# Ableitung regionaler Flußwerte von Wärme Wasserdampf und Kohlendioxid

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades

der Naturwissenschaften im Fachbereich

Geowissenschaften

der Universität Hamburg

vorgelegt von

**Holger Fritsch** 

aus

Jena

Hamburg

2003

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

Auf Grund der Gutachten von

Prof. Dr. Hartmut Graßl

und

Dr. Martin Heimann

Hamburg, den 16.7.2003

Prof. Dr. H. Schleicher

(Dekan des Fachbeirates Geowissenschaften)

# Überblick

Die vorliegende Arbeit untersucht Möglichkeiten zur Ableitung regionaler Flußwerte der Größen Wärme, Wasserdampf und Kohlendioxid. Den Schwerpunkt bilden dabei Verfahren die auf flugzeuggestützten Messungen beruhen. Letztere wurden während 101 Flügen an 31 Meßtagen gewonnen. Ergänzend wurden Daten von zwei Meßtürmen, über Laubwald und Acker, verwendet, um Vergleichsdaten für die aus den Flugmessungen ermittelten Flußwerte zu gewinnen. Ziel ist es, eine weitgehende Übereinstimmung der auf den Flugzeugmessungen beruhenden Berechnungen und der Hochrechnungen der Daten der einzelnen Meßtürme zu erreichen.

Es werden die Grundlagen zweier unterschiedlicher Grenzschichtbudgetmethoden dargestellt und die Ergebnisse beider anhand der Flugzeugmessungen miteinander verglichen. Eine weitere Methode verwendet die Flugzeugmessungen als Anfangs- und Endbedingungen für ein einfaches eindimensionales Grenzschichtmodell. Dieses variiert einige Parameter innerhalb typischer Schwankungsbreiten und versucht eine optimale Kombination der Erdoberflächenflüsse zu finden, die gleichzeitig die beobachtete zeitliche Änderung der atmosphärischen Grenzschicht erklärt. Die Ergebnisse dieser ganz oder teilweise flugzeuggestützten Methoden werden mit Hochrechnungen bodengestützter Eddykovarianzmessungen verglichen. Zu diesem Zweck wurden die Größen der Quellgebiete der Budgetrechnungen ermittelt.

Der Vergleich der Methoden zeigt gute Übereinstimmung für den sensiblen Wärmefluß. Für die modellgestützte Methode gilt dies ebenso für den latenten Wärmefluß. Die Horizontaladvektion stellt das Hauptproblem der einfachen Budgetrechnungen zum latenten Wärmefluß und allgemein für den CO<sub>2</sub>-Fluß dar. Hierfür werden über diese Arbeit hinausgehende Verbesserungsmöglichkeiten vorgeschlagen.

# Inhaltsverzeichnis

INHALTSVERZEICHNIS	1
VARIABLEN UND ABKÜRZUNGEN	3
1. EINLEITUNG	7
2. METHODEN ZUR ABLEITUNG REGIONALER FLÜSSE	9
2.1 Die atmosphärische Grenzschicht	9
2.1.1 Tagesgang der ABL	9
2.1.2 Vertikalstruktur der CBL	. 10
2.1.3 Die CBL über inhomogenem und komplexem Gelände	. 12
2.1.4 Der Einfluß von Wolken auf die CBL Entwicklung	. 13
2.2 Crundlagen der Budgetmethoden	14
2.2 Grundlagen der Budgetmetnoden	<b>14</b>
2.2.1 Skalarvariablen und vertikale writterwertondung	14
2.2.2 Das Grenzsementoudget und dessen dominierende i rozesse	. 15
2 3 Die CBL Säulenmethode (CBL column annroach, CBLCA)	18
2.3.1 Angewandte Näherungen in der CBLCA	20
	. 20
2.4 CBL Budgets mittels Säulen konstanter Masse (Fixed mass column approach, FMCA)	. 22
2.4.1 Säulendifferenzen und Entrainment	23
2.4.2 Subsidenz	. 23
2.5 Abschätzung der synoptisch bedingten Advektion	. 25
2.6 Madallaastätete Ontimiouung vogianalan EluQuarte (Elup antimizing annuageh, EOA)	20
2.6 1 Ein einfaches Modell für die Granzschichtentwicklung	28
2.6.1 Em emacues woden für die Orenzsemententwicklung	. 20
2.0.2 Terative Destimining der wahrschenmensten Erdobernachennusse	. 2)
2.7 Bodengestützte Hochrechnung regionaler Flußwerte (Footprint based approach, FPA)	. 33
2.7.1 Bestimmung der Transportfunktion (Footprint)	. 34
2.7.2 Bestimmung der Informationsfunktion	
2.7.3 Beispiele für Transport- und Quellfunktion	. 40
3. MEßWERTERFASSUNG	43
3.1 Standortbeschreibung	. 43
3.1.1 Standort "Hainich"	. 43
3.1.2 Standort "Gebesee"	. 44
2.2. Standartanalyza	A =
3.2 Stanuor tanaryse	. 43 15
3.2.1 Danomuzungsvenenung	. +3 46
3 2 3 Die Größe der Ouellgebiete	. 40 47
	1
3.3 Bodengestützte Messungen	. 49
3.3.1 Berechnung der Speicherterme.	. 49
3.3.2 Zwangsweise Schließung der Energiebilanzgleichung	. 53

3.4 Flugzeuggestützte Messungen	
3.4.1 Aufbau des Meßsystemes	54
3.4.2 Korrekturen der Meßdaten und Berechnung weiterer Größen	55
3.4.3 Fehlerabschätzung	61
4.0 ERGEBNISSE	63
4.1 Vergleich der Methoden FMCA und CBLCA	
4.1.1 Beschreibung der Kampagne im August 2000	
4.1.2 Ergebnisse der Budgetrechnungen	
4.2 CBL –Budgets zu verschiedenen Jahreszeiten	67
4.2.1 Sommerkampagnen	
4.2.2 Herbstkampagnen	
4.2.3 Winterkampagnen	
4.2.4 Frühjahrskampagnen	
4.3 Vergleich der Methoden FMCA und FOA	
4.3.1 Vergleich der Methoden ohne Berücksichtigung der Advektion	
4.3.2 Vergleich der Methoden mit Berücksichtigung der Advektion	
4.4 Vergleich der Budgetmethoden mit bodengestützten Werten	85
4.4.1 Vergleich mit den an den Türmen gemessenen Werten	
4.4.2 Vergleich mit den Werten der Methode FPA	89
4.5 Bewertung der Entwicklungsmöglichkeiten der Methoden FMCA, FOA und FPA	
5. ZUSAMMENFASSUNG	95
6. LITERATURVERZEICHNIS	97
7. ANHANG	105
7.1 Synoptische Randbedingungen und Meßdaten der einzelnen Budgetperioden	105
<ul><li>7.2 Instrumentierung</li><li>7.2.1 Bodengestützte Messungen</li><li>7.2.2 Flugzeuggestützte Messungen</li></ul>	<b> 131</b> 

# Variablen und Abkürzungen

#### Lateinische Buchstaben

А	Entrainmentparameter
$A_G$	Grundfläche einer Luftsäule
A <sub>OG</sub>	Flächeninhalt des Quellgebietes
AK	Aussagekraft
AL	Advektionslänge
С	Kohlendioxidkonzentration (tiefgestellt in kleiner Schreibweise)
c	Volumetrische Wärmekapazität
c <sub>p</sub>	Spezifische Wärmekapazität der Luft bei gleichbleibendem Druck
e	Wasserdampfdruck
E <sub>CBLCA</sub>	Absoluter Fehler der Methode CBLCA
E <sub>FMCA</sub>	Absoluter Fehler der Methode FMCA
F <sub>B</sub>	Anteil des Bodens am Speicherterm F <sub>Sp</sub>
$F_{Bl}$	Anteil der Blätter am Speicherterm F <sub>Sp</sub>
F <sub>Buoy</sub>	Beschleunigungsflußdichte
F <sub>c</sub>	CO <sub>2</sub> -Flußdichte
F <sub>G</sub>	Bodenwärmeflußdichte
F <sub>H</sub>	Anteil des Holzes am Speicherterm F <sub>Sp</sub>
$F_L$	Anteil der Luft am Speicherterm F <sub>Sp</sub>
F <sub>θ</sub>	Flußdichte sensibler Wärme
F <sub>rad</sub>	Nettostrahlung
F <sub>Sp</sub>	Speicherterm innerhalb der Energiebilanz des Systems Erdoberfläche
Fs	Flußdichte der Skalarvariable $\rho_s$
Fa	Flußdichte latenter Wärme
$F_R$	Residuum
FV	Flußverhältnis zwischen der Summe sensibler und latenter Wärme und der
	Nettostrahlung
$f_{I}$	Informationsfunktion
$\mathbf{f}_{\mathrm{T}}$	Transportfunktion
$\mathbf{f}_{\mathrm{Tn}}$	Normierte Transportfunktion
$f_Q$	Quellfunktion
f <sub>korr</sub>	Korrekturfaktor zur zwangsweisen Schließung der Energiebilanz
f <sub>Offset</sub>	Temperaturkorrekturfaktor zur Berechnung der CO <sub>2</sub> -Konzentration
$f_{Span}$	Druckkorrekturfaktor zur Berechnung der CO <sub>2</sub> -Konzentration
g	Gravitationskonstante
Is	Zeitlich integrierte Flußdichte F <sub>s</sub>
Κ	Diffusionskoeffizient
L	Im LI-COR gemessene unkorrigierte CO <sub>2</sub> -Konzentration eines Referenzgases
	niederer CO <sub>2</sub> -Konzentration
L <sup>real</sup>	Im Labor Gemessene "echte" CO <sub>2</sub> -Konzentration eines Referenzgases niederer
	CO <sub>2</sub> -Konzentration
М	Masse einer Luftsäule pro Einheitsfläche
р	Luftdruck

$\mathbf{p}_0$	Standarddruck
q	spezifische Feuchte der Luft
<b>q</b> <sub>sätt</sub>	spezifische Feuchte der Luft bei Sättigung
Ŕ	Spezifische Gaskonstante der Luft
r	Horizontaler Abstand eines Punktes vom jeweiligen Standort
RH	Relative Feuchte
S	Eine intensive Skalarvariable
Sp	Spannung
t	Zeit
Т	Temperatur
u*	Schubspannungsgeschwindigkeit
u <sub>h</sub>	Horizontalprojektion des Windvektors
u,v,w	Horizontale und vertikale Windkomponenten
U	Im LI-COR gemessene unkorrigierte CO <sub>2</sub> -Konzentration eines Referenzgases
_	hoher CO <sub>2</sub> -Konzentration
U <sup>real</sup>	Im Labor Gemessene "echte" CO <sub>2</sub> -Konzentration eines Referenzgases hoher
	CO <sub>2</sub> -Konzentration
V	Volumen
W*	Konvektive Skalengeschwindigkeit
We	Entrainmentgeschwindigkeit
wgt	Wichtung
x,y	Horizontale Raumkoordinaten
Z	Höhe über Grund
Zi	Grenzschichthöhe
z <sub>i,PE</sub>	Beobachtete Grenzschichthöhe am Ende der Budgetperiode
Z <sub>top</sub>	Höhe der betrachteten Luftsäule konstanter Masse

# Griechische Symbole

$\Delta s$	Differenz der Skalarkonzentration s über die Inversion bei $z=z_{top}$
$\Delta t$	Zeitschritt
$\Delta x$	Gitterweite in x- und y-Richtung
α	Erinnerungsfaktor
$\alpha_{\rm s} (\alpha_{\theta}, \alpha_{\rm q}, \alpha_{\rm c})$	Einheitenumrechnungsfaktor von $\rho$ s zu $\rho_s$
$\alpha_k^{QG}$	Flächenanteil der Landnutzungsklasse k im Quellgebiet
$\alpha_k^{ZG}$	Flächenanteil der Landnutzungsklasse k im Zielgebiet
$\gamma_{\rm s}$	Vertikalgradient von s
$\gamma_{\rm w}$	Vertikalgradient von w
$\epsilon_{\theta}$	Absoluter Fehler der Messung der potentiellen Temperatur
ε <sub>q</sub>	Absoluter Fehler der Messung der spezifischen Feuchte
ε <sub>c</sub>	Absoluter Fehler der Messung der CO <sub>2</sub> -Konzentration
λ	Spezifische Verdampfungswärme des Wassers
$\mu_c$ , $\mu_a$	Molare Massen von Kohlendioxid und Luft
θ	Potentielle Temperatur
$\theta_{\rm v}$	Virtuellpotentielle Temperatur
ρ	Luftdichte
$ ho_s$	Extensive Variable basierend auf s
$\sigma_u, \sigma_v$	Standardabweichung der horizontalen Windkomponenten u, v

# Operatoren

<> <sub>h</sub>	Vertikaler Mittelwert von z=0 bis z= $z_h$
<>i	Vertikaler Mittelwert von z=0 bis z= $z_i$
	Zeitlicher Mittelwert zwischen $t_1$ und $t_2$

# Tiefgestellt

1,2	Wert zum Zeitpunkt t <sub>1</sub> bzw. t <sub>2</sub>
+	Wert gerade oberhalb z=z <sub>i</sub>
h	Wert in der Höhe z=h
top	Wert gerade oberhalb z=z <sub>top</sub>
θ	Wert bezieht sich auf sensible Wärme
q	Wert bezieht sich auf latente Wärme
С	Wert bezieht sich auf Kohlendioxid

## Hochgestellt

Α	Horizontaladvektion oberhalb $z=z_i$
В	Horizontaladvektion unterhalb $z=z_i$
С	CBL-Säule
D	Gesamtwirkung von Säulenänderung und Entrainment beschreibender Term innerhalb der CBLCA
E	Entrainment in die CBL
G	Werte an der Erdoberfläche
Н	Horizontaladvektion (oberhalb und unterhalb $z=z_i$ )
Hainich	Wert bezogen auf den Standort Hainich
Gebesee	Wert bezogen auf den Standort Gebesee
n	Aktueller Iterationsschritt, Zeitschritt
Р	Wert auf dem aktuellen Druckniveau
P-1	Wert auf dem nächstem Kalibrierniveau mit kleinerem Luftdruck als aktuell
P+1	Wert auf dem nächstem Kalibrierniveau mit höherem Luftdruck als aktuell
PP	Wert gilt für den Punkt an dem das Profil erfaßt wurde
S	Subsidenz
Т	Werte am Meßturm
V	Variationen beschreibender Korrekturterm innerhalb der CBLCA
$x_{i}y_{j}$	Wert basierend auf den Punkt mit den Koordinaten x <sub>i</sub> ,y <sub>i</sub>
Zi	Wert an der CBL-Obergrenze

# Häufige Abkürzungen

ABL	Atmospheric Boundary Layer
CBL	Convective Boundary Layer
CBLCA	Convective Boundary Layer Column Approach
FMCA	Fixed Mass Column Approach
FOA	Flux Optimizing Approach

FPA

- UTC
- Footprint Approach Weltzeit, wenn verwendet ausdrücklich angegeben Mitteleuropäische Zeit, alle Zeitangaben in Text und Abbildungen MEZ

# 1. Einleitung

Die Ableitung regionaler Flußmittelwerte stellt ein Bindeglied zwischen punktuellen Flußmessungen und den Ergebnissen großskaliger Methoden dar. Als Region sei dabei eine Fläche von ca. 50 km<sup>2</sup> bis 10000 km<sup>2</sup> definiert. Ziel ist es, die Ergebnisse der regionalen Ableitung durch diejenigen der Punktmessungen erklären zu können. Gleiches soll für eine Hochrechnung der regionalen Ergebnisse hinsichtlich der großskaligen Ableitungen gelten. Diese Arbeit konzentriert sich auf die Berechnung regionaler Flußwerte der Skalare potentielle Temperatur (sensibler Wärmefluß), spezifische Feuchte (latenter Wärmefluß) und Kohlendioxidkonzentration (CO<sub>2</sub>-Fluß) sowie auf den Vergleich mit Hochrechnungen punktueller Messungen.

Turmbasierte Flußmessungen werden in der Regel in flachem und weitgehend homogenem Umfeld durchgeführt. Ihr luvseitiges Quellgebiet umfaßt am Tage etwa 1-2 km<sup>2</sup> (HORST und WEIL, 1994). Die so ermittelten Flußwerte sind nicht auf die oben definierte Region übertragbar. Erst durch Einsatz mehrerer Türme ist die Ableitung regionaler Flußwerte denkbar. Derartige Methoden setzen einen hohen operationellen Aufwand voraus. Zudem scheint eine einfache räumliche Interpolation nicht möglich, da viele pflanzenphysiologischen Prozesse von nichtlinearem Charakter sind.

Mesoskalige Modelle liefern, für alle Gitterpunkte der Region, direkt die Flüsse an der Erdoberfläche. Damit ist eine einfache Möglichkeit der Integration in Zeit und Raum gegeben. Diesen Vorteilen stehen Probleme hinsichtlich der Berücksichtigung und Vorhersagbarkeit lokaler Details gegenüber. Hohe Anforderungen werden an die Verfügbarkeit räumlich und zeitlich hochauflösender Eingangsdaten gestellt. Gleiches gilt für die Güte der die Erdoberflächenflüsse beschreibenden Parametrisierungen. Um den Anforderungen nach geringer Rechenzeit bei hoher Modellauflösung am Boden zu entsprechen, wurden Aggregationsverfahren entwickelt (MÖLDERS et al., 1996).

Flugzeuggetragene Eddykovarianzmessungen repräsentieren die überflogene Region in Form von luvseitig des Flugpfades liegenden Streifen (SAMUELSSON und TJERNSTRÖM, 1999). Mit mehreren Meßplattformen ist eine teilweise oder auch komplette Erfassung der definierten Region möglich. Vorteile sind die gute Vergleichsmöglichkeit mit turmbasierten Messungen (BARR et al., 1997, FRECH und JOCHUM, 1999) bei gleichzeitig flexilem Zielgebiet. Nachteile sind der extrem hohe operationelle Aufwand für kurze Einsatzzeiten und die hohen Anforderungen an die Nachbereitung der Ergebnisse.

Im Gegensatz zu den bisher genannten Methoden liefert die CBL-Budgetbildung Flußwerte für größere Gebiete und benötigt dabei nur einfach zu messende Profilinformationen der betrachteten Skalare. Die Grundlage aller CBL-Budgetmethoden ist die Erstellung einer Massenbilanz für den jeweiligen Skalar (Wärmebilanz im Falle der potentiellen Temperatur). Der Fluß am Boden leitet sich aus der Differenz der zeitlichen Änderungsrate der Skalarkonzentration einerseits und den Skalarflüssen an der Obergrenze sowie den Seiten des betrachteten Volumens andererseits ab. Die sich tagsüber entwickelnde konvektive Grenzschicht bietet sich aufgrund ihrer Eigenschaften (vgl. Abschnitt 2.1.1) als natürliches Integrationsvolumen an.

Bisherige CBL-Budgetstudien beschäftigten sich mit der Berechnung regionaler Mittelwerte der Evaporation (MCNAUGHTON und SPRIGGS, 1986), des sensiblen Wärmeflusses, des

Entrainmentparameters (BETTS und BALL, 1994, BETTS und BARR, 1996) sowie dem regionalen Kohlendioxidfluß (WOFSY et al., 1988, DENMEAD et.al, 1996, LEVY et al., 1999). LLOYD et al. (2001) erweiterten den Anwendungsbereich der Methode auf die Verhältnisse von Kohlenstoffisotopen. Ein Überblick über Grundlagen und praktische Anwendung der Methode findet sich in RAUPACH et al. (1993), DENMEAD et al. (1996) sowie LAUBACH und FRITSCH (2002).

Die vorliegende Arbeit enthält neben Einleitung und Zusammenfassung drei zentrale Kapitel. In Kapitel 2 werden die theoretischen Grundlagen der konvektiven Grenzschicht und die verwendeten Berechnungsmethoden CBLCA und FMCA vorgestellt. Weite Teile der Abschnitte 2.3 bis 2.6 sind, da für das Verständnis der Arbeit notwendig, LAUBACH und FRITSCH (2002) entnommen. In 2.7 wird die Flussoptimierungsmethode FOA vorgestellt. Den Abschluß bildet in 2.8 die hier als Referenz dienende Methode FPA, welche eine Hochrechnung turmbasierter Eddykovarianzmessungen darstellt.

In Kapitel 3 werden die Einzelheiten der Experimente erläutert. Dies umfaßt neben der Beschreibung von Standorte, Flugplänen, Instrumentierung und Datenkorrekturen auch eine Analyse der Standortehinsichtlich ihrer Repräsentativität für die Region ein.

In Kapitel 4 werden die Ergebnisse dargestellt. Das Datenmaterial besteht aus 48 über das gesamte Jahr verteilten Budgetperioden und geht damit weit über die drei in LAUBACH und FRITSCH (2002) ausgewerteten Messtage hinaus.

In der Auswertung wird zunächst die praktische Anwendbarkeit der beiden Budgetmethoden CBLCA und FMCA untersucht. Dies geschieht anhand einer ausgewählten Kampagne vom August 2000. Anschließend werden die Daten aller 48 mittels der FMCA ausgewerteten Budgetperioden analysiert. Danach folgt ein ausführlicher Vergleich der Methoden FMCA und FOA. Insbesondere wird der Frage nachgegangen, inwieweit advektive Einflüsse durch diese beiden Methoden erfaßt werden. Den Abschluß bildet ein Vergleich beider Methoden mit den Ergebnissen der FPA.

# 2. Methoden zur Ableitung regionaler Flüsse

# 2.1 Die atmosphärische Grenzschicht

Unter der atmosphärischen Grenzschicht (ABL) wird der Übergangsbereich zwischen der Erdoberfläche und der freien Troposphäre verstanden. Eine allgemeingültige und dabei präzise Definition scheint nur schwer aufstellbar. In der Literatur wird die ABL anhand ihrer typischen räumlichen Ausdehnung (ETLING, 1996), über die Zeitskalen der bodennahen Prozesse (STULL, 1988) oder über die bodennahen Prozesse selbst (GARRAT, 1992) definiert. Die prozeßorientierte Definition hat den Vorteil, daß in ihr die Abgrenzungen in Raum und Zeit implizit über die einzelnen Prozesse enthalten sind. Die ABL sei demnach der Teil der unteren Troposphäre, der sich unmittelbar an die Erdoberfläche anschließt und in dem sich die Auswirkungen der Energie- und Stoffumsätze am Boden innerhalb eines Tages auswirken. Die vertikale Ausdehnung dieser Prozesse, und damit der ABL, beträgt zwischen einigen hundert Metern während der Nacht und ca. 1,5-3 (5) km am Tage.

#### 2.1.1 Tagesgang der ABL

Im Laufe von 24 Stunden nimmt die ABL gemäß den dominierenden Prozessen verschiedene Zustände an (vgl. Abb. 2.1)



Es lassen sich fünf Stadien unterscheiden.

(1) Der untere Teil der ABL ist gekennzeichnet durch stabile Schichtungsverhältnisse mit zum Boden hin rasch abnehmenden Temperaturen und Winden. Darüber liegt die als Restschicht die Nacht überdauernde konvektive Grenzschicht des vorangegangenen Tages.

- (2) Nach Sonnenaufgang beginnen die Energieflüsse an der Erdoberfläche "umzuschlagen" und es bildet sich eine zunächst flache, konvektiv durchmischte Schicht, die im Verlauf der frühen Morgenstunden die nächtliche Inversion vollkommen zerstört. (LENSCHOW and STANKOW, 1979, ANGEVINE et al., 2001)
- (3) Mit dem Aufbrechen der bodennahen Inversion erreichen die aufsteigenden konvektiven Elemente die nahezu neutrale oder nur schwach stabile Restschicht des Vortages und können diese äußerst schnell durchsteigen. Das Wachstum der Grenzschicht wird in dieser Zeitspanne im Wesentlichen durch die Steiggeschwindigkeit der Thermikelemente definiert. (HÄGELI et al., 2000)
- (4) Nach dem Einmischen der Restschicht existiert eine gut durchmischte konvektive Grenzschicht, CBL, die nur noch langsam durch das Eindringen von überschießenden Thermikelementen in die darüberliegenden stabilen Luftschichten anwächst. Erreichen einige dieser Elemente ihr Kondensationsniveau, so kommt es zur Wolkenbildung (*Cu hum, Cu med*). (BOERS et al., 1984, WILDE et al., 1985)

Während dieser Phase sind i.d.R. folgende Bedingungen erfüllt:

- Die CBL ist auf Grund kräftiger Konvektion gut durchmischt. Bodennahe Einträge werden schnell (<15-30min) über die gesamte Grenzschicht verteilt, so daß die Konzentrationen der Skalare räumlich annähernd konstant sind.
- Die CBL wird durch eine Inversion nach oben hin abgegrenzt. Diese verhindert größtenteils den Energie- und Stofftaustausch mit der freien Troposphäre. Letztere bleibt deshalb bis auf ihre Untergrenze weitgehend unbeeinflußt von den Grenzschichtprozessen.
- Die Wachstumsrate der CBL ist mit Hilfe des Beschleunigungs- und Impulsflusses am Boden relativ gut zu beschreiben.
- (5) In den späten Nachmittagsstunden erlischt die Turbulenz und die CBL koppelt sich vom Boden ab. Es bildet sich erneut eine Restschicht, in der einzelne Konvektionselemente noch ca. 1-2 Stunden aktiv sind. Mit der Abkühlung am Boden etabliert sich hier eine neue stabile Schicht. (NIEUWSTADT und BROST., 1986, SORBJAN, 1997, ACEVEDO und FITZJARRALD, 2001, GRIMSDELL und ANGEVINE, 2002)

#### 2.1.2 Vertikalstruktur der CBL

In der horizontal homogenen und stationären CBL ((4) in Abb. 2.1) werden folgende Schichten unterschieden.





- (1) Als Bodenschicht (Surface layer, SL) werden die unteren 5-10 Prozent der CBL bezeichnet. Der genaue prozentuale Anteil schwankt mit der Stabilität (PIELKE, 1984). Die Profile der Skalare verlaufen gemäß der Monin-Obukovschen Ähnlichkeitstheorie zwischen ihren Erdoberflächenwerten und den Werten der Mischungsschicht. Dies ist mit einem superadiabatischen Verlauf der Temperatur und allgemein großen vertikalen Gradienten bei den Skalaren verbunden. Die Skalarflüsse sind nahezu höhenkonstant.
- (2) In der sich anschließenden Mischungsschicht (Mixed layer, ML), die mit rund 70 % den größten Teil der CBL ausmacht, sorgt die durch die Thermikelemente hervorgerufene starke Turbulenz für weitgehend höhenkonstante Skalarkonzentrationen. Dies gilt insbesondere für Skalare deren relative Sprünge  $(\Delta s/\langle s \rangle_i)$  klein sind (potentielle Temperatur, CO<sub>2</sub>-Konzentration). Die Skalarflüsse neigen zu linearem Verlauf mit der Höhe.
- (3) Die Mächtigkeit der die Grenze zur freien Troposphäre bildenden Entrainmentzone (EZ) kann im Tagesverlauf erheblich schwanken (NELSON et al., 1989). Da sie über die Eindringtiefe der überschießenden Thermikelemente definiert ist, ergibt sie sich im Wesentlichen als Funktion der Überhitzung der aufsteigenden Luftpakete (Beschleunigung), der Grenzschichthöhe (Beschleunigungsstrecke) und der Stärke der Inversion/Stabilität in der freien Troposphäre (Verzögerung). Zusätzlich ist das laterale Entrainment von Bedeutung. In Phase (3) der ABL-Entwicklung umfaßt die EZ nahezu die gesamte CBL. In den Nachmittagsstunden gelten 10 bis 40 Prozent der CBL-Höhe als typisch. Die Höhe der CBL sowie die Lage der Unter- und Obergrenze der EZ muß als räumliches Mittel verstanden werden (vgl.Abb. 2.3).



Abb. 2.3 Schematische Darstellung der konvektiven Zirkulation innerhalb der CBL und räumliche Verteilung von  $z_i$  (fett) sowie der Dicke der EZ (gestrichelt). (HÄGELI et al. , 2000)

In der Regel ist der vertikale Gradient der potentiellen Temperatur stark positiv und der Feuchtegradient extrem negativ. Die EZ ist zudem eine Schicht mit erhöhter Windscherung. Diese begünstigt den Vorgang des Einmischens troposphärischer Luft in die CBL (FAIRALL, 1984). Innerhalb der ML stört Windscherung die Ausbildung kompakter Thermikelemente und behindert so indirekt das von diesen hervorgerufene Entrainment an der CBL Obergrenze (WILLIAMS und HACKER, 1992, LIECHTI und NEININGER, 1992, MÜLLER und KOTTMEIER, 1986)

In der neueren Literatur (SANTOSO and STULL., 1998, ARYA, 1999, SANTOSO and STULL, 2001) wird anstatt der SL eine sogenannte "Radix-Layer" (RL) diskutiert. Diese soll

denjenigen bodennahen Bereich umfassen, der das Ursprungsgebiet der konvektiven Elemente darstellt. Die SL dabei ist ein Teil der RL.

## 2.1.3 Die CBL über inhomogenem und komplexem Gelände

Gebiete unterschiedlicher Landnutzung führen zu heterogener Verteilung der Skalarflüsse. Dies führt zu nichtverschwindenden Advektionstermen in den Bilanzen der betroffenen Skalare. Gleichzeitig wird das Grenzschichtwachstum selbst und die innere Struktur der CBL durch räumlich unterschiedliche sensible Wärmeflüsse beeinflußt. Klassische Beispiele sind:

- Advektion einer CBL von Regionen geringer zu Regionen hoher sensibler Wärmeflüsse mit Ausbildung interner Grenzschichten (GARRATT, 1990, MAHRT et al., 2001), temporär vergrößerter EZ und anwachsender CBL (Gryning und Batchvarova, 1990, Chen und Oke, 1994).
- Advektion einer CBL von Regionen höherer zu Regionen geringerer sensibler Wärmeflüsse (DORAN et al., 1995) unter Abkopplung der ML (DERBYSHIRE, 1999), zeitweiser Ausbildung einer stabilen Bodenschicht und der Abnahme der Turbulenz (Wolkenauflösung) innerhalb der ML (SEGAL et al., 1997).
- Initiierung lokaler Zirkulationen aufgrund der Landnutzungsunterschiede (Land-Land Briese) und damit einhergehend erhöhte Advektion/Diffusion innerhalb der CBL (SOUZA et al., 2000, GOPALAKRISHINAN und AVISSAR, 2000).

Als komplexe Gebiete werden topographisch strukturierte Regionen verstanden, in denen zusätzlich heterogene Landnutzung vorkommt. Die Wirkung der Topographie auf die CBL besteht überwiegend aus folgenden Prozessen:

- Um- und Überströmung von Hindernissen (SHERMAN, 1978), Wellenbildung an der CBL Obergrenze (QI YING and JINGNAN, 1994, GUTMAN et al., 1996, DOBRINSKI et al., 2001).
- Verringerung des CBL-Volumens durch die Topographie. Infolgedessen wächst die Grenzschicht über bergigem Gelände schneller als im Flachland (WHITMAN, 1990, LIECHTI und NEININGER, 1993).
- Durch die Topographie wird stets eine Heterogenität des Strahlungseintrages (Licht und Schattenwurf) am Boden hervorgerufen, (WHITMAN, 1990, FRITSCH, 1998, DIETZ, 1998).
- Ausbildung von Zirkulationssystemen die Advektion und Diffusion der Skalare beeinflussen sowie über Massendivergenzen das Grenzschichtwachstum verändern (RIFE et al., 2002, KUWAGATA et al., 1990, DEARDORFF et al., 1984, BANTA 1984, BANTA 1986, LIEMAN und ALPERT, 1993).
- Bildung von Kaltluftseen (und daran gekoppelt CO<sub>2</sub>-Seen) in Tälern und Senken. Teile dieser Reservoire behindern die morgentliche Grenzschichtentwicklung und erzeugen über ihre verspätete Einmischung lokale "CO<sub>2</sub>-Quellen" bzw. eine Verzerrung des Tagesganges der aus den Grenzschichtbudgets abgeleiteten Kohlendioxidflüsse am Boden (HANNA und STRITMAITIS, 1990).

Nach SHUTTLEWORTH (1988) ist die CBL in der Lage über Regionen von ca. 10zi x 10z<sub>i</sub> zu integrieren. Kleinskaligere Heterogenität in den Oberflächeneigenschaften schlägt sich nicht als Heterogenität in der ML nieder (Abb. 2.4). KALTHOFF et al. (1998) sowie KOSSMANN et al. (1998) fassen den topographischen Einfluß auf die CBL dahingehend zusammen, daß die CBL bei geringen Grenzschichtdicken eher dem Terrain folgt. Mit zunehmender CBL-Dicke verschwindet der topographische Einfluß und es bildet sich eine räumlich homogenere Grenzschichtstruktur heraus. SCHUMANN (1991) zeigt Analogien zwischen der Wirkung von

Landnutzungsinhomogenitäten und komplexer Topographie auf. Folgt man diesen Ansätzen, so kann man die CBL über topographisch strukturiertem Gelände terrainfolgend gegenüber einer räumlich gemittelten Geländehöhe betrachten. Inhomogenitäten und topographischer Antrieb können sich positiv wie negativ überlagern (LEE und KIMURA, 2001).



Abb. 2.4 Einfluß der Skale der Heterogenität der Landnutzung auf das Grenzschichtwachstum. Links: Landnutzungsstrukturen mit Längenskalen größer 10z<sub>i</sub> und landnutzungsspezifische Prägung der CBL Rechts: Kleinräumige Heterogenität ohne spezifischen Einfluß auf die CBL-Entwicklung (SHUTTLEWORTH, 1988)

## 2.1.4 Der Einfluß von Wolken auf die CBL Entwicklung

Der Einfluß der Wolken läßt sich im Wesentlichen in Strahlungsprozesse und die Auswirkung aktiver Wolken unterteilen.

Die Strahlungsprozesse umfassen dabei die Auswirkungen verringerter Globalstrahlung durch Schattenwurf, Verschiebung der Globalstrahlungsanteile direkter und diffuser Strahlung sowie die zeitweise leichte Erhöhung der Strahlungsflüsse durch Reflexion an den Seiten hochreichender Cumulusbewölkung (STULL, 1988). Zusätzlich können Strahlungsdivergenzterme (Flüssigwasser, Aerosolteilchen) die CBL-Entwicklung beeinflussen (ZILITINKEVICH et al., 1992).

Die bei der Wolkenbildung freiwerdende Kondensationswärme führt zur Labilisierung der aufsteigenden Thermikelemente und einer vergrößerten Entrainmentzone. Thermikelemente, die ihr Niveau der freien Konvektion (LFC) erreichen, bezeichnet man ab dieser Höhe als aktive Wolken (STULL, 1985). Das weitere Aufsteigen der Luftpakete erfolgt überwiegend losgelöst von den Prozessen am Erdboden. Es etabliert sich eine eigene Wolkendynamik. Der durch den LFC der aktiven Wolken fließende Massenstrom zieht aus Kontinuitätsgründen eine erhöhte Subsidenz zwischen den aktiven Wolken nach sich. Schon ein geringer Flächenanteil aktiver Bewölkung kann das Grenzschichtwachstum nachhaltig verringern oder ganz stoppen.

# 2.2 Grundlagen der Budgetmethoden

#### 2.2.1 Skalarvariablen und vertikale Mittelwertbildung

Die Variable *s* soll allgemein für jedes beliebigen intensiven (spezifischen) Skalar stehen. Diesem kann anhand (2.2.1) eine entsprechende extensive Variable  $\rho_s$  zugeordnet werden. Der stets konstante Faktor  $\alpha_s$  dient ausschließlich der Einheitenumrechnung. Die Gleichungen (2.2.2) bis (2.2.4) geben die Umrechnungsfaktoren der in der Arbeit betrachteten Skalare potentielle Temperatur  $\theta$ , spezifische Feuchte *q* und Kohlendioxidkonzentration *C* an. Alle Skalarflußdichten (Skalarflüsse) beziehen sich auf  $\rho_s$ . Deren Einheiten sind durch das Produkt

$$\rho_s = \alpha_s \rho s \tag{2.2.1} \qquad \alpha_\theta = c_p \tag{2.2.2}$$

$$\alpha_q = \lambda \tag{2.2.3}$$

$$\alpha_c = \mu_c / \mu_a \tag{2.2.4}$$

der extensiven Variablen  $\rho_s$  und der Geschwindigkeitseinheit ms<sup>-1</sup> definiert, woraus sich neben dem Fluß der CO<sub>2</sub>-Dichte (mgm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>) der sensible und latente Wärmefluß (Wm<sup>-2</sup>) berechnet.

Die mittlere Dichte einer Luftsäule vom Boden bis zu einer beliebigen Höhe h ergibt sich aus (2.2.5), mit deren Hilfe auch die Masse der Luftsäule über der Einheitsfläche abgeleitet werden kann (2.2.6).

$$\left\langle \rho \right\rangle_{h} = \frac{1}{z_{h}} \int_{0}^{z_{h}} \rho(z,t) dz$$
 (2.2.5)  $\left\langle \rho_{s} \right\rangle_{h} = \frac{\alpha_{s}}{z_{h}} \int_{0}^{z_{h}} \rho(z,t) s(z,t) dz$  (2.2.7)

$$M_{h} = z_{h} \langle \rho \rangle_{h} \qquad (2.2.6) \qquad \langle s \rangle_{h} = \frac{\langle \rho_{s} \rangle_{h}}{\alpha_{s} \langle \rho \rangle_{h}} \qquad (2.2.8)$$

Der Säulemittelwert der Skalardichten  $\rho_s$  wird analog (2.2.5) berechnet, (2.2.7). Ein gleiches Vorgehen bezüglich der Skalare ist nicht möglich, da, in Folge von Mischungsprozessen der Größen  $\rho$  und *s* innerhalb der Luftsäule, unterschiedliche Ergebnisse vor und nach der Durchmischung die Folge wären. Der Säulenmittelwert für die Skalare wird statt dessen über Gleichung (2.2.8) berechnet, in der nur die Mittelwerte der betrachteten Größen verwendet werden.

In den Budgetrechnungen tauchen Skalarwerte s(z) aus den troposphärischen Teilen der Skalarprofile oberhalb der CBL auf  $(s_+, s_{top})$ . Liegt z, die Höhe des gesuchten Skalarwertes, oberhalb der Entrainmentzone, so werden Größen wie  $s_{top}(z)$  durch den aktuellen Wert von s(z) ersetzt. Liegt z dagegen innerhalb der Entrainmentzone  $(s_+)$ , so erfolgt die Gewinnung durch Extrapolation des troposphärischen Profiles oberhalb der CBL auf die jeweilige Höhe z.

Bsp.: 
$$s_+(z_i) = s(h_2) + \gamma_{s+}(z_i - h_2)$$
 mit  $h_2 =$  Obergrenze der EZ

#### 2.2.2 Das Grenzschichtbudget und dessen dominierende Prozesse

Betrachtet man das Budget eines konservativen Skalares  $\rho_s$  (integriert über die Säule), so muß jede Änderung von  $\langle \rho_s \rangle$  über Flüsse durch die Volumengrenzen erklärbar sein. Der Gesamteffekt der einzelnen Flüsse  $F_s$  ergibt sich durch zeitliche Integration ihres Summenwertes über die Budgetperiode (2.2.9). Im Folgenden werden einzelnen Prozessen Teile dieses Summenwertes zugeordnet. Dabei soll sich die vertikale Ausdehnung der Säule stets auf den Bereich der aktuellen Grenzschicht mit ihrer Obergrenze  $z_i(t)$  beziehen. Die gesamte beobachtbare Änderung des CBL-Säule bezüglich eines Skalares sei somit durch (2.2.10) definiert (mit  $z_h=z_i$ ).

$$I_{s} = \int_{t_{1}}^{t_{2}} F_{s} dt \qquad (2.2.9)$$

$$F_{s}^{C} = \frac{\partial}{\partial t} \int_{0}^{z_{i}(t)} \rho_{s}(z, t) dz = \frac{\partial}{\partial t} (z_{i} \langle \rho_{s} \rangle_{i}) \qquad (2.2.10)$$

Die Grenzschichthöhe  $z_i$  in (2.2.10) sei als der Mittelwert aus Unter- und Obergrenze der Entrainmentzone definiert. Ziel der CBL-Budgetmethode ist es, den Erdoberflächenfluß  $F_s^G$ aus dem beobachtbaren Wert  $F_s^C$  und den über Entrainment, Subsidenz und Horizontaladvektion (Advektion) beschreibbaren Flüssen durch die Seiten und die Obergrenze des Säulenvolumens zu berechnen.

