

Thomas Foken

Die scheinbar ungeschlossene Energiebilanz am Erdboden – eine Herausforderung an die Experimentelle Meteorologie*

1. Einleitung

Die Meteorologie als mehr als 2000 Jahre alte Wissenschaft von der Atmosphäre der Erde hat, obwohl Gesetze und Methoden identisch bzw. vergleichbar mit denen der Physik und Chemie sind, bis heute weitgehend ihre eigene Identität bewahrt. Dies gilt gerade auch für die Experimentelle Meteorologie, die sich sogar wesentlich vom Experiment in der Physik und Chemie unterscheidet. Im Gegensatz zum Laborexperiment sind in der Natur Anfangs- und Randbedingungen eines Experimentes nur in bestimmten Grenzen bestimmbar. Besonders markant ist der Tatbestand, daß die Zahl der zu erfassenden Meßgrößen möglicherweise außerordentlich groß ist, da beispielsweise molekulare und turbulente Transportprozesse vom Strahlungstransport und möglicherweise auch von chemischen Reaktionen abhängig sind. Jedes Experiment bedarf vorher sorgfältige Untersuchungen, welche Prozesse und Parameter dominieren und somit erfaßt werden müssen und welche nur unter bestimmten Bedingungen berücksichtigt werden brauchen. Als ein solches, für viele Fragestellungen sehr gravierendes Problem, hat sich die Schließung der Energiebilanz an der Erdoberfläche erwiesen.

Der Energieerhaltungssatz gehört zu den fundamentalen und zweifel-freien Gesetzmäßigkeiten der Physik. Somit lag es nahe, die Energiebilanzgleichung für die Erdoberfläche als eine gesicherte Beziehung in Klima- und Wettervorhersagemodellen, aber auch in vielen angewandten Modellen diskussionslos anzuwenden. Vielfach werden auch durch Messungen schwer erfaßbare Terme der Energiebilanz, z. B. der latente Wärmestrom (Verdunstung), als Restglied bestimmt oder Größen wie die

* Vortrag vor der Klasse für Naturwissenschaften der Leibniz-Sozietät e. V. am 17.04.1997 in Berlin, überarbeitet und ergänzt.

Oberflächentemperatur ermittelt. In diese Rubrik gehört auch die weit verbreitete Bowen-Ratio-Methode, bei der durch Messung der Temperatur- und Feuchtedifferenz in zwei Höhen unter Nutzung der Energiebilanzgleichung der fühlbare und latente Wärmestrom bestimmt werden.

In dem Maße, wie seit Anfang der 80er Jahre wesentlich verbesserte Meßgeräte zur direkten Bestimmung der turbulenten Energieströme (eddy-correlation-Methode) zur Verfügung standen, wurde immer offensichtlicher, daß die Energiebilanz an der Erdoberfläche 'nicht geschlossen' ist, und dieser Defekt auch durch sorgfältige Fehlerabschätzungen nicht behoben werden kann. In den Jahren 1994 und 1995 wurde auf zwei internationalen Workshops (Foken und Oncley 1995) das Problem sehr eingehend diskutiert, eine Vielzahl von Fehlermöglichkeiten aufgelistet und drei wesentliche Ursachen für die nicht geschlossene Energiebilanz herausgearbeitet: Die Messung der langwelligen Strahlungsströme und somit die Angabe der Strahlungsbilanz weist heute noch einen Fehler von ca. 10–20% auf. Dieser Fehler erzeugt wegen der großen Werte der Strahlungsbilanz einen beachtlichen Anteil an einem möglichem Residuum. Erhebliche Unsicherheiten bestehen bei der Messung des latenten Wärmestromes. Dies betrifft besonders die Stabilität der Meßgeräte und mögliche Korrekturen. Ein sehr schwerwiegendes Problem ist die Tatsache, daß die Größen der Energiebilanz in verschiedenen Höhen und über einem unterschiedlichem Unterlagenbereich erfaßt werden. Somit hat auch die Heterogenität der Unterlage einen erheblichen Einfluß auf das Residuum bei der Schließung der Energiebilanz.

Mit dem Trend zu kleinmaßstäblicheren (meso-Maßstab) Vorhersagemodellen und einer Regionalisierung der Klimamodellierung wird die Energiebilanz am Boden nicht nur in ihrer Gesamtheit, sondern jeder einzelne Fluß zunehmend qualitativ, aber auch quantitativ von Interesse. Es stellt sich auch unmittelbar die Frage der experimentellen Validierung. Die größten Probleme bei derartigen Validierungsexperimenten treten bei der Bodenfeuchte und dem mit dieser stark gekoppelten latenten Wärmestrom auf, also bei einer Größe, deren Bestimmungsmöglichkeit durch das Residuum bei der Schließung Energiebilanz stark eingeschränkt ist.

Kenntnisse zu diesem Phänomen sind heute weitgehend auf eine relativ kleine Gruppe von Experimentatoren beschränkt. Seine Bedeutung wird von Modellierern bislang kaum erkannt, obwohl wissenschaftliche

Notwendigkeiten, wie für die Modellvalidierungen mit Meßdaten, die quantitative Bestimmung des Wasserkreislaufes und umweltpolitische Fragestellungen, eigentlich eine rasche Lösung der Problematik fördern müßten.

