicklung der konvektiven Grenzschicht. In dieser Studie wurde unter der Vorgabe einer thermischen Oberflächeninhomogenität (Variation des bodennahen Wärmestroms) dessen Einfluss auf die Entwicklung der konvektiven Grenzschicht untersucht.
2. Studien zur räumlichen Repräsentativität von Flussmessungen mit Hilfe der so genannten Eddy-Korrelationsmethode. Anlass dieser Studie war das so genannte Energie-Imbalance-Problem.
3. Untersuchungen zum Einfluss von Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse auf den lokalen Energiehaushalt.
4. Hochauflösende numerische Simulation zum STINHO2-Experiment.

Die Projektarbeiten verliefen weitestgehend planmäßig. Verzögerungen in der Projektarbeit sind in der Endphase des Projekts aufgetreten. Gründe dafür waren zum einen Probleme, die bei der Bereitstellung konsistenter Initialisierungsdaten für die geplante hochauflösende Simulation auftraten, und zum anderen die Neukonfiguration des Großrechnersystems des HLRN, wodurch sich der Start für die hochauflösende Simulation verzögerte. Ursprünglich war der Start der Simulation für Ende 2002 geplant, konnte so jedoch aufgrund der genannten Verzögerungen erst Ende Dezember 2003 gestartet werden. Um die vollständige Durchführung der Simulation und eine erste Auswertung der Ergebnisse zu gewährleisten, wurde eine kostenneutrale Verlängerung des Projekts bis zum 30.06.2004 beantragt. Dieser Antrag wurde durch die Projektleitung in Person von Herrn Prof. Dr. Christian Bernhofer genehmigt. Die nun zur Verfügung stehende Zeit war dennoch nicht ausreichend, um eine detaillierte Auswertung der großen Datenmengen der hochauflösenden Simulation während der Projektlaufzeit durchzuführen. Die hier vorgestellten Ergebnisse der Simulation stellen daher nur die ersten Resultate der Studien dar, die mit dem erzeugten Datensatz möglich sind.

Während der Projektlaufzeit standen die Projektmitarbeiter im regelmäßigen Informationsaustausch zu den Mitgliedern der anderen STINHO-Teilprojekte VERTIKO-ULLIM und VERTIKO-TUB sowie zu den Mitgliedern des DEKLIM Teilprojekts EVA-GRIPS (insbesondere Teilprojekt Uni Hannover). Zur Präsentation von Ergebnissen sowie zur Koordination der weiteren Projektarbeiten wurde als Bestandteil des regelmäßigen Informationsaustauschs an dem jährlichen projektinternen Workshop am Meteorologischen Observatorium in Zingst, der von den Kollegen des Teilprojekts VERTIKO-ULLIM organisiert und abgehalten wurde, teilgenommen. Als weiterer Bestandteil der Kooperation mit den STINHO-Teilprojekten wurden gemeinsame Forschungsergebnisse zum einen in Fachzeitschriften publiziert (Raabe et al., 2004a) und auf nationalen und internationalen Konferenzen vorgestellt (Arnold et al., 2003; Letzel und Raasch, 2002; Raabe et al., 2004b; Ziemann et al., 2004). Im Rahmen der Kooperation mit den experimentellen Arbeitsgruppen von VERTIKO/STINHO erfolgte auch die Unterstützung und Teilnahme der Projektmitarbeiter am STINHO2-Experiment.

Entsprechend der Kooperationsvereinbarung zwischen den Projekten VERTIKO-AFO2000 und DEKLIM-EVA-GRIPS fand in dem hier vorliegenden Teilprojekt eine enge Zusammenarbeit mit den Mitgliedern des DEKLIM-Teilprojekts EVA-GRIPS_LES statt. Ergebnis dieser Zusammenarbeit ist ein gemeinsames Manuskript zur Veröffentlichung in einer Fachzeitschrift (Uhlenbrock et al., 2004, siehe auch Abschnitt 4). Teile der Projektarbeiten wurden auch in Kooperation mit der Arbeitsgruppe von Prof. Manabu Kanda vom Department of International Development and Engineering des Tokyo Institute of Technology durchgeführt.

5 Ergebnisse

5.1 Studien zum Einfluss von Oberflächeninhomogenitäten auf die Entwicklung der konvektiven Grenzschicht

Ein Schwerpunkt der Untersuchungen innerhalb des vorliegenden Projekts war die Untersuchung des Einflusses von Oberflächeninhomogenitäten auf die Entwicklung der konvektiven Grenzschicht. Dabei wurden im Rahmen dieses Projekts vorrangig idealisierte diskontinuierliche ein- und zweidimensionale Oberflächeninhomogenitäten, die als Variation des bodennahen Wärmeflusses aufgeprägt wurden, untersucht.

Mesoskalige Zirkulationen, die durch die differenzielle Heizung der atmosphärischen Grenzschicht aufgrund von Oberflächeninhomogenitäten auf einer Skala von mehr als 5 km induziert werden, können sowohl die mittleren Eigenschaften und die Struktur der konvektiven Grenzschicht signifikant ändern als auch zeitliche Oszillationen anregen. Die Ergebnisse einer der ersten numerischen Studien auf der Mesoskala unter Verwendung eines Large-Eddy Modells zeigt, dass mesoskalige Zirkulationen zu einer deutlichen

VERTIKO-UH

Erhöhung der mittleren turbulenten kinetischen Energie der Strömung führen, als es für eine homogen geheizte konvektive Grenzschicht der Fall ist. Dies führt zu einer Beeinflussung der turbulenten Transportprozesse innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht und sollte deshalb in großskaligen Modellen, wie z. B. Wettervorhersagemodellen, berücksichtigt werden, insbesondere wenn deren Ansätze zur Turbulenzparametrisierung auf homogenen Referenzsimulationen mit hochauflösenden Modellen basieren. Die Ergebnisse dieser Studie wurden als Manuskript in der Zeitschrift *Journal of Atmospheric Science* veröffentlicht (Letzel und Raasch, 2003).

In der hier durchgeführten Prinzipstudie wurde das parallelisierte LES-Modell PALM zur Simulation einer konvektiven Grenzschicht zunächst über 1-D sinusförmigen Oberflächeninhomogenitäten des bodennahen Wärmeflusses mit Wellenlängen von 2,5 bis 40 km verwendet. Die simulierten mesoskaligen Zirkulationen waren periodisch. Durch das Einsetzen der mesoskaligen Zirkulation wurden zeitliche Oszillationen der atmosphärischen Grenzschicht initiiert, deren Periode und Amplitude von der Wellenlänge und der Amplitude der Abweichung des bodennahen Wärmeflusses sowie von dem Betrag der Komponenten des Hintergrundwindes senkrecht zur Orientierung der Oberflächeninhomogenität abhängig sind. Sowohl die Periode als auch die Amplitude der Grenzschichtoszillation nehmen etwa linear mit der Wellenlänge der Oberflächeninhomogenität zu. Während jedoch die Amplitude der Grenzschichtoszillation ebenfalls linear mit der Amplitude der Oberflächeninhomogenität ansteigt, wird die Amplitude der Oszillationen dagegen mit zunehmender Amplitude der Oberflächenstörung reduziert. Durch eine Spektralanalyse wurde darüber hinaus gezeigt, dass die mesoskalige Zirkulation die natürliche Konvektion gleichmäßig in alle Richtungen dämpft. Als Ursache für die Oszillation der mesoskaligen Zirkulation wurden sich periodisch verstärkende und abschwächende Temperaturgradienten und Gradienten im bodennahen Stördruckfeld identifiziert. Durch die räumliche Variation des bodennahen Wärmeflusses werden horizontale Gradienten im Temperaturfeld und folglich auch im Stördruckfeld hervorgerufen, die ihrerseits die mesoskalige Zirkulation innerhalb der konvektiven Grenzschicht induzieren. Allerdings ist die Zirkulation so stark, dass sie die horizontalen Temperaturgradienten abschwächt und sich damit den eigenen Antrieb entzieht. Durch die inhomogene Oberflächenheizung werden die Gradienten jedoch wieder kontinuierlich aufgebaut, sobald die mesoskalige Zirkulation schwach genug ist, und der Kreislauf wiederholt sich. Die Amplitude der Oszillation nimmt jedoch mit der Zeit durch die Reibung an der Erdoberfläche und in der Nähe der Entrainmentzone ab.

Als Erweiterung zu den Studien mit eindimensionalen Oberflächeninhomogenitäten wurden Untersuchungen mit zweidimensionalen Oberflächeninhomogenitäten im Rahmen einer Diplomarbeit von Herrn Marcus Herold durchgeführt (Herold, 2002). Die Ergebnisse werden zurzeit als Manuskript zur Veröffentlichung in Zusammenarbeit mit der LES-Arbeitsgruppe von EVA-GRIPS ausgearbeitet (Uhlenbrock et al., 2004). Der Ausgangspunkt für diese Arbeiten war die Frage, ob und unter welchen Umständen zweidimensionale Inhomogenitäten, die näher an die realen Bedingungen heranreichen, ebenfalls Oszillationen der Sekundärzirkulation hervorbringen. Dass kleinskalige zweidimensionale Heterogenitäten in der Größenordnung der Grenzschichthöhe (<1000 m) bereits Sekundärzirkulationen hervorbringen können,

VERTIKO-UH

wurde von Shen und Leclerc (1995) und von Raasch und Harbusch (2001) nachgewiesen. Es war daher zu vermuten, dass mesoskalige Zirkulationen mit Wellenlängen bis zu 40 km einen weitaus größeren Einfluss haben würden. Tatsächlich stellten sich bei diesen Simulationen ähnlich ausgeprägte Effekte ein wie in den Studien zu eindimensionalen Wärmestromvariationen. Bei Inhomogenitäten mit Wellenlängen von mehr als 10 km ist ein deutlicher Zuwachs der TKE festzustellen (Abbildung 5.1-1), wobei allerdings die von Letzel und Raasch (2003) beobachteten Oszillationen weitgehend ausblieben. Die Form der Inhomogenität (kontinuierlich bzw. diskontinuierlich) bewirkt dabei nur in der Entstehungsphase der Sekundärzirkulationen Unterschiede, nicht jedoch im weiteren Verlauf der Simulationen. Als Ursache für das Ausbleiben der Oszillationen wurde die Komplexität der Strömungsmuster im Falle zweidimensionaler Inhomogenitäten identifiziert. Ausschlaggebend für das Fehlen einer Oszillation ist die Zweidimensionalität der aufgeprägten Wärmestrominhomogenität, die komplexere Strömungsmuster als eine eindimensionale Wärmestrominhomogenität hervorbringt: Eindimensionale Inhomogenitäten erzeugen eine rollenförmige mesoskalige Zirkulation mit permanenten Aufwindgebieten entlang des Wärmestrommaximums und einer Ausgleichströmung mit Gebieten großräumigen Absinkens über dem Rest des Modellgebiets. Die zweidimensionale Wärmestromvariation dieser Studie ist wie bei Shen und Leclerc (1995) sowie bei Raasch und Harbusch (2001) in einem diagonalen Schachbrettmuster angeordnet. Die Aufwindgebiete entwickeln sich hier auch über den Bereichen maximalen Wärmestroms. Allerdings entstehen sie zusätzlich entlang der beiden Diagonalen der Inhomogenitäten in x- und y-Richtung mit Ausgleichsströmungen in den restlichen Gebieten. Das Verhältnis von Absink- zu Aufwindgebieten ist so wesentlich kleiner als bei rollenförmigen Zirkulationen, und Luftpakete haben bodennah kürzere Beschleunigungswege zur Verfügung, bis sie die Konvergenzlinien erreichen und zum Aufsteigen gezwungen werden. Dieser frühere Ausgleich von horizontalen Temperaturgradienten wirkt wie ein Ventil, das vorzeitig geöffnet wird. Dadurch gibt es kaum das in den Studien mit eindimensionalen Oberflächeninhomogenitäten (Letzel und Raasch, 2003) beobachtete Überschießen und die anschließende Oszillation der turbulenten kinetischen Energie.

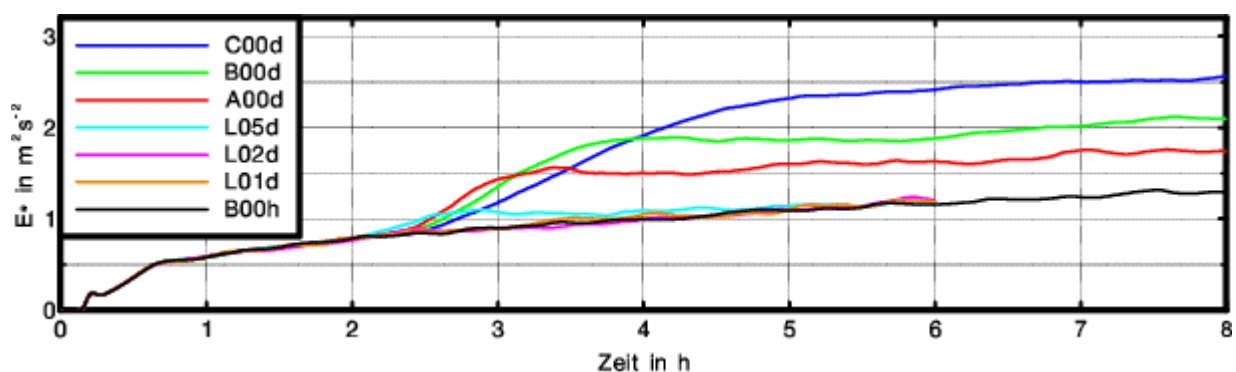


Abbildung 5.1-1: Zeitserien der turbulenten kinetischen Energie für Simulationen über inhomogenen Oberflächen. Variiert wurden die Wellenlänge und die Amplitude der Oberflächeninhomogenität.

Durch das Aufprägen von schwachen bis moderaten Hintergrundströmungen von 1 m s^{-1} bis zu $7,5 \text{ m s}^{-1}$ wurde auch der Einfluss der Stärke des mittleren Windes auf die Struktur und Entwicklung der

VERTIKO-UH

Sekundärzirkulationen in dieser Studie untersucht. Neben der Windgeschwindigkeit wurde auch die Windrichtung variiert. In den Studien zu eindimensionalen Inhomogenitäten wurde festgestellt, dass bereits schwache mittlere Windgeschwindigkeiten von $2,5 \text{ m s}^{-1}$ die Entwicklung der mesoskaligen Zirkulation erheblich beeinträchtigen und höhere Windgeschwindigkeiten die Temperatur- und Druckgradienten so weit verwischen, dass der Einfluss der Inhomogenitäten völlig verschwindet (Avissar und Schmidt, 1998). Das trifft zu, wenn der Wind senkrecht zur Wärmestromvariation weht. Bei Hintergrundströmungen, die entlang der Wärmestromvariation aufgeprägt werden, bleibt die rollenartige Zirkulation auch bei höheren Windgeschwindigkeiten erhalten (Letzel und Raasch, 2003). Dieses Ergebnis steht im Einklang mit den Resultaten der Studie zu 2D-Inhomogenitäten. Eine Hintergrundströmung hat die Eigenschaft, Temperatur- und Druckgradienten und damit den Antrieb für eine Zirkulation in Windrichtung zu verringern, nicht aber den Antrieb quer zur Windrichtung. Daher blieb eine starke rollenförmige Zirkulation auch bei Windgeschwindigkeiten von $7,5 \text{ m s}^{-1}$ erhalten, wenn die Inhomogenitäten in x-Richtung entlang einer ihrer Diagonalen angeströmt wurden. Der mittlere Wärmestromgradient sorgt in diesem Fall für die Aufrechterhaltung der Zirkulation. Nach der Drehung der Windrichtung um 45° fällt auch dieser Antrieb weg, und der Einfluss der Inhomogenität ist nicht mehr messbar.

Neben dem Einfluss der Inhomogenitäten auf die Struktur der Grenzschichtströmung sollten mit diesen Studien auch der Einfluss von Oberflächeninhomogenitäten auf die Intensität der Durchmischung der atmosphärischen Grenzschicht untersucht werden. Dazu wurde mit Hilfe eines in PALM integrierten Partikelmodells die Bestimmung der effektiven turbulenten horizontalen Diffusionskoeffizienten durchgeführt. Die Partikel wurden dabei gleichmäßig im Modellgebiet verteilt gestartet und als passive Tracer behandelt, d. h. sie folgen der vom Modell aufgelösten turbulenten Strömung. Zwischen der Partikelverteilung, die sich nach einer bestimmten Verlagerungszeit ergibt, besteht dann unter Annahme einer Gauß-Verteilung ein Zusammenhang zum effektiven Diffusionskoeffizienten $K_{m,eff}$ und der Verlagerungsdistanz der Partikel x bzw. der Varianz der Partikelverteilung: $\sigma^2 = 2 K_{m,eff} x$. Variiert wurden, wie bereits bei den Studien zu den eindimensionalen Inhomogenitäten, die Wellenlänge und die Amplitude der Inhomogenitäten. Abbildung 5.1-2 zeigt Vertikalprofile der effektiven horizontalen Diffusionskoeffizienten in Abhängigkeit von der Wellenlänge der Inhomogenität (links) und deren Amplitude (rechts). Während die Amplitude der Inhomogenität nur einen geringen Einfluss auf die vertikale Diffusion hat, wachsen die horizontalen Diffusionskoeffizienten mit zunehmender Wellenlänge der Inhomogenität stark an. Besonders in Bodennähe und am Oberrand der Grenzschicht wird die horizontale Diffusion deutlich verstärkt. Im Gegensatz zur horizontalen Diffusion wird die vertikale Diffusion durch Oberflächeninhomogenitäten nur gering beeinflusst. Im Vergleich zu homogenen Vergleichssimulationen wird für inhomogene Situationen der Vertikalaustausch sogar leicht abgeschwächt (hier nicht gezeigt).

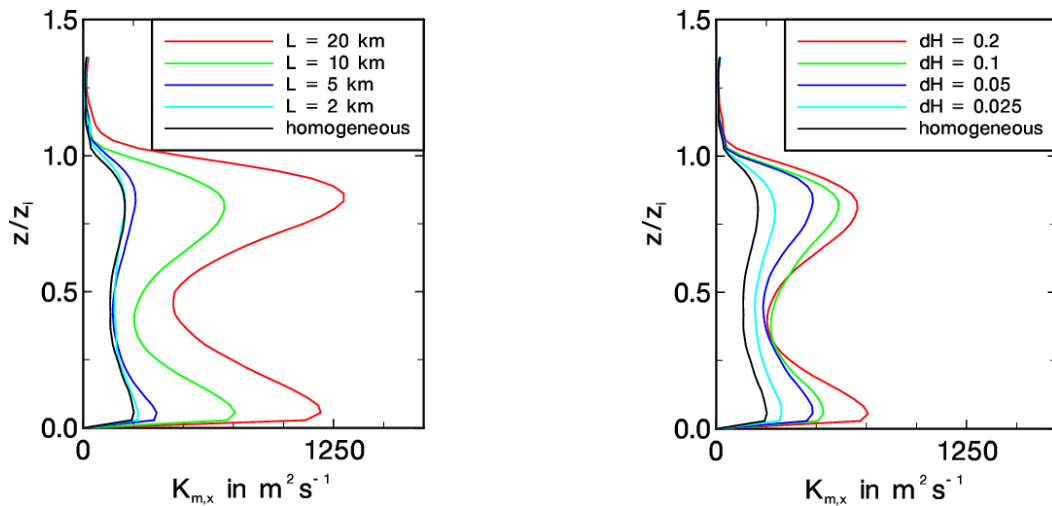


Abbildung 5.1-2 Vertikalprofile der effektiven Diffusionskoeffizienten für Simulationen über unterschiedlichen Oberflächeninhomogenitäten. Variiert wurden die Wellenlänge (links) und die Amplitude (rechts) der Inhomogenität.

Derartige Studien wurden erstmals für zweidimensionale Inhomogenitäten durchgeführt. Mit Hilfe der Partikelverlagerungstechnik und der daraus abgeleiteten Diffusionskoeffizienten können nun die Parametrisierungen für die turbulenten Austauschprozesse in einer konvektiven Grenzschicht über inhomogenen Oberflächen in größerskaligen, nicht turbulenzauflösenden Modellen direkt überprüft und verbessert werden.

5.2 Untersuchungen zur Repräsentativität von Punktmessungen

Die räumliche Repräsentativität von Wärmeflüssen - ermittelt auf der Basis von einzelnen Mastmessungen - sowie der Mechanismus der so genannten Energie-Imbalance-Problematik wurde von uns durch numerische Experimente mit Hilfe des parallelisierten LES-Modells PALM untersucht. Die Untersuchungen zur räumlichen Repräsentativität von einzelnen Punktmessungen mit Hilfe der so genannten Eddy-Korrelationsmethode (EC-Methode) zeigen deutlich die Einschränkungen dieser Methode auf. Die Ergebnisse dieser Studie wurden als Manuskript in der Zeitschrift *Boundary-Layer Meteorology* veröffentlicht (Kanda et al., 2004).

Die LES-Experimente wurden für eine konvektive Grenzschicht über ebenem Untergrund durchgeführt. Dabei wurde jeder Gitterpunkt der entsprechenden Modellgitterebene als virtueller Mast interpretiert, an welchem Messdaten äquivalent zu Messungen mit der Methode der Eddy-Korrelation durchgeführt wurden. Die virtuellen Messungen wurden als frei von Sensorfehlern und sonstigen Unsicherheiten von realen Feldmesskampagnen angenommen. Die Imbalance ib wurde definiert als die Abweichung des turbulenten Wärmeflusses an einen Modellgitterpunkt von dem horizontal gemittelten totalen Wärmefluss:

$$F_t = \overline{w_t' \theta_t'}, \quad w_t' = w - \overline{w}, \quad \theta_t' = \theta - \overline{\theta}, \quad (\overline{\dots}) = \text{zeitliches Mittel},$$

$$\overline{[F]} = \overline{[w'_s \theta'_s]}, \quad w'_s = w - [w], \quad \theta'_s = \theta - [\theta], \quad \overline{[\dots]} = \text{räumliches Mittel},$$

$$ib = (\overline{F_t} - \overline{[F_s]}) / \overline{[F_s]}.$$

Die Studien zeigen über homogenem Untergrund, dass der zeitlich gemittelte turbulente Wärmefluss, basierend auf den einzelnen Punktmessungen, den horizontal gemittelten Wärmefluss systematisch unterschätzt. Bei geringen mittleren Windgeschwindigkeiten lagen die EC-Flüsse im Mittel etwa 20 % unter den für die Fläche repräsentativen LES-Flüssen. Als Ursache für die Imbalance wurden die lokalen Advektionseffekte identifiziert, welche durch turbulente organisierte Strukturen hervorgerufen werden, deren Zeitskala deutlich größer ist als die einzelner konvektiver Elemente (z. B. thermische Plumes). Die zeitlichen und räumlichen Änderungen dieser turbulenten organisierten Strukturen bewirken niederfrequente Trends in den Geschwindigkeits- und Temperaturdaten, die wiederum zu einer großen Variabilität der ermittelten Flüsse führen. Einen Einfluss auf die Größe der Imbalance haben sowohl der Betrag des mittleren Windes als auch die zeitliche Mittelungsdauer und die Messhöhe. Während ein höherer Betrag des mittleren Windes und eine Verlängerung der Mittelungsdauer die Imbalance reduzieren, führen größere Messhöhen dagegen zur Erhöhung der Imbalance. Basierend auf den Untersuchungen wurde eine Methode aufgezeigt, die Qualität von Messungen mit der EC-Methode, mit Hilfe von Beobachtungsnetzwerken, zu verbessern. Ziel dieser Methode ist es, nicht nur die Messungen an einem Mast zur Bestimmung der räumlich repräsentativen Wärmeflüsse heranzuziehen, sondern die Messdaten einer Reihe von Messmasten zu verwenden. Wie gezeigt wurde, werden 20 simultane Mastmessungen benötigt, um eine Genauigkeit von 10 % für den EC-Fluss zu erreichen.

Die Studien zur Energie-Imbalance-Problematik wurden in einer Folgeuntersuchung auf den Wärmetransport über idealisiert heterogenen Oberflächen und deren Einfluss auf die räumliche Repräsentativität einzelner Punktmessungen ausgedehnt (Inagaki et al., 2004). Hierin wurden wiederum in der konvektiven Grenzschicht numerische Experimente mit Hilfe des parallelisierten LES-Modells PALM durchgeführt. Die horizontalen Oberflächeninhomogenitäten wurden durch eine eindimensionale sinusförmige Variation des bodennahen Wärmeflusses aufgeprägt. Untersucht wurden der Einfluss der Wellenlänge sowie der Amplitude der Oberflächeninhomogenität auf den vertikalen Wärmetransport. Dabei hat sich gezeigt, dass schwache Oberflächeninhomogenitäten im bodennahen Wärmefluss die Imbalance leicht reduzieren können. Mit der Zunahme der Amplitude der Oberflächeninhomogenität steigt jedoch die Imbalance an. Darüber hinaus konnte gezeigt werden, dass der vertikale Wärmetransport durch inhomogenitätsbedingte mesoskalige Zirkulationen mehr als 25 % des totalen gebietsgemittelten Wärmeflusses beträgt, wenn die Amplitude der Oberflächeninhomogenität groß ist (80 % des Mittelwertes) und deren Wellenlänge mehr als 2 km beträgt. Da diese Form des Wärmetransports meistens bei der Wärmeflussbestimmung mit der EC-Methode vernachlässigt wird, stellt sie den signifikantesten Grund für die Energie-Imbalance-Problematik dar. Wird dagegen bei der Betrachtung der Energie-Imbalance der Einfluss des mesoskaligen Transports ausgeschlossen, so unterschätzen die EC-Flüsse das Energiebudget.

Allerdings reduziert sich die Imbalance bis nahe null, wenn die Amplitude der Oberflächenheterogenität groß ist. Ursache für die Unterschätzung sind wieder turbulente organisierte Strukturen, die hier jedoch senkrecht zur primären mesoskaligen Strömungsstruktur ausgebildet sind.

5.3 Untersuchungen zum Einfluss von Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse auf den lokalen Energiehaushalt

5.3.1 Einleitende Bemerkungen

In der Vergangenheit wurden eine Reihe von Untersuchungen des Energiehaushalts der Grenzschicht auf der Basis experimentell gewonnener Daten durchgeführt. Ziel dieser Studien war unter anderem die Ermittlung bodennaher Energieflüsse mit Hilfe der Energiehaushaltsmethode für die EFEDA-Messkampagne (Grunwald et al., 1996) und die Untersuchung der raschen morgendlichen Entwicklung der konvektiven Grenzschicht (Lenschow et al., 1979). Lee (1998) untersuchte auf Basis der Energiehaushaltsgleichung den Netto-Ökosystem-Austausch von Spurengasen zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre.

Die physikalische Beschreibung der Energiebilanz unter turbulenten Strömungsbedingungen über einer homogenen Unterlage ist durch eindimensionale vertikale Modelle und Messverfahren möglich. Diese bestimmen die Energieaustauschprozesse nur unter Berücksichtigung des vertikalen Abstands von dieser Unterlage. Gegenwärtig wird davon ausgegangen, dass man diese Modelle und die Methoden zu ihrer Überprüfung auch dann noch anwenden kann, wenn die Unterlage der Atmosphäre einen gewissen Grad an Heterogenität aufweist (Tsvang et al., 1991). Es wird angenommen, dass diese Unterlage aus stückweise horizontal homogenen Teilflächen zusammengesetzt werden kann. Damit verbindet man die Hoffnung, die Energiebilanz in einem Gebiet mit ausreichender Genauigkeit durch eine geschickte Mittelung der vertikalen Energieflussanteile über den verschiedenen Teilen der Unterlage darstellen zu können.

Dieses Vorgehen bezieht damit horizontal gerichtete turbulente Energieflüsse und insbesondere deren Divergenzen nicht in die Energiebilanz ein (z. B. Su et al., 2002; Zittel et al., 2002; Lukas, 2000; Lee, 1998), obwohl es diese zwischen unterschiedlichen Landoberflächen geben muss (Philip, 1959; Leclerc und Thurtell, 1990). Das ist deshalb möglich, weil deren Anteil unterhalb der nachweisbaren Grenze bleibt, wenn das betrachtete Gebiet und die Mittelungszeit groß genug gewählt werden. Gerade unter solchen horizontal inhomogenen Bedingungen stehen den angewendeten Mittelungsverfahren jedoch Beobachtungen am Boden (z. B. Doran et al., 1995), aber auch mit Forschungsflugzeugen (z. B. André et al., 1990; Mahrt und Ek, 1993; Grunwald et al., 1996)) gegenüber, die zeigen, dass von einer experimentell beobachtbaren, geschlossenen Energiebilanz offenbar keine Rede sein kann (z. B. Fritschen et al., 1992; Mahrt et al., 1994).

Ziel dieser Studie war es daher, die horizontalen Energieflüsse bzw. vielmehr deren Divergenzen auf der Basis numerischer Prinzipstudien zu erfassen und zu quantifizieren. Darüber hinaus sollte deren Einfluss auf

den lokalen Energiehaushalt untersucht werden. Dabei sollte auch untersucht werden, inwieweit es gerechtfertigt ist, den Einfluss der horizontalen Flüsse und insbesondere deren Divergenzen in Energiehaushaltsuntersuchungen zu vernachlässigen.