#### Entrainment

Als Entrainment sei das Einmischen von Luft der freien Troposphäre in die Grenzschicht verstanden. Die größeren Thermikelemente durchsteigen die gesamte Grenzschicht und



dringen zeitweise in die darüberliegenden Luftschichten ein. Im Gegenzug wird Luft der freien Troposphäre nach unten transportiert. Die Mischung der Luftmassen wird durch die Turbulenz der aufsteigenden Thermikelemente und durch Windscherung an der Luftmassengrenze angetrieben. Der durch den Mischungsprozeß hervorgerufene Entrainmentfluß  $F_s^E$  ändert die Säuleneigenschaften sowohl hinsichtlich des Mittelwertes  $\langle s \rangle_i$  $(s_+ \neq \langle s \rangle_i)$ , als auch durch die Zunahme von Masse und vertikaler Ausdehnung. Der Fluß durch die sich bewegende Obergrenze der CBL kann formal mit Hilfe einer Entrainmentgeschwindigkeit  $w_e$  beschrieben werden. Diese Geschwindigkeit ist die Differenz aus der Änderung der Grenzschichthöhe und der synoptischen Vertikalbewegung der Luftmasse w (2.2.11).

$$w_{e}(t) = \frac{\partial z_{i}(t)}{\partial t} - w(z_{i}(t))$$

$$F_{s}^{E} = \rho_{s,+} \frac{\partial z_{i}}{\partial t}$$
(2.2.12)

Da die Entrainmentgeschwindigkeit  $w_e$  nicht direkt meßbar ist, wird aus praktischen Überlegungen der durch die gesamte zeitliche Änderung der Grenzschichthöhe hervorgerufene Fluß als Entrainmentfluß  $F_s^E$  definiert, (2.2.12). Er enthält zwei Anteile, von denen  $\rho_{s+}(z_i(t))w_e(t)$  (mit  $\rho_{s+}=\alpha_s\rho_{+}s_{+}$ ) immer größer Null ist und  $\rho_{s+}(z_i(t))w(z_i(t))$  sowohl positiv als auch negativ werden kann.

#### Subsidenz

In synoptischen Systemen werden horizontale Massendivergenzen durch großräumiges Aufsteigen (w>0) oder Absinken (w<0) von Luft ausgeglichen. Subsidenz bedeutet dabei erhöhte und negative Subsidenz verringerte Einmischung troposhärischer Luft. Die von oben eingemischte Luft besitzt die Skalarkonzentration  $s_+$ , die Luft der ausgleichenden Horizontalströmung an den Seiten der Säule die Skalarkonzentration  $<s>_i$ . Unterschiede zwischen den Werten  $<s>_i$  und  $s_+$  führen zu einem Nettofluß, dem Subsidenzfluß  $F_s^S$ .

#### Advektion

Bei Eulerscher Betrachtungsweise wird die Luftmasse des Volumens kontinuierlich ausgetauscht. Horizontale Gradienten in  $\rho_s$  führen somit zu Advektionsflüssen  $F_s^H$ . In dieser Arbeit soll vereinfachend zwischen der großskaligen Advektion synoptischer Systeme und kleinskaliger Advektion unterschieden werden. In Anlehnung daran werden advektive Flüsse oberhalb der aktuellen Grenzschicht  $F_s^A$  und innerhalb der aktuellen Grenzschicht  $F_s^B$ definiert. Oberhalb der Grenzschicht soll der advektive Fluß ausschließlich durch die synoptische Advektion bestimmt sein, während er innerhalb der Grenzschicht aus der Überlagerung von groß- und kleinskaliger Advektion gebildet wird. Während  $F_s^A$  bedingt bestimmbar ist (vgl. Abschnitt 2.5), läßt sich  $F_s^B$  mit den angewandten Meßmethoden nicht bestimmen. Desweiteren können über die Advektion die Schichtungsverhältnisse der Atmosphäre verändert werden, so daß auch der Parameter Grenzschichthöhe advektiven Schwankungen unterworfen ist (FEDOROVICH, 1995).

Die Advektion wird in den Abschnitten 2.3 und 2.4 zunächst vernachlässigt. Im Abschnitt 2.5 wird aufgezeigt, daß anhand der Vertikalprofile von *s* sowie der Vertikalbewegung *w* zumindest eine Abschätzung der Advektionsflüsse ableitbar ist.

#### Vernachlässigte Prozesse

Alle weiteren das Budget beeinflussende Prozesse seien vernachlässigbar.

- Strahlungsdivergenz

Der Strahlungsdivergenzterm ist nur für Budgetperioden von Bedeutung, bei denen ein nicht zu vernachlässigender Flüssigwasser- oder Aerosolanteil im Volumen vorhanden war (strahlungsbedingte Nebelauflösung, hoher Grad der Wolkenbedeckung (durchbrochene Stratocumulsdecke), Absorption an Aerosolteilchen).

#### - Phasenumwandlung

Bei der Bildung von Wolken wird spezifische Feuchte des Flüssigwassers aufgebaut und gleichzeitig spezifische Feuchte des Wasserdampfes abgebaut. Fällt kein Niederschlag aus, bleibt die gesamte spezifische Feuchte erhalten. Da nur die relative Luftfeuchte (spez. Feuchte des Wasserdampfes) gemessen wird, bleibt der Beitrag des Flüssigwassers am Gesamtbudget unberücksichtigt. Testrechnungen ergaben für typische CBL-Wolken (*Cu hum*) nur einen geringen Einfluß.

- Deposition, abgesetzte Niederschläge

Für die CO<sub>2</sub>-Beimengungen ist vor allem Deposition an Wolkentröpfchen denkbar. Flüssigwasseranteile könnten als abgesetzte Niederschläge das Wasserdampfbudget beeinflussen. Unter den typischen experimentellen Bedingungen ist dies aber nahezu ausgeschlossen.

- Aktive Wolken

Sind aktive Wolken (vgl. Abschnitt 2.1.4) vorhanden, so existiert ein Massenfluß durch die Obergrenze der CBL. An den konvektiven Massenfluß wie auch an die durch diesen erhöhte Subsidenz sind entsprechende Skalarflüsse gebunden. Die quantitative Erfassung dieser Prozesse ist schwierig, da neben dem Bedeckungsgrad aktiver Wolken auch die Aufwindgeschwindigkeit an deren Basis (bzw. LFC) bekannt sein muß.

#### Budget der Grenzschicht

Zusammenfassend kann die Flußdichte  $F_s^G$  nach (2.2.13) bzw. deren zeitliches Integral  $I_s^G$  nach (2.2.14) berechnet werden.

$$F_{s}^{G} = F_{s}^{C} - F_{s}^{E} - F_{s}^{S} - F_{s}^{H}$$

$$I_{s}^{G} = I_{s}^{C} - I_{s}^{E} - I_{s}^{S} - I_{s}^{H}$$
(2.2.13)
(2.2.14)

## 2.3 Die CBL Säulenmethode (CBL column approach, CBLCA)

Ausgehend von der Bilanzgleichung für Dichten konservativer Skalare, läßt sich durch deren Integration zwischen dem Erdboden und der Grenzschichthöhe  $z_i$  die Grundgleichung der CBLCA ableiten, (2.3.1) (RAUPACH, 2000, Anhang A, Gl. (A9)).

$$\frac{F_s^G}{\alpha_s \langle \rho \rangle_i z_i} = \frac{\partial \langle s \rangle_i}{\partial t} - \frac{(s_+ - \langle s \rangle_i)}{z_i} \left( \frac{\partial z_i}{\partial t} - w_+ \right) \frac{\rho_+}{\langle \rho \rangle_i}$$
(2.3.1)

Der erste Term beschreibt die zeitliche Änderung des Säulenmittelwertes des Skalares, der zweite die Gesamtheit der Skalarflüsse durch die Säulengrenzen. Den gesamten Massenfluß durch die Obergrenze der CBL in die betrachtete Luftsäule verkörpert der Term  $(\partial z_i/\partial t - w_+)\rho_+ = w_e\rho_+$ . Darin stellt  $\rho_+\partial z_i/\partial t$  den Massenzuwachs aufgrund des Grenzschichtwachstums dar. Der durch die synoptische Vertikalbewegung verursachte Massenfluß durch eine mit der Höhe  $z_i$  in ihrer Lage veränderliche Fläche, wird mittels  $-\rho_+w_+$  repräsentiert. Bleibt der Bodendruck konstant, so ändert die Subsidenz die Bodenfläche der Säule, andernfalls ihre Dichte. Bei nicht konstantem Bodendruck können sich Bodenfläche und Dichte der Säule auch gleichzeitig ändern.

Um die Prozesse aus Abschnitt 2.2 besser darzustellen, wird (2.3.1) zeitlich über die Budgetperiode integriert.

$$I_{s}^{G} = \alpha_{s} \left\{ \int_{t_{1}}^{t_{2}} \left\langle \rho \right\rangle_{i} z_{i} \frac{\partial \left\langle s \right\rangle_{i}}{\partial t} dt - \int_{t_{1}}^{t_{2}} \rho_{+} \left(s_{+} - \left\langle s \right\rangle_{i}\right) \frac{\partial z_{i}}{\partial t} dt - \int_{t_{1}}^{t_{2}} \rho_{+} \left(s_{+} - \left\langle s \right\rangle_{i}\right) w_{+} dt \right\}$$
(2.3.2)

partielle Integration führt zu (2.3.2a):

$$I_{s}^{G} = \alpha_{s} \left\{ \left[ \left\langle \rho \right\rangle_{i} z_{i} \left\langle s \right\rangle_{i} \right]_{t_{1}}^{t_{2}} - \int_{t_{1}}^{t_{2}} \left\langle s \right\rangle_{i} \frac{\partial}{\partial t} \left( \left\langle \rho \right\rangle_{i} z_{i} \right) dt - \int_{t_{1}}^{t_{2}} \rho_{+} \left( s_{+} - \left\langle s \right\rangle_{i} \right) \frac{\partial z_{i}}{\partial t} dt - \int_{t_{1}}^{t_{2}} \rho_{+} \left( s_{+} - \left\langle s \right\rangle_{i} \right) w_{+} dt \right\}$$

$$I \qquad II \qquad III \qquad IV$$

Term I entspricht der Änderung des Gesamtinhaltes der betrachteten Säule zwischen  $t_1$  und  $t_2$ ,  $I_s^C$ . Die Summe von Term II und Term III beschreibt das Entrainment während der Budgetperiode,  $I_s^E$ . Der letzte Term beschreibt die Subsidenz,  $I_s^S$ .

Unter Verwendung von (2.2.6) läßt sich Term I auch als Massendifferenz formulieren.

$$I_s^C = \alpha_s (M_{i2} \langle s \rangle_{i2} - M_{i1} \langle s \rangle_{i1})$$
(2.3.3)

Die Entrainmentterme II und III lassen sich physikalisch einer Änderung der Skalarmasse durch Zu- oder Abfuhr von Luftmasse (Grenzschichtwachstum, Dichteänderung, Term II) und dem Austausch von Luftmassen unterschiedlicher Skalarkonzentrationen mit der Umgebung der Säule zuordnen (Term III). Nach Umstellung der Summe der Terme II und III in (2.3.2a) verschwindet der erste Term in (2.3.4), da der gesamte Massenfluß durch die CBL Obergrenze,  $\rho_+\partial z_i/\partial t$ , in seiner Wirkung dem gesamten Massenzuwachs der CBL,  $\partial (\langle \rho \rangle_i z_i)/\partial t$ , entspricht.

$$I_{s}^{E} = \alpha_{s} \left\{ \int_{t_{1}}^{t_{2}} \langle s \rangle_{i} \left[ \frac{\partial}{\partial t} (\langle \rho \rangle_{i} z_{i}) - \rho_{+} \frac{\partial z_{i}}{\partial t} \right] dt + \int_{t_{1}}^{t_{2}} \rho_{+} s_{+} \frac{\partial z_{i}}{\partial t} \right] dt \right\}$$

$$I_{s}^{E} = \alpha_{s} \left\{ (z_{i2} \rho_{+2} s_{+2} - z_{i1} \rho_{+1} s_{+1}) - \int_{t_{1}}^{t_{2}} z_{i} \frac{\partial}{\partial t} (\rho_{+} s_{+}) dt \right\}$$

$$(2.3.4)$$

Nach partieller Integration des zweiten Termes in (2.3.4) kann der erste Term in (2.3.5) mit (2.3.3) zusammengefaßt werden. Das Ergebnis (2.3.6) enthält nurmehr aus den Profilen abzuleitende Größen. Es beschreibt für vertikal und zeitlich kontante  $\rho_s$ , die Gesamtheit der durch Grenzschichtwachstum und dem Sprung der Skalardichten an der CBL-Obergrenze hervorgerufenen Flüsse. Der zweite Term in (2.3.5) kann als Korrekturterm betrachtet werden, der vertikale und zeitliche Veränderungen von  $\rho_s$  berücksichtigt (2.3.7).

$$I_{s}^{D} = I_{s}^{C} - \alpha_{s} [z_{i2}\rho_{+2}s_{+2} - z_{i1}\rho_{+1}s_{+1}] = \alpha_{s} \{ z_{i2} (\langle \rho \rangle_{i2} \langle s \rangle_{i2} - \rho_{+2}s_{+2}) - z_{i1} (\langle \rho \rangle_{i1} \langle s \rangle_{i1} - \rho_{+1}s_{+1}) \}$$
(2.3.6)

$$I_s^V = -\alpha_s \int_{t_1}^{t_2} z_i \frac{\partial}{\partial t} (\rho_+ s_+) dt$$
(2.3.7)

Der die Subsidenz beschreibende Term IV in (2.3.2a), ist, da alle Größen des Integrals von der Zeit abhängen, nur mittels zusätzlicher Annahmen (vgl. Abschn. 2.3.1) weiter zu vereinfachen. Die Vertikalbewegung  $w_+$  kann entweder aus der Horizontaldivergenz des beobachteten Windfeldes abgeleitet werden oder muß externen Quellen, wie Modellen zur numerischen Wettervorhersage, entnommen werden. In dem seltenen Spezialfall verschwindender Advektion  $F_s^A$  oberhalb der CBL, ist die Vertikalbewegung mittels der zeitlichen Änderung eines Skalarprofiles berechenbar. Vorzugsweise wird hierzu das Profil der potentiellen Temperatur verwendet, da für dieses die nötige Randbedingung,  $\gamma_s \neq 0$ , erfüllt ist, (2.3.8).

$$w_{+} = -\frac{1}{\gamma_{\theta}} \frac{\partial \theta_{+}}{\partial t}$$
(2.3.8)

Nach Zusammenfassung der dargestellten Flüsse ergibt sich der Erdoberflächenfluß zu:

$$I_{s}^{G} = I_{s}^{D} - I_{s}^{V} - I_{s}^{S}$$

$$= \alpha_{s} \left\{ z_{i2}(\langle \rho \rangle_{i2} s_{i2} - \rho_{+2} s_{+2}) - z_{i1}(\langle \rho \rangle_{i1} s_{i1} - \rho_{+1} s_{+1}) + \int_{t_{1}}^{t_{2}} z_{i} \frac{\partial}{\partial t}(\rho_{+} s_{+}) dt \qquad (2.3.9)$$

$$+ \int_{t_{1}}^{t_{2}} w_{+} \rho_{+}(s_{+} - \langle s \rangle_{i}) dt \right\}$$

$$= \alpha_{s} \left\{ z_{i2}(\langle \rho_{s} \rangle_{i2} - \rho_{s+2}) - z_{i1}(\langle \rho_{s} \rangle_{i1} - \rho_{s+1}) + \int_{t_{1}}^{t_{2}} z_{i} \frac{\partial}{\partial t}(\rho_{s+}) dt + \int_{t_{1}}^{t_{2}} w_{+} \rho_{+}(s_{+} - \langle s \rangle_{i}) dt \right\}$$

#### 2.3.1 Angewandte Näherungen in der CBLCA

Während die Größen  $z_{i1}$ ,  $z_{i2}$ ,  $\langle \rho \rangle_{i1}$ ,  $\langle s \rangle_{i1}$  sowie  $\langle \rho \rangle_{i2}$  und  $\langle s \rangle_{i2}$  in (2.3.9) direkt aus den beiden gemessenen Profilen ableitbar sind, unterliegen die Größen  $z_i$ ,  $\langle \rho_s \rangle_i$ ,  $\rho_{s+}$  und  $w_+$  einer zeitlichen Abhängigkeit, welche meßtechnisch schwer erfaßbar ist. Somit ist man auf Näherungen angewiesen.

Eine umfangreiche Übersicht zu entsprechenden Annahmen, ihrem Einsatzspektrum sowie ihrer Tragweite findet sich in LAUBACH und FRITSCH (2002). In dieser Arbeit wurde für die Berechnungen mittels der CBLCA auf folgende Vereinfachungen zurückgegriffen:

- Konstante Luftdichte in Zeit und Höhe
- Vertikalgradienten  $\gamma_s$  der Skalare und  $\gamma_w$  der synoptischen Vertikalbewegung konstant in Zeit und Höhe
- Zeitlich lineares Grenzschichtwachstum
- Zeitlich linearer Trend der Skalarkonzentrationen in der CBL

Die Annahme konstanter Luftdichte vereinfacht die Berechnung aller Integrale in (2.3.9). Mit  $\langle \rho \rangle_i = \rho_+ = \rho$  vereinfacht sich sich (2.3.9) zu:

$$\frac{I_s^G}{\alpha_s \rho} = z_{i2} (\langle s \rangle_{i2} - s_{+2}) - z_{i1} (\langle s \rangle_{i1} - s_{+1}) + \int_{t_1}^{t_2} z_i \frac{\partial s_+}{\partial t} dt + \int_{t_1}^{t_2} w_+ (s_+ - \langle s \rangle_i) dt$$
(2.3.10)

Unter advektionsfreien Bedingungen lassen vertikal und zeitlich konstante vertikale Skalargradienten die Berechnung aller Werte  $s_+(z_i)$  mittels  $\gamma_s$  zu (2.3.11). Dabei ist zu beachten, daß diese Vereinfachung streng genommen nur für die Spezialfälle  $\gamma_s=0$  oder  $w_+=0$ exakt ist. Das erste Integral in (2.3.10) kann anhand (2.3.12) aufgelöst werden. Dies führt zu (2.3.13), (s.a. Gl.6 von DENMEAD et al. (1996)).

$$s_{+}(z_{i}) = s_{+}(z_{i1}) + \gamma_{s}(z_{i} - z_{i1})$$
(2.3.11)

$$\frac{\partial s_+(z_i(t))}{\partial t} = \gamma_s \frac{\partial z_i}{\partial t}$$
(2.3.12)

$$\frac{I_s^G}{\alpha_s \rho} = z_{i2} (\langle s \rangle_{i2} - s_{+2}) - z_{i1} (\langle s \rangle_{i1} - s_{+1}) + \frac{\gamma_s}{2} (z_{i2}^2 - z_{i1}^2) + \int_{t_1}^{t_2} w_+ (s_+ - \langle s \rangle_i) dt \qquad (2.3.13)$$

Da die Budgetperioden von einigen Stunden im Vergleich zur typischen Lebensdauer synoptischer Systeme sehr kurz ausfallen, ist die Annahme zeitlicher Konstanz von w(z)gerechtfertigt. Somit verbleibt nur die Höhenabhängigkeit (über  $z_i(t)$ ) von  $w_+$  im Subsidenzterm von (2.3.13). Die Annahme höhenkonstanter Massenflußdivergenz führt zur linearen Approximation der Vertikalbewegung durch  $w(z)=\gamma_w z$ , mit  $\gamma_w=konstant$ . Die Zeitabhängigkeit des Subsidenztermes in (2.3.13) wird dadurch auf  $z_i(t)$  und  $\langle s \rangle_i(t)$  reduziert. Die Grenzschichthöhe  $z_i$  ist nur zum Periodenanfang und –ende bekannt. Somit bieten sich einfache Mittelwerte als Approximation für  $z_i(t)$  und  $s_+(t)$  an.

$\overline{w}_{+} = 0.5(w_{+1} + w_{+2})$	(2.3.14)
$\overline{s}_{+} = 0.5(s_{+1} + s_{+2})$	(2.3.15)

Sind zudem die Skalarflüsse an der Erdoberfläche,  $F_s^G$ , zeitlich konstant, so tendieren die Größen  $\langle s \rangle_i$  zu linearer zeitlicher Änderung zwischen  $t_1$  und  $t_2$  und der zeitlich integrierte Subsidenzfluß ergibt sich zu:

$$\frac{I_s^S}{\alpha_s \rho} = -\overline{w}_+ \left[\overline{s}_+ - 0.5(\langle s \rangle_{i1} + \langle s \rangle_{i2})\right] (t_2 - t_1)$$
(2.3.16)

Die Kombination aus (2.3.13) und (2.3.16) stellt die Berechnungsgrundlage der CBLCA in dieser Arbeit dar. Real existierende Abweichungen von den genannten Näherungen führen zu Fehlern. Davon betroffen sind insbesondere Skalare mit großen Sprüngen an der Inversion sowie zeitlich und räumlich nur bedingt konstanten Vertikalgradienten. Hinzu kommen ein i.d.R. nichtlinearer Verlauf des Grenzschichtwachstums und der Einfluß von Advektion und Subsidenz auf  $s_+(z_i(t))$ . Nach CLEUGH und GRIMMOND (2001) treten diese Probleme insbesondere bei der Ableitung von Budgets latenter Wärme auf.

# 2.4 CBL Budgets mittels Säulen konstanter Masse (Fixed mass column approach, FMCA)

Obgleich sich den einzelnen Termen der CBLCA physikalische Prozesse zuordnen lassen, können die getroffenen Annahmen zu Ungenauigkeiten führen. Um diese teilweise zu umgehen, wird im Folgenden eine Methode beschrieben, welche zwei Säulen gleicher Masse betrachtet und dabei die gesamte aus zwei Profilen gewinnbare Information über  $s_+(z_i(t))$ verwendet.

Es wird eine Säule definiert, deren Lage im Raum fixiert und deren Masse bezogen auf die Einheitsfläche  $(M_{top})$  konstant ist. Die Obergrenze  $z_{top}(t)$  soll entweder auf die Grenzschichthöhe fallen oder noch höher liegen, wodurch die turbulenten Skalarflüsse an der Obergrenze der betrachteten Säule als klein angenommen werden können. Der Zusammenhang zwischen (flächenbezogener) Masse, Luftdichte und Säulenhöhe ist durch (2.4.1) gegeben. Es gilt die Nomenklatur  $z_{top j}=z_{top}(t_j)$ . Die Definition der Säulenhöhen  $z_{top1}$  und  $z_{top2}$  ergibt sich anhand der Fallunterscheidung in (2.4.2). Die jeweils andere Säulenhöhe



Im Spezialfall konstanter Dichten ist  $z_{top1}$  gleich  $z_{top2}$  und die FMCA läßt sich mit der Integration über ein festes Volumen beschreiben. Im Normalfall treten jedoch

$$M_{top} = z_{top1} \langle \rho \rangle_{top1} = z_{top2} \langle \rho \rangle_{top2}$$

$$z_{top2} = z_{i2} , wenn \quad M_{i2} \ge M_{i1}$$

$$z_{top1} = z_{i1} , wenn \quad M_{i2} < M_{i1}$$

$$(2.4.2)$$

Dichteschwankungen in Folge der Erwärmung/Abkühlung der Grenzschicht oder aufgrund von synoptischer Druckschwankungen auf. Der erste Fall in (2.4.2) steht für das gewöhnlich in den Vormittagsstunden zu beobachtenden Grenzschichtwachstum. Aufgrund der damit einhergehenden Erwärmung (Ausdehnung) der Grenzschichtluft gilt zumeist  $z_{top1} < z_{top2}$ .

Zusätzlich führt negative Vertikalbewegung zu einer geringfügigen Erwärmung der noch nicht eingemischten Luftmassen oberhalb  $z_i(t)$ . Die Wirkung von Prozessen wie Strahlungsdivergenz oder Druckänderung sei, hinsichtlich des betrachteten Zeitraumes von einigen Stunden, als gering angenommen. Die Advektion sei wiederum vernachlässigt.

#### 2.4.1 Säulendifferenzen und Entrainment

Da zwei Säulen konstanter Masse betrachtet werden, beinhaltet ihre Differenz bezüglich  $\rho_s$  bereits den gesamten Entrainmentterm.

$$I_{s}^{C} - I_{s}^{E} = z_{top2} \langle \rho_{s} \rangle_{top2} - z_{top1} \langle \rho_{s} \rangle_{top1}$$
  
$$= \alpha_{s} \{ z_{top2} \langle \rho \rangle_{top2} \langle s \rangle_{top2} - z_{top1} \langle \rho \rangle_{top1} \langle s \rangle_{top1} \}$$
  
$$= \alpha_{s} M_{top} (\langle s \rangle_{top2} - \langle s \rangle_{top1})$$
(2.4.3)

LAUBACH und FRITSCH (2002) zeigen, daß sich (2.4.3) in (2.3.3) für  $I_s^C$  und (2.3.4) für  $I_s^E$  überführen läßt. Die Formulierung in Gleichung (2.4.3) stützt sich im Gegensatz zu (2.3.4) jedoch nur auf Werte, die recht einfach aus den Profilen abzuleiten sind.

#### 2.4.2 Subsidenz

Obgleich die Säule stets die gleiche Masse besitzen soll, sind Massenflüsse durch ihre Grenzen erlaubt, solange sich diese ausbalancieren.

$$0 \equiv \frac{dM_{top}}{dt} = -w_{top} \rho_{top} - \frac{1}{A_G} \iint_{Vertikale} \rho \vec{u}_h \cdot d\vec{A}$$
(2.4.4)

In (2.4.4) impliziert eine von null verschiedene Vertikalbewegung automatisch Divergenzen des horizontalen Windfeldes (da  $\rho \neq 0$ ). Die eindimensionale Behandlung stößt hier an ihre Grenzen.

Die Auswirkung der Massenflüsse auf das Skalarbudget ist durch die an sie gebundenen Transporte der Skalare durch die Säulengrenzen hinweg gegeben.

$$F_{s}^{S} = \frac{d}{dt} I_{s}^{S} = -\alpha_{s} \left\{ w_{top} \rho_{top} s_{top} + \frac{1}{A_{G}} \iint_{vertikale} \rho_{siten} \cdot d\vec{A} \right\}$$
(2.4.5)

Unter der Näherung, daß  $s(z) \approx \langle s \rangle_{top}$  für alle Höhen  $z \langle z_{top}$  gelte, läßt sich aus (2.4.4) und (2.4.5) eine einfache Beschreibung des Subsidenzflusses ableiten, (2.4.6). Sind die Verhältnisse  $z_i(t)/z_{top}$  und  $s_+(z_i(t))/\langle s \rangle_{top}$  nur unwesentlich größer oder kleiner als eins, so ist die Näherung mit guter Genauigkeit gegeben. Dies ist vor allem in den Nachmittagsstunden der Fall, in denen nur geringes Grenzschichtwachstum zu beobachten ist.

$$F_s^{S} = -\alpha_s w_{top} \rho_{top} (s_{top} - \langle s \rangle_{top})$$
(2.4.6)

Zeitliche Integration von (2.4.6) liefert den gesuchten Wert für  $I_s^S$ . Auch in (2.4.7) hängen wie in Term IV in (2.3.2a) alle Größen (bis auf  $\alpha_s$ ) explizit (über  $z_{top}$  auch implizit) von der Zeit ab. Die Zeitabhängigkeit über  $z_{top}$  kann vernachlässigt werden, da die Unterschiede in  $z_{top}$ zwischen  $t_1$  und  $t_2$  nur sehr gering sind (typischerweise ca. 3 m). Bei Advektionsfreiheit schwankt  $\rho_{top}$  ebenfalls nur geringfügig mit der Zeit. Für die Vertikalbewegung  $w_{top}$  wurde in der Praxis ursprünglich zeitliche Konstanz angenommen Ab Januar 2001 wurde für w(z) auf eine stückweise lineare Interpolation in Zeit und Raum zurückgegriffen.

$$I_{s}^{S} = -\alpha_{s} w_{top} \rho_{top} \int_{t_{1}}^{t_{2}} \Delta s \, dt \qquad (2.4.7)$$
  
mit  $\Delta s = s_{top} - \langle s \rangle_{top}$ 

Liegen keine zusätzlichen Meßdaten vor, welche die zeitliche Entwicklung von  $\Delta s$  näher beschreiben, so bietet sich eine lineare Approximation des Zeitverlaufes an. Der Wert  $\Delta s$  setzt sich aus den Termen  $s_{top}(t)$ , s(z) oberhalb  $z_i(t)$  und  $\langle s \rangle_i(t)$  zusammen. Für die ersten beiden impliziert die zeitliche Konstanz von w(z) den linearen Trend. Dieser wird vergleichbar der CBLCA auch auf den Term  $\langle s \rangle_i(t)$  angewandt.

$$I_{s}^{S} = -\frac{1}{2} \alpha_{s} w_{top} \rho_{top} (\Delta s_{1} + \Delta s_{2}) (t_{2} - t_{1})$$

$$mit \ \Delta s_{j} = \Delta s(t_{j})$$
(2.4.8)

Zusammenfassend ergibt sich mit (2.4.9) das Budget der Methode FMCA. Sie hat gegenüber der CBLCA, (2.3.13, 2.3.16), keinerlei konzeptionelle Nachteile, einige Analogien und entscheidende Vorteile.

$$I_s^G = \alpha_s \left\{ M_{top} \left( \left\langle s \right\rangle_{top2} - \left\langle s \right\rangle_{top1} \right) + \frac{1}{2} w_{top} \rho_{top} \left( \Delta s_2 + \Delta s_1 \right) \left( t_2 - t_1 \right) \right\}$$
(2.4.9)

Für beide Methoden muß die Vertikalbewegung  $w_+$  bzw.  $w_{top}$  aus externen Quellen entnommen werde. Ebenso unterliegt die zeitliche Entwicklung des Wertes  $\langle s \rangle_i(t)$  derselben linearen Annahme. Als vorteilhaft erweist sich die Tatsache, daß für die FMCA nur die Grenzschichthöhe zu  $t_1$  und  $t_2$  bekannt sein muß und dabei nur der Definition der Säulenhöhe (bzw. Masse)  $z_{top}$  ( $M_{top}$ ) dient.

Eine Überschätzung von  $z_i$  ist bei Advektionsfreiheit ohne Belang. Eine Unterschätzung führt zur Nichbeachtung von Teilen der gesuchten Flußgrößen. Im Hinblick auf eine operationelle Anwendung ist dies von Vorteil, da die Bestimmung der exakten Lage der Grenzschichthöhe nur sehr bedingt automatisierbar ist.

## 2.5 Abschätzung der synoptisch bedingten Advektion

Oberhalb der Grenzschichthöhe  $z_i$  wird bei fehlenden internen Quellen und Senken die zeitliche Änderung von s(z) nur durch die dreidimensionale Advektion und Diffusion bestimmt. Letztere soll in der freien Troposphäre gegenüber der Advektion vernachlässigbar sein. Gleichung (2.5.1) stellt unter diesen Bedingungen die Bilanz für eine konservative Skalardichte dar.

$$\frac{\partial \rho_s}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} (u\rho_s) - \frac{\partial}{\partial y} (v\rho_s) - \frac{\partial}{\partial z} (w\rho_s)$$
(2.5.1)

Wie bisher erfolgt eine Auftrennung der dreidimensionalen Advektion in ihre horizontalen Anteile (Advektion) und den vertikalen Anteil (Subsidenz). Durch Umstellung von (2.5.1) läßt sich die Summe der Advektionsterme aus beobachteter Profiländerung und der Wirkung der Subsidenz ableiten.

$$-\frac{\partial}{\partial x}(u\rho_{s}) - \frac{\partial}{\partial y}(v\rho_{s}) = \frac{\partial\rho_{s}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y}(w\rho_{s})$$
$$\frac{\partial\rho_{s}}{\partial t}\Big|^{H} = \frac{\partial\rho_{s}}{\partial t} - \frac{\partial\rho_{s}}{\partial t}\Big|^{S}$$
(2.5.2)

Der erste Term der rechten Seite von (2.5.2) läßt sich sehr einfach aus den beobachteten Profilen zum Start und Ende der Periode und der Annahme zeitlich linear verlaufender Prozesse gewinnen. Der zweite Term wird wie folgt gewonnen.

Das Profil der Vertikalbewegung w(z) sei in Zeit und Raum aus einer externen Quelle (GCM) bekannt. Ausgehend vom Profil  $\rho_s = \alpha_s \rho s$  zum Zeitpunkt  $t_1$  wirkt für die Zeitspanne bis  $t_2$  nur die Subsidenz auf das ursprüngliche Profil. Dabei werden alle Meßpunkte um die Höhendifferenz  $\Delta z = w(z)(t_2-t_1)$  verschoben. Da die Verschiebung zeitlich in mehreren Teilabschnitten berechnet wurde, fällt der numerische Fehler in der Höhendifferenz gegenüber einer analytischen Vorgehensweise unter der Annahme höhenkonstanter  $\gamma_w$  sehr klein aus. Der gesamte Prozeß wird als trockenadiabatisch angesehen und die Luftdichte dahingehend auf die neue Höhe korrigiert, (2.5.3). Die spezifischen Skalargrößen ändern sich nicht.

$$\rho(z) = \rho_o \left[ \left( \frac{(T_o - 0.0098)}{T_o} \right)^{\left( \frac{g}{0.0098R}^{-1} \right)} - 1 \right]$$
(2.5.3)

mit  $*_{o} \equiv$  Werte im Ausgangsniveau

LAUBACH und FRITSCH (2002) extrapolieren die zeitliche Änderung der Skalardichte oberhalb  $z_{top}$  auf den Bereich oberhalb der aktuellen CBL zwischen  $z_i(t)$  und  $z_{i,max}$  (2.5.4) sowie zwischen Erdoberfläche und  $z_{i,max}$ .

$$I_{s}^{A} = \int_{t_{1}}^{t_{2}} \int_{z_{i},max}^{z_{i,max}} \frac{\partial \rho_{s}}{\partial t} \bigg|^{A} dz dt \qquad (2.5.4)$$
  
mit  $z_{i,max} = MAX(z_{i1}, z_{i2})$ 

Das Integrationsvolumen in (2.5.4) schrumpft im Normalfall der anwachsenden Grenzschicht kontinuierlich auf null zum Zeitpunkt  $t_2$  zusammen und wächst im Sonderfall der durch starke Subsidenz absinkenden CBL Höhe beginnend mit  $t_1$ .

Ist die Extrapolation von (2.5.2) auf Bereiche unterhalb  $z_{top}$  zulässig? Dies soll mittels eines Gedankenexperimentes untersucht werden. Es sei angenommen, daß weder Erdoberflächennoch Subsidenzflüsse der Größe  $\rho_s$  existieren. Alle Änderungen sind demnach rein advektionsbedingt. Desweiteren sei die Skalarkonzentration *s* räumlich konstant. Damit sind die Advektionsflüsse nur über die Änderung der Luftdichte gegeben. Da jedoch die betrachteten Säulen als Säulen gleicher Masse definiert sind, sind advektive Änderungen der Luftdichte bereits im Term  $(I_s^C - I_s^E)$  in (2.4.3) enthalten. Eine direkte Extrapolation von (2.5.2) ist somit nicht möglich. Die Berechnung der Advektion sollte deshalb über die Änderung der Skalarkonzentration (2.5.5) anstatt (2.5.2) erfolgen. Selbiges gilt auch für die CBLCA unter der getroffenen Annahme einer konstanten Dichte (vgl. Abschn. 2.3). Gleichung (2.5.2) wird somit durch (2.5.5) ersetzt, Gleichung (2.5.4) durch (2.5.6).

$$\frac{\partial s}{\partial t}\Big|^{H} = \frac{\partial s}{\partial t} - \frac{\partial s}{\partial t}\Big|^{S}$$

$$I_{s}^{A} = \alpha \int_{t_{1}}^{t_{2}} \int_{z_{i}}^{z_{i,max}} \rho \frac{\partial s}{\partial t}\Big|^{A} dz dt$$

$$mit \quad z_{i,max} = MAX(z_{i1}, z_{i2}) \approx z_{top}$$
(2.5.6)

Analog zum bisherigen Vorgehen sei  $(\partial s/\partial t)|^A$  als zeitlich konstant und das Grenzschichtwachstum als linear angenommen. Für die FMCA wird  $\rho$  über das zeitliche Mittel von  $\langle \rho \rangle_{top}$  approximiert. Für die CBLCA wird eine konstante Dichte als zeitliches Mittel von  $\langle \rho \rangle_i (MAX(z_{i1}, z_{i2}))$  berechnet. Damit vereinfacht sich im Fall der FMCA (2.5.6) zu:

$$I_{s}^{A} = \frac{\alpha_{s}}{2} \overline{\langle \rho \rangle_{top}} |(z_{i2} - z_{i1})| (t_{2} - t_{1}) \frac{\partial s}{\partial t}|^{A}$$
(2.5.7)

Gleichung (2.5.7) kann als minimalistische Advektionsannahme betrachtet werden. Die Advektion innerhalb der CBL bleibt dabei vollkommen unbekannt. Wird der troposphärische Wert  $(\partial s/\partial t)|^A$  nicht nur bis  $z_i(t)$  sondern bis zum Boden extrapoliert  $((\partial s/\partial t)|^A = (\partial s/\partial t)|^B$ ), so läßt sich mit (2.5.8) ein maximalistischer Wert für die Advektion der CBLCA (2.5.9) ableiten. Für die FMCA ergibt sich (2.5.10).

$$I_{s}^{B} = \left(\frac{z_{i2} + z_{i1}}{|z_{i2} - z_{i1}|}\right) I_{s}^{A}$$
(2.5.8)

$$I_s^H = I_s^B = \frac{\alpha_s}{2} \overline{\langle \rho \rangle_{i,max}} (z_{i2} + z_{i1}) (t_2 - t_1) \frac{\partial s}{\partial t} \Big|^A \qquad (2.5.9)^{*)}$$

$$I_{s}^{H} = I_{s}^{A} + I_{s}^{B} = \alpha_{s} \overline{z_{top}} \overline{\langle \rho \rangle_{top}} (t_{2} - t_{1}) \frac{\partial s}{\partial t} \Big|^{A}$$
(2.5.10)

\*) In (2.5.9) ist zu beachten, daß die Advektionsanteile oberhalb  $z_i(t)$  bereits in  $s_+(z_i(t))$  (vgl. (2.3.22)) enthalten sind und hier nur die Gesamtadvektion in die jeweils betrachtete Säule angegeben ist (im Falle der CBLCA zwischen Erdboden und aktueller Grenzschichthöhe).

Die Güte der Abschätzungen (2.5.7) und (2.5.9, 2.5.10) hängt von der Zulässigkeit der Extrapolation des troposphärischen Wertes  $(\partial s/\partial t)|^A$  in die darunterliegenden Luftschichten ab. Die Advektion von sensibler Wärme stellt einen Sonderfall dar. Der Wert  $\partial(\theta(z))/\partial t$  kann nicht auf Dauer in beliebigen Höhen beliebige Werte annehmen. Dies würde die Schichtungsverhälnisse ändern, mit entsprechenden Folgen für Stabilität und Grenzschichtwachstum. Eine solche Eingrenzung der vertikalen Variabilität ist für den Wasserdampf und das Kohlendioxid nicht gegeben. Passend zu dieser Argumentation wurden bei diesen Skalaren größere Sprünge in den Profilen beobachtet.

Abschließend sei darauf verwiesen, daß die hier beschriebenen Abschätzungen die Advektion nicht grundsätzlich in ihrer möglichen Bandbreite erfassen. Starke lokale Advektionsmuster, beispielsweise durch Landnutzungsänderungen oder nächtlicher Bildung von Kaltluftseen in Tälern und Senken, kann die Gesamtadvektion in Betrag und Vorzeichen dominieren. In vielen Fällen sollten die angegebenen Werte eingrenzende Eckwerte darstellen und somit eine grobe Vorstellung des Advektionstermes vermitteln.