Der Artikel soll einen Beitrag dazu darstellen, wie sich heute, fast 10 Jahre nach dem ersten offenen Bekennen von Forschergruppen zur 'ungeschlossenen' Energiebilanz, das Problem darstellt. Dabei sollen vor allem mögliche Ursachen beleuchtet sowie Schritte zur weiteren Lösung des Problems aufgezeigt werden. Es darf kein Zweifel daran gelassen werden, daß von einer geschlossenen Energiebilanz ausgegangen werden muß. Bei der Vielzahl möglicher Ursachen der Nichtschließung ist eine außerordentlich systematische Arbeit nötig, um diese Ursachen auch quantitativ gesichert abschätzen zu können.

2. Die Energiebilanz an der Erdoberfläche

2.1 Die Energiebilanzgleichung

Für die Grenzfläche zwischen der Unterlage und der Atmosphäre gilt die Energiebilanzgleichung in der Form

$$R_n = H + E + G \quad (1)$$

mit der Strahlungsbilanz ($R_n = I(1-r) + I^*$), dem fühlbaren ($H = \rho \cdot c_p \cdot \langle w'T' \rangle$) und latenten ($E = L \cdot \rho \cdot \langle w'q' \rangle$) Wärmestrom, dem Bodenwärmestrom ($G = c^* \cdot \rho^* \cdot k_s \cdot \partial T / \partial z_s^*$), der Globalstrahlung I (direkte Sonnenstrahlung und diffuse Himmelsstrahlung), der Bilanz der langwelligen Strahlung I^* , der Albedo r , der Fluktuation der vertikalen Komponente der Windgeschwindigkeit w' , der Fluktuation der Lufttemperatur T' , der Fluktuation der spezifischen Feuchte e' , der spezifischen Wärme der Luft c_p , der Luftdichte ρ , der spezifischen Wärme c^* und der Dichte ρ^* des Bodens, des Koeffizienten der Wärmeleitfähigkeit im Boden k_s und der Verdampfungswärme L . Ungeachtet des physikalischen Inhalts dieser Gleichung besteht bei ihrer praktischen Anwendung eine Inkorrektheit darin, daß die turbulenten Wärmeströme in 2–4 m Höhe gemessen werden.

In dieser Höhe befinden sich auch die Strahlungsmeßgeräte, während die Messungen des Bodenwärmestroms in 3–10 cm Tiefe erfolgen. Diese Meßmethode erfordert statt einer Energiebilanzgleichung für die Oberfläche eine Gleichung für eine Schicht, die den bodennahen Bereich der Atmosphäre und die oberste Bodenschicht mit einschließt. Unter diesen Bedingungen erhält die Energiebilanzgleichung die folgende Form

$$R_n = H + E + G + D \quad (2)$$

Dabei bedeutet der Term D die Wärmespeicherung in der Luftschicht über der Oberfläche und in der Schicht des Erdbodens oberhalb des Meßwertgebers und schließt alle relevanten physikalisch-chemischen Prozesse ein. Noch unberücksichtigt sind horizontale Flußdivergenzen und Advektion. Die Problematik der Größe D wird im Abschnitt 3.3 näher diskutiert. An dieser Stelle sei nur festgestellt, daß die Wärmespeicherung bei den meisten Betrachtungen bislang unberücksichtigt blieb.

2.2 Experimentelle Befunde zur Nichtschließung der Energiebilanz

Das Phänomen der scheinbaren Nichtschließung der Energiebilanz am Erdboden, obwohl lange bekannt (Elagina *et al.*, 1973, Koitzsch *et al.*, 1988), wurde als solches in der Literatur bis vor ca. 10 Jahren nicht diskutiert, da der Zweifel an den eigenen Meßdaten gegenüber entsprechenden Versuchen der Erklärung des Phänomens überwogen. Klarer angesprochen wurde es in den Arbeiten von Foken (1990b) und Dugas *et al.* (1991) sowie in den Vorberatungen für einen ersten Workshop im Rahmen der Europäischen Geophysikalischen Gesellschaft 1994 in Grenoble (Foken und Oncley, 1995). Dabei konnte festgestellt werden, daß auch bekannte und umfangreich genutzte Datensätze, wie die des FIFE-Experimentes 1987 und 1989 in den USA (Kanamatsu *et al.*, 1992) ebenfalls ein Residuum bei der Schließung Energiebilanz zeigten.

Während man vor 1990 im wesentlichen von Ursachen ausging, die nicht unmittelbar der Energiebilanzgleichung zuzuordnen sind, wie die Photosynthese, advective Prozesse, liegen seit Beginn der 90er Jahre eine Vielzahl von Meßergebnissen mit einer ungeschlossenen Energiebilanz

vor, die teilweise von Laubach (1996) zusammengestellt wurden. Einen kleinen Überblick zu vorrangig älteren Arbeiten gibt Tab. 1. Mangel aller Arbeiten ist es, daß die Ursache der Nichtschließung der Energiebilanz auf Einzelphänomene zurückgeführt wird und eine geschlossenen Darstellung fehlt.