5.3.2 Divergenzen der Wärmeflüsse und Energiehaushaltsgleichung

Die lokalen turbulenten Wärmeflüsse sind durch die Kovarianz von Geschwindigkeitsfluktuation und Temperaturfluktuation

$$H_i = u''_i \theta'' \quad \text{mit } i = 1, 2, 3$$

definiert, wobei (...)'' die Abweichungen der betreffenden Variable von ihrem Mittelwert, u_i die Komponenten des Geschwindigkeitsvektors, θ die potenzielle Temperatur und i den Index der drei Raumrichtungen darstellen. Der Mittelwert kann -- wie im Falle der LES -- ein räumliches oder ein zeitliches Mittel darstellen:

$$\psi'' = \psi - [\psi] \quad (\text{räumlich}) \quad \text{bzw.} \quad \psi'' = \psi - \bar{\psi} \quad (\text{zeitlich}).$$

Die Divergenzen der Wärmeflüsse sind durch die räumlichen Gradienten der Wärmeflüsse

$$\frac{\partial H}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_i} (u''_i \theta'')$$

definiert. Ihr Einfluss auf den lokalen Energiehaushalt wird über die Bilanzgleichung für die potenzielle Temperatur, hier dargestellt für adiabatische Prozesse,

$$\frac{d\theta}{dt} = 0 \tag{1}$$

beschrieben. Nach der zeitlichen Reynolds-Zerlegung und -Mittelung, wie sie für Punktmessungen in realen Messexperimenten angewendet wird (z. B. Mastmessungen), wird aus Gl. (1):

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -\bar{u}_i \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_i} - \frac{\partial}{\partial x_i} (\overline{u''_i \theta''}) = -\bar{u}_i \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_i} - \frac{\partial \bar{H}_i}{\partial x_i}.$$

Die mittlere zeitliche Änderung der potenziellen Temperatur während der Zeitspanne der Mittelung ergibt sich damit aus der Summe von großräumiger Advektion, $\bar{u}_i \partial \bar{\theta} / \partial x_i$, und der Divergenz der turbulenten Flüsse, $\partial \bar{H}_i / \partial x_i$.

Das Mittelungsintervall muss so gewählt werden, dass die Ergodizität der betrachteten Prozesse erfüllt bleibt, d. h. die berechneten Mittelwerte müssen gegen den Ensemblemittelwert konvergieren. Eine

VERTIKO-UH

notwendige Bedingung hierfür ist die Stationarität des betrachteten Prozesses. Da die atmosphärische Strömung nicht stationär ist, sind die gemessenen Zeitmittelwerte im Allgemeinen von der Länge des Mittelungsintervalls abhängig. Die zeitlichen Mittel konvergieren erst dann, wenn das Mittelungsintervall die Zeitskala der turbulenten Strukturen überschreitet, die den größten Beitrag zur turbulenten Energie liefern. Typische Mittelungszeiträume liegen zwischen einer halben und einer Stunde (z. B. Foken, 2003).

Im Gegensatz zu realen Messkampagnen wird in einer LES anstatt einer zeitlichen eine räumliche Reynolds-Mittelung zur Berechnung der Fluktuationen verwendet, so dass die lokalen turbulenten Flüsse hier durch

$$H_{i,res} = u''_i \theta'' = (u_i - [u_i]) \cdot (\theta - [\theta]) \quad \text{mit } i = 1, 2, 3$$

definiert sind, wobei [...] die räumliche Mittelung über eine Modellgitterebene darstellt; u_i bzw. θ sind die an einem bestimmten Gitterpunkt von dem Modell prognostizierten Werte des Windvektors und der potenziellen Temperatur. Zusätzlich zu dem so vom Modell explizit aufgelösten Anteil der turbulenten Flüsse muss zur Erfassung des totalen turbulenten Flusses der Anteil des turbulenten Transports berücksichtigt werden, der vom Modell nicht explizit aufgelöst wird und parametrisiert werden muss. Die totalen turbulenten Flüsse ergeben sich dann aus der Summe aus explizit aufgelösten und parametrisierten, subskaligen Flüssen:

$$H_i = u''_i \theta'' + H_{sub}$$

Für die Bilanzgleichung der potenziellen Temperatur zur Beschreibung der zeitlichen Änderung der Temperatur gilt dann:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x_i} (u''_i \theta'') - \frac{\partial H_{sub}}{\partial x_i} - w'' \frac{\partial [\theta]}{\partial z} - [u] \frac{\partial \theta''}{\partial x} - [v] \frac{\partial \theta''}{\partial y} = -\frac{\partial H_i}{\partial x_i} - w'' \frac{\partial [\theta]}{\partial z} - [u] \frac{\partial \theta''}{\partial x} - [v] \frac{\partial \theta''}{\partial y}.$$

Dabei wird ausgenutzt, dass innerhalb des Modellgebiets keine mittlere Vertikalgeschwindigkeit auftritt ($[w]=0$) und das simulierte Geschwindigkeitsfeld divergenzfrei ist ($du_i/dx_i=0$). Außerdem entfallen die Terme mit Horizontalgradienten der mittleren Größen ($d[u_i]/dx_i=d[T]=0$), da großräumig horizontal homogene Wind- und Temperaturfelder vorausgesetzt werden (aufgrund der verwendeten zyklischen Randbedingungen ist dies automatisch in den Simulationen erfüllt). Die lokale Temperaturänderung an einem Gitterpunkt wird so neben den Divergenzen der turbulenten Flüsse auch durch die mittlere Horizontaladvektion von Temperaturschwankungen sowie durch die turbulente Vertikaladvektion des mittleren Temperaturgradienten bestimmt. Die lokale zeitliche Temperaturänderung kann so in drei Anteile zerlegt werden:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial H_{1,2}}{\partial x, y} - \frac{\partial H_3}{\partial z} - dT_{adv}, \quad (2)$$

wobei $\partial H_{1,2}/\partial x, y$ und $\partial H_3/\partial z$ die lokale Temperaturänderung aufgrund von Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse bzw. des vertikalen turbulenten Wärmeflusses darstellen und dT_{adv} die Summe aus der mittleren Advektion von Temperaturschwankungen und der turbulenten Advektion des mittleren Temperaturgradienten. dT_{adv} wird im Folgenden als 'advektive' Temperaturänderung bezeichnet, um sie so von der Temperaturänderung bedingt durch Divergenzen in den Wärmeflüssen zu unterscheiden. Die Divergenzen der turbulenten Wärmeflüsse setzen sich dabei aus der Summe von den explizit aufgelösten und den subskaligen, parametrisierten Anteilen zusammen:

$$\frac{\partial H_i}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_i} (u''_i \theta'') + \frac{\partial H_{sub}}{\partial x_i}.$$

Eine Unterscheidung zwischen dem subskaligen und dem aufgelösten Anteil wird im Folgenden nicht vorgenommen, da Vorstudien zu den hier vorgestellten Prinzipstudien gezeigt haben, dass der Einfluss subskaliger Flussdivergenzen in der Regel eine Größenordnung kleiner als der Einfluss der aufgelösten Divergenzen ist.

5.3.3 *Beschreibung der numerischen Experimente*

Zur Untersuchung des Einflusses der Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse auf die lokale Energiebilanz wurden idealisierte numerische Experimente mit dem LES-Modell PALM (Raasch und Schröter, 2002) durchgeführt.

Die Simulationen wurden wie folgt initialisiert: Das initiale Temperaturprofil war bis 800 m neutral geschichtet, daran schloss sich eine mit 5 K/(100 m) stark stabile 100 m mächtige Schicht an, um ein zu starkes Wachstum der Grenzschicht während der Simulation zu verhindern. Darüber war die Atmosphäre bis zum Oberrand des Modellgebiets (etwa 3250 m) mit 0.1 K/(100 m) leicht stabil geschichtet. In den unterschiedlichen numerischen Experimenten wurden der geostrophische Wind, der bodennahe Wärmestrom sowie der Grad der Oberflächeninhomogenität variiert. Als Oberflächeninhomogenität wurde, wie z. B. bei Raasch und Harbusch (2001) und Uhlenbrock et al. (2004), eine diskontinuierliche schachbrettartige zweidimensionale Variation des bodennahen Wärmeflusses H_0 vorgeschrieben, wobei die Wellenlänge L_{ih} sowie die Amplitude dH_0 der Wärmestromvariation variiert wurden.

Alle Simulationen wurden über die Dauer von 4 h durchgeführt. Zur Auswertung wurden die letzten drei Stunden der Simulation herangezogen. Die erste Stunde der Simulation diente dazu, einen quasistationären Strömungszustand herzustellen. Die Ausgaben wurden jeweils über den Zeitraum von 1 h zeitlich gemittelt. Die gezeigten Ergebnisse der Sensitivitätsstudie beziehen sich auf den Zeitraum 2-3 h. Die daraus abgeleiteten Aussagen sind auch auf die weiteren Auswertezwischenräume 1-2 h bzw. 3-4 h übertragbar.

Die räumliche Auflösung wurde bei allen Simulationen mit $dx=50$ m in alle Raumrichtungen konstant gehalten. Die Modellgebietsgröße betrug 6.4 km x 6.4 km in beide horizontale Raumrichtungen. Eine

VERTIKO-UH

Ausnahme stellt Simulation IH2 dar, sie wurde mit einer Modellgebietsgröße von 12.8 km x 12.8 km durchgeführt, um den Einfluss gröberskaliger Inhomogenitäten zu untersuchen (s. Tabelle 5.3-1).

An den seitlichen Rändern wurde eine zyklische Fortsetzung des Modellgebiets vorgegeben. Die Werte für die untere Randbedingung wurden entsprechend der Monin-Obukhov'schen Ähnlichkeitstheorie ermittelt, wobei als thermische untere Randbedingung der bodennahe Wärmestrom als zeitlich konstant vorgegeben wurde. Eine Liste aller durchgeführten Simulationen mit den entsprechenden Simulationsparametern ist in Tabelle 5.3-1 aufgeführt. Im Folgenden werden die Ergebnisse einiger ausgewählter Simulationen gezeigt und diskutiert.

Die Terme der Energiehaushaltsgleichung (Gl. 2) wurden während der laufenden Simulation aus den lokal prognostizierten Variablen (z. B. Temperatur und Windgeschwindigkeit) durch zentrale räumliche (dH/dn , dH_z , dH_{adv}) bzw. zeitliche (dT/dt) Differenzenquotienten ermittelt.

<i>Laufname</i>	$u_g (m s^{-1})$	$dx (m)$	$L_x (km)$	$H_0 (K m s^{-1})$	$dH_0 (K m s^{-1})$	L_{ih}
H0	0	50	6,4	0.1	0	0
H1	8	50	6,4	0.1	0	0
IH0	0	50	6,4	0.1	0.05	3,2
IH1	0	50	6,4	0.1	0.05	1,6
IH2	0	50	12,8	0.1	0.05	6,4

Tabelle 5.3-1: Liste der für die Prinzipstudie durchgeführten Simulationen und der zugehörigen Parameter. Alle Simulationen wurden über eine Dauer von 4 h durchgeführt. Zur statistischen Auswertung wurde über ein Intervall von 3600 s zeitlich gemittelt. u_g ist der geostrophische Wind, dx ist die verwendete Modellgitterweite, L_x die horizontale Modellgebietserstreckung, H_0 der bodennahe Wärmestrom, dH_0 die Amplitude der aufgeprägten Wärmestromvariabilität, L_{ih} steht für die Wellenlänge der Oberflächeninhomogenität.

5.3.4 Ergebnisse

Die durchgeführte Studie zur Untersuchung des Einflusses von Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse auf den lokalen Energiehaushalt hat gezeigt, dass es bei der Verwendung von Punktmessungen nicht gerechtfertigt ist, die Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse zur korrekten Erfassung der Energiebilanz zu vernachlässigen, da sie lokal an einem Punkt sehr große Werte annehmen können. Selbst nach längerer Mittelungsdauer (hier 3600 s) können über homogenem Untergrund lokale Temperaturänderungen auftreten, die durch Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse hervorgerufen werden, welche im Bereich der Werte für die Divergenzen des vertikalen Wärmeflusses liegen oder diesen sogar überschreiten. Erst im großräumigen Mittel haben die Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse keinen Einfluss auf den Energiehaushalt. Unter homogenen Oberflächenbedingungen ohne Berücksichtigung eines mittleren Windes genügt neben der zeitlichen Mittelung eine räumliche Mittelung über eine Fläche von etwa 3000 m², um den lokalen Einfluss der Flussdivergenzen unter die Signifikanzgrenze zu reduzieren. Sind Oberflächeninhomogenitäten vorhanden, muss dagegen über eine größere Fläche gemittelt werden. Die

VERTIKO-UH

Größe der Flächen hängt dabei deutlich von der Wellenlänge der Oberflächeninhomogenität ab.

Die starke räumliche Variabilität der Divergenzen der Wärmeflüsse (horizontal wie vertikal) wird durch höhere mittlere Windgeschwindigkeiten und durch eine längere Mittelungsdauer verringert. Dagegen wird die räumliche Variabilität durch stärkere Oberflächeninhomogenitäten erhöht. Für den Fall der Berücksichtigung von Oberflächeninhomogenitäten wurde ein Zusammenhang des Auftretens starker Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse mit inhomogenitätsbedingt hervorgerufenen organisierten konvektiven Strukturen identifiziert.

Abbildung 5.3-1 zeigt Vertikalprofile der 75%-, 90%- und 98%-Quantile der lokalen zeitlichen Temperaturänderung, der Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse, der Divergenz des vertikalen Wärmeflusses und der 'advectiven' Temperaturänderung für die Simulation H0. Als weitere Information ist das Vertikalprofil des horizontalen Mittels aller Größen aufgetragen. Für jedes X%-Quantil liegen X% der Punkte des jeweiligen Vertikalniveaus in der Spanne Mittelwert \pm (Wert des Quantils).

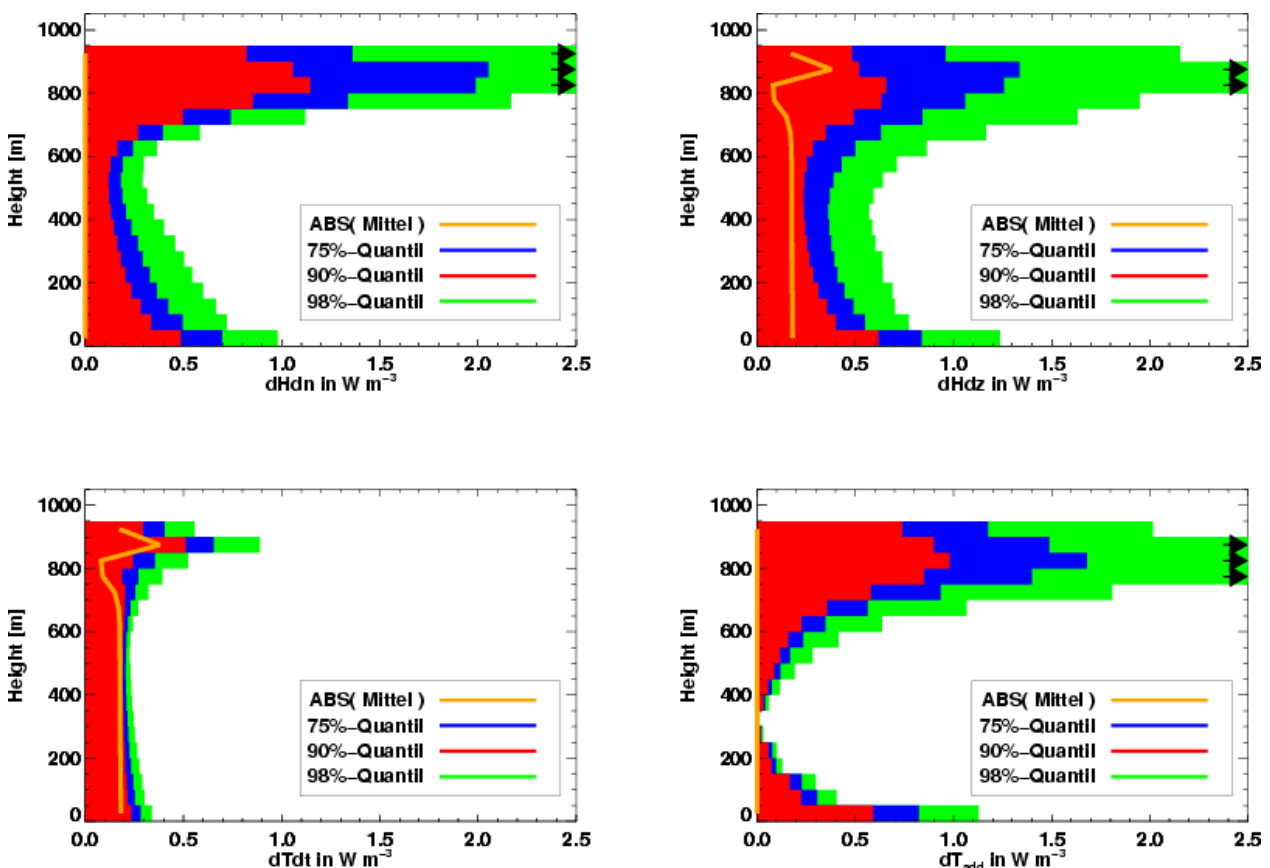


Abbildung 5.3-1 Vertikalprofile der 75%-, 90%- und 98%-Quantile für die Felder der horizontalen Wärmeflüsse (links oben), der Divergenz des vertikalen Wärmeflusses (rechts oben), der lokalen tatsächlich beobachteten zeitlichen Temperaturänderung (links unten) sowie der advectiven Temperaturänderung (rechts unten). Als zusätzliche Information ist jeweils das Vertikalprofil des horizontalen Mittels der entsprechenden Größe dargestellt (orange Linie). In den Bereich „Mittelwert \pm X%-Quantil sind X% aller Punkte des entsprechenden Vertikalniveaus eingeschlossen.

Abbildung 5.3-1 zeigt, dass sowohl die Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse dH/dn sowie die 'advectiven' Temperaturänderungen dT_{adv} im horizontalen Mittel keinen Einfluss auf die

VERTIKO-UH

Temperaturänderung in einer bestimmten Höhe haben. Ihr über eine Modellgitterebene gemittelter Wert verschwindet. Dies ist auf den rein technischen Aspekt der Verwendung zyklischer seitlicher Randbedingungen zurückzuführen. In diesem Fall führt ausschließlich die Divergenz des vertikalen Wärmeflusses zur Erwärmung in einer bestimmten Höhe. Dennoch können selbst nach einer Mittelungsdauer von 3600 s lokal große Divergenzen der horizontalen Flüsse auftreten. Die Temperaturänderung bedingt durch Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse kann lokal ebenso groß sein wie die Temperaturänderung aufgrund der Divergenz des vertikalen Wärmeflusses. Dabei sind die Divergenzen in Bodennähe und am Oberrand größer als in der Mitte der Grenzschicht, was durch die starke Turbulenz in diesen Bereichen - angeregt durch die Reibung am Boden und das Entrainment - zustande kommt. Auffällig ist auch, dass die räumliche Variabilität der lokalen Temperaturänderungen in allen Höhen deutlich geringer ist als die Variabilität der Einzelterme, die eine lokale Temperaturänderung hervorrufen ($dH_{1,2}/dx,y$, dH_3/dz , dT_{adv}). Eine Ausnahme bildet der Term der advektiven Temperaturänderung in einem Höhenbereich zwischen 200-600 m. Hier sind nur sehr geringe Werte für die Temperaturänderung zu beobachten. Dies ist auf den schwachen vertikalen Temperaturgradienten - die Grenzschicht ist hier neutral geschichtet - bei gleichzeitig fehlender mittlerer Horizontalgeschwindigkeit in diesem Bereich zurückzuführen.

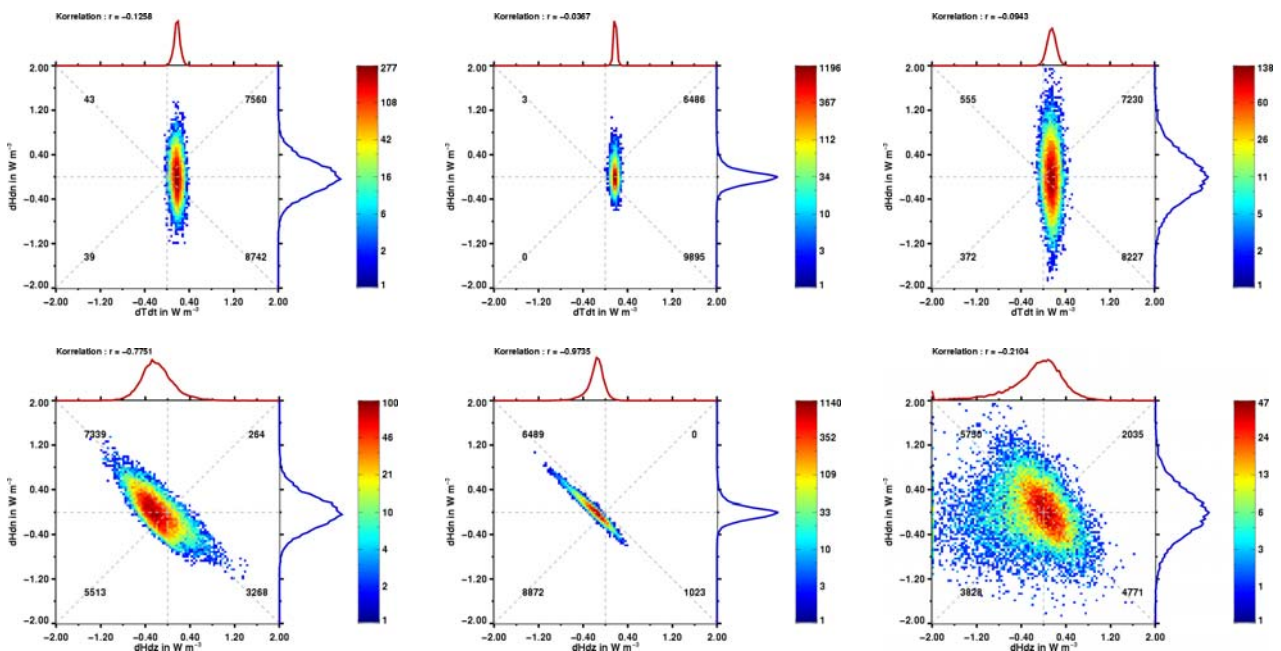


Abbildung 5.3-2 Zweidimensionale Häufigkeitsverteilung der lokalen Temperaturänderung (Abszisse, oben) bzw. der Divergenz des vertikalen Wärmeflusses (Abszisse, unten) und der Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse (jeweils Ordinate) für Simulation H0 in den Höhen 125 m (links), 475 m (Mitte), und 775 m (rechts). An den Ordinaten und Abszissen sind zusätzlich die eindimensionalen Häufigkeitsverteilungen der jeweiligen Größen aufgetragen.

Zwar können die Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse lokal erfasst und quantifiziert werden, ihr direkter Einfluss auf den lokalen Energiehaushalt bzw. die lokale Temperaturänderung kann, aufgrund sehr komplexer Zusammenhänge der einzelnen zur lokalen Temperaturänderung beitragenden Terme untereinander, nicht quantifiziert werden. Eine direkte Korrelation des Feldes der tatsächlich beobachteten

VERTIKO-UH

lokalen Temperaturänderung mit dem Feld der Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse ist nämlich nicht signifikant. Abbildung 5.3-2 (oben) zeigt dazu zweidimensionale Häufigkeitsverteilungen für die tatsächlich beobachtete Temperaturänderung $d\theta/dt$ und die Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse $dH_{1,2}/dx,y$ in unterschiedlichen Höhen innerhalb der simulierten Grenzschicht. Die (Anti-)Korrelation zwischen beiden Feldern ist in allen Höhen schwächer als $-0,14$. Im Gegensatz dazu sind die Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse und die Divergenz des vertikalen Wärmeflusses insbesondere in Bodennähe und in der Mitte der Grenzschicht gut bis sehr gut miteinander korreliert (Abbildung 5.3-2, unten). Der Korrelationskoeffizient liegt hier zwischen $-0,7$ in Bodennähe und $-0,98$ in der Mitte der Grenzschicht. Diese starke Antikorrelation deutet daraufhin, dass Divergenzen des vertikalen Wärmeflusses und Divergenzen in den horizontalen Wärmeflüssen gegeneinander wirken und sich teilweise ausgleichen. Der Ausgleich durch Horizontaldivergenzen erfolgt dabei jedoch nicht vollständig. Im horizontalen Mittel überwiegen immer die Vertikaldivergenzen - nur so kann sich die Grenzschicht mit der Zeit erwärmen. Die Korrelation zwischen Vertikal- und Horizontaldivergenzen geht erst am Oberrand der Grenzschicht durch das Entrainment verloren.

Der Vergleich zwischen der Struktur des simulierten Strömungsfeldes mit der Struktur der Divergenzfelder zeigt, dass eine schwache Kopplung der Flussdivergenzen mit organisierten konvektiven Strukturen, wie sie z. B. auch von Kanda et al. (2004) beobachtet wurde, besteht. Zur Verdeutlichung zeigt Abbildung 5.3-3 zweidimensionale Häufigkeitsverteilungen für die Vertikalgeschwindigkeit und die Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse (oben) sowie für die Vertikalgeschwindigkeit und die Divergenz des vertikalen Wärmeflusses (unten) in unterschiedlichen Höhen innerhalb der Grenzschicht.

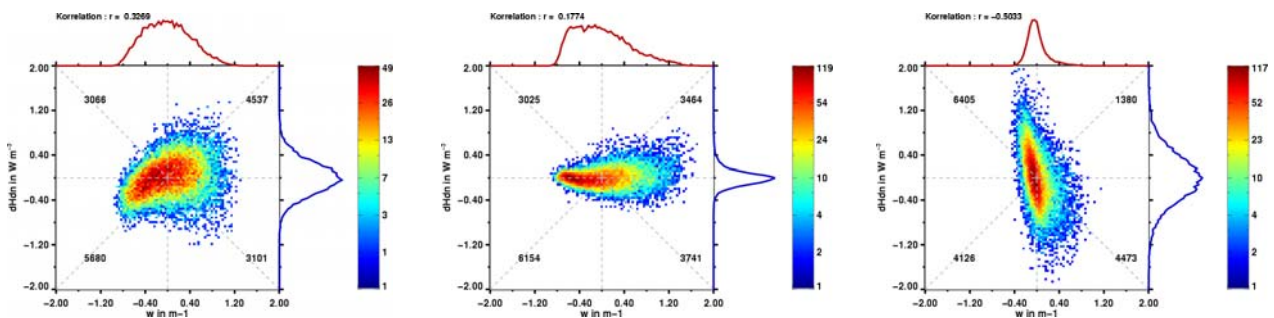


Abbildung 5.3-3 Wie Abbildung 5.3-2, hier jedoch für die Vertikalgeschwindigkeit (Abszisse) und die Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse (Ordinate).

In Bodennähe treten an insgesamt etwa 65 % der Gitterpunkte negative Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse - sie führen zu einer lokalen Erwärmung - in Verbindung mit Abwinden sowie positive Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse in Verbindung mit Aufwinden auf. Mit bis zu 35 % treten am Häufigsten negative Flussdivergenzen in Abwinden auf, was auf die räumliche Verteilung von Auf- und Abwinden in der konvektiven Grenzschicht zurückzuführen ist. Bis zum Oberrand der Grenzschicht verschiebt sich die Kopplung so, dass hier an bis zu 68 % aller Punkte positive Flussdivergenzen mit Abwinden bzw. negative Flussdivergenzen in Aufwinden auftreten.

VERTIKO-UH

Unter Berücksichtigung eines mittleren Winds wird die räumliche Variabilität der Divergenzen der horizontalen Wärmefflüsse sowie der Divergenz des vertikalen Wärmefflusses deutlich reduziert. Bei der Simulation H1, für die ein geostrophischer Wind von 8 m s^{-1} vorgeschrieben wurde, werden die Quantile in allen Höhen etwa um den Faktor 2 reduziert. Abbildung 5.3-4 zeigt dazu die Vertikalprofile der Quantile für Simulation H1. Die Ursache für die Reduzierung der Variabilität der Divergenzfelder bei höheren mittleren Windgeschwindigkeiten liegt, wie bei Kanda et al. (2004) erläutert, in der Struktur der turbulenten organisierten Strukturen begründet. Während sich die Auf- und Abwindgebiete bei schwachen mittleren Windgeschwindigkeiten zu zellenförmigen Strukturen mit relativ großen Amplituden und damit auch starken Gradienten organisieren, werden bei höheren mittleren Windgeschwindigkeiten die Auf- und Abwindgebiete durch den mittleren Wind advehiert und hinterlassen nach einer bestimmten Mittelungsdauer streifenförmig organisierte Strukturen mit deutlich verminderter Amplitude und deutlich verminderten Gradienten als im Schwachwindfall.

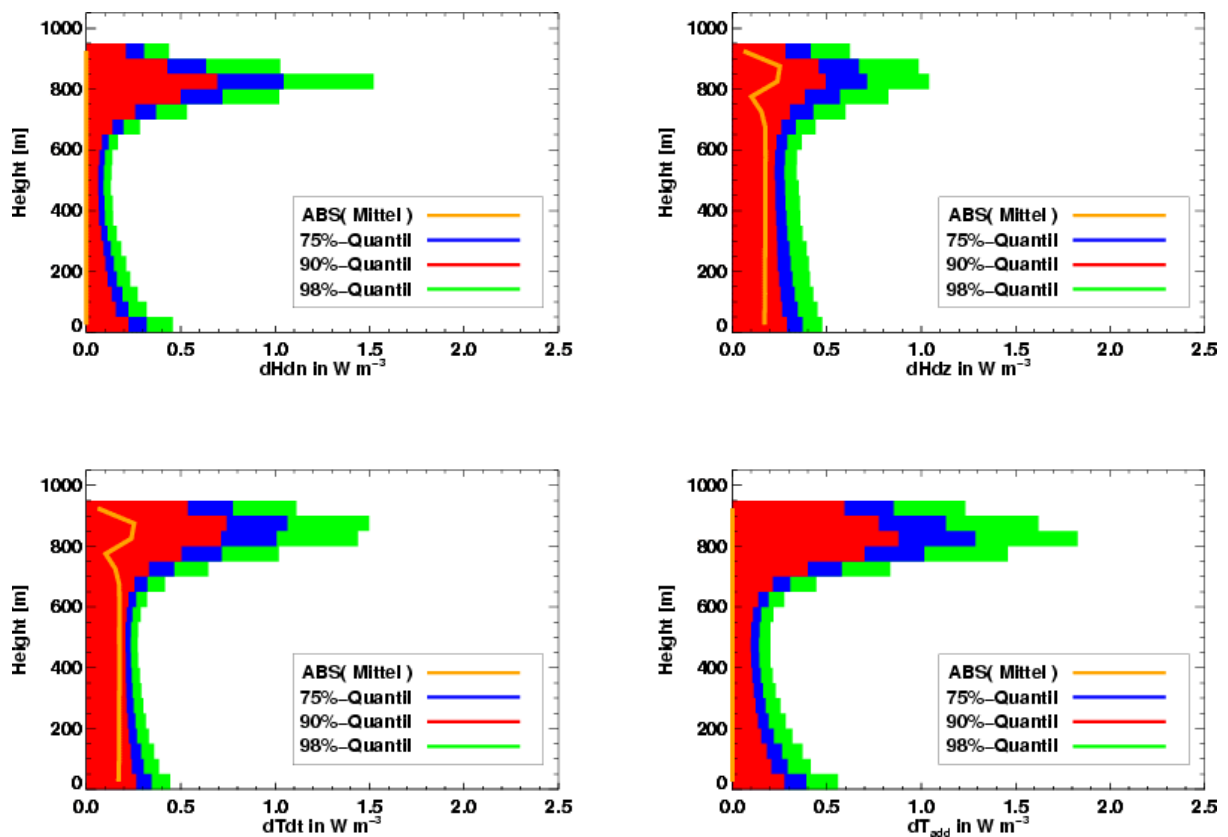


Abbildung 5.3-4: Wie Abbildung 5.3-1 hier für Simulation H1.