# 2.6 Modellgestützte Optimierung regionaler Flußwerte (Flux optimizing approach, FOA)

Die im Folgenden eingeführte Methode FOA dient dazu, die mittels der FMCA berechneten Flußgrößen abzusichern. Mit Hilfe eines einfachen eindimensionalen Modells wird die zeitliche Entwicklung der Grenzschicht simuliert. Die aus den Flugmessungen abgeleiteten Profile seien fehlerfrei und definieren den Anfangs- und Endzustand der Periode. Einigen Modellparametern werden typische Schwankungsbereiche zugeordnet. Die Vielfalt der dadurch möglichen Kombinationen dieser Parameter wurde durch jeweils 20 Einzelwerte pro Parameter abgebildet (entspricht insgesamt 160000 Kombinationen pro Periode). Je nach Lage im zugelassenen Schwankungsbereich wurde jedem Parameter eine Wichtung zwischen null und eins zugeordnet. Die Aufgabe des Modells ist es, diejenige Kombination der Flußgrößen zu finden, welche die beobachtete Grenzschichtentwicklung erklärt und dabei am wahrscheinlichsten ist.

#### 2.6.1 Ein einfaches Modell für die Grenzschichtentwicklung

Zur Beschreibung der Grenzschichtentwicklung wird auf das einfache Modell (Jumpmodell) nach TENNEKES (1981) und DRIEDONKS (1982) zurückgegriffen. In diesem wird die gesamte Grenzschicht durch eine einzige Modellschicht repräsentiert. Die Modellgleichungen ergeben sich durch Integration der Bilanzgleichungen der einzelnen Skalare ( $\theta$ , q, C) vom Erdboden bis zur Grenzschichtobergrenze. Alle Skalare sind innerhalb der Grenzschicht konstant. Eine die Änderung der Grenzschichthöhe beschreibende Parametrisierung komplettiert den Gleichungssatz. Aus der Vielzahl der hierfür in der Literatur angegebenen Beispiele (vgl. Ball 1960, CARSON 1973, TENNEKES 1973,1981, DEARDROFF 1974, DRIEDONKS 1982, BOERS et al. 1984, FAIRHALL 1984, GRYNING und BATCHAROVA 1990, einen Überblick gibt BEYRICH, 1994) wurde eine möglichst einfache und robuste ausgewählt, welche nur die Kenntnis des Beschleunigungsflusses  $F_{Buoy}$  und der Schubspannungsgeschwindigkeit in der bodennahen Grenzschicht  $u_*$  voraussetzt.

$$\frac{d\langle s\rangle}{dt} = \frac{F_s^G - F_s^{z_i}}{z_i} + Advektionsterme$$
(2.6.1)

$$F_s^{z_i} = -\Delta s \left( \frac{dz_i}{dt} - w_+ \right)$$
(2.6.2)

$$\frac{dz_i}{dt} = A \frac{F_{Buoy}^G}{\Delta \theta_v} + B \frac{u_*^3}{\frac{g}{\theta_v} z_i \Delta \theta_v}$$
(2.6.3)

Umfangreiche Vergleiche von BOERS et al. (1984) zeigen, daß durch entsprechende Wahl der Parameter der Einfluß weiterer Terme (Windscherung, Dissipation, "Spin-Up"-Term, Letzterer beschreibt den Energiebedarf zur Angleichung der Turbulenz eingemischter troposphärischer Luft) kompensiert und die Genauigkeit der Parametrisierung aufrecht erhalten werden kann. Dichteschwankungen blieben unberücksichtigt.

Auf die direkte Berechnung der zeitlichen Änderung des Sprunges der Skalare an der Grenzschichtobergrenze kann verzichtet werden. Der Wert für  $\Delta s$  wurde aus dem aktuellen Grenzschichtmittelwert  $\langle s \rangle_i$  und dem Profil des jeweiligen Skalares s(z) zu jedem Zeitschritt neu abgeleitet. Das aktuelle Profil ergibt sich mittels linearer Interpolation über die Zeit aus den gemessenen Anfangs- und Endprofilen. Aus den Vertikalbewegungsdaten eines Globalmodelles (vgl. Abschnitt 2.5) werden für alle Höhen zeitlich konstante Werte w(z)abgeleitet. Die Schubspannungsgeschwindigkeit  $u_*$  wird mit  $u_* \approx 0.05 \cdot u^T$  angenähert, was einem Widerstandsbeiwert von etwa 0,025 entspricht ( $u^T$ : am jeweiligen Meßturm erfaßte Windgeschwindigkeit). Für den Parameter B, der den Einfluß der reibungsbedingten Turbulenz auf die Grenzschichthöhenentwicklung beschreibt, wird der in DRIEDONKS (1982) angegebene Wert (B=5) übernommen. Dem das Entrainment an der Obergrenze der Grenzschicht beschreibenden Faktor A wird in der Literatur eine Spannbreite von ca. 0,1 bis 0,5 zugeordnet. Insbesondere NELSON et al. (1989) und Hägeli et al. (2000), weisen auf die tageszeitliche Abhängigkeit von A hin. Aus Tabelle 1 in DRIEDONKS (1982) kann ein wahrscheinlichster Wert von 0,24 für A abgeleitet werden, welcher auch von BOERS et al. (1984) bestätigt wird (0,22).

#### 2.6.2 Iterative Bestimmung der wahrscheinlichsten Erdoberflächenflüsse

Nach Start des Modells (vgl. Abb. 2.6) werden die aktuellen Werte der variablen Modellparameter festgelegt. Als solche dienen der Entrainmentfaktor *A*, das Flußverhältnis  $FV=(F_{\theta}+F_{q})/F_{rad}$  (2.6.4), die Vertikalbewegung  $w_{+}(z_{i2})$  sowie die Grenzschichtdicke zum Periodenende  $z_{i,PE}$ . Zusätzlich sei Advektion von sensibler und latenter Wärme,  $F_{\theta}^{H}$  und  $F_{q}^{H}$ , erlaubt. Im Folgenden sind die mittleren Werte und die Schwankungsbereiche der variablen Modellparameter sowie die zulässigen Wertebereiche der advektiven Flüsse angegeben.

$z_{i,PE} = z_{i,2}^{+50}$	(2.6.5)	$F_{\theta}^{H} = 0^{+50}_{-50}$	$(2.6.9)^{1)}$
$A = 0,24^{+0,16}_{-0,09}$	(2.6.6)	$F_a^H = 0_{-\infty}^{+\infty}$	$(2.6.10)^{1)}$
$FV = 0,875^{+0,075}_{-0,075}$	(2.6.7)	9	(

$$w_{+,FOA}(z_{i2}) = w_{+,GCM}(z_{i2})^{+MAX}_{-MAX} \{ABS(w_{+,GCM}(z_{i2})),0,0025\}$$
(2.6.8)

<sup>1)</sup> In einem zweiten Modellurchlauf wird ein Schwankungsbereich von  $\pm 50 \text{ Wm}^{-2}$  ( $F_{\theta}$ ) bzw.  $\pm 100 \text{ Wm}^{-2}$  ( $F_q$ ) um den wahrscheinlichsten Wert des ersten Durchlaufs definiert, so daß beispielsweise die maximale Advektion sensibler Wärme im Extremfall  $\pm 100 \text{ Wm}^{-2}$  betragen darf.

Das Verhältnis der aktuell in der FOA gewählten Vertikalbewegung zum Wert des Globalmodells wird auf alle Höhen übertragen und dient ebenso zur Berechnung der Subsidenzflüsse der einzelnen Skalare, (2.7.11, 2.7.12).

$$w_{FOA}(z) = w_{GCM}(z) \cdot \frac{w_{+,FOA}(z_{i2})}{w_{+,GCM}(z_{i2})}$$
(2.6.11)  

$$F_s^{S,FOA} = F_s^{S,FMCA} \cdot \frac{w_{FOA}(z_{i,PE})}{w_{GCM}(z_{i,PE})}$$
(2.6.12)



Abb. 2.7 Ablaufplan der Optimierungsrechnung FOA

Die Ergebnisse der FMCA stellen die ersten Annahmen für die Periodenmittelwerte der FOA-Berechnungen dar. Innerhalb des Grenzschichtmodells wird zuerst die Nettostrahlung für den aktuellen Zeitschritt ermittelt. Dazu dienen die am Turm gemessenen Daten. Die somit vorhandene Abhängigkeit von einer Strahlungsmessung am Boden ist nicht zwingend. Alternativ kann die Strahlung auch an Bord des Flugzeuges erfaßt oder aber modelliert werden. Das Verhältnis der aktuellen Nettostrahlung zu ihrem Periodenmittelwert wird auf alle Skalarflüsse übertragen (2.6.13).

$$F_{s}^{G}(t) = I_{s}^{G} \cdot \frac{F_{rad}(t)}{I_{rad}}$$
(2.6.13)

Nachfolgend werden die Vertikalbewegung im aktuellen Grenzschichthöhenniveau (2.6.11), der Wert  $\Delta s$  für alle Skalare, sowie die Größen  $u_*$  (2.7.9) und  $w_*$  (2.7.10) ermittelt, mit deren Hilfe das Grenzschichtwachstum nach (2.6.3) und die Änderung des Grenzschichtmittelwertes der Skalare nach (2.6.1) berechnet werden. Abschließend werden die Hintergrundprofile für den nächsten Zeitschritt ermittelt. Die am Ende der Periode simulierte Grenzschichthöhe  $z_{i2}$  wird mit der Vorgabe  $z_{i,PE}$  verglichen. Weichen die Werte um mehr als einen Meter voneinander ab, so erfolgt eine Korrektur des Beschleunigungsflusses für den nächsten Iterationsschritt (n+1) gemäß (2.6.14).

$$F_{Buoy}^{n+1} = F_{Buoy}^{n} - 0.2 \cdot \left( z_{i2}^{n} - z_{i,PE}^{n} \right) \cdot \frac{\left( F_{Buoy}^{n} - F_{Buoy}^{n-1} \right)}{\left( z_{i2}^{n} - z_{i2}^{n-1} \right)}$$
(2.6.14)

Die Periodenmittelwerte der Erdoberflächen- und Advektionsflüsse des folgenden Iterationsschrittes werden gemäß (2.6.15) bis (2.6.17) berechnet. Die Advektionsflüsse ergeben sich aus den von der Wahl der Modellparameter abhängigen Flüssen  $F_s^{C+E}$  und  $F_s^S$  sowie dem Erdoberflächenfluß  $F_s^G$ . Sie können in der Simulation zunächst beliebige Werte annehmen.

$$F_q^{G,n+1} = \frac{FV \cdot F_{rad}^G - F_{Buoy}^{G,n+1}}{0.93}$$
(2.6.15)

$$F_{\theta}^{G,n+1} = F_{Buoy}^{G,n+1} - 0,07 \cdot F_q^{G,n+1}$$
(2.6.16)

$$F_c^{G,n+1} = F_c^{C-E} - F_c^S - 0 (2.6.17)$$

$$F_s^{H,n+1} = F_s^{C-E} - F_s^S - F_s^{G,n+1}$$
(2.6.18)<sup>3)</sup>

<sup>3)</sup> da der Advektionsfluß für den Fall des Kohlendioxids konstant gehalten wird ( $F_C^H \equiv 0$ ), treffen (2.6.17) und (2.6.18) bezüglich des Kohlendioxides dieselbe Aussage. Der Erdoberflächenfluss von CO<sub>2</sub> ändert sich demnach nur über den Subsidenzanteil und die Grenzschichthöhe und somit nur mit jeder neuen Kombination dieser Modellparameter.

Nicht jede Kombination der Modellparameter kann die Entwicklung der Grenzschicht und der Skalarkonzentrationen innerhalb der gewählten Vorgaben erklären. Während die Wichtungen der Modellparameter  $z_{i,PE}$ , A, w und FV bereits zu Beginn der Simulation über ihre Wahl festgelegt sind, entscheidet sich die Wichtung der advektiven Flüsse erst am Ende einer Simulation. Sind alle Wichtungen der Parameter eines Modelldurchlaufes von Null verschieden, so wurde eine Lösung gefunden. Deren Gesamtwichtung ergibt sich aus dem Produkt der Wichtungen der einzelnen Parameter (2.6.19).

$$wgt_i = wgt_A \cdot wgt_{FV} \cdot wgt_w \cdot wgt_{z_i} \cdot wgt_{H_{-\theta}} \cdot wgt_{H_{-q}}$$
(2.6.19)

Als Wichtungsfunktionen wurden für  $z_{i,PE}$ , A, w,  $F_{\theta}^{H}$  und  $F_{q}^{H}$  einfache Dreiecksfunktionen gewählt. Diese fallen von eins am mittleren Wert linear auf null an den in (2.6.5) bis (2.6.10) definierten Grenzen der Schwankungsbereiche ab. Für FV (und  $F_{q}^{H}$  eines ersten Durchlaufes) sei die Wichtung innerhalb des Schwankungsbereiches eins und außerhalb null. Anhand der Literatur können auch kompliziertere Funktionen abgeleitet werden. Für  $z_{i,2}$  bieten sich doppelt abfallende Exponentialfunktionen nach WILDE et al. (1985) an, für den Entrainmentparameter A die Abbildungen in BOERS et al. (1984) und für FV die Angaben in STULL (1988) oder aus den an den Türmen gemessenen Daten gewonnene Funktionsverläufe. Anhand der Gesamtwichtungen der einzelnen Lösungen wird im Anschluß an die FOA-Berechnungen eine Wahrscheinlichkeitsverteilung der Flußgrößen und Modellparameter abgeleitet.



Für den sensiblen Wärmefluß des 18.6.00 23 (Abb. 2.8) werden Lösungen im Bereich zwischen ca. 215 Wm<sup>-2</sup> und ca. 285 Wm<sup>-2</sup> gefunden. Die Einzellösung mit der höchsten

Gesamtwichtung liegt bei 244 Wm<sup>-2</sup>. Summiert man die Wichtungen der Einzellösungen in Intervallen auf und normiert diese, so erhält man den Verlauf einer relativen Wahrscheinlichkeit für das Auftreten verschiedener  $F_{\theta}^{\ G}$  (rote Kurve in Abb. 2.8). Sie berücksichtigt die Gesamtheit der Lösungen. Das Maximum dieser Kurve kann, muß aber nicht mit der Lage der Einzellösung maximaler Wichtung übereinstimmen. In diesem Beispiel liegt es bei etwa 230 Wm<sup>-2</sup>. Die Summe derjenigen Einzelwichtungen, die in den schraffierten Bereich in Abbildung 2.8 fallen stellt 95 % der Summe der Wichtungen aller Einzellösungen dar. Somit läßt sich die Aussageschärfe der Optimierungsrechnung einschätzen.

Die FOA-Berechnungen benötigten auf einem Cluster aus 7 bis 12 Prozessoren bereits ca. 4-10 Tage (für alle Budgetperioden). Setzt man entsprechend größere Rechenkapazitäten voraus, so ist der Einsatz simpler mehrdimensionaler Modelle (LAVOIE, 1972, LAVOIE, 1974, ANTHES et al., 1980, DEARDORFF et al., 1984, GLENDENING, 1990, NIEUWSTADT und GLENDENING, 1989, WILCZAK und GLENDENING, 1988) und die Erhöhung der Anzahl variabler Parameter denkbar.

Das Verfahren kann nicht für alle Fälle Ergebnisse liefern. Es profitieren vor allem die Aussagen zu den sensiblen und latenten Wärmeflüssen. Da der Kohlendioxidaustausch für diese Arbeit nicht an eine dieser beiden Größen gekoppelt wurde, fällt der Informationsgewinn in diesem Fall weit geringer aus (vgl. Abschnitt 4.3 bis 4.5). Durch eine statistische Kopplung an die Parameter Nettostrahlung und latenter Wärmefluß oder aber an ein einfaches Modell zum CO<sub>2</sub>-Haushalt der Erdoberfläche kann die Aussagekraft der FOA bezüglich des CO<sub>2</sub>-Flusses gesteigert werden. Da in der vorliegenden Arbeit der Vergleich der einzelnen Methoden im Vordergrund steht, wurde darauf verzichtet.
# 2.7 Bodengestützte Hochrechnung regionaler Flußwerte (Footprint based approach, FPA)

Bei der Methode FPA versucht man, an einzelnen Türmen erfaßten Eddykovarianzmessungen derart hochzurechnen, daß die Ergebnisse mit denen der Budgetrechnungen CBLCA/FMCA grundsätzlich vergleichbar sind.

Ein direkter Vergleich zwischen Turmmessung und Budgetrechnung ist nicht aussagekräftig, da die Quellgebiete der beiden Methoden zu unterschiedlich ausfallen. Das Quellgebiet der Meßtürme umfaßt je nach Meßhöhe und Stabilität der Schichtung einen Bereich von ca. 1 km<sup>2</sup> während des Tages und einigen Quadratkilometern in Nächten mit ausgeprägt stabiler Schichtung (SCHMID, 1994, HORST und WEIL, 1994, KAHARABATA et al., 1999). Das Quellgebiet der Budgetmethoden umfaßt je nach Periodendauer, Windgeschwindigkeit und Diffusionsstärke einige hundert Quadratkilometer (Gl. (3.2.4), (3.2.5)). Somit integrieren die Budgetmethoden über Gebiete mit potentiell heterogenerer Struktur als dies bei einzelnen Turmmessungen der Fall ist.

LEVY et al. (1999) und LLOYD et al. (2001) vergleichen die Ergebnisse ihrer Budgetrechnungen (CBLCA) direkt mit turmbasierten Flußmessungen. CLEUGH und GRIMMOND (2001) nutzen die Quellgebietsabschätzungen von RAUPACH et al. (1993) zur Hochrechnung von turmbasierten Flußmessungen und vergleichen diese mit gleichzeitig durchgeführten Budgetrechnungen. SAMUELSSON und TJERNSTRÖM (1999) stellen flugzeuggestützten Eddykovarianzmessungen Hochrechnungen der Erdoberflächenflüsse des Quellgebietes dieser Flugzeugmessungen gegenüber. Keine der genannten Arbeiten vergleicht Budgetrechnungen mit footprintbasierten Hochrechnungen turmgestützter Eddykovarianzmessungen. Im Folgenden werden die Grundlagen eines solchen Vorgehens erläutert (vgl. Abb.2.9).



Abb.2.9 Zusammenhang zwischen Transportfunktion, Informationsfunktion und Quellfunktion. Oben: homogener Transport über homogener Landschaft, Unten: Heterogener Transport (unterschiedliche Windgeschwindigkeiten) über heterogener Landschaft (unterschiedliche Landnutzung)

Der Meßwert am Punkt x<sub>2</sub> in Abb. 2.9 wird bestimmt durch die Überlagerung der Erdoberflächenflüsse an all denjenigen Punkten in Raum und Zeit, denen dies durch den Transport der Luftmasse während der Budgetperiode ermöglicht wird. Letzteres ist der Fall, wenn Teile der zum Ende der Budgetperiode am Punkt x2 vorhandenen Luftmasse zuvor (während der Budgetperiode) Punkte zwischen x1 und x2 überstrichen haben. Mathematisch ergeben sich zwei vierdimensionale Matrizen. Die Aussagen zum Transport der Luftmasse während der Budgetperiode werden in der Transportfunktion  $f_T(x,y,z,t)$  zusammengefaßt, die Quellen und Senken in der Informationsfunktion  $f_i(x, y, z, t)$ . Die Transportfunktion (vgl. Abb. 2.9) beschreibt die grundsätzliche Möglichkeit eines Punktes, der am Ende gemessenen Luftsäule Informationen aufzuprägen. Die Informationsfunktion beschreibt wie die einzelnen Punkte von der durch die Transportfunktion gegebenen Möglichkeit "Gebrauch" machen. Die Gesamtaussage, die Quellfunktion  $f_Q$ , stellt mathematisch die elementeweise Multiplikation der beiden Matrizen  $f_T$  und  $f_I$  dar, (2.7.1, 2.7.2.). Summiert man alle Elemente der Quellfunktion auf, so läßt sich ein "echter" Vergleichswert der jeweiligen Skalarflüsse für die Budgetmethoden ableiten (2.7.1a). Dieser unterscheidet sich in der Regel von den einzelnen turmbasierten Werten (grün bzw. rot in Abb. 2.9). Somit unterteilt sich die Aufgabe in die Bestimmung der Transportfunktion,  $f_T$  und in die Übertragung der Turmwerte auf das Untersuchungsgebiet (Bestimmung der Informationsfunktion),  $f_I$ .

$$f_{\mathcal{Q}}(x_{i}, y_{j}, z_{k}, t_{l}) = f_{T}(x_{i}, y_{j}, z_{k}, t_{l}) \cdot f_{I}(x_{i}, y_{j}, z_{k}, t_{l})$$
(2.7.1)  

$$\sum_{i,j,k,l} f_{\mathcal{Q}}(x_{i}, y_{j}, z_{k}, t_{l}) = gesuchter \quad Vergleichswert$$
(2.7.1a)  
mit  $f_{I}(x, y, z, t) = F_{s}(x, y, z, t)$ (2.7.2)

## 2.7.1 Bestimmung der Transportfunktion (Footprint)

Die Transportfunktion wird bestimmt durch Advektion und Diffusion während der Budgetperiode. Ihre mathematische Form ist eine vierdimensionale Matrix deren Elemente in der Summe eins ergeben.

$$\sum_{i,j,k,l} f_T(x_i, y_j, z_k, t_l) = 1$$
(2.7.3)

Die Berechnung von  $f_T$  erfolgt in dieser Arbeit schrittweise auf analytischem Wege. In Anlehnung an die Grundlagen der Budgetrechnungen wird von folgenden Annahmen ausgegangen:

- Es wird nur der Teilraum der Luftsäule betrachtet, der die aktuelle Grenzschicht umfaßt, d.h. die Diffusion oberhalb  $z_i(t)$  wird vernachlässigt.
- Alle Skalare werden zwischen Erdoberfläche und  $z_i(t)$  als konstant angenommen.
- Es werden ausschließlich die Erdoberflächenflüsse betrachtet.
- Da nur von zwei Punkten kontinuierliche Winddaten vorliegen, sei der Windvektor während der Budgetperiode (ca. 2-3 h) in Raum und Zeit konstant.
- Die Diffusion auf der Achse des Windvektors sei gegenüber der Wirkung der Advektion mit dem Grundstrom vernachlässigbar. Dies ist nach ZENGER (1998) bei Windgeschwindigkeiten von über 1 ms<sup>-1</sup> der Fall.

Die ersten drei Punkte führen zur Unabhängigkeit von der Höhe z, so daß das Problem räumlich zweidimensional wird. Als Konsequenz aus den letzten beiden Punkten folgt, daß kein Punkt (x,y) mehrmals von Teilen der am Ende beobachteten Luftsäule überstrichen wird. Damit ist das Problem mathematisch und grafisch zweidimensional faßbar, (2.7.5, 2.7.6).

$$f_{Q}(x_{i}, y_{j}, t_{l}) = f_{T}(x_{i}, y_{j}, t_{l}) \cdot f_{I}(x_{i}, y_{j}, t_{l})$$
(2.7.5)  

$$mit \quad f_{T}(x, y, t) = f_{T}(x(t), y(t)) = f_{T}(x, y)$$
(2.7.6)  

$$und \quad f_{I}(x, y, t) = f_{I}(x(t), y(t)) = f_{I}(x, y)$$
(2.7.6)

Legt man zudem die x-Achse des Koordinatensystemes in Richtung des Windvektors, so sind die bekannten analytischen Beziehungen der Ausbreitungsmodellierung auf das Problem übertragbar (vgl. ETLING, 1996).



Abb. 2.10 Prinzip der Gewinnung der Transportfunktion

Links: Informationsausbreitung und Koordinatensystem während der Budgetperiode Rechts: Berechnung der Transportfunktion durch Ausbreitungsrechnung vom Punkt PP aus unter invertierten Advektionsverhältnissen. Das Koordinatensystem wurde an der y-Achse gespiegelt, um die Anwendbarkeit von Gleichung (2.7.7) sicherzustellen

Der Anteil der Luftmasse die ausgehend von Punkt A in Abb. 2.10 den Punkt PP erreicht, entspricht demjenigen der bei einer von PP ausgehenden Ausbreitung (unter invertierten Advektionsverhältnissen) den Punkt A erreichen würde. Somit kann die mehrfache Berechnung der Transportfunktion für alle Punkte A durch eine einzelne Berechnung für den Profilpunkt PP ersetzt werden. Der am Ende der Periode in der Luftsäule enthaltene Informationsgehalt von eins wird während der schrittweise rückwärts durchlaufenen Budgetperiode über Advektion und Diffusion gemäß (2.7.7) auf das Vorfeld des Profilpunktes PP verteilt. Gleichung (2.7.7) stellt die klassische analytische Lösung der Advektions-Diffusionsgleichung in der Ausbreitungsrechnung passiver Luftbeimengungen dar, vgl. ETLING (1996), ZENGER (1998).

$$f_T(x, y) = \frac{1}{\sqrt{4\pi Kt}} \cdot EXP\left[-\frac{(y - y_{PP})^2}{4Kt}\right] = \frac{1}{\sqrt{4\pi K\frac{x}{u}}} \cdot EXP\left[-\frac{u(y - y_{PP})^2}{4Kx}\right]$$
(2.7.7)

Gleichung (2.7.7) ist nur für zeitlich und räumlich konstante Diffusionskoeffizienten K gültig. Sie benötigt als analytische Lösung keinerlei zeitliche Diskretisierung der Budgetperiode. Um die Variation der Diffusionseigenschaften in der Grenzschicht zu berücksichtigen, wurde (2.7.7) vergleichbar einem Schneeballsystem zu jedem Zeitschritt an jedem Gitterpunkt der aktuellen Gitternetzspalte  $x_i$  neu auf die jeweils nächste Gitternetzspalte  $x_{i+1}$  angewandt (vgl. Abb. 2.11).



Abb. 2.11 Wirkungsweise der schrittweise wiederholten Anwendung von (2.7.7) in der Form (2.7.12)

- - -

Der Zeitschritt  $\Delta t$  ist über (2.7.8) definiert. Der Wert  $\Delta x$  ist durch die Gitterweite fest vorgegeben. Zur Bestimmung der mittleren Windrichtung in der Grenzschicht wird der am Turm gemessene Windvektor zeitlich gemittelt. Eine anschließende Drehung um 10° im Uhrzeigersinn bezieht den Reibungseffekt auf die Windrichtung grob ein. Zur Beschreibung des Reibungeffektes auf die vertikale Änderung der Windgeschwindigkeit wurde auf die weit verbreitete Parametrisierung der Windprofile als Potenzprofile (ARYA 1988, ETLING 1996) zurückgegriffen. Ausgehend von konvektiven Verhältnissen, den Installationshöhen der Anemometer sowie von für die Standorte typischen Rauhigkeitslängen und Verdrängungshöhen werden alle an den Türmen gemessenen Windgeschwindigkeiten um 15 Prozent erhöht, um die Windverhältnisse oberhalb etwa 70 m und innerhalb der CBL anzunähern.

$$\Delta t = \Delta x / \overline{\langle u \rangle_i} \tag{2.7.8}$$

$$u_* \approx 0.05 u^T \tag{2.7.9}$$

$$w_* = \left[\frac{g}{\langle \boldsymbol{\theta}_{\boldsymbol{V}} \rangle} F_{buoy}^{G}(\boldsymbol{x}_i(t), \boldsymbol{y}_i)\right]^{1/3}$$
(2.7.10)

$$K = 0.15z_{\star} \cdot \sqrt{(w_{\star}^2 + 4u_{\star}^2)}$$
(2.7.11)

Der horizontale Diffusionskoeffizient wird nach SCHUMANN (1991) über (2.7.11) parametrisiert, wobei die Größen u\* und w\* zu jedem Zeitschritt an jedem der aktuellen Ausgangspunkte neu berechnet werden, (2.7.9, 2.7.10). Nach STULL (1988) erstreckt sich der Einflußbereich einzelner konvektiver Elemente auf etwa  $1,5z_i$ . Deshalb wurde der horizontale Diffusionskoeffizient *K* im Umkreis von  $1,5z_i$  tiefpassgefiltert (Mittelwertbildung). Dies dient der Berücksichtigung der durch die konvektiven Elemente hervorgerufenen Ausbreitung der Turbulenz.

$$f_{T}^{x_{i},y_{j}}(x_{i+1},y) = \frac{1}{\sqrt{4\pi K(x_{i},y_{j})\Delta t}} \cdot EXP\left[-\frac{(y-y_{j})^{2}}{4K(x_{i},y_{j})\Delta t}\right]$$

$$= \frac{1}{\sqrt{4\pi K(x_{i},y_{j})\frac{\Delta x}{u}}} \cdot EXP\left[-\frac{u(y-y_{j})^{2}}{4K(x_{i},y_{j})\Delta x}\right]$$
(2.7.12)

Um den Rechenaufwand zu begrenzen, wurde die Reichweite der Funktion (2.7.12) in y-Richtung auf 50 Gitterpunkte beschränkt. Die so errechneten 101 Werte werden derart normiert, daß ihre Summe eins ergibt, (2.7.13).

$$f_{T_n}^{x_{i},y_j}(x_{i+1},y) = \frac{f_T^{x_i,y_j}(x_{i+1},y)}{\sum_k f_T^{x_i,y_j}(x_{i+1},y_k)}$$
(2.7.13)

Nach Multiplikation mit dem Wert der Matrix am jeweiligen Ursprungspunkt der Berechnung, erfolgt, durch Summenbildung der sich überlagernden Werte für die nächste Gitterspalte (blau, rot, grün in Abb. 2.11), die Berechnung der Matrixwerte für jeden Punkt der neuen Gitterspalte, (2.7.14).

$$f_T^{PP}(x_{i+1}, y) = \sum_{j,k} [f_{Tn}^{x_i, y_j}(x_{i+1}, y_k) \cdot f_{Tn}^{PP}(x_i, y_j)]$$
(2.7.14)

Zur Unterdrückung numerischer Ungenauigkeiten erfolgt abschließend eine Normierung der gesamten neuen Spalte auf eins, (2.7.15). Am Ende des Verfahrens nach n Zeitschritten, existieren n+1 Gitterspalten mit der Spaltensumme eins. Zur endgültigen Berechnung der Transportfunktion werden alle Elemente der Matrix durch n+1 dividiert, (2.7.16).

$$f_{Tn}^{PP}(x_{i+1}, y) = \frac{f_T^{PP}(x_{i+1}, y)}{\sum_j f_T^{PP}(x_{i+1}, y_j)}$$
(2.7.15)

$$f_T(x,y) = \frac{f_{Tn}^{PP}(x,y)}{n+1}$$
(2.7.16)



Abb. 2.12

Transportfunktionen (90% Gebiet) unter verschiedenen beispielhaften Diffusionsbedingungen (s.Text). Jede Graustufe entspricht 10% der Summe der Transportfunktion

(Windgeschwindigkeit konstant 5 ms<sup>-1</sup>, Abmessungen der Felder 50 km x 14 km)

Abbildung 2.12a und 2.12b zeigen die sich ergebenden Transportfunktionen bei konstanten Diffusionskoeffizienten von nahe  $0 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  bzw. 400 m $^2\text{s}^{-1}$ . In Abb 2.12c wächst die Diffusionsstärke während der Budgetperiode linear von nahe  $0 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  auf 400 m $^2\text{s}^{-1}$  an, in Abb. 2.12d fällt sie während dieser linear von 400 m $^2\text{s}^{-1}$  auf nahe  $0 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  ab. Somit steht Abb. 2.12a stellvertretend für den Fall der eindimensionalen Herleitung (vgl. Abb. 2.9), Abb. 2.12b für die Budgetperioden in den Nachmittagsstunden mit annähernd konstanten

Diffusionsbedingungen, Abb 2.12c für die Grenzschichtentwicklung am Morgen und Abb. 2.12d für die späten Nachmittags- und frühen Abendstunden.

Sofern das Windfeld während der Budgetperioden in Raum und Zeit besser bekannt ist, sollte der analytischen eine rein numerische Lösung vorgezogen werden. Somit könnten auf einfache Weise Änderungen des Windvektors in Betrag und Richtung berücksichtigt werden. Die zweidimensionale Darstellbarkeit geht dadurch teilweise verloren, da aus einem gegebenen Punkt (x,y) zu verschiedenen Zeiten Informationen stammen können.

# 2.7.2 Bestimmung der Informationsfunktion

Jede beliebige an den Gitternetzpunkt koppelbare Information kann als transportierbar angesehen werden, z.B. der Strahlungseintrag oder auch die Bevölkerungsdichte. In der vorliegenden Arbeit sind die Skalarflüsse an der Erdoberfläche,  $F_s^{\ G}$ , die betrachteten Informationen.



Abb. 2.13 Generalisierte Landnutzung des Untersuchungsgebietes sowie Lage der Fluggebiete und Meßtürme

Die an den Türmen gemessenen Daten wurden mit Hilfe einer stark generalisierten Landnutzungsklassifikation auf die Region übertragen. Bis Januar 2001 stand nur ein Meßturm am Standort Hainich (Laubwald) zur Verfügung. Danach sind zusätzlich Daten des zweiten Meßturmes am Standort Gebesee (Landwirtschaft) vorhanden. Als Basis der Landnutzungsklassifikation diente der Datensatz mit 100 m Gitterweite des "CORINE Landcover"-Programmes von Deutschland (STATISTISCHES BUNDESAMT, 1997). Die Klassifikationstiefe mußte auf Grund der geringen Anzahl der Meßtürme sehr stark verringert werden. Nach erfolgter Generalisierung umfaßt sie die Landnutzungsklassen Wald, Acker, Wasserflächen und urbane Gebiete.

Im Folgenden wird extrem vereinfachend angenommen, alle daß Punkte der Wald den Landnutzungsklasse durch Standort Hainich und alle Punkte der Landnutzungsklasse Acker durch den Standort Gebesee beschreibbar sind. Für alle anderen Punkte sollen unten beschriebene Annahmen gelten. Es wurden nicht die Flußwerte selbst, sondern deren Verhältnis zur jeweiligen Nettostrahlung übertragen (2.7.18). Die Nettostrahlung selbst wird entfernungsgewichtet übertragen. Sie setzt sich an jedem Punkt über Anteile der beiden Turmwerte zusammen, wobei ein quadratischer Abfall der Wichtungen mit der Entfernung angenommen wurde (2.7.17).

$$F_{rad}(x,y) = F_{rad}(x(t),y(t)) = \frac{\frac{1}{(r^{Hainich})^2} \cdot F_{rad}^{Hainich}(t) + \frac{1}{(r^{Gebesee})^2} \cdot F_{rad}^{Gebesee}(t)}{\frac{1}{(r^{Hainich})^2} + \frac{1}{(r^{Gebesee})^2}}$$
(2.7.17)

$$f_{I}(x,y) = F_{s}^{k}(x,y) = F_{rad}(x,y) \cdot \frac{F_{s}^{T,k}(t)}{F_{rad}^{T,k}} \qquad mit \quad k = Landnutzungsklasse \qquad (2.7.18)$$

Abweichend davon gelten für die Landnutzungsklasse Wasser folgende Annahmen.

$$F_{\theta} = F_c = F_q = 0 \tag{2.7.19}$$

Die Annahme von  $F_q = 0$  ist sicherlich unzutreffend, jedoch ist der Flächenanteil der Wasserflächen derart gering, daß auf eine Berechnung der Verdunstung verzichtet wurde.

Bei urbanen Gebieten wird von einer sechzigprozentigen Versiegelung ausgegangen, welche 25 Prozent der Nettostrahlung zwischenspeichert und 75 Prozent als sensible Wärme abgibt (GRIMMOND und OKE, 1999). Die restlichen Flächenanteile sollen ein Bowenverhältnis von eins besitzen und dabei 85 Prozent der Nettostrahlung als sensible oder latente Wärme wieder freisetzen, (2.7.20, 2.7.21). Die Kohlendioxidflüsse sind nur schwer abschätzbar, da sich Quellen und Senken überlagern. Aus diesem Grund werden sie hier in grober Näherung vernachlässigt, (2.7.22).

$F_{\theta} = 0.62 \cdot F_{rad}$	(2.7.20)
$F_q = 0,17 \cdot F_{rad}$	(2.7.21)
$F_{c} = 0$	(2.7.22)

Die strenge Kopplung der Flüsse an die Landnutzung vernachlässigt jedwede Heterogenität innerhalb einzelner Landnutzungsklassen. Dies ist insbesondere für die Landnutzungsklasse Acker nicht zutreffend. Dieser Nachteil könnte durch Einsatz geeigneter Satellitenbilder (z.B. NDVI) abgemildert werden. Dabei sollten die Fernerkundungsdaten der Interpolation der Meßwerte der Türme dienen.

Auf Grund der getroffenen Annahmen und der geringen Anzahl der zur Verfügung stehenden Meßtürme im Untersuchungsraum, sind die Ergebnisse der Hochrechnung nur im Sinne einer Abschätzung zu verstehen. Für den Zeitraum vor Januar 2001 (oder bei Ausfall eines Turmes) fällt die Hochrechnung weitgehend auf einen direkten Vergleich mit Daten eines einzelnen Turmes zurück. Anhand des Anteiles der durch den Turm repräsentierten Landnutzungsklasse im Quellgebiet läßt sich zumindest die Aussagekraft eines solchen Vergleiches abschätzen (vgl. Abschnitt 3.2).

# 2.7.3 Beispiele für Transport- und Quellfunktion

Im Folgenden werden die Ergebnisse der FPA für eine ausgesuchte Periode vorgestellt. Abb. 2.14 zeigt die Lage des Quellgebietes der zweiten Budgetperiode am 10.5.01 (Ackerstandort Gebesee). An diesem Tag wurde zwischen Beginn (13:13, MEZ s.S.5) und Ende (16:32) der Periode ein nahezu wolkenloser Verlauf der Nettostrahlung aufgezeichnet. Eine kräftige NO-Strömung erzeugt eine große Advektionslänge, die von Gebesee bis in den Raum Weissenfels/Merseburg reicht. Während der Periode nimmt die Nettostrahlung um etwa die Hälfte ab. Im Hainich zeigen die Flußdichten sensibler und latenter Wärme bei Bowenverhältnissen um 2 ein ähnliches Verhalten (vgl. Abb. 7.12c). Über den Ackerflächen bei Gebesee sinken die Bowen-verhältnisse auf weit unter 0,5 und der sensible Wärmefluß beginnt gegen 15:30 negativ zu werden. Die CO<sub>2</sub>-Flüsse verlaufen weitgehend parallel zur Nettostrahlung. Die konvektiv erzeugte Turbulenz nimmt während der Periode ab und ist über den Ackerflächen besonders gering. Somit ergibt sich ein der Abb. 2.12d ähnelndes Quellgebiet (Abb. 2.15a).



Abb. 2.14 Lage des Quellgebietes am 10.5.01\_23

Durch die lokal sehr unterschiedliche Anregung der Turbulenz, fallen die Matrixwerte der Transportfunktion im Unterschied zu Abb. 2.12d in Abb. 2.15a asymetrisch aus. Abbildung 2.15b zeigt die Landnutzung im Quellgebiet. Der hell dargestellte Bereich umfaßt 95 Prozent der Transportfunktion. (Er ist deshalb etwas größer als die, durch die Graustufen abgegrenzte Fläche in Abb. 2.15a, welche 90 Prozent der Transportfunktion umfaßt.) Die Landnutzungsklassen bilden die Grundlage zur Gewinnung der Informationsfunktion. Abb. 2.15c zeigt die Quellfunktion für den Nettostrahlungsfluß. Diese Darstellung ist ein Beispiel für die Fähigkeit der Methode, den Einfluß von Informationen beliebiger Art darzustellen. Durch die horizontal homogene Struktur der Nettostrahlung ähnelt Abb. 2.15c der Darstellung der Transportfunktion. Die Wirkung der abnehmenden Nettostrahlung zeigt sich durch den Versatz der Graustufen um etwa eine Graustufe ins Luv der Profilmessung. Damit gewinnen weiter luvseitig liegende Punkte im Raum an Bedeutung.