Als ein Beispiel mit Residuum bei der Schließung der Energiebilanz wird in Abb. 1 der Tagesgang aller Energiebilanzgrößen für den 26. Juni 1990 während des Experimentes TARTEX-90 (Tartu, Estland) gezeigt, welches sowohl Ausgangspunkt eigener Untersuchungen als auch der von Fachkollegen wurde. Es handelte sich um einen wolkenlosen Tag, an dem eine optimale Befeuchtung der oberen Bodenschichten vorhanden war. Am Tage erreichte die Strahlungsbilanz Werte von ca. 500 W/m^2 . Da am Nachmittag die Oberflächentemperatur infolge des Verdunstungsprozesses $1-2 \text{ K}$ niedriger als die Lufttemperatur war, wurde ein bereits abwärts gerichteter (negativer) fühlbarer Wärmestrom von ca. -50 W/m^2 gemessen (Oasen-Effekt). Der Bodenwärmestrom (abwärts positiv gerechnet) war von der gleichen Größenordnung. Unter diesen Bedingungen dominierte die Nutzung der absorbierten Strahlung für die Verdunstung (aufwärts positiv) mit ca. 200 W/m^2 . Das Residuum der Schließung der Energiebilanz erreichte in den Mittagstunden bis zu 250 W/m^2 .

Tab. 1: Gründe für das Residuum bei der Schließung der Energiebilanz (% von R_n) nach verschiedenen Autoren (nach Kukharets et al., 1998)

Antor	mögliche Ursachen	Nichtschließung (% von R_n)
Elagina et al., 1973, Orlenko und Legotina, 1973, Elagina et al., 1978	Fehler der direkten Flußmessungen mit jahreszeitlichen Unterschieden	Sommer: 25 % Winter: 6 %
McCaughy, 1985 Tsvang et al., 1987	Photosynthese, Biomasse Advektion bei starken horizontalen Gradienten der Oberflächentemperatur	5-7 % 20 %
André et al., 1990	Nutzung von Flugzeugmes- sungen	20 %
Braud et al., 1993, Bolle et al. 1993	Wärmespeicherung in der oberen Bodenschicht	3 %
Panin et al. 1996 (aufbauend auf den Arbeiten von Kanamatsu et al., 1992, und Foken et al., 1993)	Heterogenität der Oberflächenbe- dingungen	30-50 %

3. Ursachen für das Residuum bei der Schließung der Energiebilanz

3.1 Methodik der Messung der Energiebilanzkomponenten

Wie bereits angesprochen, ist es nicht möglich, alle Größen der Energiebilanzgleichung an der Erdoberfläche unmittelbar an der Grenzfläche und damit in einer Höhe zu bestimmen. Als weiteres Problem kommt hinzu, daß die gemessenen Bodenwärmeströme unmittelbar dem Meßort zugeordnet werden können, die Strahlungsbilanz einem Unterlagenbereich unterhalb des Meßgerätes, aber die turbulenten Flüsse fühlbarer und latenter Wärme einem erheblich größeren Gebiet. Dieses Gebiet wird durch die sogenannte Footprint-Funktion $f_{\eta}(x,y,z)$ (Schuepp *et al.*, 1990, bzw. Quellengewichtsfunktion nach Schmid und Oke, 1988) gekennzeichnet, die den Quellbereich einer Meßgröße (Skalare, Fluß) hinsichtlich seiner räumlichen Verteilung und der Intensitätsverteilung angibt. In der durch die Koordinaten x_m , y_m und z_m vorgegebenen Meßhöhe wird dann ein von der Quelledichte Q_{η} und der Footprintfunktion f_{η} bestimmter Fluß gemessen.

$$\eta(x_m, y_m, z_m) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} Q_{\eta}(x', y', z' \sim 0) \cdot f_{\eta}(x_m - x', y_m - y', z_m - z') dx' dy' \quad (3)$$

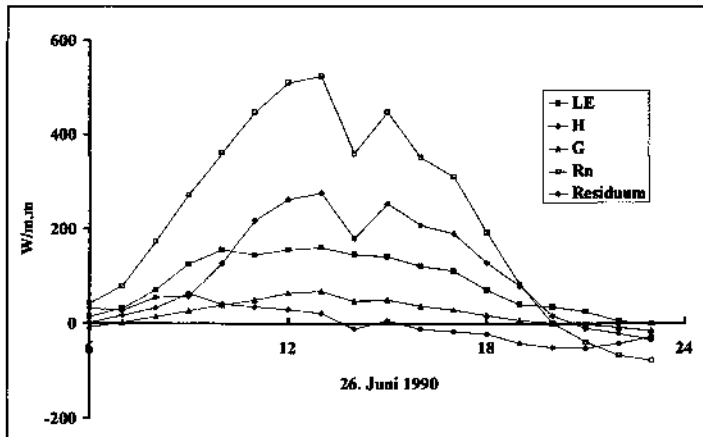


Abb. 1: Tagesgang der Variation des latenten Wärmestromes (E), des fühlbaren Wärmestromes (H), des Bodenwärmestromes (G), der Strahlungsbilanz (R_n) und des Residuums bei der Schließung der Energiebilanz am 26 Juni 1990 über Gerste nach Foken et al. (1993), Tõravere bei Tartu/Estland