VERTIKO-UH

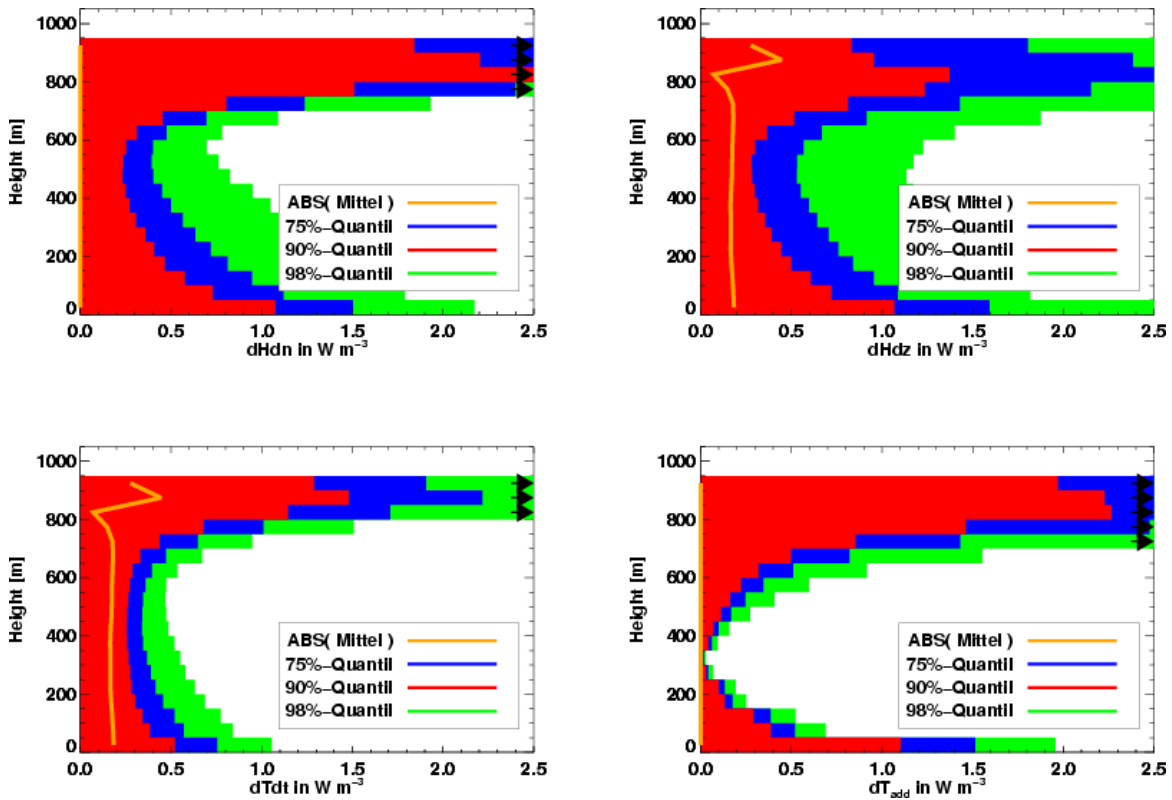


Abbildung 5.3-5: Wie Abbildung 5.3-1 hier für Simulation H0a

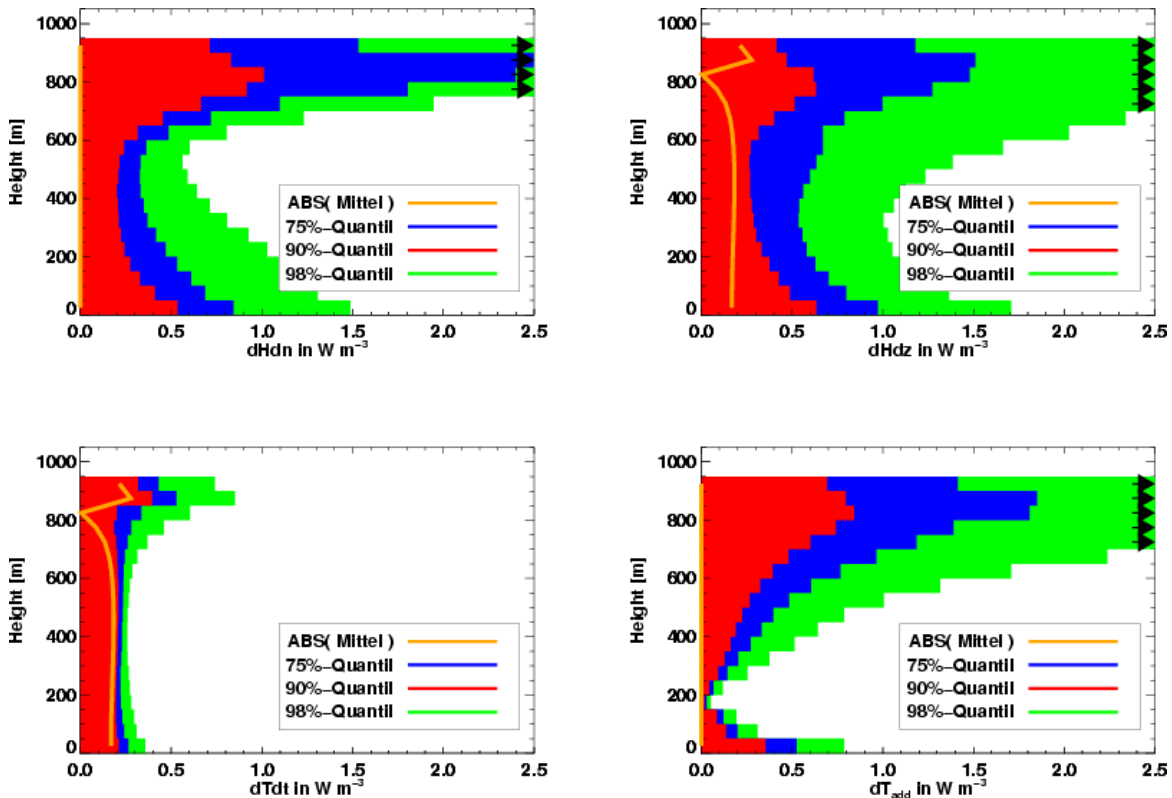


Abbildung 5.3-6: Wie Abbildung 5.3-1 hier für Simulation IH0.

VERTIKO-UH

Ähnlich wie eine höhere mittlere Windgeschwindigkeit verringert auch eine längere Mittelungsdauer die Variabilität der Flussdivergenzen. Abbildung 5.3-5 zeigt dazu Vertikalprofile der Quantile für Simulation H0a. Die Simulation H0a unterscheidet sich von Simulation H0 nur in der geringeren Mittelungsdauer (600 s anstatt 3600 s). Die um den Faktor 6 kürzere Mittelungsdauer in Simulation H0a führt etwa zu einer Verdopplung der Variabilität der Terme der Energiebilanzgleichung in allen Höhen. Ursache für diesen Effekt sind wieder organisierte konvektive Strukturen, deren advehierte Strecke und damit deren 'Verschmierungseffekt' bei längerer Mitteldauer größer ist.

Während Oberflächeninhomogenitäten auf die räumliche Variation der lokalen Temperaturänderungen keinen signifikanten Einfluss nehmen, wird die räumliche Variation der Divergenzen der Wärmeflüsse über die gesamte Grenzschicht hinweg über inhomogenem Untergrund deutlich erhöht. Zur Verdeutlichung zeigt Abbildung 5.3-6 Vertikalprofile der Quantile für Simulation IH0. Der Vergleich mit den Profilen der Quantile aus Simulation H0 (Abbildung 5.3-1) zeigt, dass für Lauf IH0 die Quantile der Divergenzen der Wärmeflüsse, horizontal wie vertikal, innerhalb der gesamten Grenzschicht um den Faktor 1,5-2 größer sind als für Lauf H0. Gleichzeitig nimmt die Variabilität der 'advektiven' Temperaturänderung in Bodennähe gegenüber dem homogenen Fall (Simulation H0) ab, steigt aber zum Oberrand der Simulation stark an. Resultat der höheren räumlichen Variabilität der Flussdivergenzen bei gleichzeitig gleichbleibender Variabilität der lokalen Temperaturänderungen ist die Korrelation der Flussdivergenzen untereinander. Im Vergleich zur Simulation H0 ist hier eine noch höhere (Anti-)Korrelation zwischen den Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse und der Divergenz des vertikalen Wärmeflusses zu beobachten. Die Korrelation erreicht in Bodennähe bereits Werte um -0,9 und steigt bis etwa zur Mitte der Grenzschicht ebenfalls auf Wert über -0,95 an. Für größere Höhen geht die hohe Korrelation wie im homogenen Fall wieder verloren und der Korrelationskoeffizient nimmt stark ab. Dazu zeigt Abbildung 5.3-6 zweidimensionale Häufigkeitsverteilungen für die Divergenz des vertikalen Wärmeflusses (Abszisse) und Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse (Ordinate). In Bodennähe ist hier sehr gut die hohe Korrelation zwischen den Flussdivergenzen zu erkennen. Positive Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse - sie rufen eine lokale Temperaturniedrigung hervor - treten hier vermehrt zusammen mit positiven Divergenzen des vertikalen Wärmeflusses auf und umgekehrt.

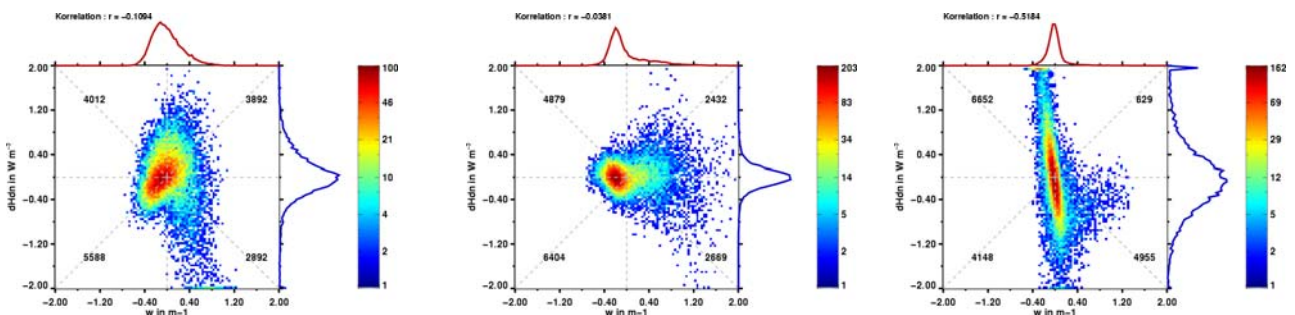


Abbildung 5.3-6 Wie Abbildung 5.3-2, hier jedoch für die Divergenz des vertikalen Wärmeflusses (Abszisse) und die Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse (Ordinate) aus Simulation (IH0).

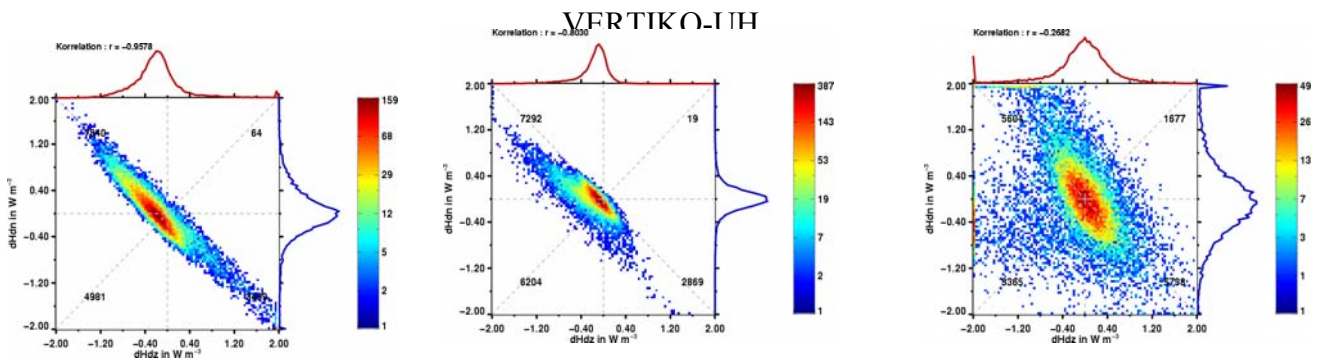


Abbildung 5.3-6: Wie Abbildung 5.3-2, hier für die Vertikalgeschwindigkeit (Abszisse) und die Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse (Ordinate) aus Simulation IH0.

Im Vergleich zum homogenen Fall wird ein Zusammenhang in den inhomogenen Simulationen zwischen dem simulierten Strömungsfeld und den Divergenzfeldern deutlicher sichtbar. Abbildung 5.3-6 und Abbildung 5.3-6 zeigen dazu zweidimensionale Häufigkeitsverteilungen der Vertikalgeschwindigkeit und der Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse (Abbildung 5.3-6) sowie Horizontalschnitte durch das Feld der Vertikalgeschwindigkeit und der Divergenzen der horizontalen Flussdivergenzen (Abbildung 5.3-6) für Simulation IH0 in Bodennähe ($z=125$ m). Die stärksten negativen Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse treten in dem Bereich der stärksten Aufwinde auf. Diese befinden sich, wie für Strömungen ohne mittleren Wind über idealisierten, diskontinuierlichen, schachbrettartigen Oberflächeninhomogenitäten typisch (z. B. Herold, 2002), im Zentrum des Bereichs der Oberflächeninhomogenität, der stärker geheizt wird als im horizontalen Mittel. Zwar nimmt die räumliche Variabilität mit zunehmender Größe der Oberflächeninhomogenitäten leicht zu, ein signifikanter Zusammenhang, der sich über die gesamte Grenzschicht hinweg abzeichnet, konnte jedoch nicht identifiziert werden. Die Ergebnisse der Simulationen IH1 und IH2 werden deshalb hier nicht gezeigt.

Bis hier wurde gezeigt, dass Divergenzen der horizontalen Flüsse zur korrekten Erfassung des Energiehaushalts selbst über homogenem Untergrund nicht vernachlässigt werden dürfen. Diese Aussage gilt jedoch nur, wenn die Energiebilanz lokal an einem Gitterpunkt ermittelt wird. Übertragen auf reale

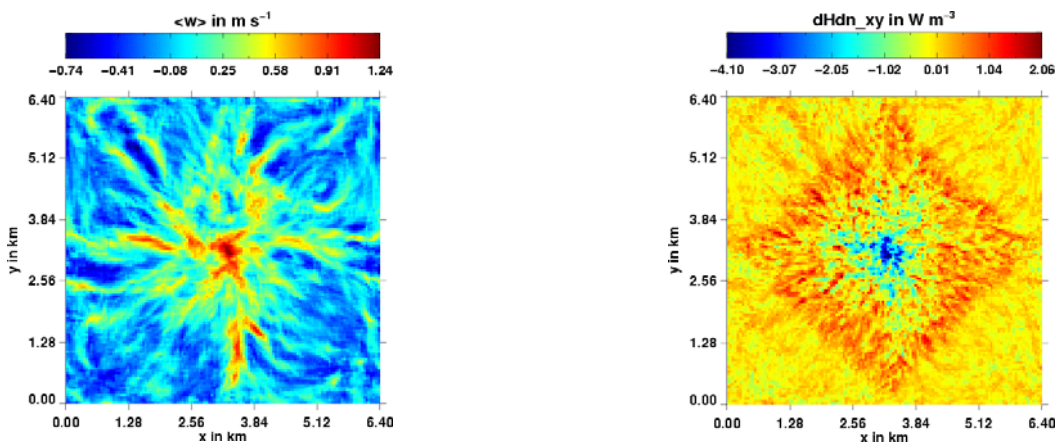


Abbildung 5.3-6: Horizontalschnitt durch das Feld der Vertikalgeschwindigkeit (links) und das Feld der Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse (rechts) in 125 m Höhe für Simulation IH0. Beide Felder wurden über 1 h zeitlich gemittelt.

VERTIKO-UH

Messungen bedeutet dies, dass zur korrekten Erfassung der Energiebilanz auch nach einer längeren Mittelungsdauer die Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse nicht vernachlässigt werden dürfen, wenn ausschließlich Messungen an einen Punkt vorliegen. Viele der in der Einleitung aufgeführten Arbeiten, in denen Energiebilanzstudien durchgeführt wurden, wurden jedoch auf der Basis von flächenhaften Messungen (z. B. fluggestützte Messungen) oder mit einer Kombination aus flächenhaften Messungen und Messungen am festen Ort (z. B. Lidar, Radiosonde) durchgeführt (Grunwald et al., 1996; Le Mone et al. 2002). Es stellt sich daher die Frage, ob eine Mittelung über eine größere Fläche die Variabilität der Flussdivergenzen reduziert und ab welcher Flächengröße die Divergenzen der horizontalen Flüsse tatsächlich vernachlässigt werden dürfen. Zur Beantwortung der Frage wurden die Ergebnisse der durchgeführten Simulationen herangezogen, aber nicht wie bisher einzeln für jeden Gitterpunkt ausgewertet, sondern es wurde, ausgehend von jedem Gitterpunkt als Aufpunkt, über sich sukzessive vergrößernde Flächen gemittelt und anschließend die räumliche Variabilität der Divergenzfelder betrachtet. Die Abbildung 5.3-7, Abbildung 5.3-8 und Abbildung 5.3-9 zeigen nun die Abhängigkeit des 98%-Quantils für alle Terme der Energiehaushaltsgleichung von der Größe der jeweiligen Mittelungsfläche für verschiedene Höhen für die Simulationen H0, IH0 sowie IH2.

Für alle Simulationen gilt, dass die Terme der Energiehaushaltsgleichung mit zunehmender Mittelungsfläche asymptotisch ihrem großräumigen Mittelwert entgegenstreben. Die Terme der 'advektiven' Temperaturänderung sowie der Divergenzen der horizontalen Flussdivergenzen streben dabei erwartungsgemäß dem Wert null entgegen, so dass dann die tatsächlich beobachtete Temperaturänderung ausschließlich aufgrund der Divergenzen des vertikalen Wärmeflusses zustande kommt. In Abhängigkeit vom Grad der Inhomogenität reduzieren sich die Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse, die hier vorrangig betrachtet werden sollen, unterschiedlich rasch. Während in Simulation H0 (homogener Untergrund) bereits bei einer Mittelungsfläche von 3000 m² 98% aller Werte der betrachteten Vertikalniveaus unterhalb von 0,02 W m³ liegen, muss über inhomogenen Oberflächen (Simulationen IH0 und IH2) über deutlich größere Flächen gemittelt werden, damit die Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse vernachlässigbar sind. Dabei zeigt die Größe der Mittelungsfläche eine Abhängigkeit von der Größe der Oberflächeninhomogenität. Je größer die Oberflächeninhomogenität, umso größer ist die Fläche, über die gemittelt werden muss. Insbesondere in Bodennähe und am Oberrand der Grenzschicht muss über größere Flächen gemittelt werden als in der Mitte der Grenzschicht. Abschließend kann festgehalten werden, dass Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse nur dann vernachlässigt werden dürfen, wenn die Fläche, über die gemittelt wird, hinreichend groß ist. Bei der Verwendung fluggestützter Messdaten mit typischen Größen der Mittelungsflächen von 10 km² spielen dementsprechend die Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse nur eine vernachlässigbare Rolle am Gesamtenergiehaushalt.

VERTIKO-UH

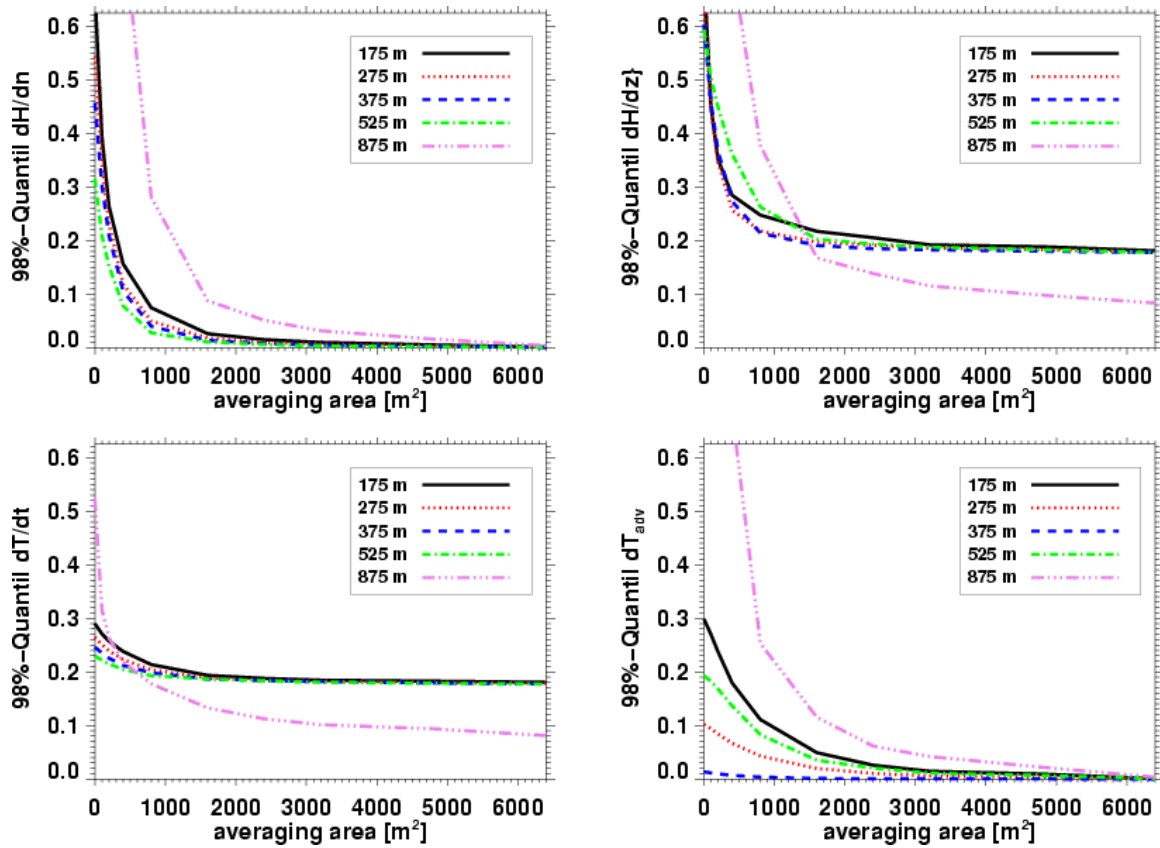


Abbildung 5.3-7: Abhängigkeit des 98%-Quantils von der Größe der Mittelungsfläche für die Terme der Energiehaushaltsgleichung für Simulation H0. Links oben: Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse, recht oben: Divergenz des vertikalen Wärmeflusses, links unten: tatsächlich aufgetretene Temperaturänderung, rechts unten: advective Temperaturänderung.

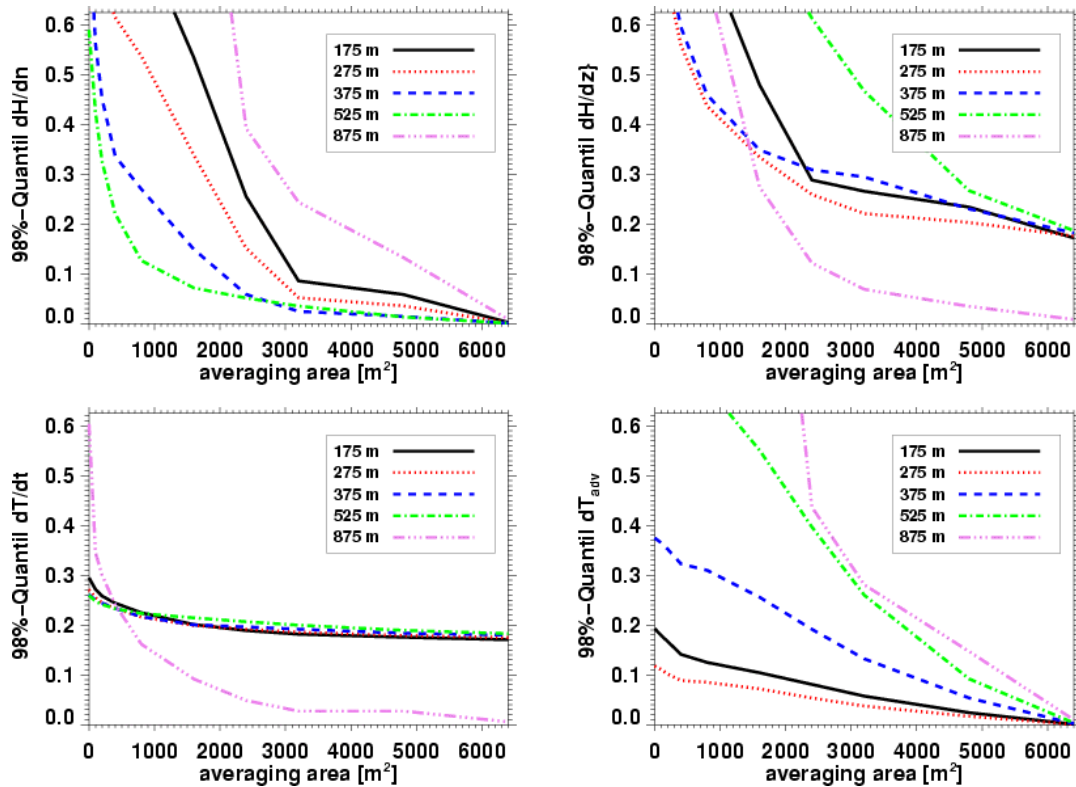


Abbildung 5.3-8: Wie Abbildung 5.3-7 hier für Simulation IH0.

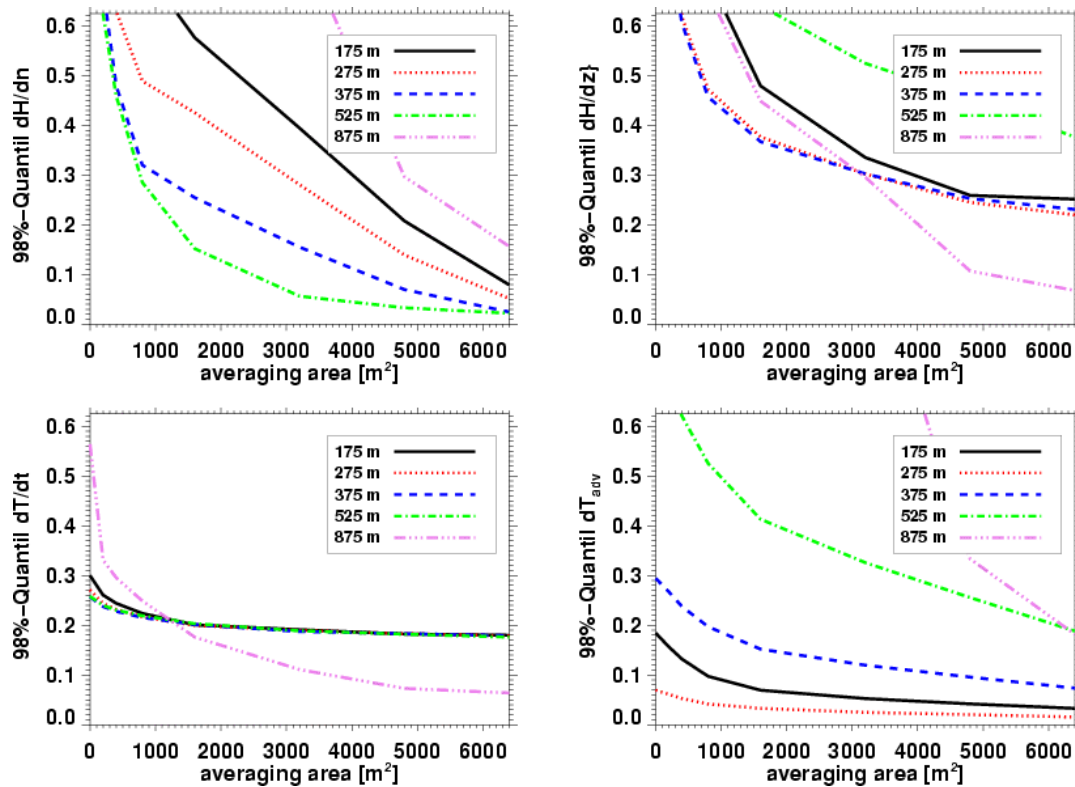


Abbildung 5.3-9: Wie Abbildung 5.3-7 hier für Simulation IH2.