Abbildung 2.15d und 2.15e zeigen die Quellfunktionen der sensiblen und latenten Wärme. Durch die extrem unterschiedlichen Bowenverhältnisse zeigen sie sich stark strukturiert. Insbesondere Abb. 2.15d wird durch die Wirkung der Informationsfunktion der sensiblen Wärmeflüsse dominiert. Deutlich sind die herausragenden Waldflächen und urbane Gebiete zu erkennen (heller). Da über den Ackerflächen der sensible Wärmestrom gegen 15:30 negativ wird, tragen hier nur weit luvseitig liegende Flächen zum Budget bei (dunkler). Im letzten Drittel der Periode findet Eintrag von sensibler Wärme in die CBL fast ausschließlich



- Abb. 2.15 Transportfunktion, Landnutzung (Informationsfunktion) und Quellfunktion am 10.5.01\_23, Abmessungen jeweils 73 km x 15 km, horizontale Auflösung 100 m x 100 m Die Ausrichtung der Grafiken entspricht dem Windvektor der Periode, d.h. von ONO (rechts) nach WSW (links, Gebesee). Der Ort der Flugmessungen (Standort Gebesee) ist durch den schwarzen Punkt auf der linken Seite gegeben.
- (a) Transportfunktion
- (b) Landnutzung im Quellgebiet (Gelb-Acker, Grün-Wald, Rot-Urban, Blau-Wasser)
- (c) Quellfunktion der Nettostrahlung
- (d) Quellfunktion der sensiblen Wärme
- (e) Quellfunktion der latenten Wärme
- (f) Quellfunktion des Kohlendioxides
- Graustufen: Pixel die zusammen 90% der jeweiligen Matrixsumme ergeben und deren Einzelwert höher als jeder der ockerfarbigen ist, jede Graustufe entspricht 10 % der Matrixsumme
   Ocker: Pixel die zusammen die restlichen 10% der jeweiligen Matrixsumme ergeben

über Waldflächen statt. Ein nahezu umgekehrtes Abbild zeigt Abb. 2.15e. Die große Teile des Quellgebietes einnehmenden Ackerflächen weisen hohe latente Wärmeflüsse auf, welche weitgehend parallel zur Nettostrahlung verlaufen. Damit ähneln diese Teile der Abb. 2.15c. Die Waldgebiete tragen nur einen geringen Anteil zum Gesamtbudget der latenten Wärme bei. Dies spiegelt sich in ihrer dunkleren oder gar ockerfarbenen Einfärbung in Abb. 2.15e wieder.

Die Quellfunktion des CO<sub>2</sub>-Budgets, Abb. 2.15f, zeigt sich weitgehend konform zu Quellfunktion der latenten Wärme. Die Unterschiede im Einfluss der beiden Hauptlandnutzungsklassen, Acker und Wald, sind dabei noch etwas größer.

# 3. Meßwerterfassung

# 3.1 Standortbeschreibung

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden an zwei Standorten des Bundeslandes Thüringen flugzeug- und bodengestützte Messungen erhoben. Sowohl am Standort "Hainich" als auch am Standort "Gebesee" wurden durch die zentrale Abteilung "Freiland" des MPI-BGC kontinuierliche Messungen der Größen des Energie- und Kohlenstoffhaushaltes durchgeführt. Parallel dazu fanden während mehrerer Kampagnen in den Jahren 2000 und 2001 Flugzeugmessungen statt.

## 3.1.1 Standort "Hainich"

Die Laubwälder (hauptsächlich Buche) des Hainich erstrecken sich auf einer Fläche von ca. 40 km x 10 km in nord-südlicher Richtung und bilden die Westgrenze des Thüringer Beckens. Der Höhenzug aus Kalkstein überragt seine östliche Umgebung um ca. 200 m. Das Gelände fällt in Richtung des Thüringer Beckens flach, nach Westen hin steiler in das Tal der Werra ab. Während im Westen eine sehr kleinräumige Landnutzung in hügeliger Landschaft vorherrscht, wird die sich im Osten anschließende Ebene durch größere landwirtschaftliche Einheiten dominiert.



Abb. 3.1 Blick auf den Hainich in nördlicher Richtung, die Landwirtschaftsflächen des Thüringer Beckens im Osten

Im südlichen Teil des Hainich betreibt das MPI-BGC seit 1999 einen 43 m hohen Meßturm (Baumhöhe direkt am Turm ca. 33 m) zur Erfassung der Energie- und Kohlenstofflüsse (10,452°E; 51,078°N). Die Ableitung der Flußgrößen folgt der EUROFLUX Methodik (AUBINET et al., 2000, KNOHL et al., 2003). In Ergänzung dazu werden zusätzliche Datensätze wie Stamm-temperaturen, Bodenatmung, Bodentemperatur und Bodenfeuchte sowie statistische, vorwiegend die Vegetation beschreibende Datensätze erhoben.

# 3.1.2 Standort "Gebesee"

Das sich östlich an den Hainich anschließende Thüringer Becken umfaßt ein Gebiet von ca. 2000 km<sup>2</sup> nördlich und südlich des Flusses Unstrut und ist überwiegend durch landwirtschaftliche Nutzung geprägt. Die Ebene wird durch flache, die Umgebung ca. 10-20 m überragende Hügel unterbrochen.



Abb. 3.2 Nahumfeld des Standortes Gebesee, ca. 2 km x 2 km

Im zentralen Teil des Beckens, etwa 15 km nördlich der Landeshauptstadt Erfurt, in unmittelbarer Nachbarschaft des Ortes Gebesee (10,917°E; 51,102°N), wird seit Januar 2001 ein zweiter 6 m hoher Meßturm auf einer landwirtschaftlichen Nutzfläche betrieben. Diese erstreckt sich in allen Richtungen ca. 1 km um den Meßturm. Die dominierende Ackerfrucht im Jahr 2001 war Wintergetreide. Die Instrumentierung entspricht der am Standort Hainich.

# **3.2 Standortanalyse**

Mit Hilfe der FPA soll die Aussagekraft von Budgetrechnungen über den beiden Standorten abgeschätzt werden. Das im Folgenden beschriebene Verfahren kann in der Praxis dazu dienen, einen Standort im Vorfeld besser kennenzulernen, gegebenenfalls einen anderen zu wählen oder aber das Flugmuster entsprechend Wettersituation und Aufgabenstellung anzupassen.

Ziel der CBL-Budgetrechnung sei es, ein Gebiet von 100 km x 100 km zu repräsentieren, dessen Zentrum der jeweilige Standort bildet. Die Abmaße der Zielregion sind willkürlich festgelegt und dienen ausschließlich der Demonstration der Methodik der Standortanalyse. Die Wahl eines anderen Zielgebietes beeinflußt zwangsläufig deren Aussage. Der Vergleich wird anhand der Landnutzung im Zielgebietes der Budgetrechnung gewonnen. Räumliche und zeitliche Unterschiede in den Flußgrößen innerhalb einer Landnutzungsklasse bleiben in diesem allgemeinen Ansatz unberücksichtigt.

Die Landnutzungsanteile  $\alpha_k$  im Ziel- und im Quellgebiet ergeben sich aus (3.2.1) und (3.2.2). Die Aussagekraft *AK* des Quellgebietes, hinsichtlich des definierten Zielgebietes, errechnet sich unter Berücksichtung der gegebenen Landnutzungsklassen (LNK) nach (3.2.3). Es wird auf die bereits im Abschnitt 2.8 vorgestellte generalisierte Landnutzungsklassifikation zurückgegriffen.

$$\alpha_k^{ZG} = \frac{1}{N_i N_j} \sum_{i,j,k}^{N_i N_j} f_k(x_i, y_j) \quad mit \quad f_k = 1 \quad wenn \quad LNK(x_i, y_j) = k \quad (3.2.1)$$

$$\alpha_k^{QG} = \sum_{i,j,k} f_T(x_i, y_j) f_k \qquad und \quad f_k = 0 \quad wenn \quad LNK(x_i, y_j) \neq k \qquad (3.2.2)$$

$$AK = \sum_{k} \alpha_{k}^{ZG} MIN(\frac{\alpha_{k}^{QG}}{\alpha_{k}^{ZG}}, 1)$$
(3.2.3)

## 3.2.1 Landnutzungsverteilung

N M

Wenn man von obigen Vorgaben (100 km x 100 km) ausgeht, umfaßt das Zielgebiet des Standortes Hainich 31% Wälder, 63% Ackerland und 5% urbanes Gebiet. Um Gebesee liegen die entsprechenden Werte bei 26%, 67% und wiederum 5 Prozent. In beiden Fällen nehmen Wasserflächen weniger als 1 Prozent der Gesamtfläche ein. Die Landnutzungsverteilung innerhalb eines Umkreises von 50 km in Abhängigkeit der Himmelsrichtung vermittelt Abbildung 3.3.

Im Umfeld des Hainich zeigt die Landnutzungsverteilung eine klare Zweiteilung entlang einer Linie von NNW-SSO. Westlich dieser Linie ist das Gebiet zu annähernd gleichen Teilen mit Wald und Acker bedeckt, östlich der Linie dominieren die landwirtschaftlichen Flächen mit einem Anteil von etwa 75 Flächenprozent. Der Standort Gebesee wird gänzlich von der Landnutzungsklasse Acker dominiert. Die Waldgebiete erreichen nur 15 bis 30 Prozent Flächenanteil. Deutlich ist der Einfluß der Stadt Erfurt im SSO zu erkennen.



Abb. 3.3 Polare Abhängigkeit der Landnutzungsverteilung (angegeben in Prozent) im 50 km Umkreis der Standorte Hainich (a) und Gebesee (b)

### 3.2.2 Mittelwert und polare Variabilität der Aussagekraft

Die Abhängigkeit der Aussagekraft von der Diffusionsstärke K beschränkt sich auf eine Glättung der polaren Variabilität von AK. Auf diesem Wege wird so z.B. die Dominanz der Stadt Erfurt im SSO von Gebesee minimiert. Eine signifikante Steigerung von AK ist weder um den Hainich noch um Gebesee zu beobachten, Abb. 3.4.



Abb. 3.4 Abhängigkeit der Aussagekraft (angegeben in Prozent) von der Diffusionsstärke K, u=5 ms<sup>-1</sup>, t<sub>2</sub>-t<sub>1</sub>=10<sup>4</sup>s, (a) Hainich, (b) Gebesee

Mit sinkender Advektionlänge AL ( $AL=u(t_2-t_1)$ )steigt der Einfluß von K gegenüber AK an. Abbildung 3.5 zeigt für den Standort Hainich eine deutliche Tendenz zu höheren und stabileren Werten der Aussagekraft AK mit steigender Periodendauer. Es läßt sich hier eine kritische Advektionslänge von ca. 10 bis 15 km definieren, unterhalb derer der Wert AK rasch abfällt. Die Umgebung des Standortes Gebesee ist insgesamt homogener. In der Praxis ist die Gültigkeit dieser Aussage jedoch durch die unterschiedliche Nutzung der Ackerflächen eingeschränkt. Legt man ausschließlich die genannten vier Landnutzungsklassen zu Grunde, so ist eine kritische Advektionslänge nur schwer definierbar. Allerdings steigt der Wert *AK* ab  $AL\approx25 \ km$  linear an. Bei Advektionslängen zwischen 7 und 42 km ist der Standort Hainich, bezogen auf das definierte Zielgebiet, repräsentativer als der Standort Gebesee. Diese Aussage ist vom festgelegten Zielgebiet und von der Zulässigkeit der Generalisierung der Landnutzung bezüglich der Flußdichten abhängig.



Der steile Abfall der Standardabweichungen in der unmittelbaren Umgebung des Standortes Hainich ist Ausdruck der nur kleinräumig vorhandenen Homogenität im Umfeld des Meßturmes. Um Gebesee ist die Standardabweichung deutlich geringer. Sie steigt erst ab etwa 20 km Advektionslänge linear an und fällt ab etwa 30 km mit den Werten für den Hainich zusammen.

## 3.2.3 Die Größe der Quellgebiete

Mit Hilfe der FPA wurden verschiedene Quellgebiete in Abhängigkeit der Parameter Windgeschwindigkeit u, Diffussionsstärke K und Periodendauer  $t_2$ - $t_1$  berechnet. Aus den ermittelten Flächen läßt sich der funktionelle Zusammenhang (3.2.4) ableiten (vgl. auch Abb. 3.6, Rot).

$$A_{QG}(km^2) \approx 3.8 \cdot 10^{-6} \,\overline{u}(t_2 - t_1) \sqrt{\overline{K}(t_2 - t_1)} \qquad f \overline{u} r \,\overline{u} \ge 1ms^{-1} \qquad (3.2.4)$$

Als Grundlage für die Ableitung von (3.2.4) dienten Windgeschwindigkeiten zwischen 1 und 5 ms<sup>-1</sup>, konstante Diffussionskoeffizienten zwischen 0,1 und 800 m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup> sowie Periodendauern zwischen 1000 und 10000 Sekunden. Das ermittelte Quellgebiet  $A_{QG}$  umfaßt dabei den Teil der 95 Prozent der Transportfunktion  $f_T$  ausmacht.

$$A_{OG, Raupach}(km^2) = MAX(|\vec{u}|, \sigma_u)\sigma_v(t_2 - t_1)^2 \approx |\vec{u}| \overline{w_*}(t_2 - t_1)^2 \qquad (3.2.5)$$

RAUPACH et al. (1993) und CLEUGH und GRIMMOND (2001) verwenden (3.2.5) zur Abschätzung des Flächeninhaltes des Quellgebietes am Boden. Dabei gehen CLEUGH und

GRIMMOND (2001) von einem Länge-Breite-Verhältnis von 1,5 aus. Sie stellen nur geringfügige Änderungen der Landnutzungszusammensetzung bei veränderten Verhältnissen fest. In Abbildung 3.6 findet sich die Gegenüberstellung der nach (3.2.4) und (3.2.5) berechneten Quellgebietsgrößen und den entsprechenden von der FPA modellierten Werten. Dabei zeigen die grün dargestellten Resultate nach (3.2.4) die zu erwartende Nähe zur 1:1-Linie. Die gelb dargestellten Werte nach (3.2.5) sind etwa doppelt so groß wie die modellierten Werte und weisen eine deutlich stärkere Streuung auf.



# 3.3 Bodengestützte Messungen

Der operationelle Betrieb der beiden Meßtürme und die Berechnung der Flußdaten oblag weitgehend den zentralen Abteilungen des MPI-BGC. Die für die Arbeit verwendeten Datensätze und Instrumente sind in Abschnitt 7.2.1 aufgeführt.

Die Zeitreihen der Flußdaten wurden hinsichtlich auftretender Speicherterme und der Energieschließung Korrekturen unterworfen.

## 3.3.1 Berechnung der Speicherterme

Die Geräte zur Messung der Flußgrößen Strahlung, sensible und latente Wärme sowie Kohlendioxidfluß befinden sich oberhalb der Vegetation. Der Bodenwärmestrom wird 2 cm unterhalb der Bodenoberfläche gemessen. Zur vollständigen Berechnung der Energiebilanz muß das Speichervermögen des Volumens zwischen diesen beiden Höhen bekannt sein. Dieses Volumen umfaßt neben der Bestandesluft und der oberirdischen Biomasse auch die oberste Schicht des Erdbodens. Alle Bestandteile tragen mit unterschiedlichen Volumina und Wärmekapazitäten zum Speicherterm  $F_{Sp}$  bei.

$$F_{rad} = F_{\theta} + F_q + F_G + F_{Sp} \tag{3.3.1}$$

Gleichung (3.3.1) stellt die Energiebilanz des beschriebenen Volumens dar. Auf Grund der Energieerhaltung ist sie stets erfüllt. Treten zufällige und oder systematische Fehler in den Messungen der Flußgrößen auf, oder erfassen die Messungen Teile der Flußgrößen (advektive Vorgänge) nicht, so ist die Energiebilanz scheinbar nicht geschlossen. Es tritt ein von Null verschiedenes Residuum  $F_R$  auf (3.3.2).

$$F_{rad} = F_{\theta} + F_{q} + F_{G} + F_{Sp} + F_{R}$$
(3.3.2)

Alle Terme, die Energie in Form von sensibler Wärme speichern, lassen sich durch Gleichung (3.3.3) darstellen.

$$F_{Sp} = V \cdot c \; \frac{dT}{dt} \tag{3.3.3}$$

Dabei ist  $F_{Sp}$  der zu ermittelnde Speicherterm in Wm<sup>-2</sup>, V das Volumen Speicher pro Quadratmeter Grundfläche, c die volumetrische Wärmekapazität des Speichers in Jm<sup>-3</sup>K<sup>-1</sup> und dT/dt die zeitliche Änderung der Temperatur des Speichers. Positive Werte stehen dabei für Energiespeicherung, negative für Energieabgabe.

### Speicherung sensibler Wärme durch das Holz

Der Bestand umfaßt im Umfeld des Standortes Hainich 545 m<sup>3</sup>ha<sup>-1</sup> Stammholz und weitere 135 m<sup>3</sup>ha<sup>-1</sup> Astholz (MUND, persönl. Mitteilungen, 2001). Bei einer Bestandsdichte von 287 Bäumen pro Hektar und einer mittleren Baumhöhe von 27 m ergibt sich ein mittlerer Durchmesser der Bäume von etwa 30 cm. Die äußeren 5 cm dieses Querschnittes sowie das Astholz (im Folgenden "äußeres Holz" (~a) ) werden in der Parametrisierung (s.u.) als schnell ansprechend auf äußere Temperaturschwankungen behandelt. Die inneren Teile des Stammes

(im Folgenden "inneres Holz" ( $\sim_i$ ) ) werden als langsam ansprechend behandelt. Diese Aufteilung scheint anhand gemessener Holztemperaturen zweckmässig.

Da die Holztemperaturen nicht für alle Kampagnen vorliegen, wurde ein einfaches Verfahren zur Beschreibung von Amplitude und Phasenlage der Temperaturschwankungen entwickelt. Die Temperaturschwankungen des inneren Holzes seien ausschließlich durch Energieaustausch mit dem äußeren Holz verursacht. Dabei wird das Holz wie ein träges Meßinstrument beschrieben, welches versucht, sich den äußeren Gegebenheiten (hier der Temperatur des äußeren Holzes), anzupassen. Im Fall des äußeren Holzes kann analog verfahren werden, wenn man den Energieaustausch mit der umgebenden Bestandsluft berücksichtigt. Die mathematische Beschreibung erfolgt mit Hilfe rekursiver digitaler Filter (MCMILLEN, 1988).

$$T_{i}^{n} = \alpha_{i} T_{i}^{n-1} + (1 - \alpha_{i}) T_{i}^{n}$$
(3.3.4)

$$T_a^n = 0.5 \cdot \left( \alpha_a T_a^{n-1} + (1 - \alpha_a) T_L^n + \alpha_i T_a^{n-1} + (1 - \alpha_i) T_i^n \right)$$
(3.3.5)

$$mit \quad \alpha = EXP\left(\frac{-\Delta t}{\tau_{63}}\right) \tag{3.3.6}$$

Dabei steht  $T_i^{n-1}$  für die Temperatur des inneren Holzes des letzten Zeitschrittes,  $T_a^n$  für die Temperatur des äußeren Holzes zum aktuellen Zeitschritt und  $T_L$  für die der Bestandsluft. Der Erinnerungsfaktor  $\alpha$  ist abhängig vom Zeitschritt  $\Delta t$  und der Dauer die das System für das Ausgleichen von  $(1-e^{-1})\approx 63$  % eines vorgegebenen Sprunges der Meßgröße benötigt ( $\tau_{63}$ ). Um die Gleichungen explizit lösen zu können, wurden die Werte  $T_a^n$  in (3.3.4) und  $T_i^n$  in (3.3.5) durch die jeweiligen Werte des vergangenen Zeitschrittes approximiert. Als Startbedingung wurde Temperaturkonstanz angenommen. Als optimale Werte für die Anpasszeit  $\tau_{63}$  konnten für den äußeren Prozeß (Luft-äußeres Holz) 20000 s und für den inneren Prozeß (äußeres Holz-inneres Holz) 70000 s ermittelt werden. Die berechneten Temperaturschwankungen stimmen in Phasenlage und Amplitude gut mit denen der gemessenen Zeitreihen überein, Abb. 3.7.



Abb. 3.7 Berechnete und gemessene Holztemperaturen am 26.7.01, Standort Hainich

Schwarz: berechnet Rot: gemessen Durchgezogen: äußeres Holz Gestrichelt: inneres Holz

Die volumetrische Wärmekapazität des Holzes schwankt mit der Baumart und dem Wassergehalt im Holz, der Holzfeuchte. Buche, Eiche und Ahorn weisen im Kern- und im Splintholz etwa 70-90 Prozent Holzfeuchte (100·Wassermasse/Trockenholzmasse) auf. Die Darrdichten (Dichte bei absoluter Trockenheit des Holzes) liegen bei diesen Baumarten bei etwa 0,7 gcm<sup>-3</sup>. Trockenes Holz besitzt eine spezifische Wärmekapazität von etwa

1,36 kJkg<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>. Aus diesen Werten und den bekannten Werten für Wasser läßt sich eine volumetrische Wärmekapazität  $c_H$  von ca. 3,44 MJm<sup>-3</sup>K<sup>-1</sup> für lebendes Holz der typischen Baumarten am Standort Hainich ableiten und der Speicherterm der Holzanteile berechnen, (3.3.7).

$$F_{H} = F_{Hi} + F_{Ha} = c_{H} \left( V_{Hi} \frac{dT_{Hi}}{dt} + V_{Ha} \frac{dT_{Ha}}{dt} \right)$$
(3.3.7)

Am Ackerstandort Gebesee wurden diese Terme nicht berücksichtigt.

#### Speicherung sensibler Wärme durch die Blätter

Bei der Berechnung der Speicherfähigkeit der Blätter wird von einem Blattflächenindex (LAI) von 6 während des Sommerhalbjahres (Mai bis September) und 0 während des Winters

$$F_{Bl} = V_{Bl} \cdot c_w \cdot \frac{dT_L^o}{dt}$$
(3.3.8)

(November bis März) ausgegangen. Die Monate April und Oktober stellen Übergangsmonate dar, in denen Anstieg bzw. Abfall des LAI linear approximiert wird. Als Blattstärke seien 0,2 mm angenommen. In den Sommermonaten stehen somit ca. 0,0012 m<sup>3</sup>m<sup>-2</sup> Blattvolumen zur Speicherung zur Verfügung. Überwiegender Bestandteil der Blätter sei Wasser (Wärmekapazität c<sub>w</sub>), der Einfluß der restlichen Bestandteile sei gering. Die Temperaturschwankungen der Blätter werden durch die Zeitreihe der Lufttemperatur knapp oberhalb des Bestandtes näherungsweise beschrieben.

#### Speicherung sensibler Wärme durch die Bestandsluft

Die Luftsäule zwischen Bodenoberfläche und akustischem Anemometer wurde in zwei Volumina geteilt. Die untere Schicht (Hainich, 0-20 m) soll die Bestandsluft unterhalb ( $\sim^{u}$ ) des Kronenraumes repräsentieren, die obere ( $\sim^{o}$ ) das durch den Energieumsatz an der Hauptheizfläche charakterisierte Luftvolumen. Die Schwankungen der Temperatur der Bestandsluft wird dabei durch die 2 m-Temperatur beschrieben. Für die obere Luftschicht wird die Temperatur in Turmhöhe verwendet.

$$F_{L} = F_{L}^{u} + F_{L}^{o} = \rho c_{p} \left( V_{L}^{u} \frac{dT_{L}^{u}}{dt} + V_{L}^{o} \frac{dT_{L}^{o}}{dt} \right)$$
(3.3.9)

Voraussetzung für die Gültigkeit der Gleichung (3.3.9) ist die Annahme, daß die Temperaturschwankungen zum überwiegenden Teil nicht durch Advektion hervorgerufen werden  $(dT/dt \approx \partial T/\partial t)$ . Dies scheint gegeben, da selbst ein andauernder hoher Temperaturgradient von 1 Kkm<sup>-1</sup> bei einer Windgeschwindigkeit im Bestand von 3 ms<sup>-1</sup> gerade ca. 3,6 Wm<sup>-2</sup> entsprechen würde.

Am Standort Gebesee wurde  $dT_L^u/dt = dT_L^o/dt$  gesetzt, da innerhalb der Vegetationsschicht keine Temperaturerfassung stattfand.

#### Speicherung sensibler Wärme durch den Boden

Der Boden oberhalb der Wärmestromsensoren kann Wärmeenergie in den mineralischen  $(\sim^{\min})$  und organischen  $(\sim^{\operatorname{org}})$  Bodensubstanzen, dem Bodenwasser  $(\sim^w)$  und der Bodenluft  $(\sim^l)$  speichern. Zusätzlich sind hier eventuelle Phasenübergänge  $(\sim^{pu})$  des Bodenwassers zu berücksichtigen. Die physikalischen Bodeneigenschaften an den Standorten wurden der Bodenübersichtskarte BÜK 1000 sowie der bodenkundlichen Kartieranleitung KA 3 entnommen. Der Anteil von Bodenwasser und Bodenluft ergibt sich anhand der Bodenfeuchtemessungen.

$$F_{B} = F_{B}^{min} + F_{B}^{org} + F_{B}^{w} + F_{B}^{l} + F_{B}^{p\ddot{u}}$$

$$= (V_{B}^{min} c_{min} + V_{B}^{org} c_{org} + V_{B}^{w} c_{w} + V_{B}^{l} \rho c_{p}) \frac{dT_{B}}{dt} + F_{B}^{p\ddot{u}}$$
(3.3.10)

#### Speicherung latenter Wärme durch Änderungen der spezifischen Feuchte im Bestand

Ändert sich die spezifische Feuchte der Bestandsluft, wird latente Wärme freigesetzt oder gespeichert. Dies ermöglicht die Berücksichtigung von Taubildung und der Verdunstung von Tau. Testrechnungen lassen jedoch einen zu großen Einfluß advektiver Vorgänge auf den Verlauf der spezifischen Feuchte im Bestand vermuten, so daß dieser nicht zur Berechnung des Speichertermes herangezogen wurde.

Zusammenfassend ergibt sich der Gesamtspeicherterm aus der Summe der Einzelspeicherterme.

$$F_{Sp} = F_H + F_L + F_{Bl} + F_B \tag{3.3.11}$$



Abb. 3.8 Verlauf und Aufteilung des Speichertermes am 18.06.00, Standort Hainich schwarz: Gesamtspeicherterm blau: Luft rot: Holz grün: Blätter braun: Boden violett:  $F_{rad}$ - $F_{\theta}$ - $F_{a}$ - $F_{G}$  vor der

Abbildung 3.8 zeigt deutlich die Dominanz des Holz- und des Luftanteiles am Gesamtspeicherterm. Die anderen Terme spielen nur eine untergeordnete Rolle. Der Tagesgang der beiden dominanten Terme ist zeitlich versetzt. In der Summe erklärt der Speicherterm tagsüber etwa 20 bis 50 Prozent des ursprünglich auftretenden Residuums  $F_R$ .

## 3.3.2 Zwangsweise Schließung der Energiebilanzgleichung

Auch nach der Einbeziehung des Speichervermögens des Bestandes ist zumeist keine exakte Schließung der Energiebilanz durch die Messungen gegeben. Dieses Problem ist nicht auf die Standorte Hainich und Gebesee beschränkt. LAUBACH (1995) fand, daß derartige Abweichungen wiederholt für viele Standorte und weltweit auftreten, insbesondere über hoher Vegetation. Nach AUBINET et al. (2000) steht eine umfassende Überprüfung der möglichen Ursachen noch aus. In der Literatur werden unterschiedliche Lösungsansätze diskutiert, LEE (1998), FINNIGAN (1999).

Um die Vergleichbarkeit zwischen den Turmmessungen und den mittels der CBL-Budgetmethode gewonnenen Flußwerten zu ermöglichen, wird die Schliessung der Energiebilanzgleichung (3.3.2) auf pragmatische Weise erzwungen. MASSMAN et al., 2003, argumentieren gegen die hier angewandte Methode zur zwangsweisen Schließung der Energiebilanz und die Übertragung des Korrekturfaktors  $f_{corr}$  (s.u.) auf den Fluß von Kohlendioxid, ohne dabei konkrete Lösungsansätze zu nennen. Unter der vereinfachenden Annahme, daß die Ursachen der Nichtschließung vollständig der Messung der turbulenten Flüsse zuzuschreiben sind, werden deren Werte unter Beibehaltung des Bowenverhältnisses so korrigiert, daß das Residuum  $F_R$  verschwindet (3.3.12). Der hierzu nötige Korrekturfaktor wurde nicht nur auf die sensiblen und latenten Flußwerte sondern auch auf die CO<sub>2</sub>-Flußwerte angewandt (3.3.13). Ist die Summe  $F_{\theta}+F_q$  in (3.3.12) sehr klein gegenüber  $F_R$ , so werden durch (3.3.13) übergroße Korrekturen angebracht. Um damit verbundene Fehler zu vermeiden, wurde (3.3.13) nur für  $f_{corr} < I$  angewandt.

$$f_{korr} = \frac{F_R}{F_{\theta} + F_q} \tag{3.3.12}$$

$$F_s^{korr} = (1 + f_{korr}) F_s^{ori}$$
(3.3.13)

# 3.4 Flugzeuggestützte Messungen

Als Plattform stand ein viersitziges, einmotoriges Kleinflugzeug PZL-35 "Wilga" zur Verfügung. Für dieses wurde ein System zur Messung von Temperatur, Feuchte, Druck und CO<sub>2</sub>-Konzentration entwickelt. Die Position des Flugzeuges im Raum wurde mittels eines DGPS-Empfängers (Differential Global Positioning System) dokumentiert. Die Temperaturund Feuchtesensoren sowie die Ansaugöffnung des Schlauchsystems befanden sich auf der Oberseite des rechten Tragflächenendes. Der Drucksensor wurde in das flugzeugeigene System zur Abnahme des statischen Druckes integriert. Die DGPS-Antennen befanden sich oberhalb der Kabine. Alle meteorologischen Daten wurden mit einer Frequenz von 1 Hz erfaßt und auf einem Logger, Campell CR23X (bis 5/01 DeltaT 3000), gespeichert. Das DGPS Gerät liefert einen kontinuierlichen Datenstrom im NMEA 0183 Format, der in einem Computer als Textdatei abgespeichert wurde. Das Zeitsignal des Gerätes diente als Referenz für alle anderen Messungen.



Abb. 3.9 Halterung der Messfühler für Temperatur, Luftfeuchte und Druck sowie der Gaseinlaß bis Mai 2001

## 3.4.1 Aufbau des Meßsystemes

Die Messung der Temperatur und Feuchte erfolgte durch den Einsatz zweier kombinierter Temperatur-Feuchte Sensoren. Beide Sensoren wurden durch identische, doppelwandige Edelstahlzylinder gegenüber Einstrahlung geschützt. Im Hinblick auf minimale Einstellzeiten erfolgte der Betrieb der Sensoren ohne die werksseitig vorgesehenen Schutzfilter. Da die Feuchtesensoren gegenüber Umwelteinflüssen, wie Niederschläge u.ä., empfindlich sind, wurde vor den VAISALA-Sensor ein Labyrinth aus drei mit Löchern versehenen Aluminiumscheiben platziert. Dadurch wird eine Herabsetzung der Umströmungsgeschwindigkeit und ein weitgehender Schutz vor Hydrometeoren erreicht. Sind Außenlufttemperatur und die Temperatur der Aluminiumscheiben nicht identisch, so wird die Temperatur und relative Feuchte der einströmenden Luft verändert. Da die Oberflächen der Scheiben kein Wasser zwischenspeichern, bleibt die spezifische Feuchte erhalten. Der MELA-Sensor wird ohne jeglichen Filter oder Schutz (bis auf den Strahlungsschutz) betrieben. Er dient der schnellen und exakten Temperaturerfassung.



Abb. 3.10 Ungeschützter Aufbau des MELA-Sensors (links) und geschützter Aufbau des VAISALA-Sensors (rechts)

Ab Mai 2001 wurde der Sensor MELA KPK 1/1-ME durch einen zweiten VAISALA HMP233 ersetzt. Gleichzeitig wurde auf das Schutzlabyrinth verzichtet und zur Gewichtsreduzierung ein kleinerer, ebenfalls doppelwandiger Strahlungsschutz aus Kohlefaser eingesetzt.

Die Messung des Luftdruckes erfolgte mittels eines VAISALA PTB 101B. Da sie parallel zur bordeigenen Messung des statischen Druckes durchgeführt wurde, konnten dynamische Druckeffekte minimiert werden.

Zur Bestimmung der CO<sub>2</sub>-Konzentration wurde ein LI-COR LI-6251 CO<sub>2</sub>-Analysator eingesetzt. Die an der Tragfläche angesaugte Luft strömt durch Magnesiumperchlorat und wird getrocknet. Ein Mass-Flow-Controler realisiert in allen Betriebszuständen eine konstante Durchflußrate von ca. 1,6 Liter pro Minute. Vor dem Eingang der Meßzelle wurde ein zusätzlicher Pt 100 Temperaturfühler angebracht. Ab Mai 2001 folgte ein zweiter direkt hinter dem Ausgang des Meßzelle. Dies dient der exakten Berechnung der Zellinnentemperatur. Zu Kalibrierzwecken ist es möglich, die Zelle mit Referenzgasen bekannter Konzentration (ca. 340 ppm und 380 ppm CO<sub>2</sub>) zu durchspülen. Diese Kalibrierung wird während des Fluges auf mehreren Höhenstufen wiederholt.

Ausführliche Angaben zu den technischen Daten der verwendeten Sensoren finden sich im Abschnitt 7.2.2 .

## 3.4.2 Korrekturen der Meßdaten und Berechnung weiterer Größen

Aus den direkten Messgrößen werden die potentielle Temperatur und Höhe als Funktionen von Druck und Temperatur sowie die spezifische Feuchte und die virtuellpotentielle Temperatur als Funktion von Druck, Temperatur und relativer Feuchte abgeleitet. Die potentielle und die virtuellpotentielle Temperatur dienen in Verbindung mit der relativen und spezifischen Feuchte zur Indentifikation der Grenzschichthöhe in den Profilen. Desweiteren ist die potentielle Temperatur Grundlage zur Berechnung des CBL-Budgets der sensiblen Wärme, während die spezifische Feuchte diejenige zur Berechnung des Budgets der latenten Wärme darstellt.

Die Berechnung der abgeleiteten Größen setzt größtmögliche Synchronisation der Messungen der Basisgrößen voraus. Diese Forderung erstreckt sich nicht nur auf die absolute Genauigkeit der Basisgrößen, sondern auch auf das Zeitverhalten der eingesetzten Sensoren. Hierbei ist nicht die Übereinstimmung mehrerer Anpasskurven an einem willkürlich gewählten Punkt (z.B. Zeitpunkt der Anpassung auf 1-e<sup>-1</sup> eines Sprunges der Meßgröße,  $\tau_{63}$ ) ausschlaggebend, sondern die größtmögliche Übereinstimmung während des gesamten Anpassvorganges.

#### Synchronisierung der Temperatur– und Feuchtesensoren

Die Synchronisierung umfaßt drei Stufen – die Anpassung des Beginns der Sensorreaktion auf einen Sprung der Meßgröße, die relative Genauigkeit (Sensor zu Sensor Genauigkeit) und das Einstellverhalten der Sensoren nach abrupten Sprüngen in den Meßgrößen. Zu diesem Zweck wurden im Labor die jeweiligen Meßgrößen sowohl zeitlich konstant gehalten als auch Sprünge derselben simuliert um die Reaktion der parallel angeordneten Sensoren aufzuzeichnen. Dabei zeigte sich, daß das vor dem VAISALA-Sensor als Prallschutz bis Mai 2001 eingesetzten Labyrinth keinerlei meßbaren Einfluß auf den Start der Sensorreaktion nach einem Sprung in der Meßgröße hat.



Abb. 3.11 Einstellkurven der Temperatur- und Feuchtesensoren vor der Synchronisation

Die Reaktion auf den Sprung der Meßgröße (vgl. Abb. 3.11) setzt beim MELA Sensor sofort, beim VAISALA-Sensor um 3 s (Temperatur) bzw. 2 s (rel. Feuchte) verzögert ein. Die Meßwerte VAISALA-Sensors werden im Auswerteprogramm des um diese Verzögerungszeiten in die Vergangenheit verschoben. Der VAISALA-Sensor dient als Referenz für die relative Genauigkeit. Die Laborversuche ergaben eine mittlere Abweichung des MELA-Sensors von -0,2 K in der Temperatur und +0,35 % in der relativen Feuchte. Es erfolgt ein automatischer Abgleich während der Synchronisation. Durch die Anwendung eines Tiefpassfilters (Mittelwertbildung) mit einer Reichweite von ±1 Datensatz konnte das hochfrequente Rauschen der VAISALA-Sensoren vermindert werden.

Ziel der Synchronisierung des Einstellverhaltens ist es, die normierten Einstellkurven aller vier Sensoren während der gesamten Einstellzeit zur Deckung zu bringen. Die Einstellkurve

des VAISALA-Sensors entspricht sehr gut einer Exponentialfunktion mit  $\tau_{63}=11,7 \text{ s}$  für die Temperatur und  $\tau_{63}=7,5 \text{ s}$  für die relative Feuchte. Die Einstellkurve des VAISALA-Temperatursensors wird als Referenz gewählt, auf die alle anderen Sensoren anzupassen sind. Hierzu werden analog (3.3.4) rekursive digitale Filter nach MCMILLEN (1988) angewendet, (3.4.1). Nach Umstellung von (3.4.1) nach  $x^n$  wird der Wert der Meßgröße den ein optimaler,

$$y^{n} = \alpha y^{n-1} + (1 - \alpha) x^{n}$$
(3.4.1)

verzögerungsfreier Sensor wiedergeben würde, berechnet. Diese Zeitreihe ist i.d.R. stark verrauscht und kann nicht beibehalten werden. Das Rauschen entsteht durch die Verstärkung kleinster Schwankungen in der ursprünglichen Zeitreihe. Im Anschluß wird das Zwischenergebnis durch Anwendung von (3.4.1) mit  $\tau_{63}=11,7 s$  auf das Einstellverhalten des VAISALA-Temperatursensosr abgeglichen. Durch die Glättungseigenschaften des Filters verschwindet des Rauschen des Zwischenergebnisses im Endergebnis.

Die Einstellkurven des MELA-Sensors entsprechen nicht exakt einer Exponentialfunktion. Trotz dieser Tatsache wird zur näherungsweisen mathematischen Beschreibung diejenige Exponentialfunktion gewählt, die den wahren Verlauf zwischen 0% und 90% Anpassung eines diskreten Sprunges der Meßgröße am besten wiedergibt. Für den MELA-Sensor sind dies Funktionen mit  $\tau_{63}=12 s$  für die Temperatur und  $\tau_{63}=8 s$  für die relative Feuchte.



Abb. 3.12 Einstellkurven der Temperatur- und Feuchtesensoren nach der Synchronisation

Abbildung 3.12 zeigt die verbleibenden Unterschiede im Antwortverhalten der Sensoren nach Anwendung des Korrekturverfahrens. Sie schlagen sich vor Allem in der Berechnung der spezifischen Feuchte nieder. Die resultierenden Fehler sind jedoch für typische Werte als gering einzuschätzen. Mit dem Einsatz eines zweiten VAISALA-Sensors konnte der Grad der Synchronität ab Mai 2001 weiter erhöht werden. Die Antwortfunktionen dieser Sensoren entsprechen eher einer Exponentialfunktion als diejenigen des MELA-Sensors.



Folgendes Blockschaltbild fäßt den Ablauf der Synchronisierung zusammen.

### Ableitung der CO<sub>2</sub> Konzentration

Der Gasanalysator liefert drei Spannungssignale: für die Messung der CO<sub>2</sub>-Konzentration, der Zelltemperatur und des Zelldruckes. Zusätzlich steht die Temperatur am Zelleingang (ab 5/01 zusätzlich Zellausgang) und der Wert der Durchflußrate zur Verfügung. Mittels der zusätzlich angebrachten Temperatursensoren wird die mittlere Zellinnentemperatur  $T_Z$  nach MCDERMITT et al. (1993) ermittelt. Den grundlegenden Verlauf der Ausgangsspannung in Abhängigkeit vom CO<sub>2</sub>-Gehalt gibt Abbildung 3.14 wieder.