Tab. 2: Fehler bei der Schließung der Energiebilanz am Erdboden und mögliche Ursachen (nach Foken et al., 1993, ergänzt)

Term der Energiebilanzgleichung	Fehler in %	Energie in W/m^2	horizontaler Maßstab in m	Meßhöhe in m
latenter Wärmestrom (sorgfältig korrigiert)	5–20	20–50	10^2	$2 \dots 10 \cdot 10^0$
fühlbarer Wärmestrom	10–20	15–30	10^2	$2 \dots 10 \cdot 10^0$
Strahlungsbilanz	10–20	50–100	10^1	$1 \dots 2 \cdot 10^0$
Bodenwärmestrom	50	25	10^{-1}	$-2 \dots -10 \cdot 10^{-2}$
Speicherterm	?	?	$10^{-1} - 10^1$	

In der Praxis kann man davon ausgehen, daß Messungen in einer Höhe z_m ihren maximalen Wert der Queldichte (Footprint) aus einer Entfernung von $20 \dots 100 z_m$ erhalten, wobei die niedrigeren Werte für turbulente Flüsse und die höheren Werte für mittlere Größen gelten. Der Einflußbereich (Footprint) ist somit von erheblicher Bedeutung für die Messungen. Will man den Strahlungsmessungen am Meßpunkt die Flußmessungen zuordnen, so müssen die Unterlageneigenschaften am Meßpunkt und im gesamten Footprintbereich identisch sind. Da dies in unserer häufig stark zergliederten Landschaft kaum realisierbar ist, leiteten einige Autoren die Annahme ab, daß die Heterogenität der Unterlage einen merklichen Einfluß auf die Größe des Residuums bei der Schließung der Energiebilanz hat (Panin et al., 1996).

Einen Überblick über die Messung der einzelnen Größen der Energiebilanz gibt Tab. 2. Darin sind neben der Meßhöhe und dem Einflußbereich auch die im Abschnitt 3.2 näher erläuterten Fehler der einzelnen Meßverfahren enthalten.

3.2 Messung der Energiebilanzkomponenten

3.2.1 Messung der Strahlungsbilanz

Da die Strahlungsbilanz der betragsmäßig größte Beitrag an der Energiebilanz ist, haben kleine Fehler ihrer Messung bereits einen großen Einfluß auf die Schließung der Energiebilanz. Während die kurzwelligeren Komponenten (Globalstrahlung und Reflexstrahlung) in der Regel mit einem Fehler $< 5\%$ bestimmbar sind, liegt der Fehler bei den langwelligeren Komponenten (Gegenstrahlung und Ausstrahlung) bei etwa 10–30 %. Lediglich die Tatsache, daß Gegen- und Ausstrahlung etwa von der gleichen Größenordnung sind und der Fehlereinfluß weitgehend gleichartig ist, hält den Fehler der Strahlungsbilanz durch die Differenzbildung aus den beiden langwelligeren Komponenten in einem erträglichen Rahmen. Insbesondere Halldin und Lindroth (1993) haben durch umfangreiche Gerätevergleiche auf diese Problematik hingewiesen. Inzwischen sind durch Philipona *et al.* (1995) erhebliche Anstrengungen unternommen worden, um Verbesserungen bei der Messung der langwelligeren Strahlung zu erreichen. Den gegenwärtigen Entwicklungsstand soll Tab. 3 verdeutlichen. Es wurden Netto-Preise des Jahres 1997 eingefügt, um zu zeigen, daß Verbesserungen in der Qualität der Strahlungsbilanzmessungen durch erhebliche Mehrkosten erkaufte werden müssen. Wegen des Betrages der Strahlungsbilanz sind andererseits aber nur solche Geräte bei Untersuchungen zur Bestimmung des Residuums bei der Schließung der Energiebilanz und bei Verfahren, die die Energiebilanzgleichung zur Bestimmung der turbulenten Flüsse heranziehen, einsatzfähig, die in ihren Fehlerwerten $< 5\%$ liegen.

3.2.2 Messung der turbulenten Flüsse

Auf eine umfassende Diskussion der Probleme bei der Bestimmung der turbulenten Flüsse soll an dieser Stelle verzichtet werden, da dies in einschlägigen Publikationen (Businger, 1986, Kaimal und Finnigan, 1994) sowie in eigenen Beiträgen (Foken, 1990a, Foken *et al.*, 1995) dargestellt ist. Grundsätzlich muß jedoch davon ausgegangen werden, daß für Unter-

suchungen der Schließung der Energiebilanz die turbulenten Flüsse mit dem direkten Meßverfahren der eddy-correlation-Methode bestimmt werden müssen. Alle indirekten Verfahren (Profilmethode, Bowen-Ratio-Methode) enthalten eine Vielzahl Annahmen und empirische Konstanten, deren möglicher Fehler in der Größenordnung des Residuums der Schließung der Energiebilanz liegt (Högström, 1996).