5.4 Hochauflösende Large-Eddy Simulation zum STINHO2-Experiment

Neben den Prinzipstudien war die numerische Simulation zum STINHO2-Experiment ein weiteres wichtiges Deliverable des hier vorliegenden Teilprojekts. Dieses mikro-meteorologische Feldexperiment wurde im Rahmen des STINHO-Projekts im Sommer 2002 auf dem Gelände des Grenzschichtmessfeldes des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg durchgeführt, um die Wechselwirkungen einer heterogen geheizten Erdoberfläche mit der turbulenten Atmosphäre zu untersuchen. Ziel dieses Experiments war es, konventionelle meteorologische Punktmessungen und vertikal integrierende Messungen mit flächendeckenden Sondierungen des Temperatur- und Windfeldes sowie numerischen Simulationen zu vergleichen. Für das hier vorliegende Teilprojekt stand dabei der Vergleich von Messungen mit der Methode der akustischen Tomographie mit den Daten einer hochauflösenden Large-Eddy Simulation im Vordergrund. Das Hauptaugenmerk der Untersuchungen war dabei auf die Erfassung und Quantifizierung horizontaler Wärme Flüsse und deren Divergenzen in der bodennahen Grenzschicht unter realen inhomogenen Oberflächenbedingungen gerichtet. Für diese hochauflösende Simulation wurde das parallelisierte LES-Modell PALM direkt an die Bedingungen, die während des STINHO2-Experiments vorherrschten, angepasst. Die Rand- und Anfangswerte für die Simulation wurden dabei direkt aus den Messdaten der verschiedenen eingesetzten Messsysteme gewonnen. Die Verzahnung der experimentellen Arbeiten mit den theoretisch-numerischen Untersuchungen ist anhand von Abbildung 5.4-1 schematisch dargestellt. Zentraler

VERTIKO-UH

Teil des Vergleichs ist das STINHO2-Experiment, durch das zum einen die Rand- und Anfangsbedingungen für die hochauflösende Simulation bereitgestellt werden und zum anderen die für den späteren Vergleich mit der hochauflösenden Simulation notwendigen Vergleichsmesswerte gewonnen wurden. Durch das STINHO2-Experiment wurde die Entwicklung der morgendlichen konvektiven Grenzschicht mit Hilfe moderner Messtechniken erfasst (s. Raabe et al., 2004). Hauptsächlicher Bestandteil der Auswertung ist der Vergleich zwischen den mit verschiedenen Messsystemen gewonnenen Daten, wobei der Vergleich zu den Daten der akustischen Tomographie im Vordergrund steht. Eine ausführliche Beschreibung des Experiments und der vorbereitenden Arbeiten für die hochauflösende Simulation ist in der „STINHO-übergreifenden“ Veröffentlichung zu finden (Raabe et al., 2004).

Mit dieser hochauflösenden Simulation (Gitterweite: 0,5-0,75 m) wurde ein bisher einmaliger Datensatz geschaffen, der einen detaillierten Einblick in die Struktur einer sich am Morgen über inhomogener Oberfläche entwickelnden konvektiven Grenzschicht erlaubt. Der Vergleich der Simulationsergebnisse mit den Messdaten der akustischen Tomographie zeigt gute Übereinstimmungen zwischen der tatsächlichen und der simulierten Temperaturentwicklung. Ein deutliches Signal der Oberflächeninhomogenität (Ackerfläche/Grasland) ist in den zeitlich gemittelten Temperatur- und Wärmestromfeldern zu erkennen. Es wurde gezeigt, dass die Divergenzen horizontaler Wärmeflüsse einen größeren Einfluss auf die lokale Energiebilanz haben können als die Divergenzen der vertikalen Wärmeflüsse. Neben der Erfassung und der Quantifizierung der horizontalen turbulenten Wärmeflüsse und deren Divergenzen war ein wichtiges Produkt der Simulation die Ableitung von Transferkoeffizienten für den horizontalen turbulenten Transport. Diese Transferkoeffizienten wurden vom Teilprojekt akustische Tomographie zur Berechnung der Divergenzen horizontaler Flüsse verwendet.

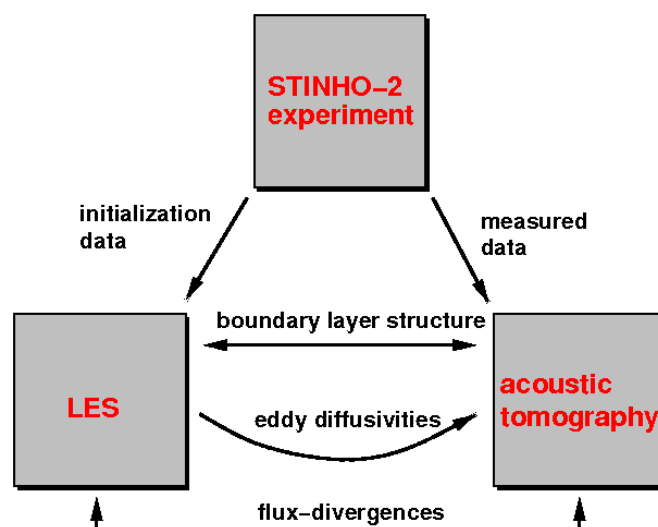


Abbildung 5.4-1: Schematische Darstellung der Verzahnung der experimentellen und theoretisch-numerischen Arbeiten zum STINHO2-Experiment.

5.4.1 Die STINHO2-Messkampagne

Die STINHO2-Messkampagne wurde im Zeitraum vom 01.-10.07.2002 durchgeführt (Raabe et al., 2004). Abbildung 5.4-2 zeigt dazu das 'Gemeinsame Messfeld' des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg des DWD bei Falkenberg mit dem 99-m Mast im Vordergrund. Das eigentliche Untersuchungsgebiet hat eine Ausdehnung von 440 m x 300 m (markiert durch das schwarze Rechteck). Es setzt sich aus zwei Teilflächen unterschiedlichen Bodentyps (Gras und Ackerfläche) zusammen. Die Ackerfläche, wurde künstlich durch Umbrechen der Wiesenfläche erzeugt und hatte eine Ausdehnung von etwa 300 m x 100 m. Bei der Konzipierung des STINHO2-Messexperiments und bei der Auswahl des Golden Day für den Vergleich zwischen Simulation und Messung mussten die bei Weinbrecht et al. (2004) genannten Voraussetzungen erfüllt werden (s. u.). Aufgrund dieser Voraussetzungen beschränkt sich die Untersuchung auf die sich entwickelnde morgendliche konvektive Grenzschicht. Als Golden Day für den Vergleich wurde deshalb der 06.07.2002 des STINHO2-Messexperiments ausgewählt, da nur für diesen Tag die Rahmenbedingungen für den geplanten Vergleich als geeignet eingestuft wurden und die Daten aller Messsysteme vollständig zur Verfügung standen.

Um den Antrieb der hochauflösenden Simulation sicherzustellen, wurden die Daten aller Messsysteme, die während des STINHO2-Experiments eingesetzt wurden, zu einer Datenbank zusammengefasst. Basierend auf dieser Datenbank konnten dann die für den Antrieb der hochauflösenden Simulation benötigten Rand- und Anfangswertwerte abgeleitet werden. Eine detaillierte Beschreibung der eingesetzten Messsysteme und zur Bereitstellung der Rand- und Anfangswerte für die Large-Eddy Simulation ist in Raabe et al. (2004) zu finden.

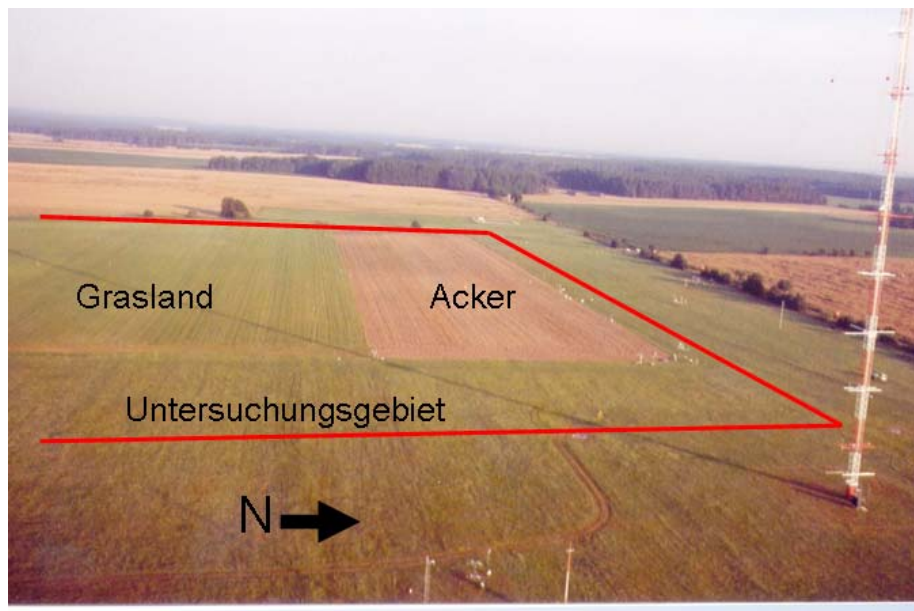


Abbildung 5.4-2: Ansicht des Messgebiets der STINHO2-Messkampagne auf dem „Gemeinsamen Messfeld“ des DWD in Falkenberg bei Lindenberg. Markiert ist das eigentliche Untersuchungsgebiet mit der umgepflügten Ackerfläche (Acker) etwa in der Mitte des Bildes und dem umgebenden Grasland sowie dem 99m-Mast des DWD auf der rechten Seite des Bildes.

5.4.2 Anpassung von PALM an die Bedingungen der STINHO2-Messkampagne

Um den Vergleich zwischen Simulation und Messung durchführen zu können, musste PALM an die Bedingungen, die während der STINHO2-Messkampagne vorherrschten, angepasst werden. Damit ein solcher Vergleich grundsätzlich möglich ist, mussten bei der Modellkonfiguration hinsichtlich der Wahl der Modellgebietsgröße und der Modellgitterweite zwingend notwendige Voraussetzungen erfüllt werden:

1. um den Einfluss der bekannten Schwächen des in PALM eingesetzten Subskalenschemas (Überschätzung der Windscherung in Bodennähe) gering zu halten, muss der Vergleich auf Bereiche beschränkt werden, in denen der Anteil der subskaligen Turbulenz klein gegenüber dem Gesamtsignal ist, was bei der Wahl der Gitterweite berücksichtigt werden muss. Die Studien von Weinbrecht et al. (2004) zeigen, dass der Einfluss der Subskala etwa ab dem fünften Gitterpunkt vernachlässigt werden kann. Da jedoch die Messungen mit dem Verfahren der akustischen Tomographie aus technischen Gründen nicht höher als 2 m über Grund durchgeführt werden konnten, wurde für die Vergleichssimulation eine vertikale Auflösung von mindestens 0,5 m notwendig.
2. Zur Simulation einer konvektiven Grenzschicht muss das Modellgebiet so groß gewählt werden, dass es in vertikaler Richtung die gesamte Grenzschicht umfasst und in horizontaler Richtung mehrere konvektive Elemente einschließt. Aufgrund der notwendigen hohen Modellauflösung müssen die Grenzschichthöhe und der Durchmesser der konvektiven Elemente so klein sein, um den Rechenaufwand so gering wie möglich zu halten. Der Simulationszeitraum wurde deshalb auf die Zeitspanne begrenzt, in der die Grenzschichthöhe etwa 300 m nicht überschreitet.

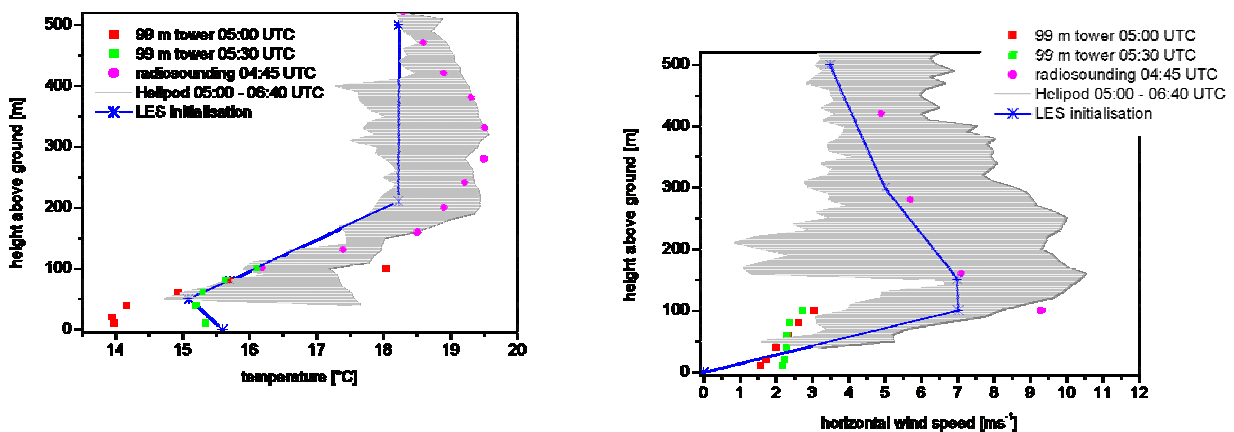


Abbildung 5.4-3: Vertikalprofile der Temperatur (links) und der Windgeschwindigkeit (rechts) am 06.07.2002 während des STINHO2-Experiments. Die Daten basieren auf Messungen der Radiosonde, der Turbulenzmessmasten und des HELIPOD. Alle Daten wurden der STINHO-Datenbank entnommen und zur Initialisierung der hochauflösenden Simulation verwendet. Die Initialisierungsprofile sind blau markiert.

VERTIKO-UH

Als Kompromiss zwischen möglichst hoher Modellauflösung und der zur Verfügung stehenden Rechenkapazität wurde schließlich für die Vergleichssimulation eine Auflösung von 0,5 m in der vertikalen Raumrichtung und von 0,75 m in beiden horizontalen Raumrichtungen gewählt. Die Modellgebietsgröße betrug in die horizontalen Raumrichtungen 575 m x 575 m und umfasste so vollständig das Untersuchungsgebiet der STINHO2-Messkampagne. In vertikaler Richtung erstreckte sich das Modellgebiet bis etwa 730 m. Die Gitterweite war dabei bis 360 m äquidistant und wurde darüber zum jeweils folgenden Gitterniveau um 9 % gestreckt. Aus der Wahl der Gitterparameter resultierte eine Anzahl von 768^3 Gitterpunkten. Die Simulation erstreckte sich über eine Zeitspanne von 4200 s, so dass damit der Zeitraum zwischen 5:30 UTC und 6:40 UTC des 06.07.2002 überdeckt wurde. Dies entspricht dem Zeitraum, in dem sich die morgendliche konvektive Grenzschicht ausbildete und in dem die Daten aller Messsysteme zur Verfügung standen.

Entsprechend der von der STINHO-Datenbank bereitgestellten Initialprofile wurde der geostrophische Wind mit 4 m s^{-1} aus südlicher Richtung vorgeschrieben. In etwa 100 m Höhe über Grund wurde an diesem Tag ein Low-Level-Jet (LLJ) mit maximalen Windgeschwindigkeiten von über 10 m s^{-1} registriert. Im Laufe der Entwicklung der morgendlichen Grenzschicht wurde der LLJ allmählich abgebaut. Dieser LLJ wurde durch ein Maximum der Windgeschwindigkeit in der betreffenden Höhe im initialen Windprofil berücksichtigt. Für die Temperatur wurde bis 50 m eine neutrale Schichtung gewählt. Daran schloss sich ein 160 m mächtiger stark stabil geschichteter Bereich ($2,92 \text{ K}/100 \text{ m}$) an. Darüber war die Atmosphäre bis zum Oberrand des Modellgebiets mit $1 \text{ K} / 100 \text{ m}$ nur leicht stabil geschichtet. Abbildung 5.4-3 zeigt Initialprofile der potentiellen Temperatur und des Horizontalwindes, wie sie von der STINHO-Datenbank übernommen wurden. Beide Profile wurden horizontal homogen auf das gesamte Simulationsgebiet übertragen.

Die Inhomogenität der Oberfläche wurde in der Vergleichssimulation durch eine reine Wärmestrominhomogenität berücksichtigt. Aus den Daten der unterschiedlichen Messsysteme wurde dazu ein Composite für die Gras- bzw. Ackerfläche erstellt, welches dem Modell als untere thermische Randbedingung vorgeschrieben wurde. Abbildung 5.4-4 zeigt dazu die aus der Datenbank bereitgestellten zeitlichen Verläufe des bodennahen Wärmestroms mit den daraus abgeleiteten Composites. Insgesamt gestaltete sich die Bereitstellung geeigneter bodennaher Wärmeströme als schwierig, da das beobachtete Grenzschichtwachstum alleine mit den durch die Turbulenzmesssysteme ermittelten Wärmeströmen nicht reproduziert werden konnte. Eine detaillierte Ausführung zu den aufgetretenen Problemen sowie eine Beschreibung zur Bereitstellung der Composites ist in Raabe et al. (2004) zu finden.

Durchgeführt wurde die Simulation auf der IBM Regatta pSeries 690 des Norddeutschen Verbunds für Hoch- und Höchstleistungsrechnen (HLRN). Die 128 eingesetzten Prozessorelemente benötigten dafür mehr als 25 Tage, was etwa einem Drittel der gesamten am HLRN in diesem Zeitraum zur Verfügung gestellten Rechenzeit entspricht.

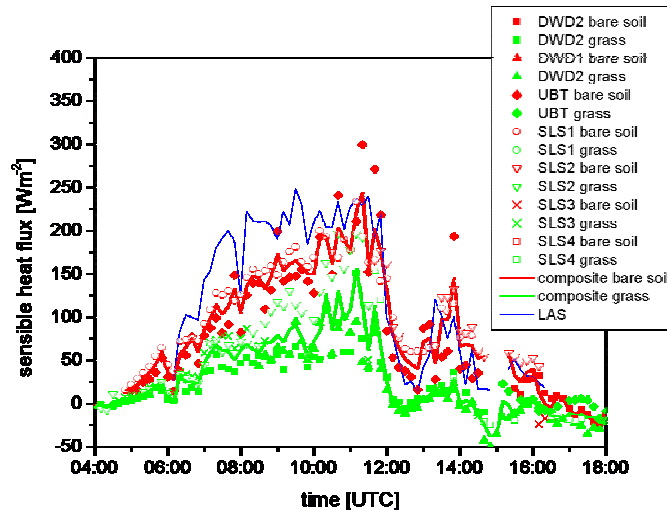


Abbildung 5.4-4: Entwicklung des fühlbaren Wärmestroms am 06.07.2002 während der STINHO2-Messkampagne. Die Daten basieren auf Messungen mit Scintillometern (SLS1-4, LAS) und Sonic-Anemometern (DWD, UBT). Die Messungen wurden über Gras (grün) sowie Acker (rot) durchgeführt. Die durchgezogenen Linien stellen Composites der Messungen dar und wurden als untere thermische Randbedingung für die hochauflösende Simulation verwendet.

5.4.3 Ergebnisse

In Abbildung 5.4-5 (oben) ist die zeitliche Entwicklung der Temperatur in 2 m Höhe über dem Erdboden dargestellt. Gegenübergestellt sind hier die von PALM simulierte Temperatur, die mit der Methode der akustischen Tomographie erfasste Temperatur sowie die an den Masten des DWD und der TU Bayreuth gemessenen Temperaturen. Die simulierte Temperatur wurde dabei auf die Fläche der akustischen Tomographie gemittelt. Obwohl geringe Unterschiede zwischen den absoluten Temperaturwerten der einzelnen Messsysteme und der hochaufgelösten Temperatur zu beobachten sind - sie sind auf die oben genannten Schwierigkeiten bei der Bereitstellung der Rand- und Anfangswerte für die Simulation zurückzuführen-, wird der zeitliche Verlauf der Temperaturentwicklung in 2 m Höhe sehr gut durch die Simulation wiedergegeben. Deutlich ist die Erwärmung der konvektiven Grenzschicht an der Zunahme der Temperatur mit der Zeit zu erkennen. Zwar ist ein kleiner Offset zwischen den simulierten und den tatsächlich beobachteten Temperaturwerten zu beobachten, die Entwicklung der Temperatur verläuft jedoch parallel.

Abbildung 5.4-4 zeigt horizontale Querschnitte durch das Temperaturfeld am 6.7.2002 um 6:40 UTC in 2 m Höhe. In dem von PALM simulierten, hochaufgelösten Temperaturfeld (Abbildung 5.4-4, links) sind wie bei Weinbrecht et al. (2004) streifenförmige kohärente Strukturen zu erkennen, die in Richtung des mittleren Windes (markiert durch einen Pfeil) orientiert sind. Obwohl zwischen der Ackerfläche und der umliegenden Grasfläche signifikante Unterschiede in den beobachteten bodennahen Wärmeströmen sowie in den gemessenen Oberflächentemperaturen registriert wurden (s. Abbildung 5.4-4 sowie Raabe et al., 2004), bildet sich die wärmere Ackerfläche in 2 m Höhe nicht im instantanen Temperaturfeld ab. Dies ist eine

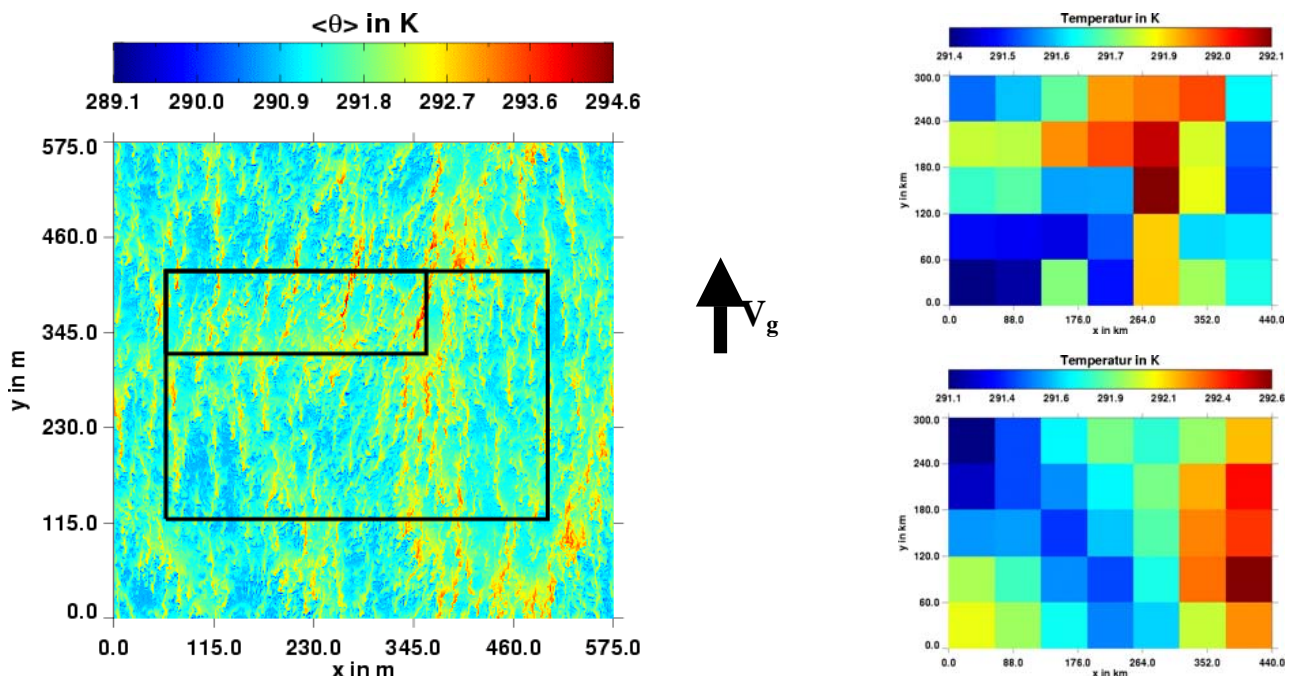


Abbildung 5.4-4: Horizontale Schnitte durch das Temperaturfeld zum Zeitpunkt 6:40 UTC in 2 m Höhe. Links: hochaufgelöstes Temperaturfeld, das Untersuchungsgebiet mit der Ackerfläche ist durch schwarze Rechtecke markiert. Rechts oben: auf das Raster der akustischen Tomographie gemitteltes Temperaturfeld. Rechts unten: Tomographisch tatsächlich beobachtetes Temperaturfeld.

Beobachtung, die durch die Messungen der akustischen Tomographie bestätigt wird (Abbildung 5.4-4, rechts unten). Hier werden im Bereich der Ackerfläche sogar niedrigere Temperaturen als über der Wiese beobachtet. Der Vergleich des hochaufgelösten Temperaturfeldes (Abbildung 5.4-4, links) mit dem Temperaturfeld der akustischen Tomographie (Abbildung 5.4-4, rechts unten) zeigt, dass im LES-Temperaturfeld offensichtlich größere Details sichtbar sind (vergl. Weinbrecht et al., 2004), was auf mittlere Eigenschaften der Tomographie-Methode zurückzuführen ist. Diese mittlere Eigenschaften treten auch sehr deutlich beim Vergleich von gemessenen mit simulierten Temperaturvarianzen hervor. Abbildung 5.4-5 (oben) vergleicht dazu die Temperaturvarianzen, die direkt aus der hochauflösenden LES abgeleitet wurden, mit den Daten der akustischen Tomographie sowie mit den Varianzen, die aus den LES-Daten ermittelt wurden und die auf das Raster der akustischen Tomographie gemittelt wurden (LES-Rasterdaten), in 2 m Höhe. Die grau markierte Fläche um die LES-Rasterdaten stellt die Fehlerbereiche der simulierten Varianzen dar und wurde gemäß der Sensitivitätsstudien von Weinbrecht et al. (2004) ermittelt. Die Varianzen des hochaufgelösten Temperaturfeldes sind deutlich größer als die Varianzen des Temperaturfeldes, das mit der Methode der akustischen Tomographie sondiert wurde und des auf das Tomographieraster gemittelten LES-Feldes. Wie bereits in der Studie von Weinbrecht et al. (2004) beobachtet wurde, sind die Temperaturvarianzen, die durch die Methode der akustischen Tomographie registriert wurden, deutlich größer als die vergleichbaren, auf das Raster der Tomographie gemittelten LES-Daten. Die Ursachen für die beobachteten Differenzen werden ausführlich bei Weinbrecht et al. (2004) diskutiert, weshalb an dieser Stelle darauf verzichtet werden soll. Abbildung 5.4-6 zeigt zeitlich gemittelte (Mittelungsperiode 600 s) horizontale Schnitte durch das Feld des vertikalen Wärmestroms (links) und der

VERTIKO-UH

horizontalen Wärmeströme (rechts) zum Zeitpunkt 6:40 UTC (entspricht 4200 s simulierter Zeit). Hinsichtlich der Verteilung der turbulenten Wärmeflüsse zeigt sich, dass lediglich im vertikalen turbulenten Wärmefluss ein deutliches Signal der inhomogenen Teilflächen zu beobachten ist. In Strömungsrichtung leicht versetzt treten im Bereich der Ackerfläche die größten turbulenten vertikalen Wärmeflüsse auf. Im Feld der horizontalen Wärmeflüsse bildet sich dagegen die Oberflächeninhomogenität nur durch ein schwaches Signal ab. Folglich ist auch im Feld der Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse kein signifikantes Signal der Oberflächeninhomogenität zu erkennen (hier nicht gezeigt).

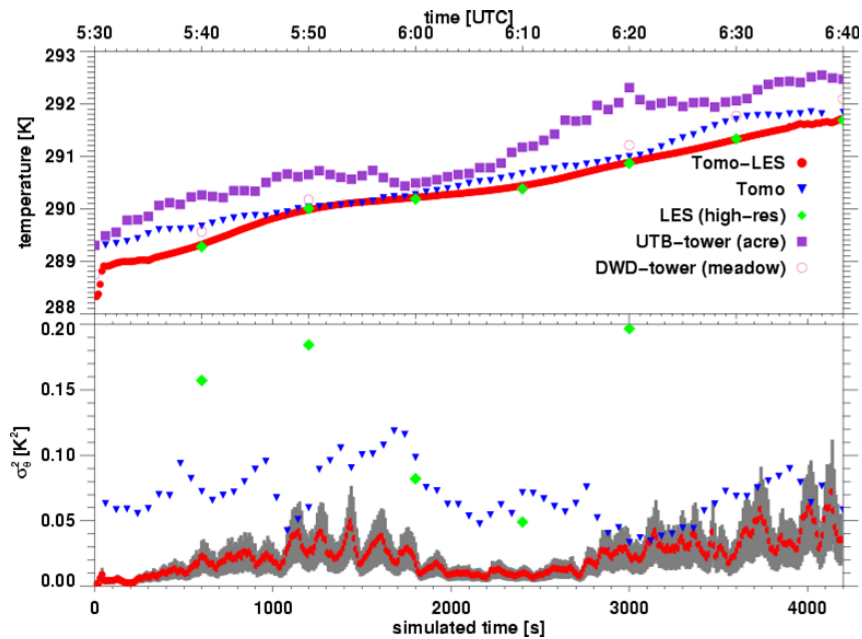


Abbildung 5.4-5: Zeitliche Entwicklung der potenziellen Temperatur in 2 m Höhe (oben) sowie der Temperaturvarianzen (unten) zwischen 5:30 UTC und 6:40 UTC am 06.07.2002. Dargestellt sind die simulierte Temperatur (rot) sowie die tatsächlich beobachteten Temperaturen (blau: akustische Tomographie; violett: Turbulenzmessmast der TU Bayreuth, Messung über Acker; rote offene Kreise: Turbulenzmessmast des DWD, Messung über Gras). Die Darstellung der Varianzen zeigt die Varianzen im simulierten Temperaturfeld (grün und rot) und die Varianzen im Feld der akustischen Tomographie (blau). Bei den simulierten Varianzen wird unterschieden zwischen den Varianzen im hochaufgelösten Temperaturfeld (grün) und den Varianzen im Temperaturfeld, das auf das Raster der Tomographie gemittelt wurde. Die grauen Flächen stellen Fehlerbereiche gemäß der Sensitivitätsstudie von Weinbrecht et al. (2004) dar.