Die Nullpunktlage, der Faktor  $f_{Offset}$  (Zero Shift), wird durch die Temperatur beeinflußt, der Anstieg der Kurve,  $f_{Span}$  (Span Shift), durch den Zellinnendruck. Die Ableitung beider Faktoren ist vom Hersteller nicht näher dokumentiert. Vielmehr ist eine manuelle Einstellmöglichkeit per Potentiometer direkt am Gerät vorgesehen. Eine nachträgliche Ermittlung der die Faktoren  $f_{Offset}$  und  $f_{Span}$  beschreibenden Funktionen ist in einer kombinierten Druck-/Klimakammer möglich. Eine Ableitung der Druckabhängigkeit aus den Flugdaten (oder allgemein in verschiedenen Höhen gewonnenen Daten) bleibt hinsichtlich der Temperaturabhängigkeit problematisch. Desweiteren spielt die Verschmutzung der Meß- und Referenzzelle langfristig eine Rolle, so daß die Abhängigkeiten von Druck und Temperatur nicht über längere Zeit konstant bleiben. Vom Hersteller wird der Zusammenhang zwischen Spannungssignal und CO<sub>2</sub>-Konzentration durch ein Polynom 3. Grades beschrieben (3.4.2).

$$C = \left[a_1\left(Sp\frac{p_0}{p}\right) + a_2\left(Sp\frac{p_0}{p}\right)^2 + a_3\left(Sp\frac{p_0}{p}\right)^3\right] \cdot \frac{T_Z}{T_0}$$
(3.4.2)  
mit  $Sp = f_{Span}\left(Sp_{ori} - f_{Offset}\right)$ 

Die Zahlenwerte  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$  und  $T_0$  sind Gerätekonstanten, der Wert Sp entspricht dem Spannungssignal der Konzentrationsmessung "nach" den werksseitig vorgesehenen Potentiometern, der Wert  $Sp_{ori}$  demjenigen "vor" den Potentiometern für Span und Offset. Beide Potentiometer wurden durch Festwiderstände ersetzt. Die Kalibrierung des Gerätes erfolgt auf mehreren Höhenstufen (beginnend am Boden) auf denen jeweils zwei Mischungen synthetischer Luft mit bekannter CO<sub>2</sub>-Konzentration (±0,3 ppm) gemessen werden. Nachfolgend werden, durch lineare Interpolation über den Druck, für jeden Meßpunkt der Zeitreihe virtuelle Kalibrierwerte niederer Konzentration,  $L_P$ , und höherer Konzentration,  $U_p$ , generiert, (3.4.3, 3.4.4). Mit deren Hilfe erfolgt die Berechnung der korrigierten Gaskonzentration  $C^{korr}$ , (3.4.5).

$$L^{p} = L^{p+1} + \frac{\left(L^{p-1} - L^{p+1}\right)}{\left(p^{p-1} - p^{p+1}\right)} \cdot \left(p^{p} - p^{p+1}\right)$$
(3.4.3)

$$U^{P} = U^{P+1} + \frac{\left(U^{P-1} - U^{P+1}\right)}{\left(p^{P-1} - p^{P+1}\right)} \cdot \left(p^{P} - p^{P+1}\right)$$
(3.4.4)

$$C^{korr} = \left(L^{real} - L^{P}\right) + \frac{\left[\left(U^{real} - U^{P}\right) - \left(L^{real} - L^{P}\right)\right]}{\left(U^{P} - L^{P}\right)} \cdot \left(C^{P} - L^{P}\right)$$
(3.4.5)

#### Höhenberechnung

Da in der Regel zu jeder Sekunde Daten vorliegen, kann von einer stückweise homogenen Atmosphäre ausgegangen werden. Durch Einsetzen der Zustandsgleichung für ideale Gase

$$p = \rho RT \tag{3.4.6}$$

$$\partial p = -g\rho(z)\partial z$$
 (3.4.7)

(3.4.6) in die statische Grundgleichung (3.4.7) wird die Höheninformation gewonnen. Bei zeitweisem Ausfall der Meßinstrumente steigen die Fehlerraten dieser einfachen Annahme rasch an. Für diese Fälle empfiehlt sich die Berechnung auf Grundlage einer stückweise polytropen Atmosphäre. Grundlage hierfür ist (3.4.8) (Index  $0 \Rightarrow$  hier Ausgangsniveau des jeweiligen Intervalles)

$$\Delta z = \frac{T_0 (p / p_0)^{\gamma R / g} - T_0}{-\gamma}$$
(3.4.8)

Der Temperaturgradient  $\gamma$  wird ausgehend von einer ersten Annahme, z.B.  $\gamma=0,0085 \text{ Km}^{-1}$ , iterativ bestimmt. Sind zu jedem Intervall Messungen vorhanden, so differieren verschiedene Annahmen (homogen, isotherm, polytrop) weit weniger als ein Promille untereinander.

#### Weitere berechnete Größen

Die potentielle Temperatur wird nach (3.4.9), die virtuell potentielle Temperatur nach (3.4.10), die Dichte nach (3.4.7) und die spezifische Feuchte nach (3.4.11) und (3.4.12) berechnet.

$$\theta = T(1000hPa / p)^{R/c_p} \tag{3.4.9}$$

$$\theta_{v} = (1 + 0.608q)\theta \tag{3.4.10}$$

$$q = \frac{0.622 \cdot e}{p - 0.378 \cdot e} \tag{3.4.11}$$

mit 
$$e = 0.01 \cdot RH \cdot E_0 \cdot EXP\left(\frac{C_1 \cdot (T - 273.16)}{(T - 273.16) + C_2}\right)$$
 (3.4.12)

Die Konstanten  $C_1$ ,  $C_2$  und  $E_0$  in (3.4.12) sind abhängig von der zu Grunde gelegten Temperaturabhängigkeit des Sättigungsdampfdruckes. Das Auswerteprogramm trennt die Wahl der Konstanten zwischen Flüssigwasser und Eis bei –5 °C sowie zwischen unterkühltem und nicht unterkühltem Flüssigwasser bei 0 °C Lufttemperatur. Eine Trennung anhand der Taupunkttemperatur würde die iterative Bestimmung des Taupunktes erfordern. Da sich die Sättigungsdampfdruckkurven im Bereich um 0 °C kaum unterscheiden, wurde hierauf verzichtet.

Aus Gründen der Anschaulichkeit wird im Text und den Abbildungen in Kapitel 7 die potentielle Temperatur in Grad Celsius angegeben.

#### Ableitung von Profilen aus den Zeitreihen

Ein typisches Flugmuster der Meßflüge besteht aus dem Start an einem Flugplatz, dem Anflug des Standortes, der Profilmessung am Standort (ca. 2-5 km Umfeld), dem Abstieg in Richtung Landeort und der Landung selbst. Um für den Standort repräsentative Profile der Skalargrößen abzuleiten, wurde folgendes Verfahren angewandt.

Im Anschluß an die Höhenberechnung erfolgt anhand der GPS-Daten (Mittelwertbildung der Lagedaten) die automatische Bestimmung der Lage des Profilpunktes am Boden. Dabei werden in einem ersten Schritt nur Werte berücksichtigt, die eine Vertikalgeschwindigkeit größer 0,5 ms<sup>-1</sup> aufweisen und vor dem Erreichen der Maximalhöhe erfaßt wurden. Um den so gewonnenen ersten Wert wird ein virtueller Zylinder von 10 km Durchmesser aufgespannt. Alle Punkte im Kernbereich von 5 km Durchmesser erhalten die Wichtung eins. Außerhalb des Kernbereiches fällt diese linear auf einen kleinen Wert nahe null an der Zylindergrenze ab. Durch wiederholte Berechnungen, unter Berücksichtigung der Wichtungen, ergibt sich iterativ die Lage des Profilpunktes.

Im Anschluß werden, unter Beibehaltung der Wichtungen, von allen Meßreihen schichtweise Mittelwerte gebildet (Schichtdicke 25 m). Der für ein Profil repräsentative Zeitpunkt ergibt sich aus dem Mittelwert der Zeitpunkte des ersten und des höchsten innerhalb des virtuellen Zylinders liegenden Punktes.

#### Nutzung externer Daten

Als externe Datensätze wurde auf die im Internet (http://www.arl.noaa.gov/ready/cmet.html) frei verfügbaren Analyse- und Vorhersagedaten des globalen AVN-Modells zurückgegriffen. Dieses generiert (2001) Ausgabefelder der Vertikalbewegung mit einer Gitterweite von einem Grad in Länge und Breite. Das Modell wird alle sechs Stunden initialisiert und liefert alle 3 Vorhersagestunden Vertikalbewegungswerte in hPah<sup>-1</sup> für 11 Höhen zwischen 1000 hPa und 600 hPa.

### 3.4.3 Fehlerabschätzung

Die absoluten Fehler der Meßinstrumente konnten in Laborversuchen mit kleiner 0,2 K für die Temperatur, etwa 2 Prozent relativer Feuchte und etwa 0,2-0,4 ppm für die Kohlendioxidkonzentration bestimmt werden. In den Grenzbereichen der Feuchtesensoren (kleiner 10 Prozent oder größer 95 Prozent relative Luftfeuchte), ist der Fehler höher. Für die abgeleiteten Größen potentielle Temperatur, spezifische Feuchte und Kohlendioxidkonzentration ergeben sich folgende Unsicherheiten.

$$\varepsilon_{\theta} \approx 0.2K$$

$$\varepsilon_{q} \approx 0.02 \cdot q_{satt} \ kgkg^{-1}$$

$$\varepsilon_{c} \approx 0.3 \cdot 6.6 \cdot 10^{-7} \ kgkg^{-1}$$
(3.4.13)

Die Grenzschichtobergrenze  $z_i$  ist als räumlicher Mittelwert der Entrainmentzone definiert. Bei einer Dicke der Entrainmentzone von ca. 10-20 %  $z_i$  (STULL, 1988) beträgt der Fehler der Grenzschichthöhenbestimmung ca. 5 Prozent.

#### **CBLCA**

Die Abschätzung der relativen Fehler der Terme der CBLCA geht von (2.3.9) aus. Der Term  $I_s^D$  wird durch den Fehler in  $z_i$  und denjenigen im Sprung des Skalares an der CBL-Obergrenze ( $\langle s \rangle_i - s_+$ ) bestimmt. Letzterer ist von der Meßgenauigkeit der einzelnen Skalare abhängig. Die Summe der Fehler in  $z_i$  und den skalaren Größen summiert sich für den Term  $I_s^D$  auf etwa 6 Prozent für die Temperatur und die Kohlendioxidkonzentration sowie etwa 9 Prozent für die spezifische Feuchte. Der Term  $I_s^V$  hängt nach Berechnung des Integrals quadratisch von  $z_i$  ab, woraus sich mit obigen Annahmen ca. 10 Prozent Fehler ergeben. Dazu addiert sich der Fehler in  $\gamma_s$ , welcher bei rund 20 % liegt. Dieser Wert ist abhängig vom betrachteten Skalar und der aktuellen synoptischen Situation. Der Fehler des Subsidenztermes  $I_s^S$  wird durch die Vertikalbeweguung dominiert. Da der Wert hierfür aus einem GCM mit einer Gitterweite von 111 km sowie einer zeitlichen Ausgabeauflösung von 3 Stunden gegeben ist, betragen die Fehlern 50-100 Prozent. Der absolute Gesamtfehler der Methode ergibt sich somit in etwa zu:

$$E_{CBLCA} \approx 0.06 \left| F_s^D \right| + 0.3 \left| F_s^V \right| + \left| F_s^S \right|$$
(3.4.14)

#### **FMCA**

In (2.5.9) enhält der erste Term die möglichen Fehler in  $M_{top}$  und die der Differenz der Säulenmittelwerte des Skalares. Die Fehler der Höhenberechnung anhand Temperatur- und Druckverlauf betragen ca. 0,1 Prozent. Da dieser Fehler in beiden Flügen auftritt, summiert er sich zu 0,2 % für  $M_{top}$  in (2.4.9). Die relativen Fehler der Skalardifferenzen sind je nach betrachteter Größe, Dicke der CBL, Stärke der Erdoberflächenflüsse und Periodendauer unterschiedlich. Während der typischen Periodendauer beträgt die Änderung der Säulenmittelwerte der potentiellen Temperatur rund 4 K, die der CO<sub>2</sub>-Konzentration rund 3 ppm. Die Meßfehler der Temperatur von ca. 0,2 K verursachen somit rund 5 % Fehler für den sensiblen Wärmefluß, diejenigen der CO<sub>2</sub>-Messung von 0,2-0,4 ppm ca. 10-15 % im Kohlendioxidbudget. Der Fehler der Feuchtemessung liegt innerhalb des für kapazitive Meßfühler geeigneten Meßbereiches bei ca. 2 Prozent. Dies entspricht 20 % Fehler bei einer Änderung der relativen Luftfeuchte von 10 % während der Budgetperiode. Den absoluten Fehler in  $(F_s^{\ C}-F_s^{\ E})$  (FMCA) stellt der erste Term in (3.4.15) dar. Der Fehler der Subsidenzflußberechnung, 50-100 Prozent, wird wiederum durch  $w_{top}$  dominiert.

$$E_{FMCA} \approx \varepsilon_{s} \frac{\alpha_{s} < \rho >_{top} z_{top}}{t_{2} - t_{1}} + \left| F_{s}^{S} \right| \approx 0.05....0.2 \cdot \left| F_{s}^{C} - F_{s}^{E} \right| + \left| F_{s}^{S} \right|$$
(3.4.15)  
*mit*  $\varepsilon_{q} \approx 0.02 \cdot \left\langle q_{satt} \right\rangle_{top}$ 

Beim Vergleich von (3.4.14) und (3.4.15) ist zu beachten, daß sich  $|F_s^D|+|F_s^V|$  in (3.4.14) um den Faktor 2 bis 5 von  $|F_s^C-F_s^E|$  in (3.4.15) unterscheidet. Damit ist der absolute Fehler in der Berechnung mittels der CBLCA weitaus größer als derjenige der FMCA.

Fehler die durch nur bedingt zutreffende Annahmen und Vereinfachungen in der Ableitung der Methoden auftreten sind in den Fehlerabschätzungen nicht enthalten.

### FOA

Für die numerisch gewonnenen Lösungen der FOA ist eine einfache Fehlerabschätzung vergleichbar zu (3.4.14) und (3.4.15) schwierig. Durch die wiederholte Simulation der Budgetperioden unter veränderten Bedingungen ergibt sich eine Vielzahl von Einzellösungen. Deren Wertebereich kann als Maß für die zu erwartenden Fehler herangezogen werden (vgl. Abb. 2.8). Die mittleren Abweichungen liegen bei etwa 10 bis 30 Prozent für  $F_{\theta}$  und 20 bis 40 Prozent für  $F_{q}$ . Die entsprechenden Abweichungen des Kohlendioxidflusses, welcher kaum von der Methode FOA profitiert, liegen unter 10 Prozent.

### **FPA**

Ähnlich der FOA können Fehleraussagen über die FPA nur mittels Sensitivitätsstudien gewonnen werden. Hauptfehlerquellen sind die nur teilweise bekannte Variation des Windfeldes und der lokale Verlauf der Nettostrahlung. Ebenso beeinflußt die Übertragbarkeit der Verhältnisse der Erdoberflächenflüsse zur aktuellen Nettostrahlung den Fehler der FPA. Einzig die Fehler der Eddykovarianzmessungen können mit etwa 15 Prozent abgeschätzt werden (KOLLE und KNOHL, persönliche Mitteilungen, 2002).

# 4.0 Ergebnisse

# 4.1 Vergleich der Methoden FMCA und CBLCA

Der Vergleich beider Methoden erfolgt anhand einer ausgewählten Kampagne (August 2001). Die Ergebnisse, Tab. 4.1 bis 4.3, sind größtenteils LAUBACH und FRITSCH (2002) entnommen. Im Falle der CBLCA erfolgten die Berechnungen nach (2.3.13) mit der Subsidenzbeschreibung nach (2.3.16), die der FMCA nach (2.4.9). Die resultierenden BErdoberflächenwerte der Flußdichten sind um eine betragliche Fehlerabschätzung nach (3.4.14) und (3.4.15) erweitert.

## 4.1.1 Beschreibung der Kampagne im August 2000

Die Meßkampagne fand vom 25.8.00 bis 27.8.00 über dem Hainich statt. Die Druckverteilung des 25.8. zeigt gegen 00 UTC in 500 hPa einen Trog über dem östlichen Baltikum, dessen südwestliches Ende das Untersuchungsgebiet beeinflußt (Abb. 7.3a). Im Verlaufe des Tages (Abb. 7.3a, 7.4a) führt die rasche synoptische Entwicklung zur Bildung eines Hochdruckgebietes mit Kern über Südschweden. Am Folgetag zieht der Hochdruckkern unter Intensivierung nach Nordosten ab. Die Untersuchungsregion liegt nun auf der südwestlichen Seite des Hochdruckgebietes (Abb. 7.4a, 7.5a). Der aufkommende Einfluß eines sich nach Westfrankreich verlagernden Troges dokumentiert sich im Umschlagen der Subsidenz von 3 bis 4 hPah<sup>-1</sup> am 25.8. und 26.8. auf -3 bis -7 hPah<sup>-1</sup> im Verlaufe des 27.8.00. Entsprechend der Zugbahn der Druckgebilde dreht der Wind am 25.8. von westlichen auf nördliche Richtungen. Mit der räumlichen Ausdehnung des Hochdruckkernes sinken die Windgeschwindigkeiten von 3 bis 5 ms<sup>-1</sup> auf etwa 1 ms<sup>-1</sup> ab (Abb. 7.3c). Durch die weitere Verlagerung und Intensivierung des Kernes nehmen die Luftdruckgegensätze wieder zu, so daß am 26.8. bei nun konsant östlichen Winden Geschwindigkeiten um 3-5 ms<sup>-1</sup> vorherrschen (Abb. 7.4c). Mit aufkommendem Einfluß des neuen Tiefdruckgebietes schlagen die Winde am 27.8. zwischen 10 und 12 Uhr auf Süd bis Südwest um und erreichen Geschwindigkeiten von 2-3 ms<sup>-1</sup> (Abb. 7.5c). Im gleichen Zeitraum beeinflußt Labilisierung das Grenzschichtwachstum. Die potentielle Temperatur in 850 hPa sinkt über Mitteleuropa um ca. 4 K pro 24 h ab. Zuvor war sie am 26. 8. um 5 K pro 24 h gestiegen (Abb. 7.3a, 7.4a, 7.5a).

Der Verlauf der Flußdichten über dem Hainich ist am 25.8. geprägt von sich auflösender *Stratocumulus* Bewölkung. Diese ging zwischen erstem und zweitem Flug von 8/8 *Sc* in 4/8 *Cu hum* über. Gegen 16:30 ist über den verbleibenden 2/8 *Cu hum* ein flächendeckender *Cs* Schirm aufgezogen. Am 26.8. konnte bei wolkenlosem Himmel eine nahezu ungestörte Nettostrahlungskurve aufgezeichnet werden (Abb. 7.3c, 7.4c). Bis zum Mittag des 27.8. bildeten sich lediglich 1-2/8 *Cu hum* über der Region. Von Südwesten erreichte im Verlaufe des dritten Fluges kompakte Schichtbewölkung das Untersuchungsgebiet (vgl. Abb. 7.5c, Nettostrahlung).

Alle drei Tage zeigen ein fast identisches Verhalten bezüglich des Bowenverhältnisses. Von den Vormittagsstunden bis ca. 15:00 Nachmittags sind die sensiblen und latenten Wärmeflüsse nahezu deckungsgleich (Abb. 7.3c, 7.4c, 7.5c). Nach 15:00 fällt das

Bowenverhältnis rasch auf Wert um und unter 0,5 ab (Abb. 7.4c). Die CO<sub>2</sub>-Flüsse erreichen gegen Mittag Werte um -1 mgm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>.

Die Profile des ersten Fluges am 25.8. zeigen drei neutrale Schichten, von denen die unterste noch durch die nächtliche Anreicherung mit CO<sub>2</sub> geprägt ist (Abb. 7.3b). Nach Auflösung der Bewölkung hat die Höhe der CBL bis 13:39 auf gut 1200 m zugenommen, um anschließend unter Subsidenzeinfluß wieder auf rund 1150 m zu sinken. Mit der Mischung der Luftschichten unterhalb 1200 m sinkt der bodennahe CO<sub>2</sub>-Gehalt um ca. 10 ppm, die mittlere potentielle Temperatur nimmt um ca. 2 K zu. Als Folge der Feuchtesprünge an der Inversion (-5 gkg<sup>-1</sup>) zeigen die Feuchteprofile, trotz bodennahen Eintrages, nur geringere Änderungen. Am Morgen des 26.8. ist die NBL in Auflösung begriffen. Zwischen 400 m und 800 m findet sich in den Profilen aller Größen eine nahezu perfekte Restschicht (Abb. 7.4b). Oberhalb dieser ist die Atmosphäre sehr stabil geschichtet. Gleichzeitig sind extreme Sprünge in der Feuchte zu beobachten. Der Wert der spezifischen Feuchte sinkt bis 1700 m auf unter 1 gkg<sup>-1</sup>. Dies entspricht weit unter 5 % relativer Feuchte. Die Profile des 27.8. sind durch den Einfluß des heranziehenden Tiefdruckgebietes gekennzeichnet. Nach Einmischen der Restschicht unterhalb 700 m erreicht die Grenzschicht bis 12:27 etwa 1000 m. Darüber ist bereits die hebungsbedingte Labilisierung erkennbar (Abb. 7.5b). Neben der Abkühlung kommt es zu deutlicher Feuchteadvektion.

## 4.1.2 Ergebnisse der Budgetrechnungen

Die erste Periode des 25.8.00 war mittels der FMCA nicht auswertbar, da aufgrund der Schichtbewölkung in 900 m die erforderliche Flughöhe nicht erreicht werden konnte. Die Ergebnisse der CBLCA zeigen direkt den Prozeß der Wolkenauflösung. Die in den Gleichungen unberücksichtigten Phasenübergänge führen zu negativen Flüssen sensibler Wärme bei gleichzeitig erhöhten Werten für die latenten Wärmeflüsse. Der Wert für den  $CO_2$ -Fluß ist davon weitgehend unbetroffen und liegt in einer sinnvollen Größenordung.

Am Nachmittag des 25.8.00 fallen die gegenüber der FMCA deutlich höheren Werte der sensiblen und latenten Flußdichten der CBLCA auf. Diese Unterschiede sind nicht mit Hilfe der Fehlerabschätzungen erklärbar. Da die Summe aus sensibler und latenter Wärmeflußdichte der CBLCA mit 458 Wm<sup>-2</sup> die Nettostrahlung von 338 Wm<sup>-2</sup> deutlich überschreitet, müssen diese Ergebnisse angezweifelt werden (s. dazu 1. Absatz der folgenden Seite). Die Subsidenzflüsse unterscheiden sich kaum. Durch die fast konstante Grenzschichthöhe entspricht  $w_+(z_i(t))$  etwa  $w_{top}$ .

An den darauffolgenden Perioden des 26.8. und am Morgen des 27.8.00 sind die unterschiedlichen Ergebnisse der FMCA und der CBLCA über die Fehlerabschätzungen erklärbar. Einzige Ausnahme bildet das  $CO_2$ -Budget am Morgen des 26.8., bei dem sich die ermittelten Flußwerte um etwa 50 % unterscheiden. Betrachtet man das in Abschnitt 2.6.1 definierten Flußverhältnis *FV*, so überschreitet dieses im Falle der CBLCA am Morgen des 26.8. und des 27.8. den Wert von eins. In wesentlich geringerem Umfang zeigt auch die FMCA diesen Effekt. Offensichtlich werden die Budgets zu diesen Zeiten durch advektive Flüsse beeinflußt.

Im letzten Budget der Vergleichsperiode ändern sich die sensiblen und latenten Flüsse der FMCA nur geringfügig gegenüber dem morgendlichen Budget. Die Unterschiede der CO<sub>2</sub>-Flüsse sind gerade noch durch deren Fehler erklärbar. Die CBLCA liefert mit 483 Wm<sup>-2</sup> bereits für die sensible Wärme Werte, die die Nettostrahlung übertreffen. Die negativen latenten Wärmeflüsse sind ebenso unrealistisch. Ursächlich hierfür sind die extremen Profiländerungen oberhalb  $z_{il}$  zwischen zweitem und drittem Flug. Die aus dem

Ausgangsprofil ermittelten Werte  $\gamma_{\theta}$  und  $\gamma_q$  sind nicht für den gesamten Zeitraum der Periode repräsentativ.

Der Vergleich zeigt häufig große Abweichungen in den ermittelten sensiblen und latenten Erdoberflächenflüssen. Die in (2.3.13) enthaltene Parametrisierung der eingemischten Profilteile über  $\gamma_s$ ,  $s_{+1}$  und  $s_{+2}$  liefert nur für nicht zu komplexe Profilverläufe oberhalb  $z_i$  realistische Werte. Der augenscheinliche Vorteil der CBLCA, keine Profilinformation  $s(z,t_1)$  zwischen  $z_{i1}$  und  $z_{i2}$  zu benötigen, erweist sich als trügerisch. Für Skalare deren troposphärischer Wert nur wenig in Höhe und Zeit veränderlich ist (CO<sub>2</sub>), gilt diese Kritik weniger und die Parametrisierung liefert bessere Werte.

Im Vergleich der Methoden muß auf die höheren Fehlerbeträge der CBLCA hingewiesen werden. Gegenüber der FMCA sind diese im CO<sub>2</sub>-Budget um ein- bis zweifach, bei sensibler und latenter Wärme oft dreifach erhöht. Begründet durch die großen möglichen Fehler schwanken die mittels der CBLCA berechneten Flußdichten in weitaus stärkerem Maße.

Die Ableitung der Flußdichten latenter Wärme stellt für beide Methoden die größte Herausforderung dar (s.a. CLEUGH und GRIMMOND, 2001, LLOYD et al., 2001, CLEUGH et al., 2002). Hier wirkt sich jeder Meßfehler und jede Schwäche der Parametrisierungen stark aus. Der Betrag des Sprunges der spezifischen Feuchte an der CBL-Obergrenze beträgt oft bis zu 80 % des Wertes innerhalb der CBL. Dagegen fallen die entsprechenden Werte der potentiellen Temperatur und der CO<sub>2</sub>-Konzentration mit etwa 3-6 K auf 300 K und ca. 1-6 ppm auf 370 ppm vergleichsweise gering aus. Die Fehler der CO<sub>2</sub>- und sensiblen Wärmeflüsse liegen somit prinzipbedingt unter denen der latenten Wärmeflüsse.

Insgesamt gesehen überwiegen die Vorteile der FMCA. Deshalb wird im Folgenden nur die FMCA zur Berechnung der CBL-Budgets herangezogen.

Periode	Methode	$F_{\theta}^{D}$	$F_{\theta}^{ V}$	$F^{\rm C}_\theta - F^{\rm E}_\theta$	$F^{s}_{\theta}$	$F^{G}_{\theta}$
25.8.00_12	CBLCA	-315	-82	-233	5	-238 (48)
	FMCA			nicht mögli	ch	
25.8.00_23	CBLCA	234	-68	302	23	279 (73)
	FMCA	-	-	171	28	143 (52)
26.8.00_12	CBLCA	-368	-473	105	8	97 (180)
	FMCA	-	-	259	23	236 (43)
26.8.00_23	CBLCA	-417	-640	223	22	201 (230)
	FMCA	-	-	283	26	257 (55)
27.8.00_12	CBLCA	-315	-423	108	-11	119 (150)
	FMCA	-	-	64	-25	89 (44)
27.8.00_23	CBLCA	399	-70	469	-14	483 (50)
	FMCA	-	-	133	-11	144 (34)

#### Tab. 4.1

Vergleich einzelner Terme und des gesamten Budgets (incl. absoluter Fehler) sensibler Wärme unter Vernachlässigung der Advektion (Wm<sup>-2</sup>)

 $F_{\theta}^{\ C}-F_{\theta}^{\ E}$ Sich aus der zeitlichen Änderung der vertikal integrierten Skalarkonzentrationen  $\rho_{s,top}$ ergebender Fluß (Säulendifferenz bis  $z_{top}$ ),  $F_{\theta}^{\ D}-F_{\theta}^{\ V} = F_{\theta}^{\ C}-F_{\theta}^{\ E}$  $F_{\theta}^{\ S}$ Subsidenzfluß

 $F_{\theta}^{\ G}$  Von der CBLCA/FMCA berechneter Fluß an der Erdoberfläche,  $F_{\theta}^{\ G} = F_{\theta}^{\ C} - F_{\theta}^{\ E} - F_{\theta}^{\ S}$ 

Periode	Methode	$F_q^{D}$	$F_q^V$	$F_q^C - F_q^E$	$F_q^s$	$F_q^G$
25.8.00_12	CBLCA	825	263	562	-8	570 (140)
	FMCA			nicht mögli	ch	
25.8.00_23	CBLCA	91	-12	103	-76	179 (60)
	FMCA	-	-	-16	-77	61 (135)
26.8.00_12	CBLCA	1205	702	503	-21	524 (310)
	FMCA	-	-	274	-45	322 (95)
26.8.00_23	CBLCA	380	335	45	-55	100 (170)
	FMCA	-	-	141	-50	191 (116)
27.8.00_12	CBLCA	610	229	381	19	362 (120)
	FMCA	-	-	399	32	367 (85)
27.8.00_23	CBLCA	-673	183	-856	30	-886 (120)
	FMCA	-	-	368	35	333 (89)

Tab. 4.2

Vergleich einzelner Terme und des gesamten Budgets (incl. absoluter Fehler) latenter Wärme unter Vernachlässigung der Advektion (Wm<sup>-2</sup>)

$$F_q^C - F_q^E$$

 $\begin{array}{c}F_{q}^{S}\\F_{q}^{G}\end{array}$ 

Sich aus der zeitlichen Änderung der vertikal integrierten Skalarkonzentrationen  $\rho_{s,top}$  ergebender Fluß (Säulendifferenz bis  $z_{top}$ ),  $F_q^{\ D}-F_q^{\ V}=F_q^{\ C}-F_q^{\ E}$  Subsidenzfluß

Von der CBLCA/FMCA berechneter Fluß an der Erdoberfläche,  $F_q^{\ G} = F_q^{\ C} - F_q^{\ E} - F_q^{\ S}$ 

Periode.	Methode	$F_{c}^{D}$	$F_{c}^{V}$	$F_c^C - F_c^E$	$F_{c}^{S}$	$F_{c}^{G}$			
25.8.00_12	CBLCA	-0,29	0,35	-0,64	-0,01	-0,63 (0,15)			
	FMCA		nicht möglich						
25.8.00_23	CBLCA	-0,33	-0,03	-0,30	0,01	-0,31 (0,03)			
	FMCA	-	-	-0,41	0,01	-0,42 (0,03)			
26.8.00_12	CBLCA	-0,95	-0,16	-0,79	-0,02	-0,77 (0,14)			
	FMCA	-	-	-0,48	0,02	-0,50 (0,03)			
26.8.00_23	CBLCA	-1,30	-0,24	-1,06	0,04	-1,10 (0,19)			
	FMCA	-	-	-0,92	0,04	-0,96 (0,07)			
27.8.00_12	CBLCA	-0,67	0,32	-0,99	0,03	-1,02 (0,18)			
	FMCA	-	-	-0,79	0,00	-0,80 (0,02)			
27.8.00_23	CBLCA	-0,87	-0,11	-0,76	-0,08	-0,68 (0,12)			
	FMCA	_	_	-0,56	-0,07	-0,49 (0,10)			

#### Tab. 4.3

Vergleich einzelner Terme und des gesamten Kohlendioxidbudgets (incl. absoluter Fehler) unter Vernachlässigung der Advektion (mgm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>)

Sich aus der zeitlichen Änderung der vertikal integrierten Skalarkonzentrationen  $\rho_{s,top}$  ergebender Fluß (Säulendifferenz bis  $z_{top}$ ),  $F_c^D - F_c^V = F_c^C - F_c^E$ Subsidenzfluß  $F_c^{\ C} - F_c^{\ E}$ 

$$F_c^{S}$$

Von der CBLCA/FMCA berechneter Fluß an der Erdoberfläche,  $F_c^{\ G} = F_c^{\ C} - F_c^{\ E} - F_c^{\ S}$  $F_c$ 

# 4.2 CBL –Budgets zu verschiedenen Jahreszeiten

### 4.2.1 Sommerkampagnen

#### Juni 2000

Die ersten Meßflüge fanden am 18. und 19. Juni 2000 über dem Hainich statt. Im Verlauf des 18.6. verlagert sich der Kern eines Hochdruckgebietes von Südostbayern nach Polen, womit Deutschland in eine südwestliche bis westliche Bodenströmung gerät (Abb. 7.1a, 7.2a). Durch den sich nach Osten verlagernden Höhenrücken (500 hPa) nimmt die Subsidenz in 700 hPa von ca. 1 hPah<sup>-1</sup> am 18.6. auf rund 3 hPah<sup>-1</sup> am 19.6. zu. Die Südwest- bis Westwinde schwächen sich am 18.6. von 5 auf 2 ms<sup>-1</sup> und am 19.6. von 2 auf 1 ms<sup>-1</sup> ab (Abb. 7.1c, 7.2c). Während der gesamten Kampagne herrscht Warmluftadvektion (in 850 hPa) aus südwestlichen Richtungen.

Bis zum Mittag des 18.6. lösen sich 1-3/8 *As Cu* auf. Die Flußdichten zeigen einen fast sinusförmigen Tagesgang. Das Bowenverhältnis liegt vormittags um eins, am Nachmittag etwas darunter (Abb. 7.1c, 7.2c). Der 19.6. begann nach klarer Nacht wolkenlos die Nettostrahlung wird kaum durch die sich am Nachmittag bildenden 1/8 *Cu hum* gestört. Das Bowenverhältnis ist gegenüber dem 18.6. etwas abgesunken und liegt jetzt um 0,5 bis 0,75. Der Fluß von Kohlendioxid erreicht seine maximale Stärke in den späten Vormittagsstunden.

Im ersten Profil des 18.6. ist nur im Feuchte- und CO<sub>2</sub>-Profil eine Restschicht erkennbar. Trotz des kompletten Einmischens einer trockenen Schicht zwischen 700 m und 1200 m steigt die Feuchte unterhalb  $z_i$  (13:46,  $z_i \approx 1250$  m) leicht an. Dieser Trend bleibt im weiteren Tagesverlauf bestehen (17:21,  $z_i \approx 1400$  m,  $\langle q \rangle_i \approx 5-6$  gkg<sup>-1</sup>). Die Kohlendioxidkonzentration sinkt innerhalb der CBL zwischen erstem und dritten Flug um ca. 7 ppm ab. Die Abnahme des CO<sub>2</sub>-Gehaltes oberhalb der CBL deutet auf advektive Einflüsse hin (Abb. 7.1b).

Die Profile des Morgenfluges des 19.6. zeigen unterhalb 150 m noch die stabile nächtliche Grenzschicht (NBL). Oberhalb der NBL schließt sich bis ca. 1200 m eine besonders in der Feuchte ausgeprägte Restschicht an. Durch advektive Vorgänge ist der CO<sub>2</sub>-Gehalt dieser Schicht seit dem vorangegangenem Nachmittag um ca. 3 ppm angestiegen. Gegen 12:40 ( $z_i \approx 900$  m) zeigen sich die Profile von potentieller Temperatur und Feuchte gut durchmischt. Oberhalb der CBL hat die Advektion CO<sub>2</sub>-ärmerer und feuchterer Luft eingesetzt. Auf Grund der hohen Temperaturen konnten Höhen oberhalb 1850 m nicht erreicht werden. Damit wurde die CBL-Höhe des dritten Fluges verfehlt und es konnte nur die erste Periode ausgewertet werden.

Periode	$F_{\theta}{}^{C}$ - $F_{\theta}{}^{E}$	$F_^S$	$F_{\theta}{}^{G}$	$F_q^{\ C}$ - $F_q^{\ E}$	$F_q^{\ S}$	<b>F</b> <sub>q</sub> <sup>G</sup>	FV	$F_c^{C}$ - $F_c^{E}$	F <sub>c</sub> <sup>S</sup>	<b>F</b> <sub>C</sub> <sup>G</sup>
18.6.00_12	306	3	303 (22)	302	-5	305 (44)	1,05	-0,42	0,01	-0,43 (0,03)
18.6.00_23	271	3	268 (27)	359	2	357 (57)	1,55	-0,35	0,01	-0,36 (0,04)
19.6.00_12	232	4	229 (19)	257	-3	260 (64)	0,86	-0,41	0,01	-0,42 (0,03)

Tab. 4.4Werte einzelner Terme und Gesamtbudgets (incl. abs. Fehler) unter Vernachlässigung der<br/>Advektion im Juni 2000, FMCA (Wm<sup>-2</sup>, mgm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>), Farbindex s. Tab. 4.6

## August 2000

Periode	$F_{\theta}{}^{C} \text{ - } F_{\theta}{}^{E}$	$F_{\theta}{}^{S}$	$F_{\theta}^{\ G}$	$F_q^{\ C}$ - $F_q^{\ E}$	$F_q^{S}$	F <sub>q</sub> <sup>G</sup>	FV	$F_c^{\ C}$ - $F_c^{\ E}$	F <sub>c</sub> <sup>S</sup>	<b>F</b> <sub>C</sub> <sup>G</sup>
25.8.00_23	171	28	143 (52)	-16	-77	61 (135)	0,60	-0,41	0,02	-0,44 (0,03)
26.8.00_12	259	23	236 (43)	257	-45	322 (95)	1,18	-0,48	-0,02	-0,50 (0,03)
26.8.00_23	283	26	257 (55)	141	-50	191 (116)	0,97	-0,92	0,04	-0,96 (0,07)
27.8.00_12	64	-25	89 (44)	399	32	367 (85)	1,05	-0,79	0,00	-0,79 (0,02)
27.8.00_23	133	-11	144 (34)	368	35	333 (89)	1,26	-0,56	-0,07	-0,49 (0,10)

Die Beschreibung der Kampagne findet sich in Abschnitt 4.1.

Tab. 4.5Werte einzelner Terme und Gesamtbudgets (incl. Fehler) unter Vernachlässigung der<br/>Advektion im August 2000, FMCA (Wm<sup>-2</sup>, mgm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>), Farbindex s. Tab. 4.6

### Juli 2001

Im Juli 2001 wurden am 17.7., 19.7., 21.7., 25.7., 26.7. und 27.7. Befliegungen über dem Ackerstandort Gebesee durchgeführt. Am 24.7. und 25.7.01 wurde die Region über dem Hainich beflogen. Die Daten des 24.7. sind nicht auswertbar, da hochreichende *Cu Con* und *Cb* nicht überflogen werden konnten.

Während des 17.7. kommt Deutschland kurzzeitig unter schwachen Zwischenhocheinfluß (Abb. 7.14a). Die Vertikalbewegung schlägt ab 12:00 UTC vom Boden her bis 850 hPa auf Werte um -1 hPah<sup>-1</sup> um. Darüber herrscht Absinken mit Raten um 1-3 hPah<sup>-1</sup>. Bei leichter Warmluftadvektion und schwachen Luftdruckgegensätzen dreht der 1-2 ms<sup>-1</sup> starke Wind von nördlichen auf östliche Richtungen (Abb. 7.14c).

Bis zum Mittag haben sich unterhalb 6-7/8 *Ac* 4/8 *Cu med* gebildet. Die Nettostrahlungskurven beider Standorte zeigen den Einfluß der Bewölkung, die am späten Nachmittag auf 1/8 *Cu hum* zurückgeht. Die Bowenverhältnisse liegen im Hainich um eins, bei Gebesee etwas darüber (Abb. 7.14.c). Es zeigt sich die Tendenz zur Abtrocknung des Weizenbestandes bei Gebesee. Diese Einschätzung wird durch die CO<sub>2</sub>-Flüsse gestützt. Der Reifeprozeß des Winterweizens führt zum Rückgang der Photosynthese, womit die CO<sub>2</sub>-Flußdichte durch die Bodenatmung dominiert wird. Das Blattwerk der Wälder ist dagegen voll ausgebildet und generiert entsprechende Photosyntheseraten. Die CBL hatte gegen 14:16 bereits eine Höhe von etwa 1450 m erreicht und wuchs bis 17:58 auf rund 1650 m an. Dabei war in den Profilen der spezifischen Feuchte kaum eine Änderung zu beobachten.