Ähnlich wie bei den Strahlungsbilanzmessern gibt es auch bei den akustischen Anemometern zur Bestimmung der dreidimensionalen Windfluktuationen für die Ermittlung des fühlbaren und latenten Wärmestromes qualitative Unterschiede. Diese betreffen insbesondere das hochfrequenten Auflösungsvermögen (Signalabtastung von 20 Hz., kurze Meßstreckenlänge <20 cm) und Störungen des Windfeldes durch die Konstruktion des Anemometers (möglichst großer störungsfreier Anströmsektor, ggf. regelmäßige Neuausrichtung des Gerätes). Foken und Oncley (1995) haben vorgeschlagen, zumindest zwischen Ultraschallanemometern für Grundlagenforschungen und Geräte für einen breiten Anwenderkreis zu unterscheiden. Untersuchungen zur Schließung der Energiebilanz müssen den Grundlagenuntersuchungen zugeordnet werden, wofür heute auf alle Fälle die Geräte Kaijo-Denki DAT 310/Probe A (Hanafusa *et al.*, 1982), CSAT3 von Campbell und das 'Horizontally symmetrical research ultrasonic anemometer' von Gill Instr. Ltd. anwendbar sind.

Tab. 3: Klassifikation der Meßwertgeber für die Strahlungsbilanz (bezüglich der Gerätetypen siehe Prospekte der Firmen Kipp & Zonen (Niederlande) und Eppley (USA) bzw. in den Arbeiten von Halldin und Lindroth, 1993, und Philipona et al., 1995), BSRN: Basic Surface Radiation Network

Klasse	Meßprinzip	Gerät	Fehler	Kosten
Grundlagenforschung (Empfehlung ab 1996, BSRN-Kommission)	kurzwellige und langwellige Strahlung (aus oberen und unteren Halbraum) getrennt messen	kw: Kipp & Zonen CM21(2x), (CM14) belüftet, 1x Temp. lw: Eppley PIR, belüftet 4 x Temp.	< 3 %	26.000 DM
Grundlagenforschung (Empfehlung bis 1996, Prof. Halldin)	kurzwellige und Gesamtstrahlung (aus oberen und unteren Halbraum) getrennt messen	kw: Kipp & Zonen CM21(2x), (CM14) belüftet kw+lw: Schulze, 1x Temp., belüftet	< 5 %	22.000 DM
agarmeteorologische Messungen	kurzwellige und langwellige Strahlung (aus oberen und unteren Halbraum) getrennt messen	kw/lw: Kipp & Zonen CNR1, 1 x Temp., unbelüftet	5–10 %	7.000 DM
einfachstes Verfahren	Gesamtstrahlung (aus oberen und unteren Halbraum) gemeinsam messen	Funk, Fritschen (Q7)	~ 10 %	2–5.000 DM

Ultraschallanemometer messen zwar die Temperatur, jedoch handelt es sich dabei um die sogenannte 'Schalltemperatur', die etwa der virtuellen Temperatur gleichzusetzen ist (Kaimal und Gaynor, 1991). Der damit ermittelte Wärmefluß ist der sogenannte Auftriebsfluß (buoyancy flux), der je nach Wasserdampfgehalt in der Luft etwa 10–20% größer als der fühlbare Wärmestrom ist. Letzterer muß mit hochempfindlichen Widerstandsthermometern oder Thermoelementen gemessen werden, deren Durchmesser < 15 µm sein sollte.

Die Messung des latenten Wärmestrom ist eines der kompliziertesten meßtechnischen Probleme. Aus diesem Grund wurde dieser in der Vergangenheit in der Regel als Restglied bestimmt und somit zu hoch abgeschätzt. Somit wurde das Phänomen eines Residuums bei der Schließung der Energiebilanz auch erst derart spät festgestellt. Während man heute

verbreitet Analysatoren einsetzt, die die Luft aus dem Meßvolumen absaugen, wobei Empfindlichkeitsverluste auftreten und zusätzliche Korrekturen notwendig werden, sind für Grundlagenmessungen optische Geräte (UV oder IR) mit einer offenen Meßstrecke notwendig. Diese Geräte sind allerdings relativ groß, so daß sie in Abständen von ca. 50 cm vom Ultraschallanemometer aufgebaut werden müssen. Diese Separation macht spektrale Korrekturen notwendig (Moore, 1986). Leider sind die optischen Meßverfahren nicht sehr stabil in ihrer Kalibrierung, da Lampen, Empfänger und Fenster einer Alterung unterliegen. Deswegen wurde von Foken *et al.* (1998) ein Kalibrierverfahren vorgeschlagen, welches diesen Nachteil beheben soll.

Auch wenn die eddy-correlation-Methode ein direktes Meßverfahren ist, wurden bei ihrer Herleitung eine Reihe von Vereinfachungen getroffen, die in der Natur nicht immer gegeben sind. Dazu gehören die Annahmen der Stationarität und der horizontalen Homogenität (ebene homogene Unterlage, Advektionsfreiheit). Um die Erfüllung dieser Kriterien zu überprüfen, wurde von Foken und Wichura (1995) ein Qualitätskontrollprogramm vorgeschlagen, welches mit einfachen statistischen Tests auf die Stationarität (und damit teilweise auch auf die Homogenität) prüft und mittels der sogenannten Fluß-Varianz-Ähnlichkeit auch den Entwicklungsgrad der Turbulenz abschätzt (unterbrochene Turbulenz, mechanische Turbulenz). Diese Tests, die inzwischen bereits von vielen Gruppen angewandt werden, bringen eine gewisse Sicherheit bei der Bewertung von Messungen und schließen in jedem Fall kurzzeitige Gerätedefekte und Instationaritäten auf Grund der meteorologischen Situation aus.