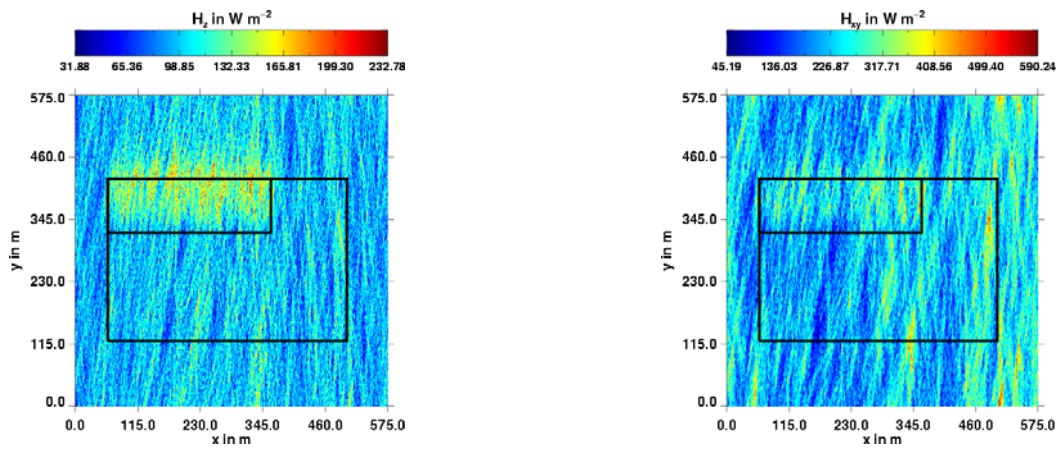


Abbildung 5.4-6: Horizontalschnitte durch das Feld des simulierten vertikalen Wärmeflusses (links) und der horizontalen Wärmeflüsse (rechts) zum Zeitpunkt 6:40 UTC.

Ein wesentlicher Bestandteil der hochauflösenden Simulation ist die Ermittlung horizontaler turbulenter Transferkoeffizienten. Diese wurden von der Arbeitsgruppe für akustische Tomographie zur Berechnung der horizontalen turbulenten Wärmeströme und deren Divergenzen benötigt. Die Ableitung der Transferkoeffizienten erfolgt mit Hilfe eines in PALM implementierten Modells zur passiven Partikelverlagerung. Dabei werden zu einem bestimmten Zeitpunkt der Simulation gleichmäßig Partikel innerhalb des Modellgebiets freigesetzt. Diese Partikel werden dann durch die vom Modell explizit aufgelöste Strömung passiv, also ohne Berücksichtigung einer Eigendynamik bzw. Eigenmasse, verlagert. Zur Berechnung der horizontalen Transferkoeffizienten wurde die vertikale Verlagerung der Partikel unterbunden. Nach der Verlagerung der Partikel über ein bestimmtes Zeitintervall wird aus der Partikelverteilung unter der Annahme einer Gauß-Verteilung über die Standardabweichung der Verteilung der Transferkoeffizient K ermittelt:

$$\sigma^2 = 2 \cdot K \cdot T \quad \rightarrow \quad K = \frac{\sigma^2}{2 \cdot T}.$$

Dabei stellt σ die Standardabweichung der aus der Partikelverlagerung resultierenden Partikelverteilung dar, und T ist die Verlagerungsdauer. Eine detaillierte Beschreibung zur Berechnung der Transferkoeffizienten aus den Partikeldaten ist in Schröter et al. (2004) zu finden. In der hier durchgeführten Simulation wurden in 30 Schichten je etwa 37000 Partikel über eine Zeitdauer von 600 s verlagert. Die erste Schicht lag in 2 m Höhe, was der Höhe entspricht, in der auch die Messungen mit der Methode der akustischen Tomographie durchgeführt wurden. Der vertikale Abstand der Schichten betrug 4 m.

VERTIKO-UH

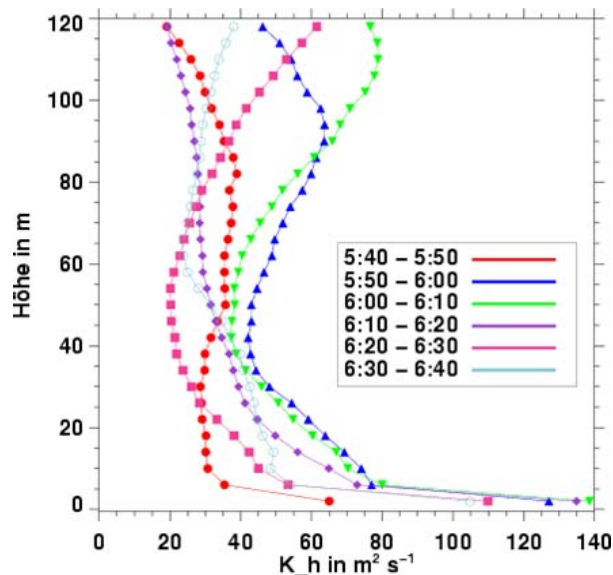


Abbildung 5.4-7: Vertikalprofile der Transferkoeffizienten in der sich entwickelnden morgendlichen Grenzschicht abgeleitet aus simulierten Partikelverteilungen.

Abbildung 5.4-7 zeigt die aus der passiven Partikelverlagerung abgeleiteten Vertikalprofile der Transferkoeffizienten für die sich entwickelnde morgendliche konvektive Grenzschicht. Wie zu erwarten ist, treten bodennah aufgrund der hier vorherrschenden starken reibungsbedingten Windscherung sehr große Transferkoeffizienten auf. Mit zunehmender Höhe nimmt dagegen der turbulente Austausch ab, ehe er am Oberrand der Grenzschicht wiederum scherungsbedingt zunimmt. Eine Bewertung bezüglich Qualität und Quantität der ermittelten Transferkoeffizienten kann zu diesem Zeitpunkt noch nicht getroffen werden, da weitere Auswertungen aufgrund des Projektendes nicht durchgeführt werden können.

5.4.4 Schlussfolgerung

Mit der hier durchgeführten Simulation wurde erstmals ein hochauflösender Datensatz geschaffen, der einen detaillierten Einblick in die turbulente Strömung einer sich entwickelnden morgendlichen konvektiven Grenzschicht über inhomogener Oberfläche erlaubt. Die hier dargestellten Ergebnisse können nur einen ersten Überblick über die Möglichkeiten der Anwendung des erzeugten Datensatzes geben. Trotz der erwähnten Schwierigkeiten bei der Bereitstellung der Rand- und Anfangswerte wurde durch die Simulation der tatsächlich beobachtete Temperaturverlauf sehr gut reproduziert. Eine Auswertung der Daten hinsichtlich der Untersuchung des Einflusses von Oberflächeninhomogenitäten auf die Struktur der Grenzschichtturbulenz scheint jedoch schwierig. Zwar wurden in den beobachteten Oberflächentemperaturen deutlich signifikante Unterschiede zwischen den inhomogen Teilflächen beobachtet (s. Raabe et al., 2004), ein deutliches Signal der Inhomogenität bleibt jedoch sowohl im Temperaturfeld der akustischen Tomographie als auch im simulierten Strömungsfeld aus. Hier konnte nur in den zeitlich gemittelten Feldgrößen ein Signal beobachtet werden.

5.5 Literatur

- André, J. C., P. Bougeault und J.-P. Goutorbe, 1990: Regional Estimates of Heat and Evaporation Fluxes over Non-homogeneous Terrain: Examples from the HAPEX-MOBILHY Program. *Boundary-Layer Meteorol.*, 50, 77-108.
- Avisar R. und T. Schmidt, 1998: An Evaluation of the Scale at which Ground-Surface Heat Flux Patchiness Affects the Convective Boundary Layer using Large-Eddy Simulation. *J. Atmos. Sci.*, 55, 2666-2686.
- Doran, J. C., W. J. Shaw, J. M. Hubbe, 1995: Boundary Layer Characteristics over Areas of Inhomogeneous Surface Fluxes. *J. Appl. Meteorol.*, 34, 559-571.
- Grundwald, J., Kalthoff, U. Corsmeier und F. Fiedler, 1996: Comparison of Areal Averaged Turbulent Fluxes over Non-homogeneous Terrain: Results from EFEDA-Field Experiment. *Boundary-Layer Meteorol.*, 77, 105-134.
- Leclerc, M. Y. und G. W. Thurtell, 1990: Footprint Prediction of Scalar Fluxes Using a Markovian Analysis. *Boundary-Layer Meteorol.*, 52, 247-258.
- Lee, X., 1998: On Micrometeorological Observation of Surface-Air Exchange Over Tall Vegetation. *Agric. For. Meteorol.*, 91, 39-49.
- LeMone, M. A., R. L. Grossmann, R. T. McMillen, K.-N. L. Liou, S. C. Ou, S. McKeen, W. Angevine, K. Ikeda und F. Chen, 2002: CASES-97: Late-Morning Warming And Moistening of the Convective Boundary Layer Over the Walnut River Watershed. *Boundary-Layer Meteorol.*, 104, 1-52.
- Lenschow, D. H., B. B. Stankov und L. Mahrt, 1979: The Rapid Morning Boundary Layer-Transition. *J. Atmos. Sci.*, 36, 2108-2124.
- Mahrt, L. und M. Ek, 1993: Spatial Variability of Turbulent Fluxes and Roughness Length in HAPEX-MOBILHY. *Boundary-Layer Meteorol.*, 67, 345-367.
- Mahrt, L., J. I. McPherson und R. Desjardins, 1994: Observation of Fluxes Over Heterogenous surfaces. *Boundary-Layer Meteorol.*, 65, 381-400.
- Mahrt, L, 1997: Flux Sampling Errors for Aircraft and Towers. *J. Atmos. Sci.*, 15, 416-429.
- Raasch, S. und D. Etling, 1991: Numerical simulation of rotating turbulent thermal convection. *Beitr. Phys. Atmos.*, 64, 185-199.
- Raasch, S. und D. Etling, 1998: Modelling deep oceanic convection: Large-eddy simulation in comparison with laboratory experiments. *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 1786-1802.
- Raasch, S. und G. Harbusch, 2001: The Effect of Discontinuous Surface Inhomogeneities on Boundary Layer Characteristics: A Numerical Study using Large-Eddy Simulation. *Boundary-Layer Meteorol.*, 101, 31-59.
- Raasch, S. und M. Schröter, 2002: PALM - A Large-Eddy Simulation Model Performing on Massively Parallel Computers. *Meteorol. Z.*, 10, 363-372
- Schröter, M., H. Jansen und S. Raasch, 2004: New Results on the Cell Broadening Problem During Cold Air Outbreaks from High Resolution Large Eddy Simulation. *J. Atmos. Sci.*, submitted.

- Shen, S. und M. Y. Leclerc, 1995: How Large must Surface Inhomogeneities be before they Influence the Convective Boundary Layer Structure? A Case Study. *Quart. J. Roy Meteor. Soc.*, 121, 1209-1228.
- Sun, J., S. P. Burns, A. C. Delany, S. P. Oncley, T. W. Horst und D. H. Lenschow, 2002: Heat Balance in Nocturnal Boundary Layers. Proceedings of "15th Symposium on Boundary Layers and Turbulence", Wageningen, Niederlande, 493-496.
- Tsvang, L. R., M. M. Fedorov, B. A. Kader, S. L. Zubkovskii, T. Foken, S. H. Richter und A. Zeleny, 1991: Turbulent Exchange Over a Surface with Chessboard-Type Inhomogeneities. *Boundary Layer Meteorol.*, 55, 141-160.
- Weinbrecht, S., S. Raasch, A. Ziemann, K. Arnold und A. Raabe, 2004: Comparison of Large-Eddy Simulation data with spatially averaged measurements obtained by Acoustic Tomography - presuppositions and first results. *Boundary-Layer Meteorol.*, 111, 441-465.
- Zittel, P., W. Deierling und J. Bange, 2002: Using the Inverse Method to Obtain Area Averaged Turbulent Fluxes from Airborne Measurements at one low Altitude. Proceedings of "15th Symposium on Boundary Layers and Turbulence", Wageningen, Niederlande, 580-581.

6 Zusammenfassung und weitere Verwertbarkeit der Ergebnisse

Grundsätzlich haben die in diesem Projekt erzielten Ergebnisse zum besseren Verständnis des Vertikaltransports von Energie im Bereich der atmosphärischen Grenzschicht beigetragen. Inwieweit die Ergebnisse und Schlussfolgerungen der hier für idealisierte Rand- und Rahmenbedingungen durchgeführten Studien auch auf reale, natürliche Geländeformen übertragbar sind, muss noch abschließend untersucht werden. Die Arbeiten dazu werden zurzeit im Rahmen von DEKLIM/EVA-GRIPS in enger Kooperation mit den Projektmitarbeitern von VERTIKO/STINHO durchgeführt.

Es wurde gezeigt, dass der mittlere turbulente Vertikaltransport entgegen den bisherigen Annahmen nicht wesentlich durch Oberflächeninhomogenitäten beeinflusst wird. Dagegen wird jedoch der horizontale turbulente Austausch in Abhängigkeit von der Stärke der Oberflächeninhomogenität und deren räumlicher Ausdehnung deutlich erhöht. Die Untersuchungen wurden bisher jedoch nur für idealisierte, regelmäßige Oberflächeninhomogenitäten durchgeführt. Derzeit werden die Studien in Kooperation mit EVA-GRIPS auf reale, unregelmäßige Inhomogenitäten ausgedehnt. Aufgrund der bisher erzielten Ergebnisse liegt der Schluss nahe, dass die Parametrisierungsschemata gröberskaliger Modelle, die im wesentlichen den vertikalen turbulenten Austausch beschreiben sollen, nicht für heterogene Oberflächen modifiziert werden müssen.

Mit der Studie zur Untersuchung der Repräsentativität von Punktmessungen wurden prinzipielle Mängel der Eddy-Korrelations-Messmethode aufgedeckt und die Notwendigkeit von horizontal verteilten Beobachtungsnetzwerken zur Reduzierung des Fehlers gezeigt. Es wurde eine systematische Unterschätzung

des räumlich repräsentativen Wärmefflusses durch den mit der EC-Methode ermittelten Wärmeffluss beobachtet. Die Ergebnisse dieser Studie haben dazu beitragen, die Problematik der Energie-Imbalance besser zu verstehen, und haben einen Lösungsvorschlag zur Qualitätsverbesserung gemessener EC-Flüsse in Form von Beobachtungsnetzwerken unterbreitet. Zurzeit werden, wiederum in Kooperation mit der Arbeitsgruppe von Prof. Manabu Kanda am Department of International Development and Engineering des Tokyo Institute of Technology, Folgestudien durchgeführt. Dabei wird speziell das Problem untersucht, dass die virtuelle Messhöhe deutlich oberhalb der Höhe lag, in der in realen Messexperimenten gemessen wird. Die Struktur und der Charakter der turbulenten Strömung unterscheiden sich hier stark von der Strömung in Bodennähe. Während die Struktur in Bodennähe stark durch die mechanische Energieproduktion durch Reibung beeinflusst ist und die Strömung sich hier in Form in Richtung des mittleren Wind orientierter kohärenter turbulenter Strukturen organisiert und kleine turbulente Wirbel überwiegen, überwiegt in größeren Höhen der thermische Charakter der Strömung mit deutlich größeren Längen- und Zeitskalen. Die Folgeuntersuchungen müssen deshalb zeigen, ob die bisher getroffenen Aussagen auch für geringere Messhöhen haltbar sind. Darüber hinaus sollen die Studien auch auf Flüsse atmosphärische Spurengase ausgedehnt werden.

Die Studien zur Untersuchung des Einflusses von Divergenzen der horizontalen Wärmefflüsse auf den lokalen Energiehaushalt haben gezeigt, dass auch Divergenzen der horizontalen Wärmefflüsse keineswegs als klein gegenüber den anderen Termen vernachlässigt werden dürfen. Dem Betrage nach können sie ebenso große Werte annehmen wie die Divergenz des vertikalen Wärmefflusses. Im großräumigen Mittel haben sie jedoch keinen Einfluss auf den lokalen Energiehaushalt. Die Ergebnisse dieser Studien haben eine Auswirkung auf die Bewertung der bisher durchgeführten Energiebilanzstudien. Sie geben einen Hinweis auf die möglichen Ursachen der Nichtschließung des Energiehaushalts in einer Vielzahl der bisher durchgeführten Studien.

Mit der hochauflösenden Simulation zum STINHO2-Experiment wurde erstmals eine Simulation mit einem turbulenzauflösenden Modell über einer inhomogenen Oberfläche durchgeführt. Es steht damit ein Datensatz zur detaillierten Analyse der Entwicklung der morgendlichen konvektiven Grenzschicht bereit. Untersuchungen hierzu und weiterführende Vergleiche mit den Messdaten sollen auch über das Projektende hinaus durchgeführt werden.

7 Fortschritt durch Dritte

Alle Projektteilnehmer analysierten durch eine ständige Verfolgung der Fachliteratur, durch den Besuch von Fachkongressen sowie durch den Kontakt zu anderen Arbeitsgruppen die Fortschritte im Fachgebiet während der Durchführung des Vorhabens. Folgende relevante Fachtagungen fanden während der Durchführung des Vorhabens statt und wurden von den Projektteilnehmern auch zum Teil im Rahmen anderer

VERTIKO-UH

Forschungsaktivitäten besucht:

- 15th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, 15-19 Juli, 2002, Wageningen, Niederlande
- Workshop 'Quality Control of Eddy-Covariance Measurements', 15-17 November, 2002, Schloss Thurnau bei Bayreuth.

Dabei wurde weder auf nationaler noch auf internationaler Ebene Kenntnis über Studien erlangt, deren Fragestellungen sich direkt mit denen des vorliegenden Projekts überschneiden.

**Abschlussbericht
zum Forschungsprojekt**

**STruktur des turbulenten Transports über INHOMogener Unterlage
(STINHO)**

**Akustisch-optischer Teilbeitrag
(VERTIKO-ULLIM)**

FK 07 ATF37-ULLIM

Berichterstatter:

Armin Raabe, Astrid Ziemann, Klaus Arnold, Thomas Conrath

**Universität Leipzig,
Institut für Meteorologie
Stephanstr. 3
04103 Leipzig
im Dezember 2004**

Forschungsvorhaben: STruktur des turbulenten Transports über INHOMogener Unterlage (STINHO) - Akustisch-optischer Teilbeitrag

Förderung durch: Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms 2000

Förderkennzeichen: Förderkennzeichen 07 ATF37-ULLIM

Projektleiter: Dr. Armin Raabe, Universität Leipzig, Institut für Meteorologie

Projektmitarbeiter: Dr. Astrid Ziemann, Dr. Klaus Arnold, Thomas Conrath, Universität Leipzig, Institut für Meteorologie

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	3
2	Methoden.....	4
2.1	Sondierungsverfahren	5
2.1.1	Akustische Laufzeit-tomographie	5
2.1.2	Scintillometer	5
2.1.3	Infrarotkamera	5
2.2	Large Eddy Simulationen.....	6
3	Arbeits- und Erfolgsbericht	6
3.1	Experimentelle Untersuchungen zum Einfluss mikroskaliger Inhomogenitäten der Unterlage auf den Vertikalaustausch.....	6
3.1.1	Messaufbau und meteorologische Bedingungen.....	6
3.1.2	Sondierungen über einer heterogenen Landschaft.....	8
3.1.2.1	Horizontale Temperatur- und Windfelder.....	9
3.1.2.2	Repräsentative Werte des vertikalen fühlbaren Wärmeflusses	12
3.1.3	Bereitstellung der Initialisierungsdaten für LES in Datenbank.....	13
3.1.4	Beurteilung der Repräsentativität von Punktmessungen	14
3.1.5	Flächengemittelte vertikale turbulente Wärmeflüsse	16
3.2	Vergleich von LES und Messungen der Akustischen Tomographie unter inhomogenen Oberflächenbedingungen	17
3.2.1	Tomographisch gemessene Vergleichsdaten	18
3.2.2	Vergleich von experimentellen und simulierten Temperaturdaten	19
3.2.3	Vergleich von experimentellen und simulierten Wärmeflussdaten.....	22
4	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	25
5	Literatur.....	29

Anlagen

Erfolgskontrollbericht

Liste und Kopien der Veröffentlichungen innerhalb des Projektes

1 Einleitung

Der Einfluss realer, heterogener Landschaften auf den Energieumsatz wird seit längerer Zeit intensiv diskutiert. In den letzten Jahren wurden dazu zahlreiche experimentelle als auch numerische Untersuchungen durchgeführt.

Heterogene Oberflächen können unter anderem durch die Variabilität der Bodeneigenschaften, der Bodenfeuchte, der Vegetation oder der Orographie hervorgerufen werden. Unterschiede im thermischen Antrieb haben in der Regel einen deutlich größeren Einfluss auf die Grenzschichtstruktur als beispielsweise Variationen der Oberflächenrauigkeit (dynamische Effekte), weshalb sich die meisten Untersuchungen auch auf diese Effekte beschränken. Inhomogenitäten der Wärmeflüsse sind in der Lage, mesoskalige Zirkulationen auszulösen, die einen beträchtlichen Einfluss auf die vertikalen fühlbaren und latenten Wärmeflüsse in der Atmosphäre haben.

Derzeit berücksichtigen größerskalige Atmosphärenmodelle den Einfluss heterogen verteilter turbulenter Wärmeflüsse nicht bzw. nur in wesentlich vereinfachter Weise. Die Bereitstellung von Parametrisierungen turbulenter Flüsse über heterogenen Oberflächen mangelt bisher an der Validierung dieser Methoden durch turbulenzauflösende Modelldaten und entsprechend hochaufgelöste Beobachtungsdaten.

Über homogenen Unterlagen werden unter turbulenten Strömungsbedingungen die Energieaustauschprozesse nur unter Berücksichtigung des vertikalen Abstandes von dieser Unterlage durch eindimensionale vertikale Modelle beschrieben. Derzeit wird davon ausgegangen, dass diese Methoden auch dann noch angewendet werden können, wenn die Unterlage der Atmosphäre einen gewissen Grad an Heterogenität aufweist. Obwohl es zwischen den Luftvolumen über unterschiedlichen Landoberflächen horizontal gerichtete turbulente Energieflüsse geben muss, werden diese in den aktuell verwendeten Methoden nicht in die Energiebilanz einbezogen. Gerade unter horizontal heterogenen Bedingungen stehen den angewendeten Messverfahren Beobachtungen gegenüber, die zeigen, dass von einer experimentell beobachtbaren, geschlossenen Energiebilanz offenbar keine Rede sein kann.

Ziel des Verbundes **VERTIKO** (**VERTIK**altransporte von Energie- und Spurenstoffen an Ankerstationen und ihre räumliche/zeitliche Extrapolation unter **KOM**plexen natürlichen Bedingungen) ist es, die räumlich-zeitliche Variabilität der gesamten Palette turbulenter Oberflächenflüsse über heterogenen Landschaften zu quantifizieren. Unter Verwendung kontinuierlicher Beobachtungen an Ankerstationen sollen Parametrisierungen und Modelle entwickelt und verbessert werden, die diese experimentellen Daten als charakteristische Werte für Referenzlandschaften aufbereiten und für andere Anwendungen, z.B. die Abschätzung der Auswirkungen von Landnutzungsänderungen, zur Verfügung

stellen.

Das Projekt **STINHO** (STruktur des turbulenten Transports über INHOMogener Unterlage) geht innerhalb dieses Verbundes der Frage nach, inwieweit die an ausgewählten Ankerstationen an einem Punkt erhobenen Messdaten repräsentativ für eine weitere Umgebung sind. Es wird untersucht, wie der vertikale turbulente Austausch von einem heterogenen Untergrund modifiziert wird und von welcher Größe der Einfluss horizontaler turbulenter Energieflüsse über heterogenen Landschaften ist. Diese experimentellen und theoretischen Studien haben das Ziel, horizontale Divergenzen im turbulenten Wärmestrom innerhalb der Grenzschicht der Atmosphäre über einem aerodynamisch und/oder thermodynamisch heterogenen Gelände zu erfassen und zu quantifizieren.

Das akustisch-optische Teilprojekt von STINHO stellt die kombinierte Erfassung horizontaler Wind- und Lufttemperaturfelder (Flächenmittel) und sensibler Wärmeflüsse (Linienmittel) in einer solchen Auflösung in den Mittelpunkt experimenteller und theoretischer Arbeiten, dass Aussagen über turbulente Anteile horizontaler Flüsse möglich werden. Basis dieser Untersuchungen ist eine Kombination von einem tomographischen Verfahren, basierend auf der durch die meteorologischen Bedingungen beeinflussten horizontalen Ausbreitung akustischer Signale, mit optischen Scintillometermessungen.

2 Methoden

Im akustisch-optischen Teil des STINHO Projektes wurden mehrere Messverfahren kombiniert, um horizontale linien- und flächengemittelte Werte der Temperatur und des Windvektors sowie des turbulenten Wärmeflusses bereitzustellen. Innerhalb zweier Intensivmesskampagnen wurden die Messverfahren ergänzt durch eine Reihe von Zusatzmessungen, die von den Projektpartnern IfT, DWD1, TUB, UBT1 und UBT2 durchgeführt wurden.

Die Daten aller am Feldexperiment beteiligten Gruppen wurden in einer Datenbank zusammengefasst und für die Large-Eddy Simulation als Initialisierungs- und Validierungsdatensatz zur Verfügung gestellt (ARNOLD et al., 2002).

Das Hauptexperiment STINHO-2 fand in Kooperation mit den oben aufgeführten Partnern vom 14.06. bis 10.07. 2002 auf dem Gemeinsamen Messfeld des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg (DWD) statt. Ähnlich wie das Vorexperiment (STINHO-1 in Melpitz) wurde STINHO-2 über einer gemähten Wiese und einer umgepflügten Brachefläche durchgeführt. Das tomographische Array wurde über einer Fläche von $300 \times 440 \text{ m}^2$ errichtet, wovon ca. $90 \times 300 \text{ m}^2$ umgepflügt wurden, um eine lokale Heterogenität bereitzustellen (ARNOLD et al., 2003).

2.1 Sondierungsverfahren

2.1.1 Akustische Laufzeitomographie

Die Akustische Laufzeitomographie liefert einen horizontalen Schnitt bodennaher Temperatur- und Windfelder. Ausgenutzt wird dabei, dass die Ausbreitung von Schallsignalen von dem aktuellen Zustand der Atmosphäre abhängt. Wird die Laufzeit von Schallsignalen bei bekannten Ausbreitungsweg gemessen, können aus der effektiven Schallgeschwindigkeit die Temperatur und Windkomponente entlang des Schallpfades bestimmt werden.

Werden die akustischen Sender und Empfänger derart positioniert, dass die Schallstrahlen das gesamte Messgebiet aus unterschiedlichen Blickrichtungen durchqueren, so kann aus der Invertierung aller Einzelmessungen (Linienintegrale) direkt eine flächengemittelte Verteilung der Temperatur und des Windvektors im Messgebiet abgeleitet werden. Die räumliche Auflösung der Temperatur- und Windfelder hängt von der Anzahl der Sender und Empfänger sowie der Größe des Untersuchungsgebietes ab (ARNOLD et al., 2001; RAABE et al., 2001a, TETZLAFF et al., 2002).

2.1.2 Scintillometer

Optische Scintillationsmethoden bieten die Möglichkeit, liniengemittelte Flüsse fühlbarer und latenter Wärme sowie des Impulses zu bestimmen. Scintillometer messen die Intensitätsfluktuationen elektromagnetischer Wellen, nachdem diese durch eine turbulente Atmosphäre propagiert sind. Das zugrunde liegende Messprinzip ist die Streuung elektromagnetischer Strahlung durch Irregularitäten des Brechungsindex, die durch turbulente Dichteschwankungen (Fluktuationen der Temperatur und/oder Wasserdampf) verursacht werden. Einige grundlegende Vorteile dieser Fernerkundungstechnik sind, dass durch die Geräte keine Störung der Messung verursacht wird und ein größeres Quellgebiet als bei der Punktmessung analysiert werden kann. Im Vergleich zur Eddy-Kovarianz Methode können in kürzerer Zeit statistisch stabilere Ergebnisse erzielt werden (THIERMANN und GRASSL, 1992; DE BRUIN et al., 2002).

2.1.3 Infrarotkamera

Zur flächendeckenden Beobachtung der Oberflächentemperatur können Infrarotkameras eingesetzt werden. Diese bieten den Vorteil, dass von einem entsprechenden Beobachtungsstandpunkt kontinuierlich die räumliche Verteilung der Temperatur an der Oberfläche des Untersuchungsobjektes mit einer hohen Genauigkeit aufgezeichnet werden kann. In Kombination mit charakteristischen Werten der aerodynamischen Rauigkeit sowie der Lufttemperatur kann aus der räumlichen Verteilung der Oberflächentemperatur unter Verwendung des Bulk-Konzeptes eine flächenhafte Verteilung vertikaler turbulenter Flüsse bestimmt werden.

2.2 Large Eddy Simulationen

Zur Untersuchung des Einflusses inhomogener Oberflächeneigenschaften auf die Struktur und Entwicklung der atmosphärischen Grenzschicht sowie auf den Vertikaltransport innerhalb der Grenzschicht wird das hochauflösende Grobstruktursimulationsmodell PALM (Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover) eingesetzt. Ein solches Simulationsmodell ist in der Lage, die energietragenden Turbulenzstrukturen der Grenzschicht direkt aufzulösen. Die durch die inhomogenitätsbeeinflusste Turbulenz hervorgerufenen horizontalen und vertikalen Flüsse werden vom Modell ebenfalls explizit berechnet und können – bis hin zum Transport durch die Grenzschichtobergrenze – sehr detailreich studiert werden (RAASCH und HARBUSCH 2001, LETZEL und RAASCH, 2003).

3 Arbeits- und Erfolgsbericht

3.1 Experimentelle Untersuchungen zum Einfluss mikroskaliger Inhomogenitäten der Unterlage auf den Vertikalaustausch

Das Feldexperiment STINHO-2 fand in Kooperation mit mehreren VERTIKO Projektpartnern vom 14.06. bis 10.07. 2002 auf dem Gelände des Grenzschichtmessfeldes des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg und angrenzenden Feldern statt. Die hier vorgestellten Untersuchungen konzentrieren sich auf die letzte Messphase, bei der zur Bereitstellung einer kleinräumigen Heterogenität der Unterlage ein Teil der Wiesenfläche vor dem Experiment gepflügt wurde (s. Abb. 1). Das Experiment kombiniert lokale Energiebilanzmessungen über den unterschiedlichen Oberflächentypen mit flächendeckenden Sondierungen atmosphärischer Felder und turbulenter Flüsse in heterogenen Landschaften.