Während des 19.7. verlagerte sich die Achse eines Troges über Frankreich nach Westdeutschland (Abb. 7.15a). An dessen Vorderseite führten erhöhte Druckgradienten zu südlichen bis südwestlichen Winden mit 4-5 ms<sup>-1</sup>, später 3-4 ms<sup>-1</sup>. Das Globalmodell liefert für die Mittagsstunden Absinkbewegung mit 5-12 hPah<sup>-1</sup>.

Bis zum ersten Flug gegen 10:53 ist die Bewölkung auf 3/8 *Cu hum* angewachsen, die von weiteren 3/8 *As* überlagert wurden. Entsprechend ungleichmäßig präsentieren sich die Flußdichten, wobei über dem Hainich am Nachmittag ein starker Einbruch des sensiblen Wärmeflusses zu beobachten ist. Trotz der eingeschränkten Nettostrahlung produziert der Waldstandort CO<sub>2</sub>-Flüsse um -1,5 mgm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup> (Abb. 7.15c). Bis 14:27 hat sich die Obergrenze der CBL von rund 1400 m auf ca. 1900 m angehoben (Abb. 7.15b). Durch erste Schauer mußte die Befliegung mit dem zweiten Flug abgebrochen werden.
An der Rückseite des nach Osten abziehenden Höhentroges beginnt sich am 21.7. von Südwesten her Hochdruckeinfluß durchzusetzen. Die antizyklonale Höhenströmung führt zu Absinkraten um 3 hPah<sup>-1</sup>. Seit den Mittagsstunden erreicht die Warmluftadvektion ca. 3 K pro 12 h, der stabile westliche Wind rund 3 ms<sup>-1</sup> (Abb. 7.16a,c).

Zum Zeitpunkt des ersten Fluges (10:11) ist der Himmel mit 7/8 *Cu* bedeckt. Kurz nach dem Einmischen der Restschicht reicht die Grenzschicht bis auf 1100 m. Bis zum zweiten Flug gegen 13:41 nimmt die Bedeckung auf 3/8 *Cu hum*, später auf 1/8 *Cu hum* ab. In den Flußdichten spiegelt sich der Bedeckungsgrad und die fortlaufende Austrocknung des Weizenbestandes wieder. Während der Wald Bowenverhältnisse zwischen 0,5 und 1,5 aufweist, pendeln die Werte über dem Weizen um 2 bis 2,5 (Abb. 7.16c). Der CO<sub>2</sub>-Fluß bei Gebesee bleibt positiv, ein Tagesgang ist kaum zu beobachten. Die Grenzschicht, die gegen 13:41 knapp 1600 m, gegen 15:23 knapp 1900 m und bis 17:48 rund 1950 m erreicht, zeigt weiterhin sinkende CO<sub>2</sub>-Konzentrationen (Abb. 7.16b). Diese Abnahme muß durch Photosynthese anderer Pflanzenbestände (Mais, Wälder) und über advektive Vorgänge erklärt werden.

In den Folgetagen kann sich eine schwache Hochdruckbrücke von Frankreich bis ins Baltikum etablieren. Da Deutschland zunächst auf der südlichen Seite der Hochdruckzone verbleibt, überwiegen am 23.7. östliche Winde die auf 3-4 ms<sup>-1</sup> zunehmen (Abb. 7.17a,c). Der Tag ist vom Abzug dichter Schichtbewölkung geprägt, die ab Mittag von 8/8 *Ac* auf 7/8 *Cs* und später auf 3/8 *Cirrus* zurückgeht. Zum Zeitpunkt des ersten Fluges läßt sich die Grenzschichthöhe nur schwer bei ca. 650 m festlegen. Sie steigt bis 13:08 auf rund 2050 m und sinkt unter dem Einfluß der Subsidenz auf 1900 m gegen 17:38 ab (Abb. 7.17b). Bei Gebesee stellt sich ein mittleres Bowenverhältnis von ca. 3 ein. Im Hainich liegt es jetzt dauerhaft unterhalb 0,5. Diese Werte verbleiben an den restlichen Tagen der Kampagne in ähnlichen Größenordnungen.

Mit dem Durchzug eines Hochdruckkerns von Südwest nach Nordost dreht der Wind an dessen Vorderseite am 25.7. auf nördliche Richtungen und nimmt am Nachmittag von 1 auf  $3 \text{ ms}^{-1}$  zu (Abb. 7.18a,c). Gegen 9:48 hat die 300 m mächtige CBL die bis auf 500 m reichende NBL noch nicht vollständig eingemischt. Bis 13:31 hat sie mit einer Obergrenze von gut 1700 m die im CO<sub>2</sub>-Profil gut erkennbare Restschicht zwischen 500 m und 1600 m überstiegen (Abb. 7.18b). In diesem Zeitraum erhöhte sich der Bedeckungsgrad von 1/8 auf 4/8 *Cu hum*, nahm jedoch bis zum dritten Flug um 16:37 ( $z_i \approx 1850 \text{ m}$ ) auf 2/8 ab. Oberhalb 1900 m wurde vor allem während der ersten Budgetperiode feuchtere, CO<sub>2</sub>-ärmere Luft advehiert.

In der wolkenlosen Nacht zum 26.7. bildet sich unterhalb 400-500 m eine NBL mit ausgeprägten Vertikalgradienten in potentieller Temperatur und CO<sub>2</sub>-Gehalt. Zwischen 500 m und 1500 m ist eine sehr gut durchmischte Restschicht zu erkennen. Darüber lagert eine extrem trockene Luftmasse (Abb. 7.19b). Zwischen 8:12 und 10:57 wird die NBL aufgeheizt und die Restschicht gerade eingemischt. Die CBL-Obergrenze steigt von 100 m auf ca. 1500 m an. Bis zum dritten Flug gegen 13:53 bilden sich vereinzelt Cumuli. Durch die trockene Luft oberhalb der CBL überschreitet der Bedeckungsgrad auch beim weiteren Anstieg der CBL von 2050 auf rund 2400 m (16:10) nie 1/8 *Cu hum*. Das Temperaturprofil von 18:02 zeigt die Abkopplung der CBL und die beginnende Neubildung einer NBL (Abb. 7.19c). Während des gesamten Tages liegt die Windgeschwindigkeit bei östlichen bis nördlichen Richtungen um 1 ms<sup>-1</sup>.

Die NBL nimmt bis zum Morgen des abschließenden Meßtages der Kampagne auf gut 400 m Dicke zu. In Bodennähe bilden sich vor allem im CO<sub>2</sub>-Gehalt beachtliche Vertikalgradienten. Die Konzentration beträgt am Boden 430 ppm, in 400 m rund 362 ppm. Bis gegen 10 Uhr blieb der Tag wolkenlos, danach setzte am Rand des Thüringer Beckens Cumulusbildung ein, die maximal 3/8 Bedeckung erreichte. Die Windgeschwindigkeiten bleiben bei Richtungen von Ost bis Südost in Gebesee und Ost bis Nordost über dem Hainich, mit rund 1 ms<sup>-1</sup> schwach (Abb. 7.20c). Um 10:07 steht die neue CBL mit einer Höhe von 400 m kurz vor dem Erreichen der Untergrenze der Restschicht. Der Höhenbereich der ehemaligen NBL ist gut durchmischt. Der mittlere CO<sub>2</sub>-Gehalt dieser Schicht ist, auf Grund fehlender Photosynthese am Boden, weitgehend unverändert geblieben (Abb. 7.20b). Deshalb nimmt die CO<sub>2</sub>-Konzentration im Bereich der ehemaligen Restschicht nach deren Einmischen um ca. 3 ppm zu. Sie verändert sich mit dem weiteren Anwachsen der Grenzschicht, von ca. 2000 m um 12:48 auf etwa 2500 m gegen 16:22, kaum noch. Durch das Fortschreiten des Reife- und Austrocknungsprozesses werden über dem Winterweizenbestand Bowenverhältnisse bis 4 beobachtet.

Periode	$F_{\theta}^{\ C}$ - $F_{\theta}^{\ E}$	$F_{\theta}{}^{S}$	$F_{\theta}^{\ G}$	$F_q^{\ C}$ - $F_q^{\ E}$	$F_q^{S}$	$\mathbf{F}_{\mathbf{q}}^{\mathbf{G}}$	FV	$F_c^C - F_c^E$	F <sub>c</sub> <sup>S</sup>	<b>F</b> <sub>C</sub> <sup>G</sup>
17.7.01_12	211	2	209 (29)	-8	-5	-3 (40)	0,66	-0,42	0,00	-0,42 (0,03)
19.7.01_12	177	45	131 (77)	19	-109	129 (153)	0,65	-0,98	0,06	-1,04 (0,09)
21.7.01_12	353	23	330 (50)	79	-64	143 (112)	<b>0,8</b> 7	-1,14	0,04	-1,18 (0,07)
21.7.01_23	316	13	303 (79)	206	-43	249 (143)	1,12	-0,85	0,06	-0,91 (0,13)
21.7.01_34	191	12	180 (60)	-147	-39	108 (113)	1,05	0,26	0,06	0,21 (0,11)
23.7.01_12	276	-5	281 (36)	5	14	-10 (72)	0,49	-1,79	0,01	-1,80 (0,04)
23.7.01_23	183	34	150 (68)	-134	141	7 (146)	0,44	0,33	0,02	0,31 (0,05)
25.7.01_12	329	11	318 (38)	-403	-54	-349 (118)	-0,07	-0,97	0,02	-0,98 (0,04)
25.7.01_23	78	7	71 (42)	116	-38	154 (116)	0,48	-0,33	0,03	-0,36 (0,07)
26.7.01_12	322	22	300 (56)	-136	-97	-39 (185)	0,63	-0,76	-0,02	-0,74 (0,05)
26.7.01_23	372	33	338 (74)	82	-157	239 (244)	1,06	-0,61	0,04	-0,64 (0,08)
26.7.01_34	239	25	214 (86)	504	-100	604 (220)	1,89	0,15	0,04	0,11 (0,10)
26.7.01_45	87	64	24 (142)	177	-259	435 (408)	2,23	-0,18	0,09	-0,27 (0,16)
27.7.01_12	237	6	231 (19)	92	-9	102 (62)	0,93	-0,66	-0,08	-0,58 (0,09)
27.7.01_23	388	4	384 (48)	0	-26	26 (128)	0,76	-0,92	-0,00	-0,92 (0,04)
27.7.01_34	234	4	230 (44)	307	-15	322 (96)	1,22	0,00	0,00	0,00 (0,04)

Tab. 4.6 Werte einzelner Terme und Gesamtbudgets (incl. Fehler) unter Vernachlässigung der Advektion im Juli 2001, FMCA (Wm<sup>-2</sup>, mgm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>)

Rot: sensible Wärmeflüsse,  $F_{\theta}$ , Erläuterungen der Terme s. Tab. 4.1

Blau: latente Wärmeflüsse,  $F_q$ , Erläuterungen der Terme s. Tab. 4.2 Grün: Kohlendioxidflüsse,  $F_q$ , Erläuterungen der Terme s. Tab. 4.3 FV: Flussverhältniss  $(F_{\theta}^{\ G}+F_q^{\ G})/F_{rad}$ , rot wenn FV<0,6 oder  $FV>1, 1 \rightarrow$  Ergebnisse unsicher

Die FMCA-Ergebnisse der Sommerkampagnen 2000/2001 spiegeln die Auswirkungen der Fehlerannahmen in den einzelnen Termen wieder. Große Beträge der Subsidenzflüsse führen zu großen Fehlerbeträgen. Ist die gemessene Differenz zwischen den <s>top klein, so steigen zusätzlich die relativen Fehler in  $(F^C - F^E)$  an. Diese Effekte treten vor allem am Nachmittag (vgl. 26.7.01 45) auf, wenn die zeitliche Änderung der Skalare in der CBL mit sinkenden Flüssen abnimmt. Damit gewinnt das Verhältnis  $F^{S}/(F^{C}-F^{E})$  für die auftretenden Gesamtfehler an Bedeutung. Es betrug während der Sommerperioden durchschnittlich 0,11 für den sensiblen Wärmefluß, 0,95 für den latenten Wärmefluß und 0,16 für den Kohlendioxidfluß. Die absolute Genauigkeit des Termes  $(F^{C}-F^{E})$  liegt für den sensiblen Wärmefluß bei etwa 10-40 Wm<sup>-2</sup>. Bei den latenten Wärmeflüssen steigt dieser Wert auf etwa 50-100 Wm<sup>-2</sup> an. Der entsprechende Wert des Kohlendioxidflusses liegt um 0,1 mgm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>. Er übertrifft damit den Fehler der für den Subsidenzfluss  $F_{c}^{S}$  angenommen wird um ca. das Doppelte. Zu diesen Fehlern addiert sich der Betrag des jeweiligen Subsidenzflusses, woraus insbesondere für den latenten Wärmefluß hohe mögliche Abweichungen resultieren.

Bei 11 der insgesamt 24 auswertbaren Sommerperioden liegt das Flußverhältnis *FV* unterhalb 0,6 oder oberhalb 1,1. Für diese Perioden ist ein advektiver Einfluß auf die Profiländerungen sehr wahrscheinlich.

### 4.2.2 Herbstkampagnen

#### Oktober 2000

Zwischen dem 21.10. und dem 23.10. liegt das Befliegungsgebiet im Hainich am Westrand eines Hochdruckgebietes über Osteuropa. Die Höhenströmung ist am 21.10. 00 UTC durch einen Trog entlang der Linie Island-Portugal geprägt (Abb. 7.6a). Durch dessen Austropfen wird die Warmluftzufuhr nach Norden unterbrochen. Es etabliert sich eine Hochdruckbrücke zwischen den Azoren und Mitteleuropa (Abb. 7.7a). Während der gesamten Kampagne sind südwestliche Winde um 3 ms<sup>-1</sup> bestimmend. Die großräumige Vertikalbewegung ist uneinheitlich und schwankt zwischen 3 hPah<sup>-1</sup> und -2 hPah<sup>-1</sup>.

Der erste Tag der Kampagne ist durch eine sich von 5/8 auf 7/8 verdichtende *Cs*-Bedeckung gekennzeichnet. Zusätzlich behindern vereinzelte *As*-Felder die einfallende Strahlung. Dadurch liegt der Nettostrahlungsfluß am 21.10 etwa 30 % unter demjenigen des weitgehend wolkenlosen 23.10. (Abb. 7.6c). Abtrocknen und Fall der Blätter führt zum Rückgang der latenten Wärmeflüsse, zu Bowenverhältnissen zwischen 2 und 3 sowie zu positiven  $CO_2$ -Flüssen (Abb. 7.7c).

Das Morgenprofil des 21.10. zeigt in Temperatur und  $CO_2$ -Konzentration eine ausgeprägte NBL bis ca. 450 m. Die CBL wächst von 10:00 bis 15:10 auf rund 500 m. Die potentielle Temperatur steigt auf 17 °C und der CO<sub>2</sub>-Gehalt sinkt auf etwa 371 ppm (Abb. 7.6b). Die spezifische Feuchte ändert sich auf Grund der geringen Flußdichte kaum. Die Abnahme des CO<sub>2</sub>-Gehaltes ist nicht über die Kohlendioxidflüsse erklärbar und muß advektiv bedingt sein.

Am Morgen des 23.10 (10:00) reicht die NBL bis etwa 400 m. Die neue CBL umfaßt bereits die unteren 100 m. Sie wächst bis 14:15 auf gut 400 m an. In diesem Zeitraum wird oberhalb der CBL deutlich feuchtere Luft advehiert. Unterhalb 400 m ist eine Zunahme der  $CO_2$  Konzentration um etwa 5 ppm zu beobachten. Hierbei muß es sich um advektive Vorgänge oder eine temporäre Quelle am Boden handeln, da die troposphärische  $CO_2$ -Konzentration weitgehend konstant bleibt (Abb. 7.7b).

Periode	$F_{\theta}^{\ C}$ - $F_{\theta}^{\ E}$	$F_{\theta}^{\ S}$	$F_{\theta}^{\ G}$	$F_q^{C}$ - $F_q^{E}$	$F_q^{S}$	<b>F</b> <sub>q</sub> <sup>G</sup>	FV	$F_c^{C}$ - $F_c^{E}$	F <sub>c</sub> <sup>S</sup>	<b>F</b> <sub>C</sub> <sup>G</sup>
21.10.00_12	81	2	78 (8)	20	-1	21 (17)	0,58	-0,29	-0,01	-0,29 (0,01)
23.10.00_12	3	0	3 (7)	31	0	31 (15)	0,13	0,33	0,00	0,33 (0,01)

Tab. 4.7Werte einzelner Terme und Gesamtbudgets (incl. Fehler) unter Vernachlässigung der<br/>Advektion im Oktober 2000, FMCA (Wm<sup>-2</sup>, mgm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>), Farbindex s. Tab. 4.6

### Oktober 2002

Während des 5.10. und 6.10. gerät Deutschland auf die Vorderseite eines sich westlich Irlands bildenden Höhentroges. Am Boden etabliert sich von Süden her leichter Hochdruckeinfluß. Warmluftadvektion führt in 850 hPa zu einer Erwärmung von jeweils 3 K an beiden Tagen (Abb. 7.21a). Unterhalb dieses Druckniveaus herrscht leichte Absinkbewegung mit 2 bis 4 hPah<sup>-1</sup>.

Am 5.10. verdichten sich über Gebesee die 6-7/8 *Cs* zu 8/8 *As*. Darunter bilden sich 2-3/8 *Cu hum*. Vormittags wurden Bowenverhältnisse von etwa eins erreicht. Durch den ansteigenden Bodenwärmefluß sinken diese am Nachmittag auf Werte um 0,5-0,75 (Abb. 7.21c). Auf Grund der fehlenden Vegetation folgen die durchweg positiven  $CO_2$ -Flüsse weitgehend der Bodentemperatur. Gegen 9:24 umfaßt die NBL etwa 300 m und zeigt  $CO_2$ -Konzentrationen um 440 ppm. Die Obergrenze der CBL verschiebt sich bis 12:50 von 75 m auf 570 m. Gegen 11 Uhr überschreitet die CBL das Hainichniveau. Zu diesem Zeitpunkt wechselt die Windrichtung über dem Hainich von SSW auf NO. Mit dem Erreichen neutralerer Luftschichten wächst die Grenzschicht bis 15:32 auf 1470 m an. Um diese Zeit hat am Boden bereits die Bildung der neuen NBL begonnen (Abb. 7.21b).

In der Nacht zum 6.10. ist die Schichtbewölkung abgezogen und es hat sich verbreitet Bodennebel gebildet. Bei Gebesee führt dies zu erhöhter langwelliger Gegenstrahlung und verzögerter kurzwelliger Einstrahlung (Abb. 7.22c). Der Verlauf der Flußdichten wird desweiteren durch einzelne Stratusfelder geprägt, die die Standorte zeitlich versetzt beeinflussen. Darunter bildeten sich am Nachmittag etwa 2/8 *Cu hum*.

Gegen 8:52 beträgt der CO<sub>2</sub>-Gehalt in Bodennähe etwa 500 ppm. Die Potentielle Temperatur ist auf 8 °C gefallen und abgesetzte Niederschläge verringern die spezifische Feuchte der unteren Luftschichten. Nach Nebelauflösung erreicht die CBL gegen 11:57 230 m Höhe. Zwischen 250 m und 700 m führt Warmluftadvektion zur Bildung einer durchmischten Schicht. Der betroffene Höhenbereich und die Höhenabhängigkeit der Warmluftadvektion deuten auf eine Sekundärzirkulation zwischen Thüringer Becken und umliegenden Mittelgebirgen hin (Abb. 7.22b). Mit dem Einmischen dieser Schicht gegen 13:00 nimmt die Windgeschwindigkeit über Gebesee sprunghaft zu und erreicht mit 3 ms<sup>-1</sup> Werte, die denen des Standortes Hainich entsprechen. Gleichzeitig stabilisiert sich die Windrichtung auf SSW. Bis 15:13 ist eine Grenzschichthöhe von 1225 m erreicht.

Zwischen dem 12.10 und 14.10. liegt ein Hochdruckrücken (500 hPa) über dem Untersuchungsgebiet. Der Kern des Bodenhochs liegt über Süddeutschland. Im Verlauf der Kampagne verlagern sich die Druckgebilde um ca. 10° ostwärts. Die Warmluftadvektion erreicht ihr Maximun am 13.10. mit 5 K pro 24h (Abb. 7.23a, 7.24a, 7.25a). Unterhalb 850 hPa herrscht leichtes Absinken mit 1-3 hPah<sup>-1</sup>. Erst ein von Westen heranrückender Trog labilisiert die Schichtung oberhalb 900 hPa durch Hebung mit durchschnittlich -3 hPah<sup>-1</sup>. Während der gesamten Kampagne bleibt es wolkenlos.

Ausfälle der bodengestützten Messungen erschweren die Interpretation (Abb. 7.23c, 7.25c). Bei Gebesee führt der abgetrocknete Boden zu Bowenverhältnissen zwischen 1,5 und 2. Die CO<sub>2</sub>-Flüsse erreichen durch die Bodenatmung Werte von 0,2 bis 0,4 mgm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>. Der Hainich liegt bis in die Mittagsstunden oberhalb der NBL/CBL. Dies läßt sich anhand Windrichtung und -geschwindigkeit gut dokumentieren. Während im Hainich vom 12.10 00:00 bis zum 14.10. 9:00 südwestliche Richtungen (2-5 ms<sup>-1</sup>) vorherrschen, ist der Wind bei Gebesee meist schwach (um 1 ms<sup>-1</sup>) und stark umlaufend. Am 12.10. ist die Wirkung des voranschreitenden Grenzschichtwachstums gut ersichtlich. Der Wind dreht bei Gebesee ab ca. 13:00 auf SW und nimmt auf 3 ms<sup>-1</sup> zu. In den Vormittagsstunden des 14.10. verlagert sich der Kern der

Hochdruckzone nach Norden. Damit gelangt das Untersuchungsgebiet auf deren südsüdwestliche Seite und der Wind dreht im Hainich auf O bis NO.

Warmluftadvektion und geringe sensible Wärmeflüsse führen während der Kampagne zu geringem Grenzschichtwachstum und schlechter Durchmischung der CBL. Damit verbunden sind Schwierigkeiten bei der Festlegung der CBL-Obergrenze.

Zum ersten (9:12) und zweiten Flug (11:12) des 12.10. liegt die Obergrenze der schlecht durchmischten CBL bei etwa 150 m bzw. 300 m. Oberhalb etwa 800 m sinkt die spezifische Feuchte drastisch ab (Abb. 7.23b). Bis 13:24 sind 1000 m und bis 15:27 1026 m Grenzschichthöhe erreicht. Während der letzten Periode sinkt die Feuchte innerhalb der Grenzschicht durch Einmischen trockener troposphärischer Luft. Durch Stabilisierung können am Folgetag nicht mehr die Grenzschichthöhen des 12.10. erreicht werden. Nachdem die Obergrenze der CBL gegen 9:21 bei etwa 100 m lag, ist sie bis 11:12 auf 190 m angestiegen. Im Gegensatz zum Vortag sind die Profile weitgehend durchmischt. Die mesoskalig bedingte Erwärmung oberhalb der CBL begrenzt deren weitere Ausdehnung auf 300 m gegen 13:27 und 250 m gegen 15:17 (Abb. 7.24b). Am 14.10 steigt die CBL zwischen 9:45 und 11:03 von gut 100 m auf etwa 250 m an. Besonders die Profile des CO<sub>2</sub>-Gehaltes zeigen sich schlecht durchmischt. Bis 13:20 kann die CBL nur wenige Meter ansteigen. Ursächlich hierfür ist die Temperaturzunahme zwischen 300 m und 450 m. Oberhalb 450-500 m labilisiert sich die Schichtung. Die Stärke der Erwärmung zwischen 300 m und 450 m kann nicht ausschließlich über eine Sekundärzirkulation erklärt werden. Vielmehr führt die Labilisierung oberhalb 450 m und gleichzeitige Erwärmung zwischen 300 m und 450 m zu vertikalen Durchmischungsprozessen in einem Höhenbereich von 300 m und 750 m. Bis 14:45 sind 400 m Grenzschichthöhe erreicht. In den letzten beiden Stunden setzt starke Feuchteadvektion ein (Abb. 7.25b).

Periode	$F_{\theta}^{\ C}$ - $F_{\theta}^{\ E}$	$F_{\theta}^{\ S}$	$F_{\theta}{}^{G}$	$F_q^{\ C}$ - $F_q^{\ E}$	$F_q^{\ S}$	F <sub>q</sub> <sup>G</sup>	FV	$F_c^{C}-F_c^{E}$	F <sub>c</sub> <sup>S</sup>	<b>F</b> <sub>C</sub> <sup>G</sup>
5.10.01_23	146	16	129 (27)	170	-12	181 (36)	1,54	0,75	-0,17	0,92 (0,18)
5.10.01_34	127	16	111 (50)	149	-57	206 (116)	2,62	-1,51	-0,02	-1,49 (0,05)
6.10.01_12	126	3	123 (8)	74	1	73 (15)	1,01	-0,74	-0,06	-0,68 (0,15)
6.10.01_23	115	12	103 (36)	150	1	149 (57)	1,51	-0,94	0,04	0,90 (0,07)
12.10.01_12	144	6	138 (15)	73	0	73 (23)	0,84	0,07	-0,07	0,14 (0,08)
12.10.01_23	291	18	273 (49)	324	-46	370 (131)	2,16	-0,48	-0,07	-0,41 (0,10)
12.10.01_34	218	4	214 (36)	-313	-13	-301 (131)	-0,43	-1,60	-0,01	-1,59 (0,06)
13.10.01_12	174	6	169 (12)	88	-1	89 (20)	1,12	-1,05	-0,06	-0,99 (0,07)
13.10.01_23	169	5	165 (14)	91	-1	92 (33)	0,95	-0,07	-0,05	-0,02 (0,06)
13.10.01_34	112	13	99 (24)	28	-11	40 (55)	0,91	-1,49	-0,07	-1,42 (0,08)
14.10.01_12	172	14	157 (27)	72	-25	97 (69)	1,20	-0,81	-0,16	-0,65 (0,17)
14.10.01_23	118	11	107 (19)	-24	-28	4 (58)	0,43	-1,09	-0,14	-0,95 (0,15)
14.10.01_34	113	14	99 (32)	320	-22	342 (97)	2.48	-0,03	-0,13	0,10 (0,14)

Tab. 4.8Werte einzelner Terme und Gesamtbudgets (incl. Fehler) unter Vernachlässigung der<br/>Advektion im Oktober 2001, FMCA (Wm², mgm²s²), Farbindex s. Tab. 4.6

Im Vergleich zu den Sommerkampagnen hat sich das mittlere Verhältnis zwischen  $F^{S}$  und  $(F^{C}-F^{E})$  für das Budget sensibler und latenter Wärme abgesenkt. Für das CO<sub>2</sub>-Budget ist es

leicht angestiegen. Es liegt nun bei 0,06 für den sensiblen Wärmefluß sowie etwa 0,19 für den latenten Wärmefluß und den CO<sub>2</sub>-Fluß. Besonders für den latenten Wärmefluß bedeutet dies eine signifikante Senkung des zu erwartenden absoluten Fehlers. Dieser liegt nun bei etwa 30 bis 60 Wm<sup>-2</sup> im Gegensatz zu etwa 80 bis 200 Wm<sup>-2</sup> während der Sommerperioden. Auf Grund der unberücksitigten Advektion ist eine bessere Näherung der realen Flußdichten nicht garantiert. Dies dokumentiert sich in der hohen Anzahl der Perioden, die unrealistische Flußverhältnisse aufweisen. Da bei den vorherrschend niedrigen absoluten Flußdichten bereits kleine Änderungen genügen um große Schwankungen des Flußverhältnisses hervorzurufen, verliert diese Aussage etwas an Kraft.

### 4.2.3 Winterkampagnen

### Januar/Februar 2001

Im Winter 2001 wurden am 13.1., 15.1., 17.1. und 16.2. Meßflüge über dem Hainich sowie am 10.2. und 14.2 über dem Standort Gebesee durchgeführt. Die Daten des 15.1. und 17.1. sind auf Grund der Wetterbedingungen für eine weitere Auswertung unbrauchbar.

Am 13.1.01 liegt das Befliegungsgebiet am Südrand eines Hochdruckgebietes über der Nordsee. Im Laufe des Tages kommt es rückseitig eines Höhentroges über Polen zu starker Subsidenz (5-9 hPah<sup>-1</sup>) und Druckzunahme am Boden (Abb. 7.8a). An den Meßtürmen kam es zu andauernden Ausfällen (Abb. 7.8c). Die Einstrahlung wurde zunächst durch Hochnebel, später durch 3/8 *Sc* und 1/8 *Cu hum* behindert. Aus diesem Grund konnte der erste Flug erst gegen 12:50 durchgeführt werden. Zu diesem Zeitpunkt hatte sich unterhalb 800 m eine gut durchmischte CBL gebildet. Bis 14:58 steigt die Grenzschicht auf ca. 900 m an (Abb. 7.8b).

Am 10.2.01 00 UTC erstreckt sich ein schmaler Höhentrog von Norddeutschland bis nach Sizilien. Von einem Hoch mit Kern über Marokko breitet sich ein Keil in Richtung Mitteleuropa aus. Während des Tages verliert der Trog seinen Einfluß und es bildet sich eine ausgedehnte Hochdruckzone mit kräftigem Kern über Polen (Abb. 7.9a). Die Subsidenzrate steigt bis zum Nachmittag auf 3-6 hPah<sup>-1</sup> an. Warmluftadvektion führt in 850 hPa zu Erwärmungsraten von rund 5 K pro 24 h. Geringe Luftdruckgegensätze führen zu Windgeschwindigkeiten um 1-2 ms<sup>-1</sup>. Die Windrichtung dreht dabei im Hainich von O über S auf W. Bei Gebesee ist der Wind zunächst stark umlaufend, nach Einmischen der Restschicht stabilisiert sich die Windrichtung auf östliche Werte (Abb. 7.9c). Während des ersten Fluges (11:41) hat sich unter der bis auf 500 m reichenden NBL ein flache ca. 150 m dicke CBL gebildet. Ihre weitere Entwicklung wird im Raum Gebesee kaum durch 1-3/8 *Cu hum* behindert. Bis 15:34 ist die in den Morgenprofilen gut erkennbare Restschicht vollkommen eingemischt. Die Obergrenze der CBL liegt nun bei etwa 1100 m (Abb. 7.9b).

Zum 14.02.01 liegt Deutschland im östlichen Teil eines Hochdruckgebietes mit Kern über England (Abb. 7.10a). Durch eine antizyklonale Höhenströmung werden kräftige Absinkbewegungen von 4-6 hPah<sup>-1</sup> hervorgerufen. Während des fast wolkenlosen Tages (2/8 *Ci*, <1/8 *Cu hum*) ist es mit 1-2 ms<sup>-1</sup> schwach windig. Im Hainich weht der Wind aus östliche Richtungen, in Gebesee ist er zunächst umlaufend, am Nachmittag ebenfalls östlich. Die Flußdichten zeigen eine unterschiedliche Aufteilung der Nettostrahlung. Während im Hainich gut zwei Drittel der Nettostrahlung in sensible Wärme umgewandelt werden (Bowenverhältnis  $\approx$ 3), entspricht bei Gebesee die Summe aus sensiblem und latentem Wärmestrom dieser Größenordnung (Bowenverhältnis  $\approx$ 1) (Abb. 7.10c). Die extremen Bowenverhältnisse im Hainich werden durch den Energieumsatz an blattlosen Ästen und Zweigen hervorgerufen (vgl. KREIPL, 1993). Bei Gebesee fließt ein Drittel der Nettostrahlung in die Erwärmung des Bodens. Trotz der spärlichen Bodenbedeckung durch das Wintergetreide führt Photosynthese zu CO<sub>2</sub>-Flüsse um etwa -0,2 mgm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>. Um 11:18 ist die NBL fast vollständig von der neuen CBL eingemischt. Bei 200 m beginnt eine Restschicht die bis auf 700 m reicht. Die CBL kann bis 15:27 die über der Restschicht liegende Inversion nicht durchbrechen und verharrt bei ca. 700 m. In den troposphärischen Profilteilen ist ein Absinken um ca. 200 m zwischen den beiden Flügen erkennbar (Abb. 7.10b).

Bis zum 16.2. bildet die Hochdruckzone einen neuen Kern über Irland. Deutschland liegt bei geringen Luftdruckgegensätzen am Ostrand des neuen Hochdruckgebietes. Trotz Labilisierung (-9 K pro 24 h) durch großräumige Hebung (-4 bis -11 hPah<sup>-1</sup>) blieb der Tag wolkenlos (Abb. 7.11a, 7.11c). Im Thüringer Becken erhöhte bodennaher Dunst die langwellige Gegenstrahlung, die kurzwellige Einstrahlung wurde kaum beeinträchtigt. Dies erklärt den Phasenversatz der Nettostrahlung in der ersten Tageshälfte zwischen den beiden Standorten. Die Aufteilung der Nettostrahlung ist mit dem 14.2.01 vergleichbar. Der Wind bei Gebesee ist mit unter 1 ms<sup>-1</sup> sehr schwach und stark umlaufend, wobei östliche Richtungen überwiegen. Im Hainich dreht er bei einer Geschwindigkeit von etwa 2 ms<sup>-1</sup> von südlichen auf westliche Richtungen. Gegen 10:53 ist eine 100 m dicke NBL erkennbar. Zwischen Boden und 200 m Höhe ändert sich die potentielle Temperatur um 8 K und der CO<sub>2</sub>-Gehalt um etwa 25 ppm. Bis 13:05 erreicht die CBL ca. 150 m ohne die Gradienten vollständig abbauen zu können. Erst im Verlaufe des Nachmittages werden Grenzschichthöhen um 1100 m (15:34) erreicht. Oberhalb 1200 m ist die starke Abkühlungsrate erkennbar (Abb. 7.11b).

Periode	$F_{\theta}{}^{C}$ - $F_{\theta}{}^{E}$	$F_^S$	$F_{\theta}^{G}$	$F_q^{\ C}$ - $F_q^{\ E}$	$F_q^{S}$	<b>F</b> <sub>q</sub> <sup>G</sup>	FV	$F_c^{\ C}$ - $F_c^{\ E}$	F <sub>c</sub> <sup>S</sup>	<b>F</b> <sub>C</sub> <sup>G</sup>
13.1.01_12	-7	31	-37 (45)	19	-17	36 (24)	-0,01	0,02	-0,11	0,13 (0,12)
10.2.01_12	185	12	173 (31)	16	-25	41 (40)	1,16	-0,25	-0,03	-0,22 (0,05)
14.2.02_12	140	-15	155 (27)	1	27	-26 (23)	0,64	-0,18	0,01	-0,19 (0,01)
16.2.01_12	56	0	56 (5)	9	0	9 (7)	0,23	0,03	0,00	0,03 (0,01)
16.2.01_23	54	-20	74 (46)	19	10	8 (40)	0,40	0,36	0,09	0,27 (0,12)

Tab. 4.9Werte einzelner Terme und Gesamtbudgets (incl. Fehler) unter Vernachlässigung der<br/>Advektion im Januar/Februar 2001, FMCA (Wm², mgm²s⁻¹), Farbindex s. Tab. 4.6

Die Winterkampagnen unterscheiden sich hinsichtlich der Fehlerverteilung und -stärke nur wenig von den Herbstkampagnen. Geringe Grenzschichthöhen und Windgeschwindgkeiten sowie die geringe konvektive Turbulenz erschweren die Ableitung regional repräsentativer Flußwerte. Zusätzlich werden die Standorte wie im Herbst durch Sekundärzirkulationen beeinflußt, welche advektive Flüsse hervorrufen.

### 4.2.4 Frühjahrskampagnen

### Mai 2001

Während der Kampagne liegt das Untersuchungsgebiet am südlichen Rand eines ausgedehnten Hochdruckgebietes mit Kern über dem Nordmeer. Am 11.5. ändert sich die Höhenströmung über Mittel- und Osteuropa (Abb. 7.12a, 7.13a). Dadurch bricht die Absinkbewegung zusammen und vom Boden her setzt sich Hebung mit durchschnittlich -1 bis -3 hPah<sup>-1</sup> durch. Kaltluftadvektion führt in 850 hPa zu Abkühlungraten um 3 K pro 24 h. Die Druckgegensätze sind an beiden Tagen weitgehend konstant, so daß nach dem Einmischen der Restschicht nordöstliche Winde mit 3,5 bis 5,5 ms<sup>-1</sup> vorherrschen. Der Zeitpunkt des Einmischens dokumentiert sich durch rasches Ansteigen der Windgeschwindigkeit (Abb. 7.12c, 7.13c).

Der 10.5.01 begann wolkenlos. Während des ersten Fluges bildeten sich südlich einer Linie Weimar-Erfurt vereinzelte Cumuli, deren Basis rasch von 1000 m auf 1700 m anstieg. Erst um die Mittagszeit bilden sich bei Gebesee 1-2/8 Cu hum. Die Aufteilung der Nettostrahlung ist vollkommen unterschiedlich. Die Laubbäume des Hainich haben ihren Blattaustrieb noch nicht beendet. Der Anteil der an den Ästen und Zweigen umgesetzten Strahlungsenergie führt zu Bowenverhältnissen von etwa zwei. Bei Gebesee befindet sich der Winterweizen in seiner Hauptwachstumsphase und rund 75 % der Nettostrahlung wird als latente Wärme freigesetzt. Die Bowenverhältnisse sind mit 0,1 bis 0,2 sehr niedrig (Abb. 7.12c). Über dem Wintergetreide erreichen die CO<sub>2</sub>-Flüsse Werte unterhalb -1 mgm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>. Im Hainich liegen die entsprechenden Werte bei -0,2 mgm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>. An beiden Tagen ist am Standort Gebesee eine Phasenverschiebung zwischen den sensiblen und latenten Wärmeflüssen zu beobachten. Eine mögliche Erklärung dafür findet sich in der Advektion wärmerer und trockenerer Luft, die die Temperaturdifferenz zwischen Pflanzen und bodennaher Luft reduziert und den Gradienten der spezifischen Feuchte erhöht. Während des ersten Fluges am 10.5. (9:29) hat die CBL eine Höhe von 400 m erreicht. Nach Einmischung der Restschicht (500 m bis 1300 m) erreicht sie 13:13 eine Höhe von 1400 m. Gleichzeitig ist in den unteren 400 m ein großer vertikaler CO2-Gradient erkennbar. Gründe hierfür sind die für einige Ackerflächen nicht repräsentativen Flußdichten am Standort Gebesee und die geringe Produktion konvektiver Turbulenz über dem Weizenfeld. Unter dem Einfluß der Absinkbewegung, vermag die CBL nicht weiter zu wachsen und ihre Obergrenze verharrt bei 1450 m (Abb. 7.12b). Da gleichzeitig der Fluß sensibler Wärme auf unter 50 Wm<sup>-2</sup> sinkt, muß die beobachtete Erwärmung um rund 2 K teilweise auf advektive Vorgänge zurückgeführt werden.

Schon während des ersten Fluges (9:19) des 11.5. bildeten sich über den Höhenzügen Cumuli. Der Bedeckungsgrad nahm im Süden rasch auf 3-5/8 *Cu med* und *Cu con* zu. Von Norden ging die Bewölkung in 2-3/8 *Cu hum* über. Besonders über dem Hainich ist die Nettostrahlung zeitweilig eingeschränkt. Zum Zeitpunkt des ersten Fluges ist die NBL noch intakt. Zwischen dem Boden und 500 m beträgt CO<sub>2</sub>-Differenz mehr als 30 ppm (Abb. 7.13b). Die CBL wächst bis zum zweiten Flug (13:31) auf etwa 2050 m, bis 16:53 auf 2200 m. Die Temperatur- und CO<sub>2</sub>-Profile ändern sich während der letzten Periode kaum, lediglich die spezifische Feuchte nimmt noch deutlich zu.