Die Fehler der turbulenten Flüsse sind in Tab. 2 dargestellt. Bei sorgfältigen qualitätsgeprüften Messungen mit hochwertiger Technik kann bei Flüssen über 50 W/m^2 mit Genauigkeiten von 5–10% gerechnet werden. Trotz aller Sorgfalt ist es den Experimentatoren in den letzten Jahren jedoch nicht gelungen, das Residuum bei der Schließung der Energiebilanz ausschließlich mit Mängeln bei der Bestimmung der turbulenten Flüsse zu erklären, ja selbst die erzielten Fortschritte waren nicht gravierend.

3.2.3 Messung des Bodenwärmestromes

Der Messung des Bodenwärmestromes wird meist eine untergeordnete Bedeutung beigemessen. Der Boden ist in der Regel außerordentlich heterogen in einem Maßstabbereich, der weit unterhalb der hier betrachteten atmosphärischen Maßstäbe liegt. Somit streuen Messungen des Bodenwärmestromes, meist mit sogenannten Bodenwärmestromplatten durchgeführt, beachtlich. Da der Bodenwärmestrom jedoch nur ca. 10% der Strahlungsbilanz ausmacht, ist sein Fehler zwar prozentual groß, jedoch absolut klein (Tab. 2). In Anbetracht der im Punkt 3.3 dargestellten Ergebnisse muß das Problem 'Bodenwärmestrom' wahrscheinlich als interdisziplinäre Aufgabe wieder aufgegriffen werden einschließlich scheinbar vergessener Verfahren der Nutzung des Temperatur- und Feuchtegradienten im Boden zu seiner Bestimmung.

3.3. Speicherglieder

Eine Energiespeicherung, die in der Regel am Tag erfolgt und in der Nacht wieder abgebaut wird, kann sowohl in der Luftschicht zwischen der Meßhöhe (beispielsweise 2 m) und dem Erdboden sowie in den oberen Bodenschichten erfolgen. Nach Kukharets und Tsvang (1998) beträgt die Energiespeicherung in der 2 m Luftschicht dabei etwa 1,5 W (1% der Strahlungsbilanz) und in den obersten 2 cm Boden (ΔQ_s) ca. 40 W/m², d. h. 20% der Strahlungsbilanz. Um diesen Effekt nachzuweisen, wurde von Kukharets *et al.* (1998) ein spezielles Experiment (LINEX-97/1, 5 km südlich dem Meteorologischen Observatorium Lindenberg) durchgeführt, dessen Ergebnisse hier kurz vorgestellt werden sollen.

Die Größe ΔQ_s errechnet sich aus den Fluktuationen der Strahlungstemperatur an der Oberfläche $T_r(t)$ und der Bodentemperatur in 2 cm Tiefe $T_s(2,t)$ unter folgenden Annahmen: Zeitliche und räumliche Konstanz der Wärmekapazität des Bodens $q_v = c \cdot Q$ und eine relativ geringe Dicke der Schicht zwischen der oberen $\xi = 0$ und der unteren $\xi = \delta = 2$ cm Grenze mit einem linearen Temperaturgradienten. Die Veränderung der gespeicherten Wärme des Bodens ist dann

$$\Delta Q_s = \frac{\delta q_v (\Delta T_o/\Delta t + \Delta T_\delta/\Delta t)}{2} \quad (4)$$

wobei $\Delta T_o/\Delta t$ und $\Delta T_\delta/\Delta t$ die Temperaturänderung an der Oberfläche T_o und im Boden T_δ in einer Tiefe $\zeta = \delta$ für $\Delta t = 5$ Minuten (Mittelungsintervall der Messungen) sind. Als Wert für die Wärmekapazität des Bodens wurde $q_v = 2 \cdot 10^6 \text{ J/m}^2\text{K}$ angenommen für den am Meßort vorhandenen Sandboden (Priestly, 1959).

Für den erhaltenen Datensatz wurde für die Stunden mit hoher Einstrahlung $R_o \gg 0$, d. h. von 08:30 bis 14:30 UTC in die bislang übliche Bilanzgleichung $\langle \epsilon \rangle = \langle R_o - (H + \lambda E + G) \rangle$, die mittlere Wärmeänderung in der obersten Bodenschicht $\langle \Delta Q_s \rangle = \langle \delta q_v (\Delta T_o/\Delta t + \Delta T_\delta/\Delta t)/2 \rangle$ eingefügt und das Residuum $\langle \epsilon - \Delta Q_s \rangle$ bestimmt. Dabei erfolgte die Auswertung, im Gegensatz zu dem generell üblichen Mittelungszeitraum von 30 Minuten, für einen kürzeren Zeitraum von 5 Minuten, auch wenn dies zum Verlust der langwelligen Anteile an den turbulenten Flüssen führen kann.