3.1.1 Messaufbau und meteorologische Bedingungen

Das zentrale Untersuchungsgebiet mit einer Ausdehnung von $300\text{ m} \times 440\text{ m}$ wurde über einer Wiese errichtet, von der ein Teil (ca. $100\text{ m} \times 300\text{ m}$) umgepflügt wurde (siehe Abb. 1). Infolge der unterschiedlichen Oberflächeneigenschaften und abgängig von den Einstrahlungsverhältnissen werden horizontale Gradienten im Temperaturfeld sowie horizontale Flüsse fühlbarer Wärme erwartet.

Bei der Experimentkonzeption müssen eine Reihe von Kriterien berücksichtigt werden, um eine Vergleichbarkeit zwischen den Simulationen mit PALM und den Beobachtungen zu gewährleisten (WEINBRECHT et al., 2004). Um den Einfluss der subskaligen Parametrisierungen im LES gering zu halten, muss der Vergleich auf Bereiche beschränkt werden, in denen der Anteil der subskaligen Turbulenz klein gegenüber dem Gesamtsignal ist. Da jedoch die Messungen mit dem Verfahren der

VERTIKO-ULLIM

Akustischen Tomographie und anderen Vergleichsmessungen nicht höher als 2 m über Grund durchgeführt werden können, erfordert dies eine sehr hohe Modellauflösung. Zu beachten ist weiterhin, dass in vertikaler Richtung die gesamte Grenzschicht umfasst wird. Aufgrund der notwendigen hohen Modellauflösung und um den Rechenaufwand so gering wie möglich zu halten, sollte die Höhe der konvektiven Grenzschicht etwa 300 m nicht überschreiten.

Aufgrund dieser Voraussetzungen beschränkt sich die Untersuchung auf eine sich entwickelnde morgendliche konvektive Grenzschicht. Als „Golden Day“ für den Vergleich wurde der 06.07. 2002 ausgewählt, da nur für diesen Tag die Rahmenbedingungen für den geplanten Vergleich als geeignet eingestuft wurden und die Daten aller Messsysteme vollständig zur Verfügung standen.

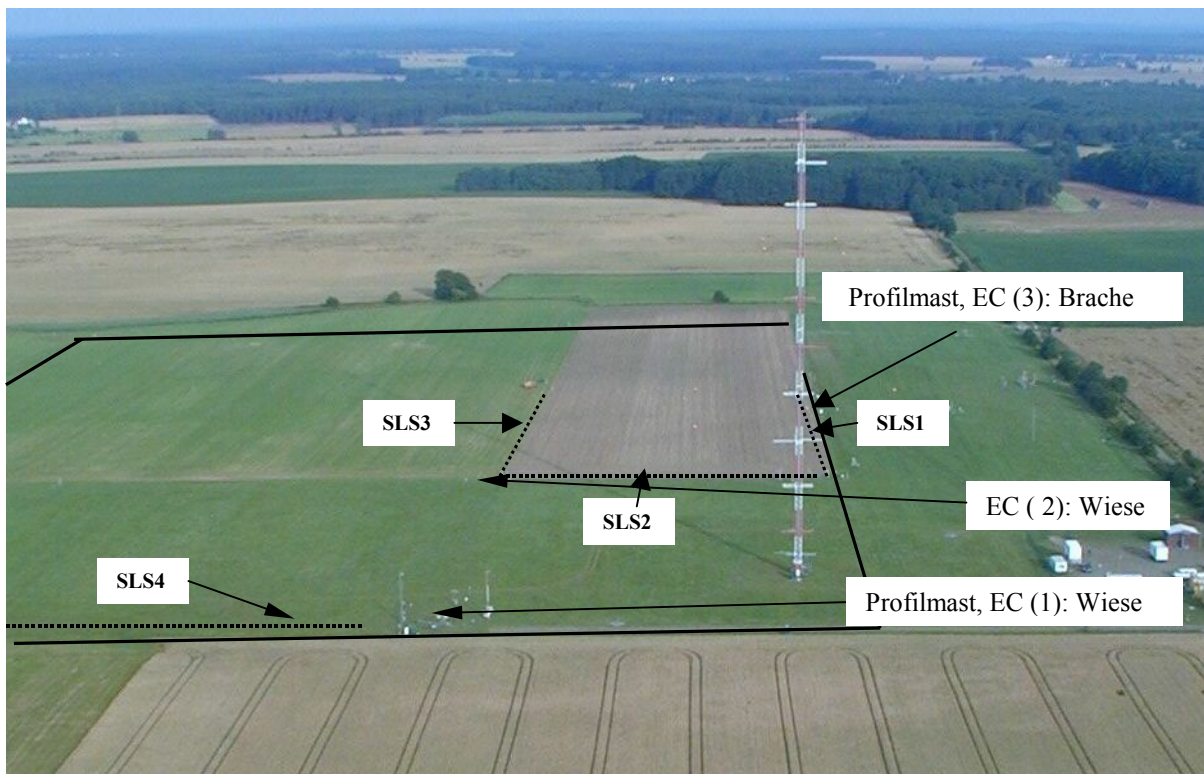


Abb. 1: Das Untersuchungsgebiet auf dem Gelände des Grenzschichtmessfeldes des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg. Das schwarz umrandete Gebiet kennzeichnet den Bereich der Akustischen Tomographie über der Wiesen- und Brachenfläche, die gepunkteten Linien symbolisieren die Messpfade der vier Scintillometer. Eddy-Kovarianz Messungen wurden an zwei Standorten (1 und 2) über der Wiese und einem Punkt (3) am nördlichen Rand der Brache durchgeführt.

Am 06. Juli 2002 sorgte ein Hochdruckgebiet über Osteuropa für günstige Wetterbedingungen: am Morgen war es bei schwachem Wind aus südlichen und östlichen Richtungen nur gering bewölkt. Erst im Laufe des Nachmittags verursachte ein herannahendes Tiefdruckgebiet eine Zunahme der Bewölkung, verbunden mit einer Winddrehung auf West und leichtem Regen. Die starke und rasche Erwärmung nach Sonnenaufgang wurde von allen Messsystemen ähnlich registriert (Abb. 2). Bei der Lufttemperatur werden jedoch Unterschiede zwischen den einzelnen Messsystemen sowohl über der Brache als auch über der Wiese deutlich. Diese sind einerseits auf die unterschiedlichen Messsysteme und andererseits auf die Heterogenität der Temperaturfelder zurückzuführen. Hierbei ist zu beachten, dass die Messungen am

Profilmast und der Humitter an einem Messpunkt durchgeführt werden, die tomographischen Sondierungen hingegen flächengemittelte Werte repräsentieren.

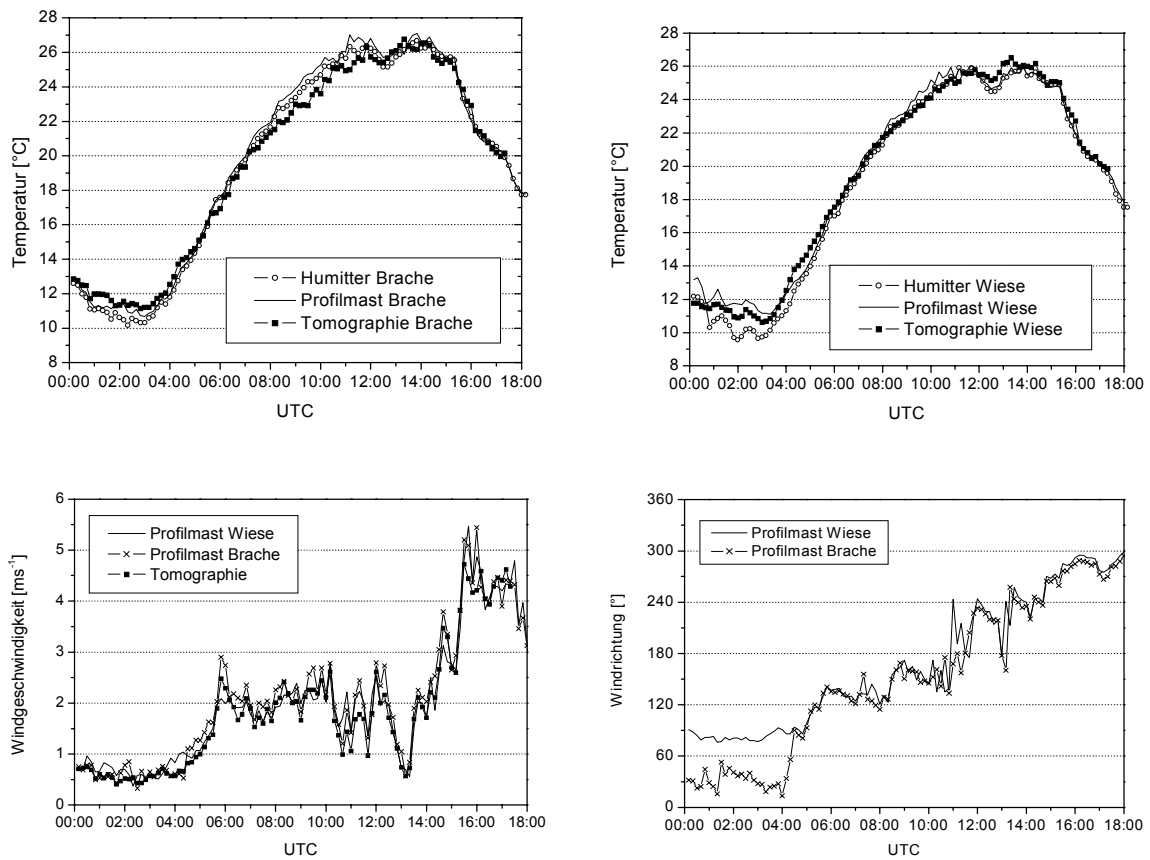


Abb. 2: Meteorologische Bedingungen am 06.07.2002, 10 Minutenmittelwerte gemessen mit den Standardsensoren und der Akustischen Tomographie; oben: Lufttemperatur über Brache (links) und Wiese (rechts), unten links: Windgeschwindigkeit und unten rechts: Windrichtung. Alle Messungen wurden in 2 m über dem Boden durchgeführt (Windrichtung in 10 m).

Die 10 Minutenmittelwerte der Windgeschwindigkeit stimmen innerhalb ihres Unsicherheitsbereiches ($0,5 \text{ ms}^{-1}$) mit den Messungen am Profilmast überein. Bei geringen Windgeschwindigkeiten (unterhalb $1,0 \text{ ms}^{-1}$) werden jedoch deutliche Abweichungen der Windrichtung beobachtet, die auf eine heterogene Verteilung der Windrichtung im Untersuchungsgebiet schließen lassen.

3.1.2 Sondierungen über einer heterogenen Landschaft

Die am Observatorium Lindenberg operationell betriebenen Beobachtungssysteme (NEISSER et al., 2002) wurden durch eine Reihe zusätzlicher Messungen am Boden und aus der Luft (Helipod) ergänzt, um einen vollständigen Datensatzes bereitzustellen. Das Ziel dieser Beobachtungen war es, die Auswirkungen einer kleinräumigen Heterogenität der Unterlage auf das Temperatur- und Windfeld und den Energieaustausch zu untersuchen. Die Vielzahl der erhobenen Daten wurde dazu genutzt, um Anfangs- und Randbedingungen für die LE Simulation bereitzustellen (ARNOLD et al., 2003).

3.1.2.1 Horizontale Temperatur- und Windfelder

Zur Bereitstellung flächendeckender, repräsentativer Daten der Temperatur- und Windfelder über der heterogenen Unterlage wurde das Verfahren der Akustischen Tomographie (A-TOM) eingesetzt. Dazu wurden am Rand und innerhalb des Untersuchungsgebietes 8 Schallsender und 12 Schallempfänger in einer Höhe von ca. 2 m über dem Boden installiert (siehe Abb. 3).

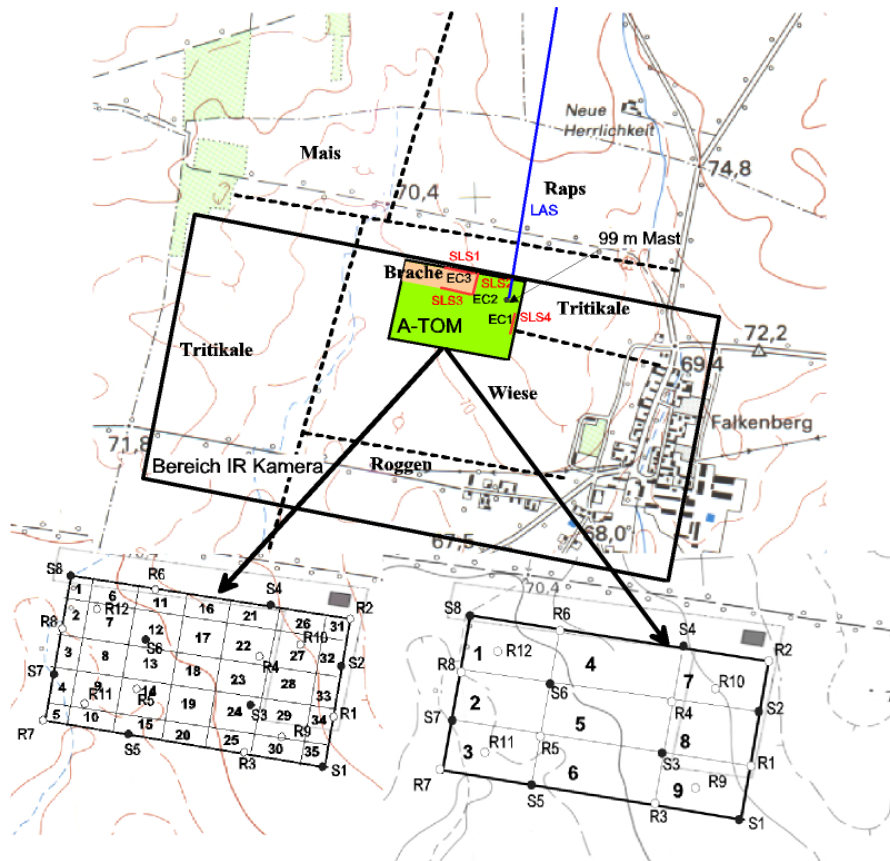


Abb. 3: Lage des Untersuchungsgebietes und Landnutzung während der STINHO-2 Messkampagne auf dem Gelände des Observatoriums Lindenberg (DWD). Das kleine farbige Rechteck kennzeichnet den Bereich der Akustischen Tomographie (300 m x 440 m), das große Rechteck den Bereich der Infrarotkamera (900 m x 2000 m). Die Positionen der Scintillometer (SLS und LAS) und Energiebilanzstationen (EC) sowie des 99 m Profilmastes sind ebenfalls gekennzeichnet. Der untere Teil der Abbildung zeigt die Anordnung der Sender und Empfänger für die Akustische Tomographie sowie die Einteilung in 35 Zellen für die Lauftemperatur (links) und 9 Zellen für den Windvektor (rechts). Die geringere räumliche Auflösung des Windfeldes beruht auf der bidirektionalen Separation der unterschiedlichen Einflüsse auf die effektive Schallgeschwindigkeit.

Somit ergeben sich 96 Schallstrahlen, die das Gebiet gleichmäßig durchqueren. Aufgrund der Ausdehnung des Untersuchungsgebietes wurden jedoch nicht alle theoretisch möglichen Sender-Empfängerkombinationen für eine Auswertung genutzt. Um die Anwendbarkeit einer geradlinigen Schallausbreitung zu gewährleisten, wurde die maximale Streckenlänge auf 450 m begrenzt. Unter dieser Voraussetzung wurden für eine Auswertung 79 Schallstrahlen herangezogen. Aufgrund der

VERTIKO-ULLIM

Messfeldgröße von $300 \times 440 \text{ m}^2$ konnte eine räumliche Auflösung für Temperatur von ca. $70 \times 70 \text{ m}^2$ und für die Windvektoren von ca. $100 \times 150 \text{ m}^2$ realisiert werden (siehe Abb. 3). Die zeitliche Auflösung der tomographischen Daten (Momentanmessungen) betrug 1 Minute.



Abb. 4: Links: als Schallsender verwendete Druckkammerlautsprecher, um in alle Raumrichtungen gleichmäßig abstrahlen zu können, wurden drei Lautsprecher auf einem Universalstativ angebracht; rechts: Messmikrofon mit Windschutz, ebenfalls auf einem Stativ in 2 m über Grund.

In der Abbildung 5 (links) wird ein Beispiel für ein kombiniertes Temperatur/Windtomogramm gezeigt. Am Morgen des 06.07. 2002 wurden bei Windgeschwindigkeiten im Bereich zwischen 1 bis 2 ms^{-1} aus östlichen Richtungen nur geringe horizontale Temperaturunterschiede beobachtet. In den Sondierungen der Oberflächentemperaturen mit der IR Kamera treten jedoch ausgeprägte Unterschiede zwischen der Brache und der Wiese auf. Auf der rechten Seite der Abbildung 5 ist zu erkennen, dass am Morgen die Oberflächentemperaturen im Bereich der Brache um ca. 4 K höher als über der Wiese sind.

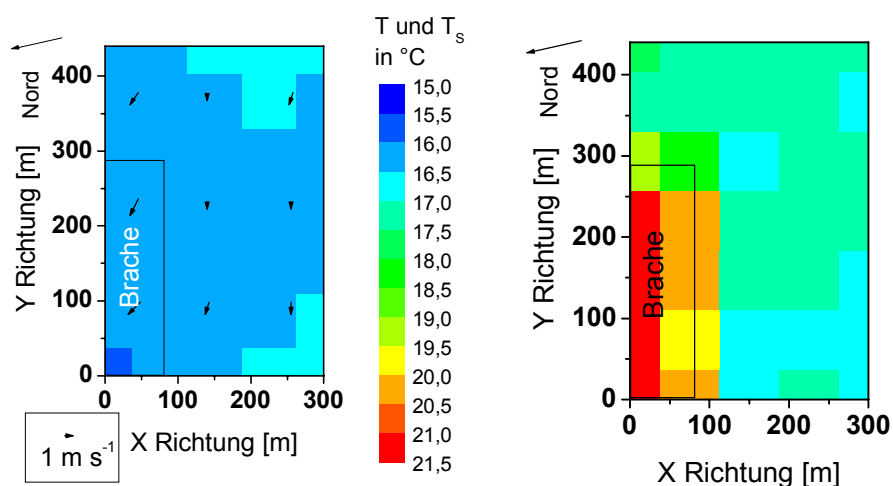


Abb. 5: Beispiel für Sondierungen der Lufttemperatur (in 2 m über Grund) mittels des A-TOM und der Oberflächentemperatur (IR-Kamera) am 06.07.2002 um 05:30 UTC. Das Beispiel auf der linken Seite stellt ein kombiniertes Tomogramm der 10 Minutenmittelwerte der Lufttemperatur und des Windfeldes (Pfeile) dar.

VERTIKO-ULLIM

Von ihrem Standpunkt auf der Arbeitsbühne in 18 m über Grund erfasst die IR-Kamera nur einen begrenzten Ausschnitt des Messfeldes unter einem relativ flachem Winkel. Um das gesamte Untersuchungsgebiet zu überdecken, wird aus sechs Einzelmessungen aus unterschiedlichen Blickrichtungen ein Gesamtbild der Oberflächentemperatur mit einer Ausdehnung von 900 m × 2000 m zusammengesetzt. Der Bereich der Brache im Untersuchungsgebiet ist, insbesondere gegen Mittag (10:50 UTC), durch signifikant höhere Oberflächentemperaturen im Vergleich zur Wiese zu erkennen. Ähnlich hohe Temperaturen werden nur im Bereich der Ortschaft Falkenberg beobachtet (siehe Abb. 3 und 6).

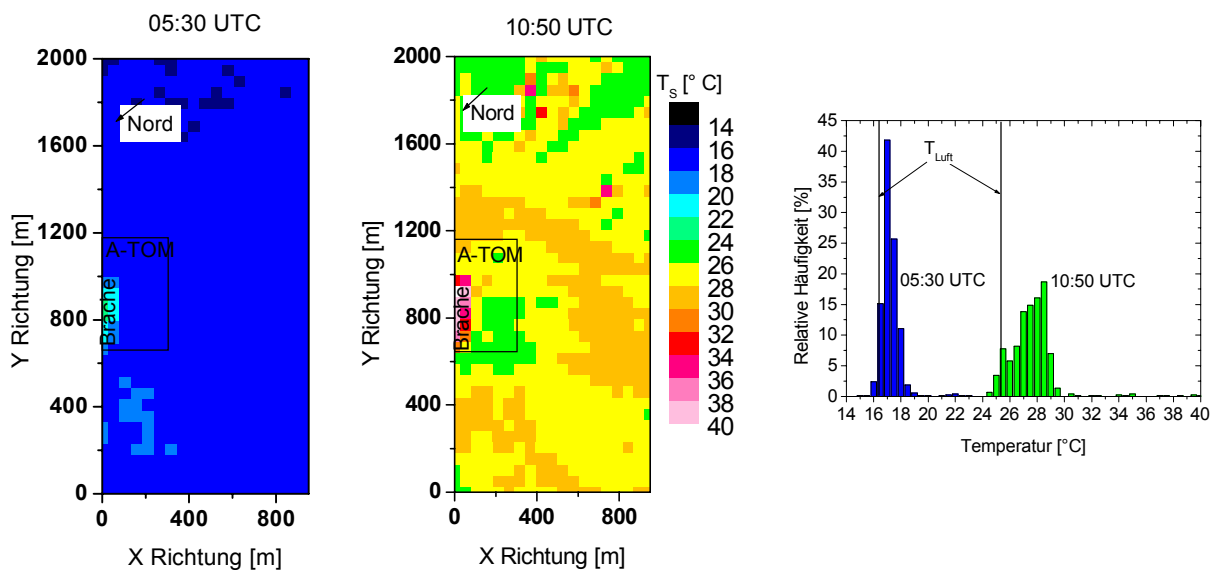


Abb. 6: Beispiel für flächenhafte Bestimmung (Gitterzellengröße 50 m × 50 m) der Oberflächentemperatur aus den einzelnen Messungen der IR Kamera und relative Häufigkeit der Verteilung am 06.07.2002 um 05:30 und 10:50 UTC. Die senkrechten Linien repräsentieren die Messungen der Lufttemperatur mittels der A-TOM in 2 m über Grund.

Die aus der flächenhaften Information der IR-Kamera abgeleitete Verteilung der Oberflächentemperatur ist ein Indikator zur Charakterisierung der Heterogenität einer Landschaft. Im Untersuchungsgebiet wurden um 05:30 UTC Temperaturen im Bereich von $T_s = (17,0 \pm 0,7) \text{ }^\circ\text{C}$ und um 10:50 UTC von $T_s = (27,3 \pm 1,7) \text{ }^\circ\text{C}$ registriert. Zu den entsprechenden Zeiten wurden mit der A-TOM mittlere Lufttemperaturen von $T_{\text{Luft}} = (16,3 \pm 0,2) \text{ }^\circ\text{C}$ um 05:30 UTC und $T_{\text{Luft}} = (25,2 \pm 0,2) \text{ }^\circ\text{C}$ um 10:50 UTC beobachtet. Der Vergleich mit der Oberflächentemperatur zeigt, dass zu beiden Zeitpunkten überwiegend labile Schichtungsverhältnisse herrschten, in einigen Bereichen jedoch eine stabile Schichtung vorlag. Diese Beobachtungen demonstrieren den großen Schwankungsbereich der Temperaturverteilungen, der insbesondere dann zu berücksichtigen ist, wenn mit Hilfe des Bulkansatzes vertikale Wärmeflüsse indirekt abgeleitet werden.

Außerdem kann aus der Korrelation zwischen den Oberflächentemperaturen und den gemessenen Flüssen fühlbarer Wärme auf die Abhängigkeit des Flusses von den Eigenschaften der Oberfläche geschlossen

werden (siehe MAHRT, 2000). Für einen Korrelationskoeffizienten größer 0,7 wird von einem signifikanten Einfluss der Oberflächeninhomogenität auf die Flüsse im Messniveau ausgegangen. Dieses Kriterium ist für die Flussmessungen (EC) in 2 m Höhe über Grund erfüllt (siehe Abb. 7).

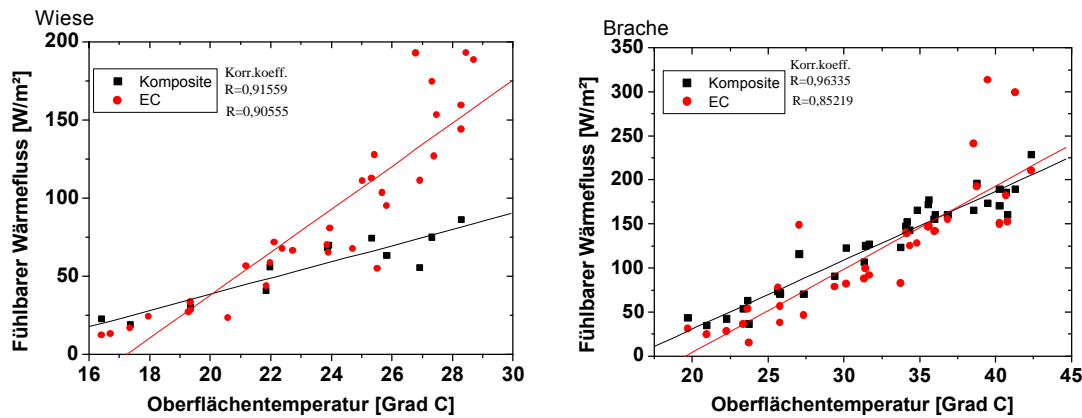


Abb. 7: Korrelation der gemessenen Wärmeflüsse (Komposite aus verschiedenen Messverfahren und Messung am Punkt mit EC) mit den Oberflächentemperaturen über Wiese (links) und über Brache (rechts).

3.1.2.2 Repräsentative Werte des vertikalen fühlbaren Wärmeflusses

Um repräsentative Werte des vertikalen turbulenten Wärmeflusses über den unterschiedlichen Landnutzungstypen zu bestimmen, wurden Turbulenzmessungen mittels Eddy-Kovarianz Methode (Ultraschallanemometer) und Scintillometer über der Brache und Wiese durchgeführt.

Zur Initialisierung des LES wurden für die beide Unterlagentypen gewichtete Mittelwerte (Komposite) des bodennahen sensiblen Wärmeflusses berechnet. Dazu wurde ein Komposite aller zur Verfügung stehenden Messsysteme unter Berücksichtigung des Footprintbereiches sowie einer Qualitätskontrolle der Daten erstellt (FOKEN und WICHURA, 1996; RABBE et al., 2004). Verwendet wurden dafür die Daten von drei Energiebilanzstationen (Eddy-Kovarianz) und der vier Scintillometer (Positionen siehe Abb. 3).

Drei Scintillometer wurden so um die umgepflügte Brachenfläche angeordnet, dass entsprechend der Windrichtung immer eine getrennte Information über den Brachen- und Wieseneinfluss vorliegt. Ein weiteres, fest installiertes Scintillometer, wurde zur zusätzlichen Charakterisierung der Wieseneigenschaften genutzt. Zusätzlich wurden die Daten eines operationellen Large Aperture Scintillometers (LAS) genutzt, das auf einer Strecke von ca. 4,7 km zwischen dem Grenzschichtmessfeld und dem Observatorium in Lindenberg einen für diese Linie bzw. eine größere Fläche repräsentativen Wert des fühlbaren Wärmeflusses liefert.

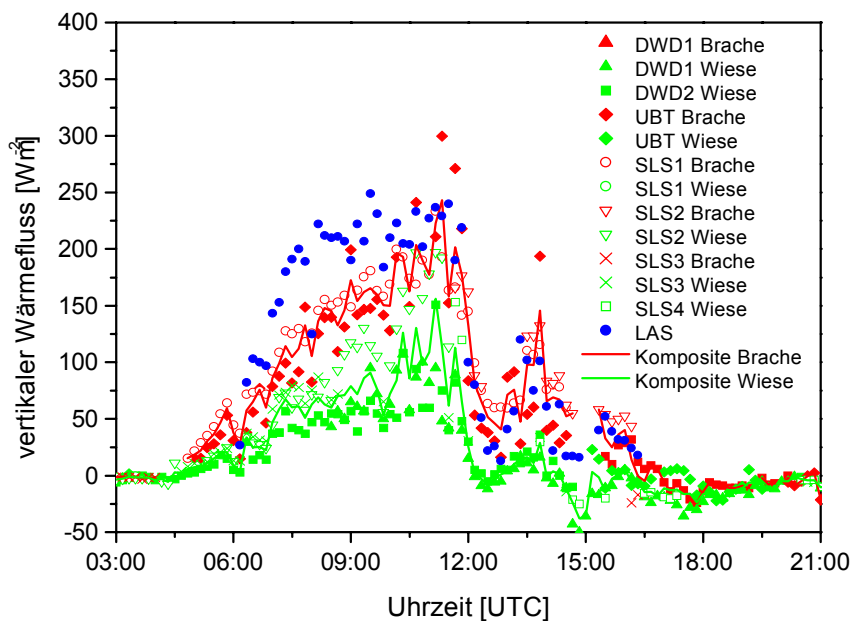


Abb. 8: Entwicklung des sensiblen turbulenten Wärmeflusses (10 min Mittelwerte) am 06.07. 2002, bestimmt mit den Systemen, Eddy-Kovarianz (DWD und UBT) und Scintillometer (SLS 1 bis 4 und LAS) an den unterschiedlichen Positionen im Messgebiet. In Abhängigkeit von der Windrichtung ändert sich der Quellgebietsbereich (Brache/Wiese) der Sensoren. Die durchgezogenen Linien stellen einen gemittelten, repräsentativen Wert für die jeweilige Fläche dar.