Periode	$F_{\theta}^{\ C} \text{-} F_{\theta}^{\ E}$	$F_\theta^{\ S}$	$F_{\theta}^{\ G}$	$F_q^C - F_q^E$	$F_q^{\ S}$	$\mathbf{F_q}^{\mathbf{G}}$	FV	$F_c^{C}$ - $F_c^{E}$	F <sub>c</sub> <sup>S</sup>	$\mathbf{F_C}^{\mathbf{G}}$
10.5.01_12	267	32	236 (56)	-20	-94	75 (138)	0,60	-0,61	0,04	-0,66 (0,06)
10.5.01_23	217	29	189 (56)	2	-117	119 (169)	0,71	-0,90	0,16	-1,06 (0,19)
11.5.01_12	210	3	207 (32)	-55	-7	-48 (50)	0,31	-1,21	0,01	-1,21 (0,04)
11.5.01_23	0	5	-5 (44)	410	-24	434 (80)	1,10	-0,28	0,04	-0,32 (0,08)

Tab. 4.10 Werte einzelner Terme und Gesamtbudgets (incl. Fehler) unter Vernachlässigung der Advektion im Mai 2001, FMCA (Wm<sup>-2</sup>, mgm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>), Farbindex s. Tab. 4.6

Die Frühjahrskampagnen sind geprägt von starken Schwankungen der Subsidenz. Dies wirkt sich direkt auf den Gesamtfehler und die Fehler der einzelnen Terme aus. Gleichzeitig ist diese Zeit des Jahres auf Grund rasch wechselnder Luftmassen häufig durch advektive Prozesse gekennzeichnet. Die geringe Zahl der Flugperioden verbietet die Angabe eines mittleren absoluten Fehlers. Die im Frühjahr häufig anzutreffenden Labilität der einfließenden Luftmassen erhöht die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten aktiver Wolken und erschwert damit die Budgetrechnungen.

Im Vergleich der Jahreszeiten lassen sich hinsichtlich der Anwendbarkeit der Budgetrechnungen zwei Zeiträume grob voneinander trennen. Der Zeitraum Frühjahr/Sommer ist bei mittleren bis hohen CBL-Höhen und guter räumlicher Durchmischung der CBL gut für die Ableitung von regionalen Flußwerten geeignet. Diese Aussage muß jedoch mit Blick auf die häufig auftretenden Advektion relativiert werden. Dies betrifft insbesondere die Frühjahrsperioden. Im Winter und im Herbst repräsentieren die abgeleiteten Flußwerte häufig ein kleineres Quellgebiet. Damit treten lokale Besonderheiten eher in den Vordergrund. Letztendlich entscheidet die aktuelle synoptische Situation über die Aussagekraft der Budgetrechnung. Die hier vorgenommene grobe Klassifikation sollte nicht überbewertet werden.

## 4.3 Vergleich der Methoden FMCA und FOA

### 4.3.1 Vergleich der Methoden ohne Berücksichtigung der Advektion

Für 40 der 48 Budgetperioden konnten Lösungen mittels der Optimierungsmethode FOA gefunden werden. In den restlichen Fällen konnte innerhalb der festgelegten Bereiche der Modellparameter die Grenzschichthöhe  $z_{i,PE}$  nicht errechnet werden. Die Ursachen hierfür sind in den einzelnen Fällen vielschichtig. Generell müssen Ungenauigkeiten in der Grenzschichthöhenbestimmung, Advektion von Grenzschichthöhe, jahreszeitliche Schwankungen des Flußverhältnisses FV und tageszeitliche Abhängigkeit des Entrainmentparameters A (vgl. Abschn. 2) für das teilweise Scheitern der Optimierungsrechnung verantwortlich gemacht werden. Obgleich einige Parameter mit Hilfe der bodengestützten Messungen noch besser einzugrenzen wären, wurde darauf verzichtet. Eine engerer Vernetzung und Abhängigkeit der Methoden untereinander, ist in dieser Arbeit nicht erwünscht, da der Vergleich der Methoden im Vordergrund steht.

Beide Methoden basieren auf flugzeuggestützten Messungen. Es wird zunächst der Term  $F_s^{\ C}-F_s^{\ E}$  beider Methoden, also die Differenz des vertikalen Intergrales der Skalardichten zwischen Erdoberfläche und  $z_{top}$ , miteinander verglichen (vgl. (2.3.6) und (2.3.7), (2.4.3)). Die FMCA liefert diesen direkt. Im Falle der FOA muß  $F_s^{\ C}-F_s^{\ E}$  aus  $F_s^{\ G}$  (dem Fluß an der



Erdoberfläche),  $F_s^S$  (dem Subsidenzfluß bei  $z_{top}$ ) und  $F_s^H$  (dem Fluß horizontaler Advektion) gewonnen werden. Abb. 4.1a und 4.1b zeigen das Verhältnis der mit den beiden Methoden ermittelten Wertepaare für  $F_s^C$ - $F_s^E$ . Die auftretenden Abweichungen sind gering. Nur zwei Wertepaare (21.10.01\_12 rot, 10.5.01\_23 blau) zeigen eine Abweichung von mehr als 20 Prozent. Die Ursache dafür liegt in Abweichungen zwischen der Vertikalgeschwindigkeit des Globalmodelles und der von der FOA optimierten Vertikalgeschwindigkeit. Die Optimierung der Vertikalbewegung und des Entrainmentparameters A beeinflussen sich gegenseitig.





1:1 und ±20 % Linien

Abbildung 4.2 zeigt die Gegenüberstellung der Subsidenzterme  $F^{S}$ . Für großräumige Absinkbewegungen zeigen die Wertepaare der potentiellen Temperatur und der spezifischen Feuchte einen Trend zu betraglich verringerten Subsidenzflüssen der FOA gegenüber denen der FMCA. Sind dagegen Hebungsprozesse vorherrschend, so kehren sich die Verhältnisse um und die Beträge der FOA-Werte überragen diejenigen der FMCA. Die dabei auftretenden Abweichungen sind mit dem in Abschnitt 2.6 angenommenen Schwankungsbereich für *w* erklärbar. Eine Ursache für dieses Verhalten könnte in der Festlegung des wahrscheinlichsten Wertes *A* auf 0,24 liegen. Ist dieser Betrag und damit das Grenzschichtwachstum zu niedrig, so werden bei großräumigem Absinken tendenziell geringere Absinkgeschwindigkeiten und somit betraglich reduzierte Subsidenzflüsse optimiert. Bei großräumiger Hebung führt eine Unterschätzung von *A* zu vergrößerter Hebung und somit zu erhöhten Flußbeträgen.



Abb. 4.2 Vergleich der Subsidenzterme  $F^{S}$ Rot: sensibler Wärmefluß  $F_{\theta}$ Blau: latenter Wärmefluß  $F_{q}$ Grün: Kohlendioxidfluß  $F_{C}$ 

1:1 Linie

Durch Subtraktion des Subsidenzflusses,  $F^S$ , erhält man aus der Differenz der vertikal integrierten Skalardichten,  $F^C$ - $F^E$ , eine erste Abschätzung für den Erdoberflächenfluß. Diese vernachlässigt noch die horizontale Advektion  $F^H$ . Die Übereinstimmung der entsprechenden Wertepaare (Abb. 4.3a,b) ist bis auf einzelne Paare ähnlich gut wie in Abb. 4.1. Für drei Perioden (19.7.01\_12, 26.7.01\_23, 26.7.01\_45) liegen die Werte des latenten Wärmeflusses der FMCA deutlich oberhalb denjenigen der FOA. In diesen Fällen sind die Abweichungen hauptsächlich subsidenzbedingt.



Der Vergleich zwischen dieser Abschätzung für die Erdoberflächenflüsse  $(F^C - F^E - F^S)$  und den rein bodengestützen Werten der Methode FPA für die Erdoberflächenflüsse  $F^G$  zeigt deutliche Abweichungen in den Wertepaaren (Abb. 4.4a,b). Dabei sind die Unterschiede zwischen der FMCA und der FOA eher klein, was direkt aus der guten Übereinstimmung in den Abbildungen 4.3a/b folgt. Die Wertepaare des sensiblen Wärmeflusses weichen zu großen Teilen weniger als 50 Prozent voneinander ab. Nur unterhalb 100 Wm<sup>-2</sup>  $F_{\theta}^{G}$  (FPA) sind die FMCA- und FOA-Werte größtenteils höher als die der FPA. Teile dieser Abweichungen sind advektiv bedingt und verringern sich bei Berücksichtigung dieser (vgl. Abb. 4.10b).



Abb. 4.4a Term  $(F^C - F^E - F^S)$  der Methoden FMCA und FOA im Vergleich zum advektionsbehafteten Erdoberflächenfluß  $F^G$  der Methode FPA  $(F^C - F^E - F^S =$  Erdoberflächenfluß ohne Berücksichtigung der horizontalen Advektion) Rot: sensibler Wärmefluß  $F_{\theta}$ Blau: latenter Wärmefluß  $F_{q}$ Kreise: FOA Dreiecke: FMCA

1:1 und ±50 % Linien

Die Wertepaare der latenten Wärmeflüsse zeigen dieses Verhalten nicht und liegen weit verstreut. Ursächlich hierfür ist ebenso die Nichtberücksichtigung der horizontalen Advektionflüsse  $F^H$  im Term  $(F^C - F^E - F^S)$  der Methoden FMCA und FOA. Die das Kohlendioxidbudget beschreibenden Wertepaare (Abb. 4.4b) streuen ebenfalls außerhalb des frei gewählten Bereiches von 50 % Abweichung. Dabei zeigt sich auch ohne



Abb. 4.4b Term  $(F^C - F^E - F^S)$  der Methoden FMCA und FOA im Vergleich zum advektionsbehafteten Erdoberflächenfluß  $F^G$  der Methode FPA ( $F^C - F^E - F^S =$  Erdoberflächenfluß ohne Berücksichtigung der horizontalen Advektion)

Grün: Kohlendioxidfluß  $F_C$ Kreise: FOA Dreiecke: FMCA 1:1 und  $\pm 50$  % Linie Berücksichtigung der Advektion eine bessere Übereinstimmung (hier nicht separat dargestellt, vgl. Abb. 4.9a,b) am Standort Hainich als am Standort Gebesee.

Inwiefern die Ursachen der beobachteten Unterschiede in unzutreffenden Annahmen der Hochrechnung FPA oder aber in nicht zu vernachlässigenden Advektionstermen gesucht werden müssen, wird in Abschnitt 4.4 untersucht. Treten Advektionsflüsse auf, so sind diese im Term  $(F^C - F^E - F^S) = (F^G + F^H)$  der Methoden FOA und FMCA (Abb. 4.4a,b) noch enthalten (bleiben unberücksichtigt!), im Term  $F^G$  der Methode FPA jedoch nicht mehr (werden berücksichtigt!). Damit schlagen sich advektive Flüsse in den beiden Abbildungen als Abweichungen von der 1:1 Linie nieder.

### 4.3.2 Vergleich der Methoden mit Berücksichtigung der Advektion

Die FMCA liefert zwei Abschätzungen des Advektionstermes,  $F^{A}$  für die Advektionsflüsse zwischen der aktuellen Grenzschichtobergrenze und  $z_{top}$  sowie  $F^{A+B}$  für diejenigen zwischen Erdoberfläche und  $z_{top}$ . Die FOA liefert dagegen nur einen Wert,  $F^{H} = F^{A+B}$ . Abbildung 4.5 zeigt den Vergleich der Advektionswerte der FMCA und FOA.



Abb. 4.5 Vergleich der Advektionsabschätzungen der Methoden FMCA und FOA  $F^{4}$  FMCA-Abschätzung für advektive Flüsse zwischen  $z_{i}(t)$  und  $z_{top}$  $F^{d+B}$  FMCA-Abschätzung für advektive Flüsse zwischen z=0 und  $z_{top}$  $F^{H}$  FOA-Abschätzung für advektive Flüsse zwischen z=0 und  $z_{top}$ 

Rot: sensibler Wärmefluß  $F_{\theta}$ Blau: latenter Wärmefluß  $F_{q}$ Kreise: FMCA  $F^{A}$  vs. FOA  $F^{H}$ Dreiecke: FMCA  $F^{A+B}$  vs. FOA  $F^{H}$ 

Eine Tendenz zur Übereinstimmung ist nicht gegeben. Die Beträge der Werte  $F^{A}$  der FMCA liegen für beide Skalare unterhalb denen der Werte  $F^{H}$  der Methode FOA. Die Beträge der Werte  $F^{A+B}$  der FMCA sind stets größer als diejenigen der Werte  $F^{4}$  und übertreffen oft auch diejenigen der Werte  $F^{H}$  der FOA. Bei kleinen Unterschieden zwischen  $z_{i1}$  und  $z_{i2}$  ist der Unterschied zwischen  $F^{4}$  und  $F^{A+B}$  größer als in Fällen mit stärkerer Grenzschichthöhenentwicklung - eine direkte Folge der Extrapolation der advektiven Änderungen von  $z_{i}(t)$  bis zur Erdoberfläche (vgl. Abschn. 2.5).

Die FOA-Advektionswerte der sensiblen Wärme überschreiten in keinem Fall  $\pm 75$  Wm<sup>-2</sup>, obgleich von der Methode maximal  $\pm 100$  Wm<sup>-2</sup> toleriert werden. Die Advektionsflüsse latenter Wärme fallen für die FOA meist innerhalb  $\pm 150$  Wm<sup>-2</sup>, einige Datenpunkte erreichen

knapp  $\pm 300 \text{ Wm}^{-2}$ . Vier Datenpunkte  $(F_q^{A+B})$  liegen außerhalb des dargestellten Wertebereiches.

Die Methode FOA liefert für  $F_c$  keine Advektionsabschätzung. Dazu wären einschränkende Randbedingungen für die Stärke der CO<sub>2</sub>-Advektion und eine Kopplung der CO<sub>2</sub>-Flüsse an die Größen Nettostrahlung, latenter Wärmefluß oder sensibler Wärmefluß nötig. Am ehesten denkbar ist eine Kopplung an die Nettostrahlung und den latenten Wärmefluß. Dieser Ansatz wird hier nicht weiter untersucht, da er sich zu sehr von der direkten Auswertung der Flugmessungen entfernt und letztendlich in ein den CO<sub>2</sub>-Austausch simulierendes Modell mündet. Trotzdem würde eine solche Kombination die Aussagekraft der Methode FOA bezüglich des Kohlendioxidflusses  $F_c$  verbessern und dabei voraussichtlich eine zum latenten Wärmefluß  $F_q$  vergleichbare Genauigkeit ermöglichen. Momentan liefert die FOA, hinsichtlich der Erdoberflächenflüsse von Kohlendioxid, kaum bessere Werte als die FMCA.



Die Auswirkung der unterschiedlichen Advektionsabschätzungen auf die zu berechnenden Erdoberflächenflüsse zeigt Abbildung 4.6. In dieser liegen die sensiblen Wärmeflüsse zumeist innerhalb eines ±50 Prozent-Bereiches, eine Folge der betraglich kleinen Advektionsterme.



Abb. 4.6b Skalarflußdichten an der Erdoberfläche unter Berücksichtigung der Advektion FMCA vs. FOA

Grün: Kohlendioxidfluß  $F_C$ Kreise: FMCA  $F^G$  ( $F^A$ ) vs. FOA  $F^G$ Dreiecke: FMCA  $F^G$  ( $F^{A+B}$ ) vs. FOA  $F^G$ 

1:1 Linie

Die Wertepaare der latenten Wärmeflüsse liegen weit verstreut und zu großen Teilen außerhalb des genannten Bereiches. Besonders große Abweichungen zu den Werten der FOA zeigen die auf  $F^{A+B}$  basierenden Werte der FMCA (Dreiecke).

In Abbildung 4.6b zeigt sich die geringe synoptische Advektion von  $CO_2$  innerhalb der freien Troposphäre. Die Unterschiede zwischen der FMCA und der FOA sind überwiegend gering. Da die FOA die Advektion für  $CO_2$  nicht berücksichtigt, spiegeln die Abweichungen im Wesentlichen die Beträge der Advektionsabschätzungen der FMCA wieder. Da Letztere auf der troposphärischen Advektion basieren und die resultierenden Abweichungen in  $F^G$  gering sind, muß die synoptisch bedingte Advektion von  $CO_2$  oberhalb  $z_i(t)$  i.d.R. gering sein. Lediglich einige Wertepaare der FMCA, basierend auf der Abschätzung  $(F^{A+B})$ , zeigen eine etwas größere Abweichung gegenüber der FOA.

Als Folge der Berücksichtigung der horizontalen Advektion in den Methoden FMCA und FOA differieren die Werte  $F^G$  der beiden Methoden stärker als zuvor die Werte  $(F^C - F^E - F^S)$  (vgl. Abb. 4.3a,b). Eine generelle Antwort auf die Frage welche der drei Advektionsabschätzungen am ehesten zutreffend ist, kann aus den Abbildungen 4.6a,b nicht gewonnen werden. Die extrem negativen Werte der FMCA für den latenten Wärmefluß in Abb. 4.6a sind unrealistisch. Für den CO<sub>2</sub>-Fluß scheinen im Wesentlichen lokale Advektionsmuster eine Rolle zu spielen.

# 4.4 Vergleich der Budgetmethoden mit bodengestützten Werten

Im Folgenden werden die mit den Methoden FMCA und FOA berechneten Flußdichten den Turmwerten und den auf diesen basierenden Hochrechnungen der FPA gegenübergestellt. Letztere liefern direkt den gesuchten Erdoberflächenfluß, in Zeit und Raum über das Quellgebiet integriert. Obgleich die FPA nicht als fehlerfrei betrachtet werden kann, stellen ihre Ergebnisse eine gute Vergleichsmöglichkeit dar. Insbesondere die Advektionsabschätzungen können untersucht werden. Dazu wird im Falle der FMCA ausschließlich der Term  $F^4$  verwendet. Eine Verwendung von  $F^{4+B}$  führte durchweg zu schlechteren Ergebnissen.

Ein Problem der FPA ist die Festlegung auf einen räumlich und zeitlich konstanten Windvektor. Diese Vereinfachung ist eine Folge der geringen räumlichen Auflösung der Windmessungen. Der zeitliche Verlauf des Windes an den Meßtürmen ist nicht zwangsläufig für das luvseitige Vorfeld des jeweiligen Standortes repräsentativ. Ein zweites Problem stellt die Interpolation der Nettostrahlung dar. In Zusammenhang mit der geringen Dichte des Meßnetzes zeigen sich vor Allem bei konvektiver Bewölkung und mittleren bis stärkeren Winden Probleme. Der durch Licht und Schatten der vorüberziehenden Cumuli beeinflußte Tagesgang der Nettostrahlung an den Meßtürmen wird auf das Quellgebiet der Periode übertragen. Das Interpolationsverfahren kann in diesen Fällen die Strahlungsverhältnisse des Quellgebietes nur bedingt abschätzen. An Tagen mit eher schichtartiger Bewölkung (Ci, As, Ac) liefert die Interpolation dagegen gute Ergebnisse.

### 4.4.1 Vergleich mit den an den Türmen gemessenen Werten

Der direkte Vergleich der regionalen Flußwerte (FMCA, FOA) mit den an den Meßtürmen erfaßten Werten, ist in seiner Aussagekraft eingeschränkt. Verantwortlich hierfür sind die unterschiedlichen Quellgebiete der Meßverfahren von etwa 1 km<sup>2</sup> (Turm) und 50-500 km<sup>2</sup> (Budgetrechnungen).

Abbildung 4.7 zeigt den Vergleich für den sensiblen Wärmefluß. Betrachtet man die Berechnungsergebnisse aller Budgetperioden (große und kleine Punkte in Abb. 4.7), so zeigt die FMCA gegenüber dem Hainich (grüne Punkte) eine mittlere Abweichung von 89 Wm<sup>-2</sup>, die FOA 91 Wm<sup>-2</sup>. Am Standort Gebesee (orange Punkte) sind die Abweichungen der FMCA/FOA gegenüber den Eddykovarianzmessungen geringer. Sie betragen im Mittel über alle Perioden 70 Wm<sup>-2</sup> (FMCA) und 53 Wm<sup>-2</sup> (FOA). Werden nur die am jeweiligen Standort durchgeführten Perioden berücksichtigt (jeweils nur große Punkte in Abb. 4.7), so betragen die Abweichungen 80 Wm<sup>-2</sup> (FMCA) und 84 (FOA) Wm<sup>-2</sup> im Hainich sowie 66 Wm<sup>-2</sup> (FMCA) und 48 Wm<sup>-2</sup> (FOA) bei Gebesee. Da die Abweichungen am Standort Gebesee geringer ausfallen, sprechen die Daten, hinsichtlich des sensiblen Wärmeflusses, dem Turm bei Gebesee eine höhere Repräsentanz zu als dem Turm im Hainich.

Bei Gebesee tendieren vor allem die Werte der Frühjahrskampagnen (orange schwarz umrandet in Abb. 4.7a,b) zu größeren Abweichungen. Die Flußwerte des Turmes liegen deutlich unter denen der FMCA/FOA. Zu diesem Zeitpunkt im Jahresverlauf repräsentiert der Winterweizenbestand (Phase starken Wachstums) bei Gebesee nicht die Gesamtheit des Quellgebietes der Budgetmethoden. In den anderen Jahreszeiten und insbesondere im Sommer (nicht eigens gekennzeichnet) sind die Abweichungen zwischen FMCA/FOA und den Turmwerten weitaus geringer.

Trotz des vom Ansatz her schwierigen Vergleiches der Budgetmethoden mit den Eddykovarianzmessungen, läßt sich die Wirkung der Advektionsabschätzungen darstellen. Als Beispiel seien zwei Sommerperioden über dem Hainich gewählt (grün schwarz umrandet in Abb. 4.7a,b). Der Unterschied in der Lage der Datenpunkte ist weitgehend advektionsbedingt. In beiden Fällen reduziert sich mit dem Übergang von der FMCA zur FOA die Abweichung zum am Turm gemessenen Flußwert (Abb. 4.7b).





Die Ergebnisse zeigen, daß beide Methoden für die Ermittlung regionaler Flußwerte sensibler Wärme sinnvoll einsetzbar sind. Jedoch lassen sie am Standort Hainich keine generelle Entscheidung zu, welche der beiden Berechnungsmethoden, FMCA oder FOA, von Vorteil ist. Der Standort Gebesee zeigt dagegen leichte Vorteile der FOA gegenüber der FMCA. Hierbei bleiben diejenigen Perioden unberücksichtigt, für die die FOA keine Lösung liefern konnte! Die insgesamt niedrigeren Abweichungen am Standort Gebesee (s.o.) deuten auf eine im Jahresmittel höhere regionale Aussagekraft hinsichtlich des sensiblen Wärmeflusses hin.

Die Berechnung des Budgets latenter Wärme stellt die höchsten Anforderungen an die Berechnungsmethoden FMCA und FOA. Geringe relative Luftfeuchten oberhalb der CBL steigern die Fehler der Feuchtemessung. Große Sprünge der spezifischen Feuchte an der Grenzschichtobergrenze lassen den Subsidenzterm und dessen Fehler anwachsen. Die latenten Wärmeflüsse an der Erdoberfläche und der CBL-Obergrenze sind meist positiv. Dadurch fällt die zeitliche Änderung der Feuchteprofile sehr gering aus. Dies schlägt sich in größeren relativen Fehlern des Termes ( $F^C$ - $F^E$ ) nieder.



umrandet: ausgewählte Beispiele, s. Text

1:1 und ±30 % Linien

Abbildung 4.8a zeigt den Vergleich der FMCA-Berechnungen mit den direkten Turmmessungen der latenten Wärmeflüsse. Die gemittelten Abweichungen fallen im Hainich mit 196 Wm<sup>-2</sup> (alle Perioden, große und kleine grüne Kreise) und 177 Wm<sup>-2</sup> (lokale Perioden, nur große grüne Kreise) größer aus als am Standort Gebesee. Hier erreichen die Werte 168 Wm<sup>-2</sup> (alle Perioden, große und kleine orange Kreise) und 165 Wm<sup>-2</sup> (lokale Perioden, nur große orange Kreise). Damit sind die Abweichungen der FMCA für die latenten Wärmeflüsse 2-3 mal höher als die der sensiblen Wärmeflüsse. Die mittleren Abweichungen der FOA liegen sowohl im Hainich als auch um Gebesee auf dem Niveau derer der sensiblen Wärmeflüsse. Sie betragen für alle Perioden 116 Wm<sup>-2</sup> (Hainich) und 59 Wm<sup>-2</sup> (Gebesee) sowie 87 Wm<sup>-2</sup> (Hainich) und 50 Wm<sup>-2</sup> (Gebesee) für die lokalen Perioden. In den weitaus geringeren Abweichungen der FOA gegenüber den Ergebnissen der Türme, zeigt sich deutlich die in Betrag und Vorzeichen gute Wirkung der Advektionsabschätzung innerhalb der FOA. Die implizite Berücksichtigung der Advektion durch die FOA liefert bessere Ergebnisse (geringere Abweichungen) als die direkten Berechnungen zur Horizontaladvektion der FMCA. Besonders während der Frühjahrskampagne sind die Unterschiede in den Energebnissen erkennbar. Während die FMCA für drei der vier Budgetoperioden (Abb. 4.8a, schwarz umrandet) sehr niedrige latente Wärmeflüsse berechnet, liefert die FOA eine befriedigendere Übereinstimmung mit der bodengestützten Eddykovarianzmessungen (4.8b, schwarz umrandet).

Abbildung 4.9 vergleicht die Kohlendioxidflüsse. Sie zeigt unabhängig von der Wahl der Berechnungsmethode eine scharfe Zweiteilung der Ergebnisse hinsichtlich der Standorte. Die weitgehende Übereinstimmung der Ergebnisse zwischen den Methoden FMCA und FOA ist Folge der Nichtberücksichtigung der Advektion von Kohlendioxid innerhalb der FOA. Die Flußwerte der über dem Hainich durchgeführten Perioden (große grüne Kreise) sind näherungsweise mit den Eddykovarianzmessungen am Turm vergleichbar. Auch ihre Lage links der 1:1-Linie in Abb. 4.9a,b ist nachvollziehbar. Alle der grünen schwarz umrandeten Datenpunkte in Abb. 4.9a,b beschreiben die Sommerkampagnen 2000. Die Quellgebiete dieser Budgetperioden umfassen neben den Waldgebieten des Hainich auch größere Anteile Ackerflächen. Auf Letzteren sollte der Reifeprozeß der Pflanzen (zumeist Wintergetreide) bereits fortgeschritten und somit die Kohlendioxidaufnahme reduziert sein. Dies würde die gegenüber den Turmmessungen im Hainich geringeren Flußwerte der Budgetrechnungen erklären. Leider existierte zu diesem Zeitpunkt der Turm bei Gebesee noch nicht, so daß diese Aussagen hypothetisch bleiben und die entsprechenden Datenpunkte in Abb. 4.12a,b nicht mehr auftauchen.



Abb. 4.9, a (links), b (rechts) Gegenüberstellung der Turmmessungen und der FMCA/FOA Berechnungen für den Kohlendioxidfluß  $F_c^G$ Links: FMCA  $F_c^G$  vs. Turm  $F_c^G$ Rechts: FOA  $F_c^G$  vs. Turm  $F_c^G$ Grün: Hainich Orange: Gebesee großer Kreis: über dem jeweiligen Standort geflogen kleiner Kreis : über dem anderen Standort geflogen umrandet: ausgewählte Beispiele, s. Text 1:1 und ±30 % Linien

Die am Turm bei Gebesee gemessenen CO<sub>2</sub>-Flußwerte scheinen hinsichtlich der Kohlendioxidflüsse nicht repräsentativ für ihre Umgebung zu sein. Für die Flüsse sensibler Wärme war dies jedoch weitgehend der Fall (vgl. Abb. 4.7a,b). Aussagen zur Repräsentativität sind demnach nicht generell auf andere Skalare übertragbar.

Neben einigen Perioden im Herbst zeigen nur diejenigen im Februar und Mai 2001 (orange schwarz umrandet) Abweichungen, welche mit denjenigen der Sommerkampagnen im Hainich vergleichbar sind. Ursächlich hierfür ist des zeitige Wachstum des Winterweizenbestandes um den Turm bei Gebesee. In den Sommermonaten kommt die Aufnahme von CO<sub>2</sub> bei Gebesee zum Erliegen und es dominiert die Respiration. Die Budgetmethoden FMCA und FOA liefern dagegen weiterhin negative CO<sub>2</sub>-Flüsse. Obgleich zu dieser Zeit über Gebesee geflogen wurde, stimmen die Eddykovarianzwerte des Turmes im Hainich (kleine grüne Kreise) gut mit den Ergebnissen der Budgetrechnungen überein. Dies deutet darauf hin, daß in den Quellgebieten der Budgetperioden größere Anteile noch grüner Vegetation vorhanden

waren. Inwieweit deren Einfluß durch den Übergang von den direkten Turmmessungen auf die Hochrechnung FPA erfaßt werden kann, wird in Abschnitt 4.4.2 untersucht.

Die Unterschiede in den Abweichungen bei Betrachtung aller Perioden und der Betrachtung der jeweils lokalen Perioden sind klein. Dies gilt ebenso für einen Vergleich zwischen den Methoden selbst. Da die Horizontaladvektion  $F_c^H$  in der Methode FOA nicht berücksichtigt wird, sind Unterschiede zur FMCA weitgehend durch den im CO<sub>2</sub>-Budget gering ausfallenden Subsidenzfluß bedingt. Die mittleren Abweichungen betragen etwa 0,45 mgm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup> im Hainich und 0,75 mgm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup> bei Gebesee.

### 4.4.2 Vergleich mit den Werten der Methode FPA

Im Gegensatz zu Abschnitt 4.4.1 dienen in Abschn.4.4.2 nicht mehr die direkten Meßwerte an den Türmen als Vergleichswert für die Budgetmethoden FMCA und FOA, sondern deren Hochrechnung auf das Quellgebiet der jeweiligen Budgetperiode mittels der FPA. Dieses Vorgehen sollte in heterogenen Gebieten und insbesondere in Zeiten extremer Unterschiede im Vegetationsstadium zwischen den einzelnen Landnutzungsklassen, zu geringeren Abweichungen zwischen den flugzeug- und bodengestützten Methoden führen. Da die FPA die Daten beider Türme benötigt, der Turm bei Gebesee jedoch erst im Winter 2001 einsatzbereit war, können nicht alle Perioden für den Vergleich herangezogen werden. Dies betrifft neben den Perioden des Jahres 2000 auch diejenigen vom Herbst 2001 (partieller Ausfall der Turmmessungen, vgl. Abb. 7.21ff). Dadurch verringert sich in diesem Vergleich der Anteil der über dem Hainich durchgeführten Perioden.



Abb. 4.10, a (links), b (rechts) Gegenüberstellung der FPA und der FMCA/FOA Berechnungen für den sensiblen Wärmefluß  $F_{\theta}^{G}$ , jeweils nur eingezeichnet wenn beide Türme verfügbar waren. Links: FMCA  $F_{\theta}^{G}$  vs. FPA  $F_{\theta}^{G}$ Rechts: FOA  $F_{\theta}^{G}$  vs. FPA  $F_{\theta}^{G}$ Karo: Winter Kreis: Frühjahr Quadrat: Sommer Dreieck: Herbst Rot: ausgewählte Beispiele, s.Text

1:1 und  $\pm 30$  % Linien

Abbildung 4.10a vergleicht die Werte der sensiblen Wärmeflüsse zwischen der FMCA und der FPA. Abbildung 4.10b zeigt den Vergleich der Methoden FOA und FPA. Dabei wurden nur Werte der FPA berücksichtigt, für die beide Türme Eingangsdaten liefern konnten.

Da die Werte für  $F_{\theta}^{\ G}$  zwischen FMCA und FOA nicht allzu sehr abweichen, müssen sich die Abbildungen 4.10a und 4.10b ähneln. Trotzdem fallen die Wertepaare der FOA etwas häufiger innerhalb eines ±30 Prozent-Bereiches. Insbesondere im Herbst und Sommer schneiden die Abweichungen der FOA gegnüber der FPA mit durchschnittlich 36 Wm<sup>-2</sup> besser ab als diejenigen der FMCA mit etwa 60 Wm<sup>-2</sup>. Die über alle Budgetperioden gemittelte Abweichung liegt bei 65 Wm<sup>-2</sup> (FMCA) bzw. 50 Wm<sup>-2</sup> (FOA). Damit reduzieren sich die Abweichungen durch den Übergang von Vergleichen mit direkten Turmmessungen auf solche mit der FPA um etwa 15 bis 30 Prozent (vgl. Abschn. 4.4.1).

Am Beispiel zweier Perioden sei nochmals der Vorteil der Verwendung der FOA gegenüber der FMCA verdeutlich. Die Datenpunkte (rot in 4.10a,b) der Perioden vom 25.07.01\_12 und 26.07.01\_12 liegen in Abb. 4.10a (FMCA) deutlich oberhalb der 1:1-Linie. Die entsprechenden Datenpunkte der FOA, Abb. 4.10b, liegen zumindest in der Nähe bzw. innerhalb des dargestellten 30 Prozent-Bereiches. Auch für Datenpunkten die in 4.10a (FMCA) näher an der 1:1-Linie liegen, sind, entsprechend kleinere, Veringerungen der Abweichungen in 4.10b (FOA) erkennbar.

Im Winter und Frühjahr fallen die Abweichungen für beide Methoden mit rund 60 Wm<sup>-2</sup> bzw. 105 Wm<sup>-2</sup> etwas größer aus. Trotz im Vergleich zu Abschn. 4.4.1 verringerten Abweichungen können die Ergebnisse noch nicht befriedigen. Die Mehrzahl der Flüge im Winter und Frühjahr fand über Gebesee statt. Somit ist zu vermuten, daß die Turmwerte von Gebesee in diesem Zeitraum nicht die Gesamtheit der als Agrarland klassifizierten Flächen repräsentieren. Der frühe Austrieb des Winterweizens führt am Standort Gebesee zu einer lokalen Verschiebung des Bowenverhältnisses zu Gunsten der latenten Wärmeflüsse. Zumindest für die Flüge im Mai 2001 muß diese Aussage aufrecht erhalten werden, da diese zeitlich mit der Hauptwachstumsperiode des Weizenbestandes zusammenfallen. Somit sind die Ursache der verbleibenden Abweichungen für diese Perioden in der nicht gerechtfertigten Übertragung der Turmwerte bei Gebesee auf die Gesamtheit der landwirtschaftlichen Flächen Hächen Bei Gebesee auf die Gesamtheit der landwirtschaftlichen Flächen

Der Vergleich der Methoden hinsichtlich der latenten Wärmeflüsse läßt die größten Ungenauigkeiten erwarten (vgl. Abschn. 4.4.1). Abbildung 4.11a zeigt Abweichungen von bis zu 500 Wm<sup>-2</sup> für die FMCA, wobei einzelne Datenpunkte noch außerhalb des dargestellten Wertebereiches liegen. Eine Übereinstimmung der Methoden FMCA und FPA ist kaum erkennbar. Dies dokumentiert sich auch in einer mittleren Abweichung von über 200 Wm<sup>-2</sup> für die FMCA. Der Vergleich der latenten Wärmeflüsse der FMCA mit den bodengestützen Werten profitiert nicht vom Übergang von Turmmessungen auf FPA-Hochrechnungen. Die durch die unzureichende Berücksichtigung der Advektion innerhalb der FMCA hervorgerufenen Fehler überdecken die mit diesem Wechsel verbundenen Vorteile. Zahlreiche der Wertepaare Methode FOA liegen dagegen innerhalb eines  $\pm 30$  Prozent-Bereiches. Insbesondere unrealistische negative Werte treten nicht auf. Die Übereinstimmung liegt im Mittel bei etwa 50 Wm<sup>-2</sup> (Frühjahr 90 Wm<sup>-2</sup>, Sommer 40 Wm<sup>-2</sup>) und erreicht damit in etwa die Güte der Berechnungen für den sensiblen Wärmefluß. Die Abweichungen liegen somit ebenfalls um etwa 15-30 Prozent niedriger als in Abb. 4.8b. Da die Anzahl der zur Verfügung stehenden Vergleichsperioden durch Ausfälle der Turmmessungen geringer ist, sind die Aussagen statistisch etwas schlechter abgesichert.





Die entsprechenden Abbildungen für den Kohlendioxidfluß müssen sich zwangsläufig ähneln, da  $F_c^H$  in der FOA vernachlässigt wird (vgl. Abb. 4.6b). Somit kann die FOA für  $F_c^G$  kaum eine Verbesserung gegenüber der FMCA darstellen. Die mittleren Abweichungen liegen für beide Methoden um  $0.5 \text{ mgm}^{-2}\text{s}^{-1}$  (Winter $\approx 0.1 \text{ mgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ , Frühjahr $\approx 0.35 \text{ mgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ , Sommer≈0,6 mgm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>). Die Resultate der Flugmessungen liegen in etwa zwischen denen der Turmmessungen. Dabei orientieren sich die Werte der FPA sehr stark an denen des Standortes Gebesee - eine Folge der Dominanz der landwirtschaftlichen Flächen um den Standort Gebesee (vgl. Abb. 2.13). Ob dieser hinsichtlich des CO<sub>2</sub>-Austausches für weite Teile des Quellgebietes nicht repräsentativ ist, oder aber eine nicht vernachlässigbare Advektion von Kohlendioxid innerhalb der Grenzschicht vorherrschte, kann mit den Meßdaten nicht abschließend geklärt werden. An dieser Stelle zeigt sich die zwingende Notwendigkeit der Berücksichtigung der horizontalen Advektion durch die Methoden zur Budgetrechnung. Die Vergleiche in den Abb. 4.10a,b und 4.11a,b zeigen deutlich die Überlegenheit der Advektionsabschätzung der FOA gegenüber der FMCA. Da für den Fluß von Kohlendioxid noch keine Advektionsberechnung in die FOA integriert wurde, verliert der Vergleich zwischen Abb. 4.12a und Abb. 4.12b an Aussagekraft. In dieser Arbeit wurde aus den in Abschnitt 2.6 genannten Gründen auf eine Advektionsabschätzung für CO<sub>2</sub> verzichtet. Für praktische Anwendungen ist die Implementierung einer derartigen Abschätzung jedoch notwendig.



Die Ungenauigkeiten der FMCA sind zum überwiegenden Teil durch den Advektionsterm bestimmt. Seiner Quantifizierung kommt demnach große Bedeutung zu. Aus den vorliegenden Daten muß der Schluß gezogen werden, daß die auf den troposhärischen Profilteilen beruhenden Advektionsabschätzungen  $F^4$  und  $F^{A+B}$  der FMCA in den meisten Fällen nicht die in sie gesetzten Erwartungen erfüllen können. Durch Ihre Anwendung bleiben die Abweichungen der FMCA zur FPA in ihren Größenordnungen unverändert gegenüber den entsprechenden Abweichungen bei Vernachlässigung der Advektion. Teile der Advektion müssen dabei lokal bedingt sein, da die synoptischen Advektionsanteile zumindest in grober Näherung durch die FMCA berücksichtigt werden. Diese lokalen Advektionanteile können durch unterschiedliche Erdoberflächenflüsse oder durch die Geschichte der Luftmasse im Untersuchungsgebiet (nächtliche Bildung von Kaltluft- und CO<sub>2</sub>-Seen, u.ä.) hervorgerufen werden.

1:1 und ±30 % Linien

Die teilweise auf den Flugdaten basierende Methode FOA, liefert im Mittel eine bessere Übereinstimmung mit der FPA. Diese Verbesserung ist der Advektionsabschätzung innerhalb der FOA zuzuschreiben, da die anderen Terme jeweils zur FMCA vergleichbare Beträge aufweisen. Die FOA stellt damit die Methode mit den geringsten Abweichungen gegenüber den Hochrechnungen der Turmmessungen durch die FPA dar und sollte in der Praxis der CBLCA und der FMCA vorgezogen werden.

Die Ergebnisse der FPA sollten im Sinne einer weiteren unabhängigen Methode und nicht im Sinne einer alleingültigen Referenz interpretiert werden. Die Datengrundlage ist mit nur zwei Türmen gering ausgebaut. Da die Übertragung der Werte der Türme nur über die Landnutzung erfolgt, ist die Güte der FPA-Ergebnisse von der Zulässigkeit dieser direkten Übertragung abhängig. Zumindest für die i.d.R. heterogene Landnutzungsklasse Acker muß dies angezweifelt werden. Heterogenität hinsichtlich der Flußwerte, kann innerhalb einer Landnutzungsklasse auch durch klimatologische Faktoren, wie die Höhenlage, hervorgerufen werden.