Die Abb. 2 zeigt den zeitlichen Verlauf des Residuum $\epsilon(t)$ und den der Wärmespeicherung in der obersten Bodenschicht $\Delta Q_s(t)$ für den 12.06.97, an dem es in der ersten Tageshälfte (außer 10–11 Uhr und gegen 12 Uhr) klar war und Werte der Strahlungsbilanz von 400–500 W/m^2 erreicht wurden. Dann bewölkte sich der Himmel, und die Strahlungsbilanz sank auf 100 W/m^2 . Wie ersichtlich ist, verlaufen für unterschiedliche Wetterbedingungen das Residuum der Schließung der Energiebilanz und die Wärmespeicherung in den Boden im zeitlichen Gang nahezu parallel. Die Wärmespeicherung in der oberen Bodenschicht erreicht dabei beachtliche Werte von 100–140 W/m^2 , wobei ihre Größe sowohl als täglicher Mittelwert als auch für 5-Minuten-Werte in hohem Maße das Residuum der Schließung der Energiebilanz kompensiert, welches bei der traditionell stationären Betrachtungsweise erreicht wird. Die Berechnung der Speicherung in der oberen Bodenschicht führt von einem Residuum von 6–9% auf einen Wert von 2–3% (Faktor 3). Im Verlauf eines Tages ist das Austauschregime zwischen der Atmosphäre und der Unterlage instationär, was bei Anwendung der Gleichung (1) zu einer scheinbaren Verletzung des Energieerhaltungssatzes führt. Deshalb muß man bei Energiebilanzuntersuchungen unter instationären Bedingungen zusammen mit der Ener-

giebilanz auch die Wärmespeicherung im Boden berücksichtigen, da die Wärmefaufnahme der untersten Atmosphärenschiht und der oberen dünnen (2–3 cm) Bodenschicht im Tagesverlauf 20% der Strahlungsbilanz ausmacht.

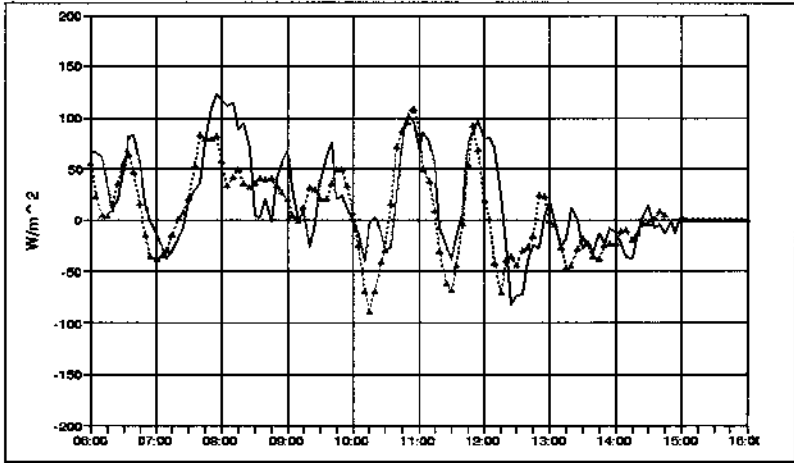


Abb. 2: Verlauf des Residuums der Schließung der Energiebilanz und der Wärmespeicherung in der obersten Bodenschicht am 12.06.1997 nach Kukharets et al (1998),

— : $R_n - (H + E + G)$, \triangle : ΔQ_s

3.4 Einflüsse der Heterogenität der Unterlage

Vergleicht man die Ergebnisse der Schließung der Energiebilanz bei verschiedenen Experimente so wird offensichtlich, daß Experimente über sehr heterogener Unterlage mit der Möglichkeit der Ausbildung interner Grenzschichten (usw.) eine schlechter geschlossene Energiebilanz aufweisen als Experimente über ebener und einheitlicher Unterlage. Dies bewog Panin et al. (1996), das Residuum bei der Schließung der Energiebilanz durch einen Faktor k in Gleichung (1) zu korrigieren:

$$R_n = k \cdot (H + E) + G \quad (5)$$

Einen Überblick zu k -Werten verschiedener Experimente gibt Tab. 4.

Tab. 4: *k*-Werte zur Schließung der Energiebilanz nach Panin et al. (1996) für verschiedene Experimente aus Foken et al. (1997)

Experiment	Quelle	<i>k</i> -Wert
KUREX-88	Tsvang et al. (1991)	~ 1,3
FIFE-89	Kanamasu et al. (1992)	1,1
TARTEX-90	Foken et al. (1993)	1,5
KUREX-91	Panin et al. (1996)	1,5
LINEX-96/2	Foken et al. (1997)	1,25

Es ist mit Sicherheit nicht richtig, das gesamte Residuum bei der Schließung der Energiebilanz einer Geländeheterogenität zuzuordnen. Trotzdem scheint sie einen Einfluß zu haben. Es kommt jedoch darauf an, mögliche physikalische Ursachen zu klären. Wenn der Einfluß bedeutend ist, muß er auch derart sein, daß die am Tage immer zu niedrigen turbulenten Flüsse gegenüber der verfügbaren Energie ($R_n - G$) erklärt werden können.