Die Abb. 8 zeigt, dass in Abhängigkeit von der Unterlage an dem betrachteten Tag deutliche Unterschiede der turbulenten Wärmeflüsse auftraten. Über der umgepflügten Fläche (Brache) wurden insbesondere am Vormittag um ca. 100 Wm^{-2} höhere fühlbare Wärmeflüsse als über der Wiese beobachtet. Gleichzeitig ist in der Abb. 8 der Einfluss der Windrichtung auf den Footprintbereich erkennbar: beispielsweise ändert sich in den Mittagsstunden des 06.07. 2002 mit Drehung des Windes von östlichen auf westliche Richtungen beim Scintillometer SLS 2 das Quellgebiet von Wiese auf Brache. Die höchsten Werte des fühlbaren Wärmeflusses wurden am Vormittag des 06.07. 2002 mit dem LAS auf der Verbindungslinie zwischen dem Grenzschichtmessfeld mit dem nördlich gelegenen Observatorium registriert. Dies lässt darauf schließen, dass im Footprintbereich dieser Messungen Gebiete mit deutlich höheren Flüssen fühlbarer Wärme gegenüber dem Untersuchungsgebiet existieren.

3.1.3 Bereitstellung der Initialisierungsdaten für LES in Datenbank

Um den Antrieb der hochauflösenden Simulation sicherzustellen, wurden die Daten aller Messsysteme, die während des STINHO2-Experiments eingesetzt wurden, zu einer Datenbank zusammengefasst. Die Datenbank umfasst drei für die Auswertung ausgewählte Tage, den 05.07., den 06.07. und den 09.07. 2002. An diesen Tagen lagen günstige Wetterbedingungen und eine hohe Verfügbarkeit aller eingesetzten Messsysteme vor. Die zeitliche Auflösung wurde so hoch wie möglich gewählt, eine Minute für

VERTIKO-ULLIM

Temperatur- und Windmessungen und 10 Minuten für alle Flussmessungen (siehe Tab. 1). Einige vertikale Sondierungen sind jedoch (z.B. Windprofiler, SODAR) nur mit einer geringeren Zeitauflösung verfügbar. Ein Überblick über den Inhalt dieser Datenbank ist in der Tabelle 1 gegeben.

Tab. 1: Überblick der STINHO-2 Datenbank (ARNOLD et al., 2002).

Methode	Messgröße ¹⁾	zeitliche Auflösung	räumliche Auflösung	Anzahl Geräte/ Zellen
Akustische Tomographie	T, v _h , dd	1 min	40...70 m × 40...70 m (T) 100 × 100 ... 200 m (v _h)	35 (T) 9 (v _h)
Infrarotkamera	T _S	10 min	50 m × 50 m	35
Laserscintillometer: SLS	H	10 min	100 ... 150 m	4
Large aperture scintillometer: LAS	H	10 min	4,7 km	1
Profilmast (8 m /12 m)	T, v _h , dd, U	1 min/ 10 min	(5 Höhen)	2
Profilmast (99 m)	T, v _h , dd, U	10 min	(6 Höhen)	1
Humitter	T, U	1 min	(2 Höhen)	2
Eddy covariance / Energiebilanz	H, LE, u*, G, R _{sw↓} , R _{sw↑} , R _{lw↓} , R _{lw↑}	10 min		3
SODAR/ RASS	v _h , dd	15 min		1
Windprofiler (LAP, TWP)	v _h , dd	30 min		1
Helipod	T, T _S , u, v, w, U, H, LE	0,01 s	0,4 m	1
Radiosonde	p, T, v _h , dd, U	6 h		1

¹⁾ T - Lufttemperatur, T_S - Oberflächentemperatur, v_h - horizontale Windgeschwindigkeit, dd - Windrichtung, u, v, w - Windkomponenten, p - Luftdruck, U - Feuchte, H - fühlbarer Wärmefluss, LE - latenter Wärmefluss, G - Bodenwärmefluss, u* - Schubspannungsgeschwindigkeit, R_{sw↓} - kurzwellige Strahlung abwärts gerichtet, R_{sw↑} - kurzwellige Strahlung aufwärts gerichtet, R_{lw↓} - langwellige Strahlung abwärts gerichtet, R_{lw↑} - langwellige Strahlung aufwärts gerichtet.

3.1.4 Beurteilung der Repräsentativität von Punktmessungen

Zur Beurteilung der Repräsentativität von ausgewählten Messungen an einem Punkt für die nähere Umgebung, kann das Verfahren der Akustischen Tomographie genutzt werden (ARNOLD et al., 2004). Dieses Verfahren liefert eine flächenhafte Darstellung der Wind- und Temperaturfelder mit einer durch die Gesamtfläche und die Anzahl der eingesetzten Sensoren bestimmten Auflösung (RAABE et al., 2002; ZIEMANN et al., 2002). Die Repräsentativität der Messungen an den Profilmasten über Brache und Wiese wird mit Hilfe der Werte in den entsprechenden tomographischen Gitterzellen beispielhaft für den 06.07. 2002 untersucht. Zur Vereinfachung der Interpretation werden hier nur die Fälle mit Wind aus südlichen Richtungen betrachtet.

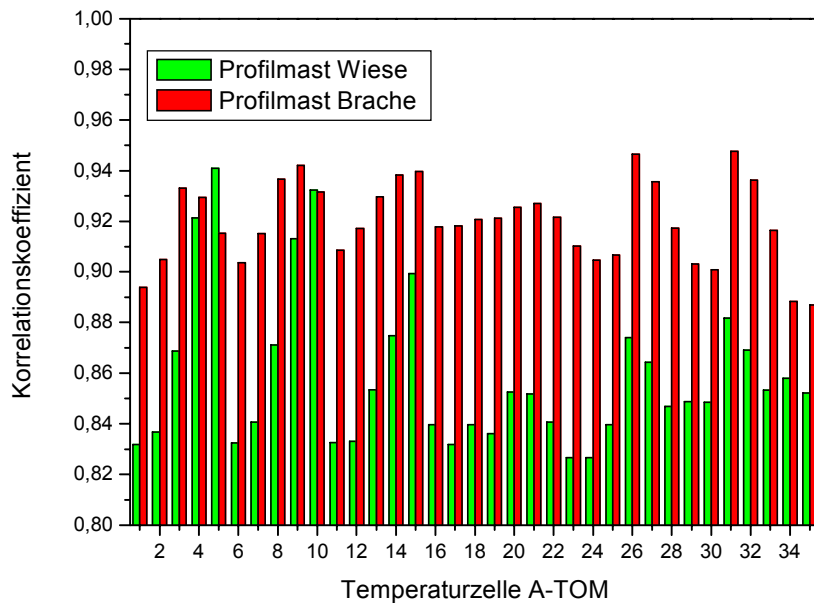


Abb. 9: Korrelation zwischen den einzelnen Zellen der Lufttemperatur und den Werten an den Profilmasten in 2 m Höhe über Wiese und Brache am 06.07.2002. Für die Berechnungen wurden nur die Werte mit Wind aus südlichen Richtungen einbezogen. Die Positionen der Temperaturzellen sind in der Abb. 3 dargestellt.

Die Abb. 9 zeigt, dass bei Wind aus südlichen Richtungen die akustisch bestimmten Werte, unabhängig von der Lage der Gitterzelle, am besten mit den Messungen am Profilmast über der Brache am südlichen Rand des A-TOM Arrays (siehe Abb. 1), übereinstimmen. Die Messungen des 12 m Mastes über der Wiese (östlicher Messfeldrand) korrelieren hingegen nur mit wenigen Zellen (am südlichen Messfeldrand) in ähnlicher Weise.

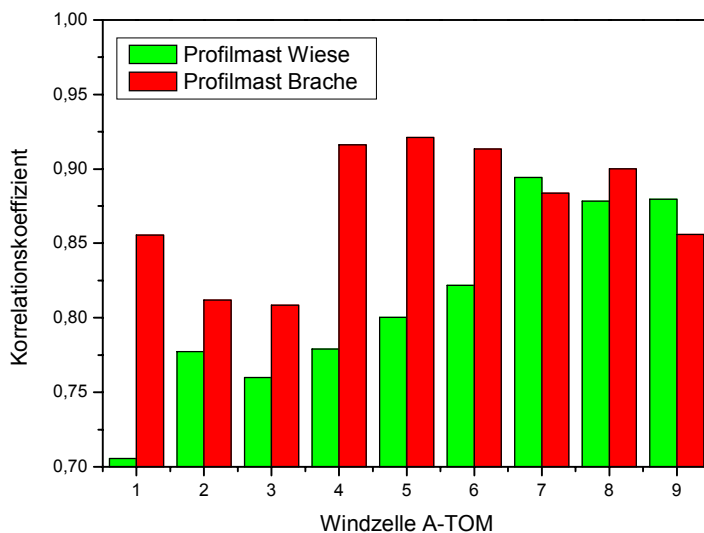


Abb. 10: Korrelation zwischen den einzelnen Zellen der Windgeschwindigkeit und den Werten an den Profilmasten in 2 m Höhe über Wiese und Brache am 06.07.2002. Für die Korrelation wurden nur die Werte mit Wind aus südlichen Richtungen genutzt. Die Positionen der Windzellen sind in der Abb. 3 dargestellt.

Ein entsprechendes Verhalten ist auch für die neun Zellen der Windgeschwindigkeit zu verzeichnen. Bis auf die Zellen in unmittelbarer Nähe zum Profilmast über der Wiese (DWD) sind die Korrelationen der

Tomographiezellen mit dem Mast im Süden deutlich höher. Der Profilmast im Osten (Wiese) korreliert deutlich weniger mit den Zellen im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes.

Es zeigt sich, dass die Repräsentativität einer Punktmessung für die Umgebung deutlich vom Abstand zu dieser abhängt. Bei einer Messhöhe von 2 m über Grund spielt der Einfluss der Beschaffenheit der Unterlage auf die Temperatur- und Windfelder nur noch eine untergeordnete Rolle.

3.1.5 Flächengemittelte vertikale turbulente Wärmeflüsse

Der Bulkansatz wird in vielen numerischen Modellen zur Bestimmung des fühlbaren Wärmeflusses verwendet (MAHRT und VICKERS, 2004). Um für eine Fläche repräsentative Werte des vertikalen Wärmeflusses zu bestimmen, kann für die Temperaturdifferenz zwischen der Erdoberfläche (unterer Wert) und einer Standardmesshöhe (oberer Wert) unter Verwendung einer mittleren Windgeschwindigkeit und unter gewissen Voraussetzungen dieser Ansatz angewendet werden. Hier wurde als unterer Wert die aus den Infrarotsondierungen abgeleitete aerodynamische Temperatur T_S und als oberer Wert die aus der Akustischen Tomographie bestimmte Lufttemperatur T_{Luft} verwendet.

$$H_{Bulk}(x, y) = \rho c_p C_H \bar{U} (T_S(x, y) - T_{Luft}(x, y)) \quad (1)$$

Wobei H_{Bulk} der vertikale fühlbare Wärmefluss, ρ die Dichte, c_p das Verhältnis der spezifischen Wärmen bei konstantem Druck, \bar{U} der mittlere Horizontalwind und C_H der Bulktransferkoeffizient sind.

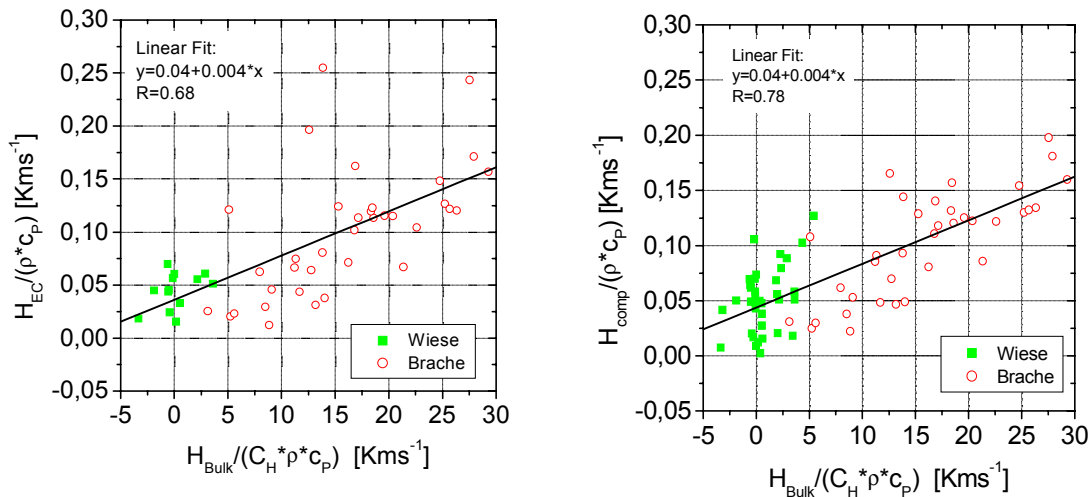


Abb. 11: Vergleich der konventionell bestimmten sensiblen turbulenten Wärmeflüsse (Eddy-Kovarianz und Komposite Mittelung) mit den Flächenmittelwerten nach der Bulk-Beziehung (aerodynamischen Temperatur und Lufttemperatur aus den A-TOM Zellen) in den Morgenstunden des 06.07. 2002 (10 min Mittelwerte). Die linke Seite zeigt den Vergleich der kinematischen Wärmeflüsse über Wiese und Brache zwischen Bulkansatz und den EC Messungen, die rechte Seite zwischen Bulkansatz und Komposite. Der Bulktransferkoeffizient wurde jeweils für Brache und Wiese aus den aktuellen Profildaten bestimmt.

Der Bulktransferkoeffizient C_H wurde aus den aktuellen Profildaten und unter Anwendung der Monin-Obukhovschen Ähnlichkeitstheorie bestimmt. Die Abbildung 11 zeigt, dass die direkt bestimmten (kinematischen) Wärmeflüsse mittels Eddy-Kovarianz (Ultraschallanemometer) sowie Komposite Mittelung

und die mit dem flächengemittelten Bulkansatz berechneten Flüsse über beiden Unterlagen ähnliche Ergebnisse liefern. Die flächengemittelten Werte für den Bulkansatz ergeben sich jeweils aus vier typischen Temperaturzellen über Wiese (Zellen 20, 25, 30 und 35) und Brache (1, 6, 11 und 16) und den dazugehörigen Zellen am Boden (siehe Abb. 3).

Der Vergleich der kinematischen Wärmeflüsse zeigt, dass die Streuung der Komposite Wärmeflüsse (Abb. 11 rechts) deutlich geringer ist und hier, speziell über der Wiese, eine höhere Messdatendichte zur Verfügung steht.

Mit der hier vorgestellten Kombination aus der flächendeckenden Akustischen Tomographie und der Infrarotkamera ist man in der Lage die räumliche und zeitliche Variabilität der turbulenten vertikalen Wärmeflüsse über einer heterogenen Landschaft zu bestimmen. Diese Methode leistet demzufolge einen Beitrag zur Ermittlung flächenhafter vertikaler Wärmeflüsse auf einer mikro- α Skala, die als Antrieb numerischer Simulationen einer turbulenten Grenzschicht verwendet werden können.

3.2 Vergleich von LES und Messungen der Akustischen Tomographie unter inhomogenen Oberflächenbedingungen

Bisherige Vergleiche zwischen dem LES-Modell PALM und Messungen mit der akustischen Tomographie zeigten u.a. die Notwendigkeit von genauen Anfangs- und Randwerten für das LES-Modell (WEINBRECHT et al., 2004). Diese Werte, u.a. der geostrophische Wind, die Oberflächenrauigkeit, ein Anfangstemperaturprofil und der bodennahe turbulente Wärmestrom, müssen dem Modell durch zusätzliche Messungen (ARNOLD et al., 2002) bereitgestellt werden.

Um den Vergleich zwischen Simulation und Messung durchführen zu können, wurde PALM an die Bedingungen, die während der STINHO2-Messkampagne vorherrschten, angepasst. Dabei mussten bei der Modellkonfiguration hinsichtlich der Wahl von Modellgebietsgröße und der Modellgitterweite verschiedene Voraussetzungen erfüllt werden (siehe 3.1.1). Als Kompromiss zwischen möglichst hoher Modellauflösung und der zur Verfügung stehenden Rechenkapazität wurde für die Vergleichssimulation eine Auflösung von 0,5 m in der vertikalen Raumrichtung und von 0,75 m in beiden horizontalen Raumrichtungen gewählt. Die Modellgebietsgröße betrug in den horizontalen Raumrichtungen 575×575 m² und umfasste so vollständig das tomographische Untersuchungsgebiet der STINHO-2-Messkampagne. In vertikaler Richtung erstreckte sich das Modellgebiet bis etwa 730 m Höhe über Grund. Die vertikale Gitterweite war dabei bis 360 m Höhe äquidistant und wurde darüber zum folgenden Gitterniveau um jeweils 9 % gestreckt.

Die PALM-Simulation erstreckte sich über einen Zeitraum von 4200 s in den Morgenstunden des 06.07.2002. Damit wurde der Zeitraum zwischen 5:30 UTC und 6:40 UTC überdeckt. Dies entspricht

exakt dem Zeitraum, in dem sich die morgendliche konvektive Grenzschicht ausbildete und in dem die Daten aller Messsysteme (z.B. Messmast, Helipod, Scintillometer, Tomographie) zur Bereitstellung der Anfangs-, Rand- und Vergleichswerte verfügbar waren.

Entsprechend der in der STINHO-Datenbank (ARNOLD et al., 2002) bereitgestellten Initialprofile wurde der geostrophische Wind mit 4 ms^{-1} aus südlicher Richtung gewählt. Für die Temperatur wurde bis 50 m eine neutrale Schichtung bestimmt. Daran schloss sich ein 160 m mächtiger, stark stabil geschichteter Bereich (Temperaturgradient $2,92 \text{ K}/100 \text{ m}$) an. Darüber war die Atmosphäre bis zum Oberrand des Modellgebiets nur leicht stabil geschichtet (siehe auch RAABE et al., 2004). Beide Profile wurden horizontal homogen auf das gesamte Simulationsgebiet übertragen. Die Inhomogenität der Oberfläche (Wiese, Brache) wurde in der Vergleichsimulation durch eine reine Wärmestrominhomogenität berücksichtigt, wobei unterschiedliche Werte des bodennahen Wärmestroms für die Gras- und die Brachenfläche vorgegeben wurden (siehe Abb. 8).

3.2.1 Tomographisch gemessene Vergleichsdaten

Mit dem tomographischen Rekonstruktionsalgorithmus (ZIEMANN et al., 2002) wurden die Laufzeitmessungen während des ausgewählten Tages der STINHO-2 Messkampagne in Gitterzellenwerte für die Temperatur invertiert, um Vergleichsdaten für das LES-Modell PALM bereitzustellen.

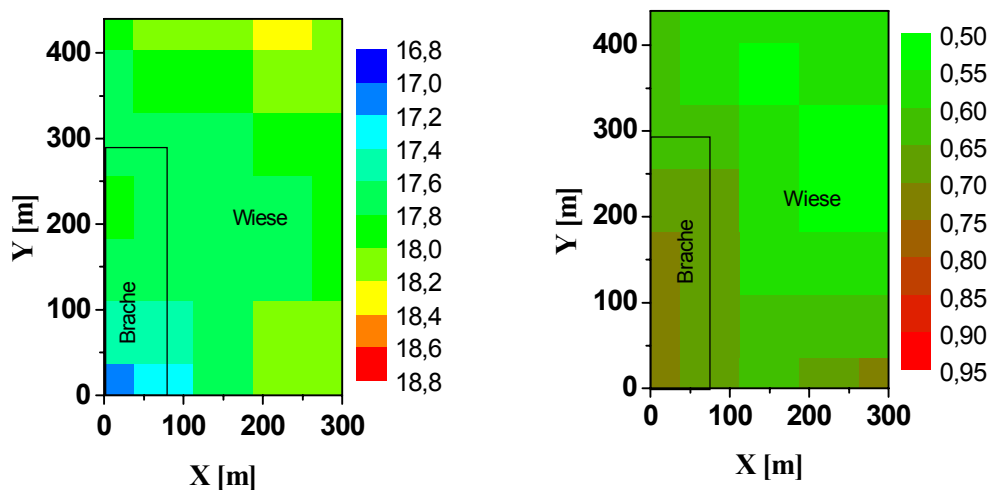


Abb. 12: Horizontale Schnittbilder durch das Temperaturfeld in 2 m Höhe über Grund am 06.07.2002, gemessen mit der A-TOM für den Vergleichszeitraum zu den PALM Simulationen 05:30 UTC-06:40 UTC. Links: Temperaturmittelwerte in Grad C, Rechts: Temperaturvarianzen in K^2 .

Die in der Abbildung 12 dargestellten Ergebnisse zeigen die geringen Auswirkungen der kleinräumigen Oberflächenheterogenität (Brache, Wiese) auf das Temperaturfeld in 2 m Höhe über Grund unter den vorherrschenden meteorologischen Bedingungen. Die Temperaturunterschiede liegen im Mittel für einen Zeitraum von 70 Minuten bei ca. 1 K. Dabei sind die etwas höheren Werte über der Wiese festzustellen. Im Gegensatz dazu sind die Oberflächentemperaturen (hier nicht dargestellt) der Wiese um mehr als 5 K

geringer als die Werte für die Brachenfläche. Daraus resultieren größere Unterschiede in den vertikalen Strömen fühlbarer Wärme, die bereits in den Morgenstunden über der Wiese deutlich niedriger ausfallen als über der Brache (Unterschiede um mehr als 25 Wm^{-2} , siehe RAABE et al., 2004).

3.2.2 Vergleich von experimentellen und simulierten Temperaturdaten

Die tomographischen Messungen wurden nun mit den PALM-Simulationen während des Zeitraums der morgendlichen Grenzschichtentwicklung verglichen. Die Abbildung 13 zeigt momentane horizontale Schnittbilder durch das Temperaturfeld um 05:50 UTC, also nach der ca. 20-minütigen Einschwingzeit des Modells, in 2 m Höhe über Grund. In dem von PALM simulierten, hochaufgelösten Temperaturfeld (siehe Abb. 13, links) sind kohärente Strukturen zu erkennen, die in Richtung des mittleren horizontalen Windes aus südlichen Richtungen liegen (siehe Abb. 3). Obwohl zwischen der Brachenfläche und der umliegenden Grasfläche signifikante Unterschiede in den gemessenen Oberflächentemperaturen registriert wurden, bildet sich die wärmere Brachefläche kaum im Lufttemperaturfeld in 2 m Höhe ab. Dieses Simulationsergebnis wird auch durch die Messungen der akustischen Tomographie bestätigt (Abb. 13, rechts). Hier werden im Bereich der Brachenfläche sogar etwas niedrigere Temperaturen als über der Wiese beobachtet. Der Vergleich des hochaufgelösten, simulierten Temperaturfeldes (Abb. 13, links) mit dem gemessenen Temperaturfeld der akustischen Tomographie (Abb. 13, rechts) zeigt außerdem, dass im modellierten Temperaturfeld größere Details sowie höhere Maximal- und geringere Minimalwerte sichtbar sind (siehe auch WEINBRECHT et al., 2004). Dieser mittelnde Einfluss des tomographischen Messverfahrens wird auch nach einer räumlichen Mittelung der LES Ergebnisse auf das tomographische Gitter sichtbar.

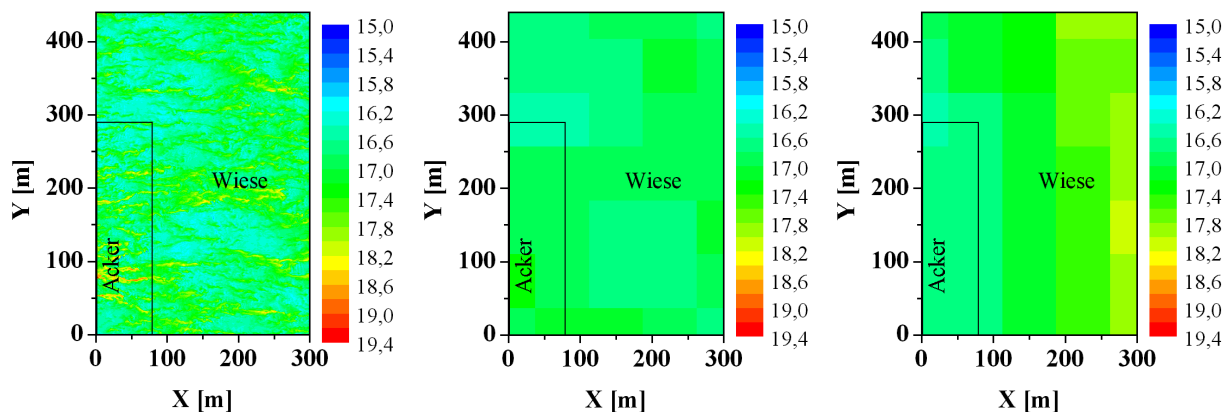


Abb. 13: Horizontale Schnittbilder durch das Temperaturfeld (Momentanwerte in Grad C) in 2 m Höhe über Grund am 06.07.2002 um 05:50 UTC während STINHO-2, simuliert mit dem LES-Modell PALM (Links: Originale räumliche Modellauflösung, Mitte: Räumliche Auflösung entsprechend den tomographischen Messungen) und gemessen mit der Akustischen Tomographie (Rechts).

Ein direkter Vergleich zwischen diesen gemessenen und simulierten Temperaturfeldern ist jedoch nicht

möglich, da die Ausbildung der Auf- und Abwindgebiete über den homogenen Teilflächen des LES-Modells zunächst zufällig erfolgt. Deshalb wurden im weiteren statistische Kenngrößen der simulierten und gemessenen Daten miteinander verglichen. Dabei muss für die Modellauswertungen auf die zugrundeliegende Gitterstruktur geachtet werden. Wenn mit Werten auf dem groben Tomographiegitter (35 Gitterzellen) gearbeitet wird, bewirkt die zuvor ausgeführte räumliche Mittelung bereits eine starke Glättung und Verringerung der Temperaturvarianz (siehe Abb. 14).

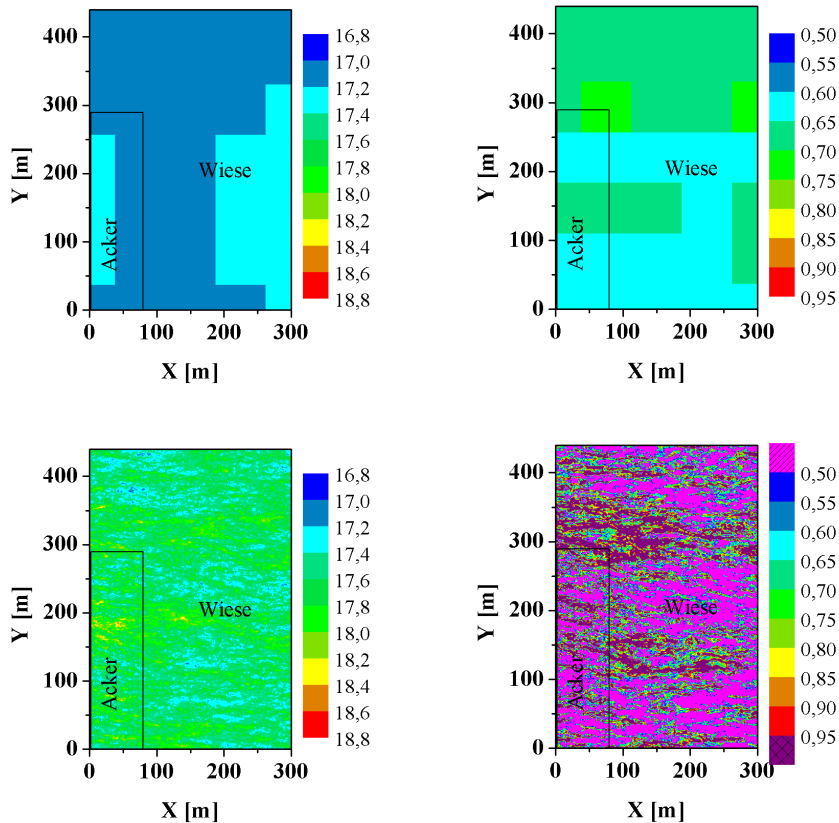


Abb. 14: Horizontale Schnittbilder durch das Temperaturfeld (Mittelwerte in Grad C, linke Seite) in 2 m Höhe über Grund am 06.07.2002 im Zeitraum 05:50-06:40 UTC, simuliert mit dem LES-Modell PALM (Oben: Räumliche Auflösung entsprechend den tomographischen Messungen, Unten: Originale räumliche Modellauflösung) und entsprechende Temperaturvarianzen (in K², rechte Seite).

Die zeitliche Entwicklung der simulierten und gemessenen Temperatur in einer Höhe von 2 m über dem Erdboden ist in der Abbildung 15 (links) dargestellt. Dabei wurde für die Bereitstellung der Raummittelwerte eine Mittelung über alle Gitterzellenwerte durchgeführt. Die so erzeugte räumlich gemittelte Temperatur für die simulierten Daten umfasst entsprechend der höheren Auflösung des LES-Modells eine wesentlich größere Anzahl an Gitterzellenwerten (235788 Gitterzellen) als die tomographischen Messungen (35 Gitterzellen). Die geringen Unterschiede zwischen den absoluten Temperaturwerten des Modells und der Messung sind auf Schwierigkeiten bei der Bereitstellung geeigneter Rand- und Anfangswerte bzw. der Einstellung des Modells auf diese Bedingungen zurückzuführen. Auf eine Vielzahl von notwendigen Modellvorläufen, um eine optimale Anpassung der absoluten Temperaturwerte zu erzielen, musste wegen der begrenzten Rechenkapazitäten verzichtet

werden. Die für die spätere Entwicklung der konvektiven Grenzschicht entscheidende Übereinstimmung der zeitlichen Temperaturverläufe wird demgegenüber jedoch mit ausreichender Genauigkeit erreicht. Darüber hinaus wurden jeweils 4 Tomographiegitterzellen über Brache und über Wiese miteinander verglichen. Auch für diesen Vergleich zeigen sich die sehr kleinen und kaum signifikanten Unterschiede zwischen den Lufttemperaturwerten über den verschiedenen Oberflächen sowohl für die Simulationen als auch für die Messungen.