## 4.5 Bewertung der Entwicklungsmöglichkeiten der Methoden FMCA, FOA und FPA

### **FMCA**

Die Genauigkeit des Termes  $(F^C - F^E)$  ist hinsichtlich der Temperatur kaum zu verbessern. Die Messung der relativen Feuchte würde von zusätzlichen Sensoren, die den Meßbereich unterhalb 10 Prozent relativer Feuchte abdecken, profitieren. Die Notwendigkeit der Referenzgasflaschen für die CO<sub>2</sub>-Messung sollte überprüft werden. Eine falsche Zuordnung der Flaschenwerte oder eine fehlerhafte Kalibrierung der Apparatur stellen auch bei großer Sorgfalt Fehlerquellen dar. Zusätzlich wird die Temperaturdrift des CO<sub>2</sub>-Meßgerätes nur bei dessen Kalibrierung auf stetig steigenden oder sinkenden Druckniveaus richtig erfaßt.

Eine Verbesserung der Genauigkeit der Subsidenzflüsse bedingt einer besseren Abschätzung der Vertikalbewegung. Hier ist der Einsatz höher auflösender Modelle als Datengrundlage für w(z) denkbar. Vertikalbewegungen die ihre Ursache auf regionaler Ebene haben stellen momentan eine nur teilweise lösbare Herausforderung dar.

Der entscheidende Schritt zur Verringerung der Fehler der FMCA ist eine Verbesserung der Advektionsabschätzungen. Die Extrapolationsmethode hat sich nur bedingt bewährt. Da die Advektionswerte der FOA die Abschätzungen gemäß Kap. 2.5 betraglich zumeist übertreffen, beeinflussen häufig lokale Advektionsmuster das Budget. Die dafür notwendigen Gradienten wurden während der Budgetperiode gebildet oder existierten schon zu Beginn derselben. Die horizontalen Gradienten der Skalarkonzentrationen sind mit der vorhandenen Ausrüstung i.d.R. nicht erfaßbar. Ein möglicher Ausweg ist der Übergang von Säulen- auf Volumenbudgets. Je gößer das durchflogene Volumen ist, desto weniger spielen lokale Advektionsmuster eine Rolle. Das Gewicht der einzelnen Terme in (2.4.9) verschiebt sich von  $F^H$  zu  $(F^C - F^E)$ . Überschreitet die Grundfläche des Volumens etwa 500-1000 km<sup>2</sup>, so sind mehrere Meßplattformen nötig, die das Volumen im "Sägezahnflug" durchfliegen.

### FOA

Die Methode FOA nutzt die Grenzschichthöhenentwicklung als zusätzliche Informationsquelle. Deshalb ist eine möglichst exakte Bestimmung der CBL-Höhe im Untersuchungsgebiet nötig. Mit einer Punkt- oder punktähnlichen Messung sind Fehler in  $z_i$  wahrscheinlich. Auch hierfür wären mehrere Meßplattformen oder der Einsatz eines LIDARs von Vorteil.

Die Beschreibung von Grenzschichthöhenadvektion, mesoskaligen Zirkulationen und dadurch bedingter Subsidenz erfordert den Übergang von ein- auf mehrdimensionale Modelle in Abschnitt 2.6. Dies kollidiert mit praktischen Überlegungen bezüglich der Rechenzeit (vgl. Abschn. 2.6.2). Die lange Rechenzeit setzt der Wahl des Modelles enge Grenzen. Als Kompromiß bieten sich die bereits in Kapitel 2.6.2 genannten Beschreibungen von LAVOIE (1972, 1974), ANTHES et al. (1980), DEARDORFF et al. (1984), GLENDENING (1990), NIEUWSTADT und GLENDENING (1989) sowie WILCZAK und GLENDENING (1988) an. Sie erlauben eine Berücksichtigung mesoskaliger Vorgänge, ohne den Rechenaufwand ins Unerreichbare zu erhöhen. Desweiteren sollte der Parameter A in (2.6.3) in Abhängigkeit der aktuellen meteorologischen Verhältnisse (Schichtung, Grenzschichthöhe) dynamisch festgelegt werden.

Eine physikalisch und biologisch begründete Schrankensetzung der CO<sub>2</sub>-Flüsse  $F_c^{\ G}$  und  $F_c^{\ H}$  macht die Vorteile der FOA auch für das Kohlenstoffbudget nutzbar. Die bereits implementierte Schrankensetzung der sensiblen und latenten Wärmeflüsse sowie deren Verhältnis zur Nettostrahlung ist bezüglich Landnutzung und Jahreszeit zu verfeinern.

### **FPA**

Die bodengestützte Methode FPA bedarf hinsichtlich der Bestimmung von Transport- und Informationsfunktion einer Verbesserung. Die räumliche Struktur des Windfeldes während der Budgetperioden sollte erfaßt und die Transportfunktion auf rein numerischer Basis berechnet werden. Die Informationsfunktion basiert in der vorliegenden Arbeit auf lediglich zwei Meßtürmen, die zwei der vier zulässigen Landnutzungsarten repräsentieren. Eine feinere Klassifizierung der Landnutzungsklassen Wald (Laubwald, Nadelwald) und Acker (Wintergetreide, Sommergetreide, Mais, Kartoffeln, Zuckerrüben) würde die Aussagekraft der FPA erhöhen. Optimal wäre eine "stufenlose" Übertragung der an einzelnen Türmen gemessenen Energieaufteilung in die Fläche. Hierfür scheinen sich satellitengestützte Verfahren gut zu eignen. Simple Vegetationsindizes, wie der NDVI o.ä., sollten zur Interpolation der Turmwerte verwendet werden. Dies würde bereits den Großteil der Heterogenitäten innerhalb kritischer Landnutzungsklassen (s.o.) sowie klimatologische Einflüsse, wie die Höhenlage, erfassen und so die Aussagekraft der FPA-Ergebnisse verbessern. Ähnliche Verfahren könnten der Berechnung der räumlichen Verteilung der Nettostrahlung dienen.

# 5. Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurden Verfahren zur Ableitung regionaler Flußwerte von Wärme, Wasserdampf und Kohlendioxid angewandt und weiterentwickelt. Ziel der methodischen Entwicklungen war es, die betraglichen Abweichungen zwischen flugzeug- und bodengestützten Berechnungsmethoden zu verringern.

Die Methoden CBLCA und FMCA basieren fast ausschließlich auf Flugzeugmessungen. Die Optimierungsmethode FOA verwendet die so ermittelten Vertikalprofile der Skalare als Eingangsdaten für eindimensionale Modellrechnungen in der CBL. Als Vergleich dienten die Hochrechnungen der an den Türmen der Standorte Hainich und Gebesee erfaßten Flußwerte durch die Methode FPA.





Entwicklung der verbleibenden Abweichungen zwischen flugzeuggestützten (obere Linie) und bodengestützten (untere Linie) Berechnungen regionaler Flußwerte der Größen Wärme, Wasserdampf und Kohlendioxid

Rot: mittlere Abweichung der Wertepaare des sensiblen Wärmeflusses, Wm<sup>-2</sup> Blau: mittlere Abweichung der Wertepaare des latenten Wärmeflusses, Wm<sup>-2</sup>

Grün: mittlere Abweichung der Wertepaare des Kohlendioxidflusses,  $mgm^{-2}s^{-1}$ 

Die Budgetmethoden CBLCA und FMCA repräsentieren Flächen von etwa 50 bis 1000 Quadratkilometer. Mit (3.2.4) steht eine Gleichung zur Abschätzung der Quellgebietsgröße zur Verfügung. Die Budgetmethoden decken vor allem den unteren Bereich der ursprünglichen Zielsetzung (50 bis 10000 Quadratkilometer) direkt ab. Die Ergebnisse der Berechnungen sind jedoch bei geeigneter Standortwahl auch auf größere Gebiete übertragbar. Im Vergleich der Methoden untereinander zeigt die FMCA geringere Fehlerpotentiale als die CBLCA (vgl. Abb. 5.1). Die CBLCA sollte deshalb i.d.R. nicht eingesetzt werden, findet jedoch ihre Anwendung in Fällen mit äußerst geringer Datenverfügbarkeit innerhalb und oberhalb der CBL.

Die Berücksichtigung der synoptischen Advektion anhand der Entwicklung der troposphärischen Skalarprofile konnte nicht die in sie gesetzten Erwartungen erfüllen. Die

mittleren Abweichungen gegenüber der FPA liegen mit und ohne Advektionskorrektur in vergleichbaren Größenordnungen. Somit bleibt zu diesem Zeitpunkt die Horizontaladvektion für die Methoden CBLCA und FMCA ein weitgehend ungelöstes Problem. Dies trifft vor allem auf die Berechnung der latenten Wärmeflüsse zu. Einen Ausweg bieten die in Abschnitt 4.5 beschriebenen Volumenbudgets.

Die Optimierungsmethode FOA nutzt neben den Profildaten Kenntnisse über das Grenzschichtwachstum und den Wertebereich einiger Modellparameter. Durch diese zusätzlichen Informationen kann sie für die sensiblen und latenten Wärmeflüsse bessere Ergebnisse liefern. Die mittleren Abweichungen gegenüber der FPA liegen zwischen 35 Wm<sup>-2</sup> und 50 Wm<sup>-2</sup>. Dies entspricht in grober Näherung etwa 25 Prozent der auftretenden Flußwerte. Die Horizontaladvektion wird in den Berechnungen zum sensiblen und latenten Wärmefluß berücksichtigt. Für den Fluß von Kohlendioxid ist dies momentan nicht der Fall. Um eine zu den Flüßsen sensibler und latenter Wärme vergleichbare Aussagegüte zu erreichen, ist die Vorgabe weiterer Randbedingungen nötig. Verbleibende Probleme sind die Effekte mesoskaliger Zirkulationen und die Advektion von Grenzschichthöhe. Diese sind durch den Übergang auf effiziente mehrdimensionale Modelle zu lösen.

Die Ergebnisse der FOA liefern die geringsten Abweichungen zu den Hochrechnungen der Flußwerte. Abbildung 5.1 faßt die schrittweise Verringerung der Abweichungen zwischen den in der Arbeit angewandten flugzeug- und bodengestützten Berechnungsmethoden zusammen. Damit stellt die FOA die empfohlene Methode Berechnung regionaler Flüsse auf der Basis flugzeuggetragener Messungen dar.

Die Hochrechnungsmethode FPA stellt ein Kontrollwerkzeug dar, mit dessen Hilfe die weitere Entwicklung der FMCA und FOA abgesichert werden kann. Eine Weiterentwicklung der Aussagequalität der FPA und ihre Eignung als Referenz ist durch Kombination mit Daten satellitengestützter Verfahren, numerischer Vorhersagemodelle und durch den Ausbau des Bodenmeßnetzes zu erhöhen. Substanzielle Verbesserungen bei gleichzeitig überschaubarem Aufwand verspricht insbesondere die Interpolation der an den Türmen gemessenen Flußwerte mit Hilfe einfacher Vegetationsindizes, die die relative räumliche Verteilung der photosynthetisch aktiven Biomasse zumindest grob wiedergeben.

# 6. Literaturverzeichnis

- Acevedo O.C. und Fitzjarrald D.R., 2001. The Early Evening Surface-Layer Transition: Temporal und Spatial Variability. Journal of the atmospheric sciences, 58: 2650-2667.
- Angevine W.M., Baltink, H.K. und Bosveld F.C., 2001. Observations of the morning transition of the convective Boundary Layer. Boundary-Layer Meteorology, 101: 209-227.
- Anthes R.A., Seaman N.L. und Warner T.T., 1980. Comparisons of Numerical Simulations of the PlanetaryBoundary Layer by a Mixed-Layer and a Multi-Level Model. Monthly Weather Review, 108: 365-376.
- Arya S.P., 1988. Introduction to micrometeorology. Academic Press, New York.
- Arya S.P., 1999. Comments on "Wind and Temperature Profiles in the Radix Layer: The Bottom Fifth of the Convective Boundary Layer". Journal of applied meteorology, 38: 493-494.
- Aubinet M., Grelle A., Ibrom A., Rannik Ü., Moncrieff J., Foken T., Kowalski A.S., Martin P.H., Berbinger P., Bernhofer C., Clement R., Elbers J., Granier A., Grünwald T., Morgenstern K., Pilegaard K., Rebmann C., Snijders W., Valentini R. und Vesala T., 2000. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology. Advances in ecological research, 30: 113-175.
- Ball F.K., 1960. Control of inversion height by surface heating. Quarterly journal of the Royal Meteorological Society, 86: 483-494.
- Banta R.M., 1984. Daytime Boundary-Layer Evolution over Mountainous Terrain. Part I: Observations of the Dry Circulations. Monthly Weather Review, 112: 340-356.
- Banta R.M., 1986. Daytime Boundary Layer Evolution over Mountainous Terrain. Part II: Numerical Studies of Upslope Flow Duration. Monthly Weather Review, 114: 1112-1130.
- Barr A.G., Betts A.K., Desjardins R.L. and MacPherson J.I., 1997. Comparison of regional surface fluxes from boundary-layer budgets and aircraft measurements above boreal forest. Journal of Geophysical Research, 102 (D24): 29213-29218.
- Batchvarova E. und Gryning S.-E., 1990. Applied model for the growth of the daytime mixed Layer. Boundary-Layer Meteorology, 56: 261-274.
- Betts A.K. and Ball J.H., 1994. Budget analysis of FIFE 1987 Sonde Data. Journal of Geophysical Research, 99 (D2): 3655-3666.
- Betts A.K. and Barr A.G., 1996. First International Satellite Land Surface Climatology Field Experiment 1987 sonde budget revisited. Journal of Geophysical Research, 101 (D18): 23,285-23,288.

- Beyrich F., 1994. Bestimmung der Mischungsschichthöhe aus Sodar-Daten unter Verwendung numerischer Modellrechnungen. IFU-Schriftenreihe, 28, Garmisch-Partenkirchen.
- Boers R., Eloranta E.W. und Coulter R.L., 1984. Lidar Observations of Mixed Layer Dynamics: Test of Parametrerized Entrainment Models of Mixed Layer Growth Rate. Journal of Climate und Applied Meteorology, 23: 247-266.
- Carson D.J., 1973. The development of a dry inversion-capped convectively unstable boundary layer. Quarterly journal of the Royal Meteorological Society, 99: 450-467.
- Carson D.J. und Smith F.B., 1974. Thermodynamic model for the development of a convectively unstable boundary layer. Advances in Geophysics, 18A: 111-124.
- Chen J.M. und Oke T.R., 1994. Mixed layer heat advection and entrainment during a sea breeze. Boundary-Layer Meteorology, 68: 139-158.
- Cleugh H.A. und Grimmond C.S.B., 2001. Modelling regional scale surface energy exchanges and CBL growth in a heterogenneous, urban-rural landscape. Boundary-Layer Meteorology, 98: 1-31.
- Cleugh H.A., Briggs P.R., Raupach M.R., Coppin P.A., 2002. Regional-scale heat and water vapour fluxes in an agricultural landscape: an evaluation of CBL budget methods at OASIS. Boundary-Layer Meteorology, submitted for publication.
- Deardorff J.W., 1974. Three-dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planeray boundary layer. Boundary-Layer Meteorology, 7: 81-106.
- Deardorff J.W., Ueyoshi K. und Han Y.-J., 1984. Numerical Study of Terrain-Induced Mesoscale Motions and Hydrostatic Form Drag in a Heated, Growing Mixed Layer. Journal of the atmospheric sciences, 41(8): 1420-1441.
- Denmead O.T., Raupach M.R., Dunin F.X., Cleugh H.A. und Leuning R., 1996. Boundary layer budgets for regional estimates of scalar fluxes. Global Change Biology, 2: 255-264.
- Derbyshire S.H., 1999. Boundary layer decoupling over cold surfaces as a physical boundary instability. Boundary-Layer Meteorology, 90: 297-325.
- de Wekker S.F.J., 1995. The behavior of the convective boundary layer height over orographically complex terrain, Wageningen Agricultural University/Institut für Meteorologie und Klimatologie Karlsruhe, Wageningen/Karlsruhe.
- Dietz J.U., 1998. Der Einsatz von Fernerkundungsmethoden und GIS bei der Darstellung von Klimatopen am Beispiel einer Thermikkarte von Hessen. Diplomarbeit, Philipps-Universität Marburg, Marburg.
- Dobrinski P., Flamant C., Dusek J., Flamant P.H. und Pelon J., 2001. Observational evidence and modelling of an internal hydraulic jump at the atmospheric boundary-layer top during a tramontane event. Boundary-Layer Meteorology, 98: 497-515.

- Doran J.C., Shaw W.J. und Hubbe J.M., 1995. Boundary layer Characteristics over Areas of Inhomogeneous Surface Fluxes. Journal of applied meteorology, 34: 559-571.
- Driedonks A.G.M., 1982. Models and observations of the growth of the atmospheric boundary layer. Boundary-Layer Meteorology, 23: 283-306.
- Etling D., 1996. Theoretische Meteorologie. Vieweg Verlagsgesellschaft mbH, Braunschweig/Wiesbaden.
- Fairall C.W., 1984. Wind Shear Enhancement of Entrainment and Refractive Index Structure Parameter at the Top of a Turbulent Mixed Layer. Journal of the atmospheric sciences, 41(24): 3472-3484.
- Fedorovich E., 1995. Modeling the Atmospheric Convective Boundary Layer within a Zero-Order Jump Approach: An Extended Theoretical Framework. Journal of applied meteorology, 34: 1916-1928.
- 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.
- Frech M. and Jochum A., 1999. The evaluation of flux aggregation methods using aircraft measurements in the surface layer. Agricultural and Forest Meteorology, 98-99: 121-143.
- Fritsch H., 1998. Flächenhafte Berechnung der jährlichen Einstrahlungspotentiale für Kollektorflächen im Stadtgebiet Jena, Umweltwettbewerb der Stadt Jena, Jena.
- Garratt J.R., 1990. The internal boundary layer a review. Boundary-Layer Meteorology, 50: 171-203.
- Garratt J.R., 1992. The atmospheric boundary layer. Cambridge University Press, Cambridge.
- Glendening J.W., 1990. A Mixed-Layer Simulation of Daytime Boundary-Layer Variations within the Los Angeles Basin. Monthly Weather Review, 118: 1531-1550.
- Gopalakrishnan S.G. und Avissar R., 2000. An LES Study of the Impacts of Land Surface Heterogeneity on Dispersion in the Convective Boundary Layer. Journal of the atmospheric sciences, 57: 352-371.
- Grimmond C.S.B. und Oke T.R., 1999. Heat storage in urban areas: Local scale observations and evaluation of a simple model. Journal of applied meteorology, 38: 922-940.
- Grimsdell A.W. und Angevine W.M., 2002. Observations of the Afternoon Transition of the Convective Boundary Layer. Journal of applied meteorology, 41: 3-11.
- Gryning S.-E. und Batchvarova E., 1990. Analytical model for the growth of the coastal internal boundary layer during onshore flow. Quarterly journal of the Royal Meteorological Society, 116: 187-203.
- Gutman L.N., Burde G.I. und Apterman I.Z., 1996. A bulk theory of airflow over a mountain ridge allowing for a stable overlying. Boundary-Layer Meteorology, 80: 375-402.

- Hägeli P., Steyn D.G. und Strawbridge K.B., 2000. Spatial and temporal variability of mixedlayer depth and entrainment zone thickness. Boundary-Layer Meteorology, 97: 47-71.
- Hanna S.R. und Strimaitis D.G., 1990. Rugged terrain effects on diffusion. In: W. Blumen (Hrsg.), Atmospheric processes over complex terrain. American Meteorological Society, Boston, pp. 109-142.
- Horst T.W. und Weil J.C., 1994. How Far is Far Enough? The Fetch Requirements for Micrometeorological Measurement of Surface Fluxes. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 11: 1018-1025.
- Kaharabata S.K., Schuepp P.H., Ogunjemiyo S., Shen S., Leclerc M.Y., Desjardins R.L. und MacPherson J.I., 1999. Footprint considerations in BOREAS. Journal of Geophysical Research, 102(D24): 29,113-29,124.
- Kalthoff N., Binder H.-J., Kossmann M., Vögtlin R., Corsmeier U., Fiedler F. und Schlager H., 1998. Temporal evolution and spatial variation of the boundary layer over complex terrain. Atmospheric Environment, 32(7): 1179-1194.
- Knohl A., Schulze E.D., Kolle O., Buchmann N., 2003. Large carbon uptake by an unmanaged 250 year-old deciduous forest in central germany. Submitted to Agricultural and Forest Meteorology.
- Kossmann M., Vögtlin R., Corsmeier U., Vogel B., Fiedler F., Binder H.-J., Kalthoff N. und Beyrich F., 1998. Aspects of the convective boundary layer structure over complex terrain. Atmospheric Environment, 32(7): 1323-1348.
- Kreipl M., 1993. Das Thermikhandbuch. Motorbuch Verlag, Stuttgart.
- Kuwagata T., Sumioka M., Masuko N. und Kondo J., 1990. The Daytime PBL Heating Process over Complex Terrain in Central Japan under Fair and Calm Weather Conditions. Part I: Meso-scale Circulation and the PBL Heating Rate. Journal of the Meteorological Society of Japan, 68(6): 625-638.
- Laubach, J., 1995. Charakterisierung des turbulenten Austauschs von Wärme, Wasserdampf und Kohlendioxid über niedriger Vegetation anhand von Eddy-Korrelations-Messungen. Wiss. Mitteilungen LIM/IfT 3, Universität Leipzig, 139 S.
- Laubach J. und Fritsch H., 2002. Convective boundary layer budgets derived from aircraft data. Agricultural und Forest Meteorology, 111: 237-263.
- Lavoie R.L., 1972. A Mesoscale Numerical Model of Lake-Effect Storms. Journal of the atmospheric sciences, 29: 1025-1040.
- Lavoie R.L., 1974. A Numerical Model of Trade Wind Weather on Oahu. Monthly Weather Review, 102: 630-637.
- Lee S.-H. und Kimura F., 2001. Comparative studies in the local circulations induced by landuse and by topography. Boundary-Layer Meteorology, 101: 157-182.

- Lee, X., 1998. On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. Agric. For. Meteorol., 91: 39-49.
- Lenschow D.H. und Stankov B.B., 1979. The Rapid Morning Boundary-Layer Transition. Journal of the atmospheric sciences, 36: 2108-2124.
- Levy P.E., Grelle A., Lindroth A., Mölder M., Jarvis P.G., Kruijt B. und Moncrieff J.B., 1999. Regional-scale CO<sub>2</sub> fluxes over central Sweden by a boundary layer budget method. Agricultural and Forest Meteorology, 98-99: 169-180.
- LI-COR Inc., 1988. LI-6251 CO<sub>2</sub> Analyzer, Operating and service manual, LI-COR, inc., Lincoln, Nebraska.
- Liechti O. und Neininger B., 1993. ALPTHERM A PC based model for atmospheric convection over complex topography. Technical Soaring, XVIII(3): 73-78.
- Lieman R. und Alpert P., 1993. Investigation of the planetary boundary layer height variations over complex terrain. Boundary-Layer Meteorology, 62: 129-142.
- Lloyd J., Francey R.J., Mollicone D., Raupach M.R., Sogachev A., Arneth A., Byers J.N., Kelliher F.M., Rebmann C., Valentini R., Wong S.-C., Bauer G. und Schulze E.-D., 2001. Vertical profiles, boundary layer budgets, and regional flux estimates for CO2 and its 13C/12C ratio and for water vapor above a forest/bog mosaic in central Siberia. Global Biogeochemical Cycles, 15(2): 267-284.
- Mahrt L.J., Vickers D., Edson J., Wilczak J.M., Hare J. und Hojstrup J., 2001. Vertical Structure of turbulence in offshore flow during RASEX. Boundary-Layer Meteorology, 100: 47-61.
- Massman W.J., Finnigan J., Billesbach D., 2003, Summary and Synthesis of Recommendations of the AmeriFlux Workshop on Standardization of Flux Analysis and Diagnostics, Corvallis, Oregon, August 2002
- McDermitt D.K., Welles J.M. und Eckles R.D., 1993, Effects of temperature, pressure and water vapor on gas phase infrared absorption by CO<sub>2</sub>, LI-COR Inc.
- McMillen R.T., 1988. An eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain. Boundary-Layer Meteorology, 43: 231-245.
- McNaughton K.G. and Spriggs T.W., 1986. A mixed layer model for regional evaporation. Boundary-Layer Meteorology, 34: 243-262.
- Mölders N., Raabe A., Tetzlaff G., 1996. A comparisation of two strategies on land surface heterogeneity used in a mesoscale  $\beta$  meteorological model. Tellus48A, 733-749.
- Müller D. und Kottmeier C., 1986. Meteorologische Aspekte des Streckensegelfluges. D.Müller und C.Kottmeier, Meteorologische Schriften, Hannover.

- Nelson E., Stull R.und Eloranta E., 1989. A Prognostic Relationship for Entrainment Zone Thickness. Journal of applied meteorology, 28: 885-903.
- Nieuwstadt F.T.M. und Brost R.A., 1986. The Decay of Convective Turbulence. Journal of the atmospheric sciences, 43(6): 532-546.
- Nieuwstadt F.T.M. und Glendening J.W., 1989. Mesoscale Dynamics of the Depth of a Horizontally Non-Homogeneous, Well-Mixed Boundary Layer. Beitr. Phys. Atmosph., 62(4): 275-288.
- Pielke R.A., 1984. Mesoscale Meteorological Modeling. Academic Press, London.
- Qi Ying und Jingnan Z., 1994. Airflow over a mountain and the convective boundary layer. Boundary-Layer Meteorology, 68: 301-318.
- Raupach M.R., Denmead O.T., F.X.Dunin und McNaughton K.G., 1993. Inferring Regionally averaged surface fluxes of conserved scalars from convective boundary layer budgets, unpublished manuscript.
- Raupach M.R., 2000. Equilibrium evaporation and the convective boundary layer. Boundary-Layer Meteorology, 96: 107-142.
- Rife D.L., Warner T.T., Chen F. und Astling E.G., 2002. Mechanisms for Diurnal Boundary Layer Circulations in the Great Basin Desert. Monthly Weather Review, 130: 921-938.
- Samuelsson P. und Tjernström M., 1999. Airborne flux measurements in NOPEX: comparison with footprint estimated surface heat fluxes. Agricultural and Forest Meteorology, 98-99: 205-225.
- Santoso E. und Stull R., 1998. Wind and Temperature Profiles in the Radix Layer: The Bottom Fifth of the Convective Boundary Layer. Journal of applied meteorology, 37: 545-558.
- Santoso E. und Stull R., 2001. Similarity Equations for Wind and Temperature Profiles in the Radix Layer, at the Bottom of the Convective Boundary Layer. Journal of the atmospheric sciences, 58: 1446-1464.
- Schmid H.P., 1994. Source areas for scalars and scalar fluxes. Boundary-Layer Meteorology, 67: 293-318.
- Schumann U., 1991. A simple model for the convective boundary layer over wavy terrain with variable heat flux. In: U.Schumann und K.P. Hoinka (Hrsg.), Beiträge zur Physik der Atmosphäre, gewidmet Dr. Manfred Reinhardt zum 65. Geburtstag. DLR Institut für Physik der Atmosphäre.
- Shuttleworth, 1988. Macrohydrology The new challange for process hydrology. Journal of hydrology, 100: 31-56.
- Segal M., Arritt R.W., Shen J., Anderson C. und Leuthold M., 1997. On the Clearing of Cumulus Clouds Downwind from Lakes. Monthly Weather Review, 125: 639-646.

- Sherman C.A., 1978. A Mass-Consistent Model for Wind Fields over Complex terrain. Journal of applied meteorology, 17: 312-319.
- Sorbjan Z., 1997. Decay of convective turbulence revisited. Boundary-Layer Meteorology, 82: 501-515.
- Souza E.P., Renno N.O. und Dias M.A.S., 2000. Convective Circulations Induced by Surface Heterogeneities. Journal of the atmospheric sciences, 57: 2915-2922.
- Statistisches Bundesamt, 1997. Daten zur Bodenbedeckung für die Bundesrepublik Deutschland, CORINE Landcover.
- Stull R.B., 1985. A Fair-Weather Cumulus Cloud Classification Scheme for Mixed-Layer Studies. Journal of Climate and Applied Meteorology, 24: 49-56.
- Stull R.B., 1988. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Tennekes H., 1973. A Model for the Dynamics of the Inversion Above a Convective Boundary Layer. Journal of the atmospheric sciences, 30: 558-567.
- Tennekes H. und Driedonks A.G.M., 1981. Basic entrainment equations for the atmospheric boundary layer. Boundary-Layer Meteorology, 20: 515-531.
- Wilczak J.M. und Glendening J.W., 1988. Observations and Mixed-Layer Modeling of a Terrain-Induced Mososcale Gyre: The Denver Cyclone. Monthly Weather Review, 116: 2688-2711.Wilde N.P., Stull R.B. und Eloranta E.W., 1985. The LCL Zone and Cumulus Onset. Journal of Climate and Applied Meteorology, 24: 640-657.
- Wilde N.P., Stull R.B. und Eloranta E.W., 1985. The LCL Zone and Cumulus Onset. Journal of Climate and Applied Meteorology, 24: 640-657.
- Williams A.G. und Hacker J.M., 1992. The composite shape and structure of the coherent eddies in the convective boundary layer. Boundary-Layer Meteorology, 61: 213-245.
- Whiteman C.D., 1990. Observations of thermally developed wind systems in mountainious terrain. In: W. Blumen (Hrsg.), Atmospheric processes over complex terrain. American Meteorological Society, Boston, pp. 5-42.
- Wofsy S.C., Harris R.C. Kaplan W.A., 1988. Carbon dioxid fluxes in the atmosphere over the amazonian basin. Journal of Geophysical Research, 93(D2): 1377-1387.
- Zenger A., 1998. Atmosphärische Ausbreitungsmodellierung. Springer Verlag, Berlin.
- Zilitinkevich S.S., Fedorovich E.E. und Shabalova M.V., 1992. Numerical model of a steady atmospheric planetary boundary layer, beased on similarity theory. Boundary-Layer Meteorology, 59: 387-411.

Internetadressen:

http://arl.noaa.gov/ready/cmet.html http://www.ncep.noaa.gov http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html http://www.fh-eberswalde.de/forst/forstnutzung/downloads/Vorlesung2.1 2.4.doc

Persönliche Mitteilungen:

- Kolle O. und Knohl A., 2002. Persönliche Mitteilungen, Erfassung und Berechnung der turbulenten Flüsse an den Standorten Hainich und Gebesee.
- Mund M., 2001. Persönliche Mitteilungen, Erfassung des Holzbestandes am Standort Hainich.
# 7. Anhang

# 7.1 Synoptische Randbedingungen und Meßdaten der einzelnen Budgetperioden

Auf den folgenden Seiten sind die synoptischen Randbedingungen, die Skalarprofile sowie die Daten der beiden Meßtürme graphisch dargestellt. Die Auswahl der Daten und deren graphische Aufarbeitung ist für alle Tage einheitlich, so daß die Beschreibung übertragbar ist.

#### Abbildung 7.\*a

Links: geopotentielle Höhe der 500 hPa Fläche (Farbskala rechts, gpdm) 00:00 UTC Reduzierter Luftdruck am Boden (Isolinien, hPa) 00:00 UTC

Rechts: Temperatur der 850 hPa Druckfläche (Farbskala rechts, °C) 00:00 UTC

Die Abbildungen basieren auf Reanalysedaten des amerikanischen Wetterdienstes NCEP (http://www.ncep.noaa.gov). Die Visualisierung erfolgte durch die Betreiber der Internetseite http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html .

#### Abbildung 7.\*b

Profildaten der einzelnen Flüge des Tages für die potentielle Temperatur (rot), die spezifische Feuchte (blau) und die CO<sub>2</sub>-Konzentration (grün). Die jeweils gültigen Abszissen sind entsprechend eingefärbt. Aus Gründen der Anschaulichkeit sind die potentiellen Temperaturen in Grad Celsius angegeben. Zusätzlich erfolgt die Darstellung der Grenzschichthöhen  $z_i$  (schwarz) zum Referenzzeitpunkt (MEZ) des Profils.

Bedeutung der Linienart (Profile und Grenzschichthöhen):

durchgezogen:	1.Flug
gestrichelt:	2.Flug
strich-punkt:	3.Flug
gepunktet:	4.Flug
strich-punkt-punkt:	5.Flug

#### Abbildung 7.\*c

Meßdaten der Türme an den Standorten Hainich und Gebesee.

Links: Flußdichten, gelb - Nettostrahlung, rot - sensible Wärme, blau - latente Wärme, grün - CO<sub>2</sub> durchgezogen - Hainich, gestrichelt - Gebesee

Rechts: Windrichtung (gepunktet) und Windgeschwindigkeit (durchgezogen) grün - Hainich, gelb - Gebesee

## 18.06.2000





Abb. 7.1a,b,c (Legende s.S., 105)

# 19.06.2000





Abb. 7.2a,b,c (Legende s.S., 105)

## 25.08.2000





Abb. 7.3a,b,c (Legende s.S., 105)

## 26.08.2000





Abb. 7.4a,b,c (Legende s.S., 105)

#### 27.08.2000





Abb. 7.5a,b,c (Legende s.S., 105)





Abb. 7.6a,b,c (Legende s.S., 105)





Abb. 7.7a,b,c (Legende s.S., 105)

## 13.01.2001





Abb.7.8a,b,c (Legende s.S., 105)

## 10.02.2001





Abb. 7.9a,b,c (Legende s.S., 105)

## 14.02.2001





Abb. 7.10a,b,c (Legende s.S., 105)

## 16.02.2001

2223333





Abb. 7.11a,b,c (Legende s.S., 105)

## 10.05.2001





Abb. 7.12a,b,c (Legende s.S., 105)

## 11.05.2001







Abb. 7.13a,b,c (Legende s.S., 105)





Abb. 7.14a,b,c (Legende s.S., 105)



c (ppm)



Abb. 7.15a,b,c (Legende s.S., 105)





Abb. 7.16a,b,c (Legende s.S., 105)





Abb. 7.17a,b,c (Legende s.S., 105)





Abb. 7.18a,b,c (Legende s.S., 105)





Abb. 7.19a,b,c (Legende s.S., 105)





Abb. 7.20a,b,c (Legende s.S., 105)





Abb. 7.21a,b,c (Legende s.S., 105)





Abb. 7.22a,b,c (Legende s.S., 105)





Abb. 7.23a,b,c (Legende s.S., 105)

Е

Ν

MEZ

MEZ



Abb. 7.24a,b,c (Legende s.S., 105)



Abb. 7.25a,b,c (Legende s.S., 105)

# 7.2 Instrumentierung

## 7.2.1 Bodengestützte Messungen

Nettostrahlung	LXG 055 (Schulze-Däke), Dr.Bruno-Lange GmbH, D	
Kurzwellige		
abwärtsgerichtete Strahlung	CM14, Kipp & Zonen, NL	
aufwärtsgerichtete Strahlung	CM14, Kipp & Zonen, NL	
Diffuse Strahlung	Pyranometer mit Schattenring, CM11, Kipp & Zonen, NL	
Sensible Wärmeflüsse	Gill Solent R3, Gill Instruments, Lymington, UK	
Latente Wärmeflüsse	Licor 6262-3 (absolut Modus), LiCor Inc., USA	
CO <sub>2</sub> -Flüsse	Licor 6262-3 (absolut Modus), LiCor Inc., USA	
Bodenwärmestrom (-2cm)	5x Rimco HFP-CN3, McVan Instruments, Australia	
Lufttemperatur	HMP35D, Vaisala, Finnland	
Spezifische Feuchte	Licor 6262-3 (absolut Modus), LiCor Inc., USA	
Bodentemperatur (-3cm)	2x Pt 100 Widerstandsthermometer	
Bodenfeuchte (-5cm)	2x Theta-Probes, MI-2x, Delta-T, UK	
Stammtemperaturen	Pt 100 Widerstandsthermometer in verschiedenen Baumarten und	
	Stammtiefen	
Windgeschwindigkeit	A100R, Vector Instruments, UK	
Windrichtung	W200P, Vector Instruments, UK	
Luftdruck	PTB 101B, Vaisala, Finnland	

## 7.2.2 Flugzeuggestützte Messungen

#### Temperatur- und Feuchtemessung

•	MELA KPK 1/1 – ME	Mela Sensortechnik GmbH Greiz
	Temperatur:	
	Meßelement	Pt 100 1/3 DIN
	Meßbereich	-30+70 °C
	Toleranz	±0,2 K
	Einstellzeit ( $\tau_{90}$ )	20 s (mit Filter, Werksangabe)
	Feuchte:	
	Meßelement	FE 09/4, kapazitiv
	Meßbereich	0100 % rel. Feuchte
	Toleranz (595 % rel. Feuchte)	$\pm 2$ % rel. Feuchte
	Einstellzeit ( $\tau_{90}$ )	10 s (mit Filter, Werksangabe)
•	VAISALA HMP 233	Vaisala GmbH Helsinki
	Temperatur:	
	Meßelement	Pt 100 1/3 DIN
	Meßbereich	-30+80 °C
	Toleranz	±0,2 K
	Einstellzeit	Keine Angabe
		C C

Feuchte: Meßelement Meßbereich Toleranz (0...90 % rel. Feuchte) Einstellzeit ( $\tau_{90}$ )

#### Druckmessung

 VAISALA PTB 101B Meßelement Meßbereich Toleranz (bei 20°C) Einstellzeit

#### CO<sub>2</sub>-Messung

Vaisala GmbH Helsinki BAROCAP, kapazitiv,absolut 600.....1060 hPa ±0,5 hPa ca. 0,3 s (Werksangabe)

HUMICAP, kapazitiv

0.....100 % rel. Feuchte

±2 % rel. Feuchte (Werksangabe) 15 s (mit Filter, Werksangabe)

 LI-6251 CO<sub>2</sub> Analyzer Meßelement Meßbereich Toleranz (bei 20°C)

> Einstellzeit (τ<sub>95</sub>) Betriebsart Zusätzliche Messungen

LI-COR, Lincoln/USA Optische Messung in der 4,3µm CO<sub>2</sub>-Bande 0.....3000 ppm ±1 ppm ohne Referenzgaskalibrierung ±0,2 ppm mit Referenzgaskalibrierung (Labor) ca. 0,1 s (Werksangabe) Absoluter Modus Temperaturmessung der Zellwand Temperaturmessung am Zelleingang Temperaturmessung am Zellausgang (ab 5/01) Druckmessung nach dem Zellausgang

#### Positions- und Zeitbestimmung

 d-BlackBox plus DGPS GPS Empfänger

Mittlere Positionsabweichung

GPS GmbH München Garmin GP 25 Erhöhung der Positionsgenauigkeit mittels Langwellen-Korrektursignalen des ALF- Dienstes der Deutschen Telekom aus Frankfurt/Main 3,9 m (Standardabweichung vom Wochenmittel)

# Danksagung

Abschließend möchte ich all denjenigen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, danken.

Insbesondere gilt mein Dank Prof. Dr. Ernst Detlef Schulze für die Anregung zu diesem Thema.

Herrn Dr. Johannes Laubach und Dr. Jon Lloyd sei für die Betreuung der Arbeit und die alltägliche Zusammenarbeit gedankt. Dr. Johannes Laubach sei ausdrücklich für dessen Bereitschaft zur Fortführung dieser Tätigkeit nach seinem Ausscheiden aus dem Max-Planck Institut für Biogeochemie Jena gedankt.

Für die Übernahme der Gutachtertätigkeit möchte Herrn Prof. Dr. Hartmut Graßl und Dr. Martin Heimann danken.

Nicht zuletzt gilt mein Dank den Mitgliedern des Fliegerklubs Carl Zeiss Jena e.V., Rainer Franke, Heinz Hoffmann und Harald Heronimus, durch deren Hilfsbereitschaft und Engagement die praktische Durchführung der Arbeit erst ermöglicht wurde.