Beim Vergleich der Varianzen des Temperaturfeldes (Abb. 15, rechts) zeigen sich größere Unterschiede zwischen Simulation und Messung. Die simulierten Varianzen aus den Gitterzellen entsprechend des tomographischen Gitters sind besonders während des Beginns der Grenzschichtentwicklung wesentlich geringer als die gemessenen Varianzen. Dieses Resultat trat bereits bei einem ersten Vergleich zwischen PALM und Tomographiemessungen für ein horizontal homogenes Messfeld auf (WEINBRECHT et al., 2004). Eine Ursache für dieses Ergebnis liegt in dem großen Einfluss der räumlichen Mittelung auf die Varianzen. Der Vergleich von gemessenen Varianzen und simulierten Werten mit der ursprünglichen hohen Modellauflösung (rote gepunktete Linie) zeigt, dass sich die Varianzen mit zunehmender Mittelung (Vergrößerung der Gitterzellen) deutlich verringern.

Bemerkenswert ist der Unterschied in den gemessenen Varianzen zwischen den verschiedenen Oberflächen. Über der Brache ist die Varianz in diesem Zeitraum deutlich höher als über der Wiese. Es ergibt sich damit wie auch beim vertikalen fühlbaren Wärmestrom ein Signal für den Einfluss unterschiedlicher Oberflächeneigenschaften auf den Energieumsatz einer Fläche.

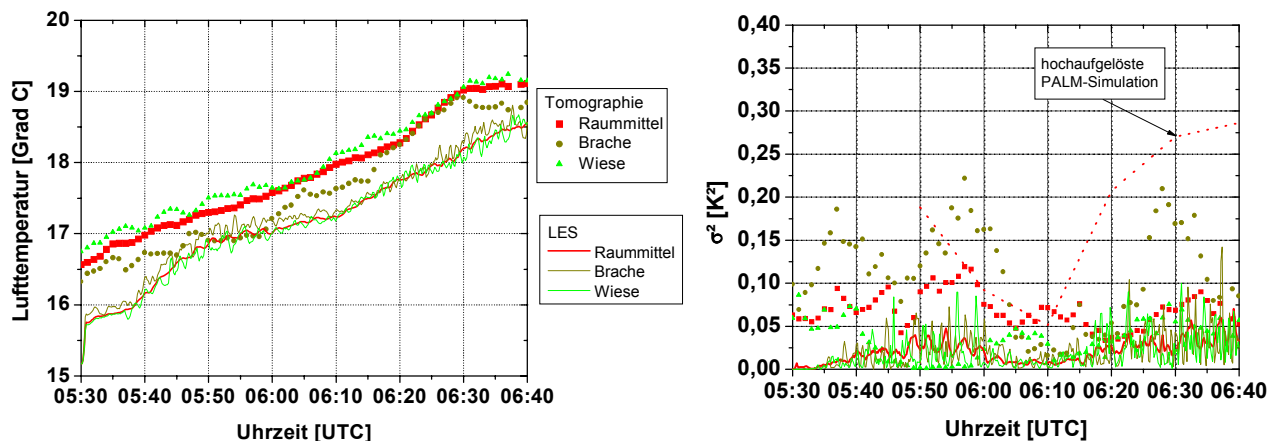


Abb. 15: Räumlich gemitteltetes Temperaturfeld in 2 m Höhe über Grund am 06.07.2002, gemessen mit der akustischen Tomographie und simuliert mit dem Modell PALM (Einschwingzeit 5:30-5:50). Links: Temperaturmittelwerte (Mittelwert über alle 35 Tomographiegitterzellen, über 4 Brachen-Gitterzellen bzw. über 4 Wiesen-Gitterzellen), Rechts: Temperaturvarianzen.

Die aufgezeigten Unterschiede für die Temperaturvarianzen zwischen Modell und Messung können durch folgende Ursachen begründet sein (siehe WEINBRECHT et al., 2004):

- Messfehler bei der Laufzeitmessung können zu einer deutlichen Erhöhung der räumlichen Varianzen führen. Mit Hilfe von simulierten Laufzeiten, auf die ein zufälliger Fehler in der Größenordnung des Messfehlers aufgeprägt wurde, konnten diese Varianzen mit dem Modell annähernd reproduziert werden. Eine Verlagerung des Auswertungszeitraumes zu späteren Zeiten mit höheren Temperaturvarianzen wäre aus dieser Sicht wünschenswert gewesen, konnte aber aufgrund der damit verbundenen Anforderungen an die deutliche Vergrößerung des Untersuchungsgebietes und der Anzahl der Gitterpunkte im Modell wegen der begrenzten Rechenkapazitäten noch nicht umgesetzt werden.
- Das aktuell verwendete SGS (Subgrid-Scheme)-Modell weist eine erhöhte Diffusion auf. Durch eben diese Eigenschaft kann es zu einer stärkeren Glättung von kleinräumigen bodennahen Temperaturfluktuationen und damit zu einer Verkleinerung der Temperaturvarianzen kommen. Der Test und die Nutzung anderer SGS-Modelle wird in der Zukunft vorangetrieben, um die Parametrisierung der bodennahen Turbulenz zu verbessern.

Die Auswertung der Daten hinsichtlich der Untersuchung des Einflusses von Oberflächeninhomogenitäten auf die Struktur der Grenzschichtturbulenz stellte den unter den gegebenen Randbedingungen starken Effekt auf die vertikalen fühlbaren Wärmeflüsse bei gleichzeitig geringen Auswirkungen auf das Lufttemperaturfeld bereits in relativ geringen Höhen von 2 m über der Erdoberfläche dar. Dieses Ergebnis wurde sowohl durch die PALM Simulationen als auch die Messungen mit der akustischen Tomographie bestätigt und zeigt die trotz der dargestellten Abweichungen gute Übereinstimmung zwischen Modell und Beobachtung.

3.2.3 Vergleich von experimentellen und simulierten Wärmeflussdaten

In einem ersten Vergleich der verschiedenen Wärmeflussdaten wurde die räumliche Varianz der vertikalen Wärmeflüsse aus Mess- und Modelldaten miteinander verglichen (siehe Abb. 16).

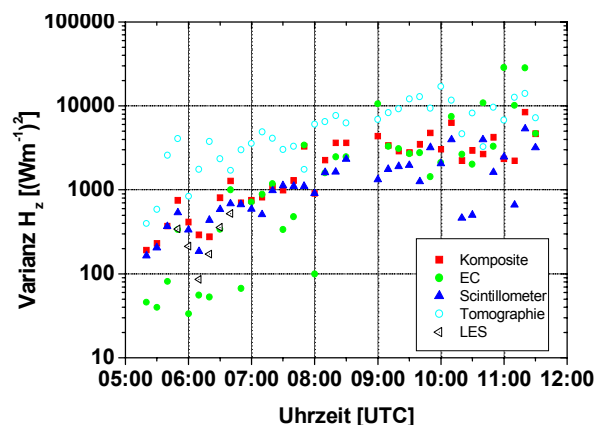


Abb. 16: Räumliche Varianz des vertikalen Wärmeflusses für verschiedene Messverfahren (Punkt, Linie, Fläche) und für das LES-Modell PALM (hoch aufgelöste Simulation) über Brache und Wiese für den 06.07.2002.

Dabei ist zu beachten, dass unterschiedliche Messverfahren (Punkt, Linie, Fläche bzw. direkte Flussmessung und abgeleitete Flussberechnung) und unterschiedliche Anzahlen an Werten (z.B. 2 Werte pro Zeitschritt für EC jeweils über Brache und Wiese, gegenüber 235788 Gitterzellenwerten aus der hoch aufgelösten PALM-Simulation) in die Berechnungen einfließen. Trotz dieser Unterschiede zeigt sich eine prinzipielle Übereinstimmung in den Daten, z.B. lässt sich die Zunahme der Varianz mit zunehmendem Energieangebot ablesen.

Einen Zugang zum horizontalen Wärmeaustausch erhält man aus der Betrachtung des horizontalen Diffusionskoeffizienten. Dieser wird im Modell PALM direkt simuliert (siehe SCHRÖTER et al., 2004). Eine Abschätzung dieses Austauschkoeffizienten aus Messdaten ergibt sich aus dem Verhältnis der Energiebilanzschließungslücke aus Punktmessungen über Wiese bzw. Brache (siehe Datenbank ARNOLD et al., 2002) und dem mit der Tomographie bestimmten horizontalen Temperaturgradienten (siehe auch RAABE et al., 2001b). Die so ermittelten horizontalen Diffusionskoeffizienten stimmen in der Größenordnung mit den simulierten Werten überein (siehe Abb. 17).

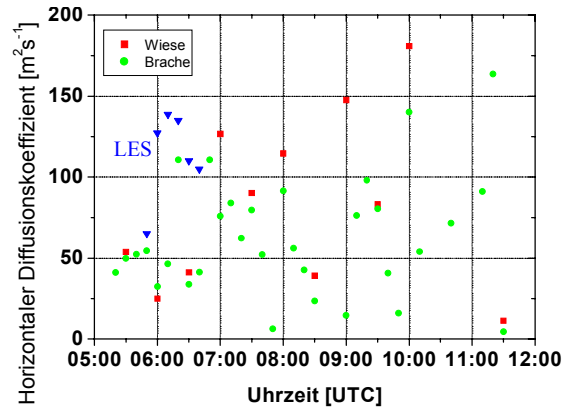


Abb. 17: Horizontale Diffusionskoeffizienten aus Modell (hoch aufgelöste PALM-Simulation) und Messung (Energiebilanzschließungslücke bei den Punktmessungen und horizontale Temperaturgradienten aus der Akustischen Tomographie) für den 06.07.2002.

Die mit dem Modell PALM bestimmten horizontalen Diffusionskoeffizienten können zusammen mit den tomographisch gemessenen horizontalen Temperaturdifferenzen unter Verwendung eines Gradientenansatzes für die Abschätzung eines horizontalen fühlbaren Wärmeflusses genutzt werden:

$$H_{\text{hor}} = -\rho c_p \nabla_{\text{hor}} T \cong -\rho c_p \sqrt{\left(\frac{\Delta T}{\Delta x}\right)^2 + \left(\frac{\Delta T}{\Delta y}\right)^2} \quad (2)$$

Für die Berechnung des horizontalen Temperaturgradienten wurden zeitlich gemittelte Temperaturwerte verwendet. Aus den am Rand des Messfeldes liegenden Tomographie-Gitterzellen in x-Richtung (1-5 und 31-35, siehe Abb. 3) und in y-Richtung (1,6,..., 31 und 5,10,...,35, siehe Abb. 3) wurden jeweils räumliche Mittelwerte der Temperatur bestimmt und diese für die Differenzenbildung in x- bzw. in y-Richtung genutzt. Die Abbildung 18 zeigt den Vergleich der horizontalen Wärmeflüsse aus Modell (Mittelwert für die gesamte Untersuchungsfläche) und Messung. Für die gemessenen Flüsse ist eine große Abhängigkeit

vom vorgegebenen Diffusionskoeffizienten (aus dem Modell PALM) festzustellen. So nimmt der Fluss zunächst zu, gegen Ende des Vergleichszeitraums nimmt der Fluss ab. Demgegenüber nimmt der simulierte horizontale Fluss nahezu durchgängig zu. Eine Ursache dieser Abweichung zwischen Modell und Messung kann im Unterschied zwischen den Methoden für die Flussbestimmung gesucht werden (Gradientansatz bei der Messung und direkte Flussbestimmung im Modell). Damit lässt sich auch der Unterschied im Gang des modellierten Diffusionskoeffizienten und dem modellierten Fluss erklären.

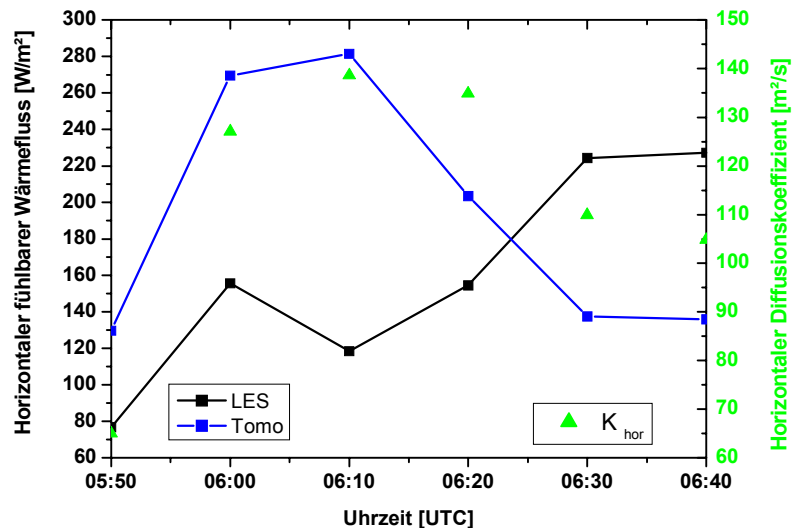


Abb. 18: Vergleich simulierter und aus Messungen abgeschätzter horizontaler fühlbarer Wärmeflüsse am 06.07.2002.

Aus Temperaturdifferenzen zwischen den verschiedenen Gitterzellen können für jede Tomographie-Gitterzelle horizontale Wärmeflüsse bestimmt werden. Der Vergleich mit den simulierten Daten ergibt eine qualitative Übereinstimmung in den Größenordnungen der Flüsse. Ein quantitativer Vergleich wird durch die weiter oben angesprochenen Unterschiede in den Berechnungsmethoden (Gradientansatz und direkte Berechnung) erschwert.

Eine bedeutsame Größe für die Temperaturbestimmung ist die horizontale Divergenz des horizontalen Wärmeflusses. Diese Größe (hier nicht dargestellt) zeigt für die Messungen und die Simulationen ein ähnliches Verhalten wie der horizontale Wärmefluss selbst. Die simulierten Werte nehmen nahezu kontinuierlich zu, die gemessenen Werte nehmen nach Erreichen eines Maximums ab und danach bis zum Ende des Vergleichszeitraumes zu. Die Größenordnung der gemessenen und simulierten Werte stimmt jedoch für den gesamten Zeitraum überein. Die Methode des Gradientansatzes zur Bestimmung horizontaler Flüsse mit Hilfe tomographisch bestimmter Flächenmittelwerte der Lufttemperatur erweist sich damit als anwendbar, um mittlere Flüsse und Flussdivergenzen abzuschätzen.

Die Modellsimulationen ermöglichen darüber hinaus die Ausgabe von horizontalen und vertikalen Flüssen in allen Modellgitterboxen. Daraus lassen sich Divergenzen der Flüsse bezogen auf das

Messniveau von 2 m Höhe über Grund ableiten. Um den Einfluss der horizontalen Divergenz der horizontalen Wärmeflüsse ($\nabla_{\text{hor}} \cdot H_{\text{hor}}$) auf die Energiebilanz bzw. die prognostische Temperaturbestimmung abzuschätzen, wurde eine normierte Differenz der Divergenzen turbulenter horizontaler und vertikaler Wärmeflüsse aus den räumlich hoch aufgelösten PALM Daten gebildet (siehe SCHRÖTER et al., 2004):

$$\frac{(\nabla_{\text{hor}} \cdot H_{\text{hor}}) - (\nabla_{\text{vert}} \cdot H_{\text{vert}})}{(\nabla_{\text{hor}} \cdot H_{\text{hor}}) + (\nabla_{\text{vert}} \cdot H_{\text{vert}})} \quad (3)$$

In der Abbildung 19 sind die Mittelwerte und Standardabweichungen für diese normierte Differenz dargestellt. Bei Mittelwerten um 0 sind die Flussdivergenzen ungefähr gleich groß, Differenzen um 1 zeigen eine wesentlich größere Horizontaldivergenz horizontaler Flüsse gegenüber der Vertikaldivergenz vertikaler Flüsse an. Die Auswertung der Simulationen zeigt, dass die Flussdivergenzen nicht sehr stark voneinander abweichen. Die Horizontaldivergenz ist im Mittel (über alle Gitterzellen) jedoch immer etwas größer als die Vertikaldivergenz, d.h., es besteht ein ungefähr gleich großer Einfluss beider Divergenzterme auf die Temperaturentwicklung. Daraus ergibt sich, dass selbst für eine kleinräumige Inhomogenität (Mikro- α -Skala) die Horizontaldivergenz in die Bestimmung des Lufttemperaturfeldes in 2 m Höhe über Grund einbezogen werden muss.

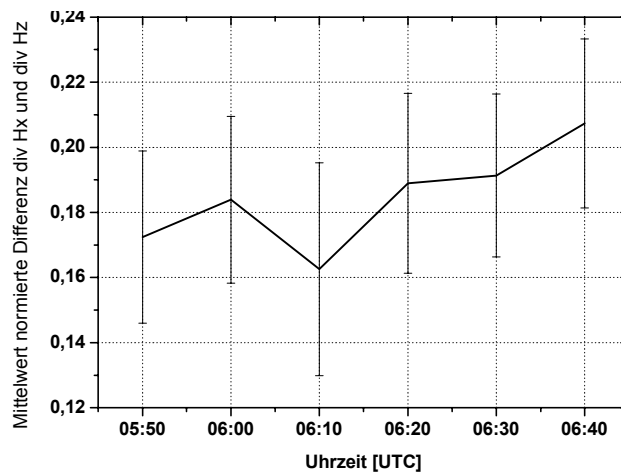


Abb. 19: Mittelwerte und Standardabweichungen der normierten Differenz der Horizontaldivergenz horizontaler Flüsse und der Vertikaldivergenz vertikaler Flüsse aus räumlich hoch aufgelösten LES für den 06.07.2002.

4 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Das Ziel dieser Untersuchungen war es, den Einfluss einer mikroskaligen Inhomogenität der Unterlage auf den Energietransfer innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht zu untersuchen. Dieses wurde durch die Kombination zahlreicher Beobachtungsverfahren mit einer hochaufgelösten numerischen Simulation (LES) realisiert. Während der STINHO-2 Messkampagne wurden dazu operationelle

mikrometeorologische Messungen (z.B. Eddy-Kovarianz) mit verschiedenen Sondierungstechniken (z.B. A-TOM, IR-Thermographie, Helipod), die für eine Fläche oder ein Volumen repräsentative Werte bereitstellen gekoppelt. Diese Herangehensweise ermöglicht eine Verbindung zwischen lokalen Messungen an einem Punkt mit flächendeckenden Sondierungen auf einer Mikro- α Skala.

Damit konnte ein primäres Ziel dieses Projektes, die Bereitstellung von Anfangs- und Randbedingungen für die hochaufgelöste Simulation, erreicht werden. Es hat sich jedoch gezeigt, dass nicht alle Messsysteme in gleicher Weise geeignet sind, die für die Simulation benötigten Informationen über die lokale Heterogenität bereitzustellen. Zum Antrieb des Modells wurden für die unterschiedlichen Landnutzungstypen jeweils repräsentative Werte des vertikalen fühlbaren Wärmeflusses aus einem gewichteten Mittelwert verschiedener Messsysteme (Komposite) bestimmt. Um zu gewährleisten, dass die im Modell simulierte Energiezufuhr in die atmosphärische Grenzschicht mit den beobachteten Wärmeflüssen in Übereinstimmung steht, wurde als Kriterium das Anwachsen der morgendlichen Grenzschichthöhe gewählt. Anhand eines analytischen Modells wurde nachgewiesen, dass eine Übereinstimmung zwischen beobachteter (Helipod, SODAR etc.) und berechneter Grenzschichthöhe nur für wesentlich höhere bodennahe vertikale Wärmeflüsse zu finden ist. Diese wurden nur annähernd mit dem LAS, das einen erheblich erweiterten Footprintbereich einbezieht, beobachtet. Dies lässt darauf schließen, dass das Anwachsen der morgendlichen Grenzschicht durch großskalige Prozesse gesteuert wird und Inhomogenitäten auf einer Mikro- α Skala keinen Einfluss besitzen.

Andererseits zeigen die Beobachtungen an ausgewählten Tagen, dass die Heterogenität der Oberfläche einen gravierenden Einfluss auf die vertikalen turbulenten Wärmeflüsse besitzt. In Abhängigkeit von der Nettostrahlung und dem Footprintbereich variieren die Wärmeflüsse über den verschiedenen Unterlagen um bis zu 200 %. In den mittleren Temperaturfeldern in 2 m über Grund (A-TOM) sind jedoch nahezu keine Unterschiede nachzuweisen. Kombiniert man die Beobachtungen der Lufttemperatur mit den Sondierungen der Oberflächentemperatur (IR-Kamera), so ist man in der Lage durch Anwendung des Bulkansatzes, zumindest qualitativ, die flächenhafte Verteilung der vertikalen Wärmeflüsse zu bestimmen. Vergleiche des Bulkansatzes mit direkten Messungen bzw. konventionellen Methoden (EC, Scintillometer) haben gezeigt, dass für beide Landnutzungstypen die Größenordnung der vertikalen fühlbaren Wärmeflüssen gut übereinstimmt.

Die Untersuchungen haben bestätigt, dass ein direkter Vergleich der Large-Eddy Simulationen mit den Beobachtungen der A-TOM nicht möglich ist, da die Ausbildung der Auf- und Abwindgebiete im Modellgebiet vom LES zunächst zufällig erfolgt. Ebenso unterscheiden sich die räumlichen Auflösungen des Modells und der Messungen derart, dass die Beobachtungen einen großen Anteil der simulierten Strukturen nicht wiedergeben können. Der Vergleich konzentrierte sich deshalb auf statistische Kenngrößen, wie z.B. der Temperaturvarianz. Die Unterschiede in den Varianzen der Temperaturfelder zwischen LES und A-TOM sind im wesentlichen auf die räumliche Mittelung der hochaufgelösten Simulation zurückzuführen. Es hat sich herausgestellt, dass die Varianzen der LES Daten durch die

Mittelung auf die Gitterweite der A-TOM stark vermindert werden und dadurch deutlich kleiner als die der Messdaten sind. Der Einfluss der räumlichen Mittelung muss daher bei dem Vergleich der Temperaturvarianzen der hochaufgelösten Modelldaten mit der A-TOM berücksichtigt werden.

Die vom LES direkt simulierten horizontalen Diffusionskoeffizienten können zusammen mit den tomographisch gemessenen horizontalen Temperaturdifferenzen unter Verwendung des Gradientansatzes zur Abschätzung des horizontalen Flusses fühlbarer Wärme genutzt werden. Ein qualitativer Vergleich mit dem vom LES direkt berechneten horizontalen fühlbaren Wärmefluss zeigt einen ähnlichen Verlauf, eine quantitative Übereinstimmung kann aber aufgrund der unterschiedlichen Berechnungsverfahren nicht erwartet werden. Diese Vorgehensweise zeigt jedoch einen prinzipiellen Zugang zur Bestimmung horizontaler Wärmeflüsse aus gemessenen horizontalen Temperaturdifferenzen auf. Ebenfalls wurde gezeigt, dass die Methode des Gradientansatzes geeignet ist, um die horizontale Divergenz des horizontalen Wärmeflusses zu bestimmen.

Eine Verallgemeinerung der hier exemplarisch beschriebenen Ergebnisse wird wesentlich dadurch erschwert, dass nur ein einziger Modelllauf mit einem sehr begrenzten Simulationszeitraum zur Verfügung steht. Die hohe Modellauflösung (Gitterweite: 0,5- 0,75 m; bzw. 768^3 Gitterpunkte), die aufgrund der Unabhängigkeit von Parametrisierungen im Vergleichsniveau von 2 m Höhe über Grund gewählt wurde, verursachte einen derart hohen Rechenaufwand, dass innerhalb der Projektzeit nur ein Modelllauf über eine Zeitspanne von 4200 s (5:30 UTC bis 6:40 UTC) inklusive der Modelleinschwingzeit realisiert werden konnte.

Eine Ableitung von parametrisierten Beziehungen, die Aussagen über den Heterogenitätsgrad der atmosphärischen Unterlage mit dessen Einfluss auf die vertikale Struktur der turbulenten Wärmeflüsse sowie auf die oberflächennahe Energiebilanz verknüpfen, ist aus diesem kurzen Vergleichszeitraum kaum realisierbar. Für eine Verallgemeinerung der hier gewonnenen speziellen Ergebnisse auf beliebige Landschaften müssten zunächst weitere Simulationen über einen längeren Zeitraum und unterschiedlichen Heterogenitätsmustern durchgeführt werden.

Grundsätzlich haben die in diesem Projekt erzielten Ergebnisse zum besseren Verständnis des horizontalen und vertikalen Transports von Energie im Bereich der atmosphärischen Grenzschicht beigetragen. Es wurde gezeigt, dass die mittleren Temperaturfelder nicht wesentlich durch Oberflächeninhomogenitäten auf einer Mikro- α Skala beeinflusst werden. Dagegen wird jedoch der horizontale turbulente Austausch in Abhängigkeit von der Stärke der Oberflächeninhomogenität und deren räumlicher Ausdehnung eindeutig erhöht. Die Untersuchungen wurden bisher jedoch nur für eine spezielle kleinräumige Heterogenität der Unterlage durchgeführt.

Die Untersuchungen zum Einfluss von Divergenzen der horizontalen Wärmeflüsse auf den lokalen Energiehaushalt haben gezeigt, dass die horizontalen Wärmeflussdivergenzen ebenso große Werte annehmen können wie die vertikalen Wärmeflussdivergenzen. Die Ergebnisse dieser Studien haben eine

VERTIKO-ULLIM

Auswirkung auf die Bewertung der bisher durchgeführten Energiebilanzstudien. Sie geben einen Hinweis auf die möglichen Ursachen der Nichtschließung des Energiehaushalts in einer Vielzahl bisher durchgeführter Experimente.

5 Literatur

- Arnold, K., Ziemann, A., Raabe, A., 2001: Tomographic monitoring of wind and temperature in different heights above the ground. *Acustica*, 87, 703-708.
- Arnold, K., Beyrich, F., Göckede, M., Zittel, P., 2002: STINHO-2 Datenbank, unveröffentlicht.
- Arnold, K., Ziemann, A., Raabe, A., 2003: Struktur des turbulenten Transports über inhomogener Unterlage (STINHO): Akustische Tomographie, Jahresbericht des Projektes VERTIKO-ULLIM 2003 10 S..
- Arnold, K., Ziemann, A., Raabe, A., Spindler, G., 2004: Acoustic tomography and conventional meteorological measurements over heterogeneous surfaces. *Meteorol and Atmos. Physics*, 85, 175-186.
- de Bruin, H.A.R., Meijninger, W.M.L., Smedman, A.S., Magnusson, M., 2002: Displaced-beam small aperture scintillometer test. Part I: The WINTEX data set. *Boundary-Layer Meteorol.* 105, 129-148.
- Foken, T., Wichura, B., 1996: Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agric. Forest Meteorol.*, 78, 83-105.
- Letzel, M.O., Raasch, S., 2003: Large-Eddy Simulation of Thermally Induced Oscillations in the Convective Boundary Layer. *J. Atmos. Sci.*, 60, 2328-2341.
- Mahrt, L., 2000: Surface heterogeneity and vertical structure of the boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 96, 33-62.
- Marth, L., D. Vikers, 2004: Bulk Formulation of the surface heat flux, *Boundary-Layer Meteorol.*, 110, 357-379.
- Neisser, J., Adam, W., Beyrich, F., Leiterer, U., Steinhagen, H., 2002: Atmospheric boundary layer monitoring at the Meteorological Observatory Lindenberg as a part of the "Lindenberg Column": Facilities and selected results. *Meteorol. Z. N.F.*, 11, 241-253.
- Raabe, A., Arnold, K., Ziemann, A., 2001a: Near surface averaged air temperature and wind speed determined by acoustic travel time tomography. *Meteorol. Z., N.F.*, 10, 61-70.
- Raabe, A., Ziemann, A., Arnold, K. 2001b: Räumliche Variabilität turbulenter Parameter von Luftströmungen abgeleitet über ein Verfahren der akustischen Laufzeittomographie, Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, Heft Nr. 27, publ. auf CD-ROM.
- Raabe, A., Arnold, K., Ziemann, A., 2002: Horizontal turbulent fluxes of sensible heat and horizontal homogeneity in micrometeorological experiments, *J. Atm. Ocean. Technol.*, 19, 1225-1230.
- Raabe, A., Arnold, K., Ziemann, A., Beyrich, F., Leps, J.-P., Bange, J., Zittel, P., Spieß, Th., Foken, Th., Göckede, M., Schröter, M., Raasch, S., 2004: STINHO - STructure of turbulent transport under INHOMogeneous surface conditions - part I: The micro- α scale field experiment, *Meteorol. Z., N.F.*, eingereicht.
- Raasch, S., Harbusch, G., 2001: An Analysis of Secondary Circulations and there Effects caused by Small-Scale Surface Inhomogeneities using Large-Eddy Simulation. *Boundary-Layer Meteorol.*, 101, 31-59.
- Schröter, M., Letzel, M.O., Herold, M., Raasch, S., 2004: VERTIKO STruktur des turbulenten Transports über INHOMogener Unterlage (STINHO) Teilbeitrag Simulation der Grenzschichtturbulenz, Abschlussbericht 45S..
- Tetzlaff, G., Arnold, K., Raabe, A., Ziemann, A., 2002: Observations of area-averaged near-surface wind- und temperature-fields in real terrain using acoustic travel time tomography. *Meteorol. Z., N.F.*, 11, 273-283.
- Thiermann, V., Grassl, H., 1992: The measurement of turbulent surface-layer fluxes by use of bichromatic scintillation. *Boundary-Layer Meteorol.*, 58, 367-389.
- Weinbrecht, S., Raasch, S., Ziemann, A., Arnold, K., Raabe, A., 2004: Comparison of Large-Eddy Simulation data with spatially averaged measurements obtained by Acoustic Tomography - presuppositions and first results. *Boundary-Layer Meteorol. Boundary-Layer Meteorol.*, 111, 441-465.
- Ziemann, A., Arnold, K., Raabe, A., 2002: Acoustic tomography as a remote sensing method to investigate the near-surface atmospheric boundary layer in comparison with in situ measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19, 1208-1215.