Eine Erklärung ist ein Vorhandensein sogenannter meso-Flüsse. Dies sind großräumige Austauschströme in räumlichen und zeitlichen Maßstäben, wie sie von der eddy-correlation Methode nicht mehr erfaßt werden können, so daß der totale turbulente Fluß zu niedrig bestimmt wird. Bei dieser Erklärung steht jedoch die Frage, ob die Kontinuitätsbedingung noch erfüllt ist, wenn zur Schließung der Energiebilanz der meso-Fluß immer und über den meisten Flächen die gleiche Richtung wie der turbulente Fluß hat, da dann von einer von Null verschiedenen vertikalen Windgeschwindigkeit ausgegangen werden kann.

Eine andere Erklärung könnte in Auswertung der Ergebnisse von Collineau und Brunet (1993a,b) und Handorf und Foken (1997) über Waldgebieten bzw. bei stabiler Schichtung gegeben werden. Beide Autorengruppen fanden, daß für die untersuchten Bedingungen ein erheblicher Teil des Energieaustausches innerhalb kurzer Turbulenzereignisse (burst, gust)-erfolgt. Diese können mit den gegenwärtig bei der eddy-correlation-Methode angewandten Auswerteverfahren nicht erfaßt werden, vielmehr, sie stören sogar die Messung erheblich. Dies könnte auch eine Erklärung für die zu geringen turbulenten Flüsse sein.

4. Zusammenfassende Wertung

Das Problem der nicht geschlossenen Energiebilanz wird sich so lange als weitgehend ungelöst darstellen, solange nicht alle hier dargestellten Aspekte sowohl theoretisch (Modellrechnungen) als auch durch gezielte Experimente, die nicht nur Einzelaspekte der Problematik herausgreifen, untersucht worden sind. Dennoch können seit dem ersten Workshop 1994 in Grenoble (Foken und Oncley, 1995) Fortschritte in zwei wichtigen Punkten konstatiert werden: Erstens erfolgten umfassende Anstrengungen auf dem Gebiet der Geräteentwicklungen speziell bei der Messung der langwelligen Strahlung als auch bei der Entwicklung neuer Ultraschallanemometer, die für Grundlagenuntersuchungen verwendet werden können. Zumindest für letztere Entwicklung war der Workshop ein nachweisbarer Ausgangspunkt. Zweitens sind in den letzten Jahren eine Vielzahl an Arbeiten erschienen, die sich der Frage der 'ungeschlossenen Energiebilanz' widmeten oder in denen zumindest eigene Messungen hinsichtlich der Schließung der Energiebilanz diskutiert wurden. Wegen der Vielzahl der Arbeiten kann darauf hier nicht eingegangen werden. Unter Experimentatoren ist somit das Problem gegenwärtig unumstritten. Eine wesentliche Frage bleibt jedoch offen: Warum erhält die Erdoberfläche am Tag scheinbar mehr Energie durch Strahlung, als sie in Form von turbulenten Flüssen an die Atmosphäre (und als weitgehend molekularen Fluß in den Boden) abgeben kann? In der Nacht dominieren die turbulenten Flüsse, jedoch ist das Residuum wesentlich kleiner und kompensiert den Differenzbetrag am Tage in keiner Weise. Durch Meßmethodik und Meßgeräteeigenschaften kann zwar eine Streuung der Einzelergebnisse erklärt werden, jedoch nicht diese ausgesprochene Richtung der 'Nichtschließung'. Auch die umfangreichen Korrekturen speziell beim latenten Wärmestrom, die eine Unterbestimmung verhindern sollen, können dafür nicht verantwortlich gemacht werden.

Betrachtet man die Aussagen im Abschnitt 3.4 und 3.5, so deutet manches auf ein für die Meteorologie nicht untypisches Mittelungsproblem hin. Es zeigte sich, daß instationäre Bedingungen in einem zeitlichen Maßstab von ca. 5 Minuten bei der Wärmespeicherung im Boden einen Teil der Nichtschließung der Energiebilanz erklären können. Analoges gilt für Turbulenzausbrüche, jedoch ist hier der zeitliche Maßstab z. T. < 1 Mi-

nute. Treten beide Ereignisse nicht regelmäßig während der 30 minütigen Meßdauer der eddy-correlation-Messungen auf, werden sie bei einem Qualitätstest nur als Störung identifiziert. Treten sie regelmäßig auf, wird zwar die Frequenz des Auftretens scheinbar einem Fluß zugeordnet, die Energie der Einzelereignisse kann aber erst durch spezielle Bearbeitungen, z. B. mittels Wavelet-Analyse, quantitativ ermittelt werden. Sollte die hier getroffene Vermutung richtig sein, so muß das Auswerteverfahren für Turbulenzmessungen sorgfältig neu bewertet werden.

Trotz mancher Erfolge muß jedoch weiterhin konstatiert werden, daß die Tragweite der Problematik insbesondere den Modellierern unter den Fachkollegen noch nicht bewußt ist. Sie arbeiten in der Regel mit Energiebilanzgleichungen, deren Koeffizienten durch Messungen verifiziert worden sind, bei denen der latente Wärmestrom meist als Restglied bestimmt wurde und somit den Zuschlag durch das Residuum erhielt. Dies hat Auswirkungen auf die für die meisten Modelle wichtige Oberflächentemperatur und insbesondere den Wasserdampffluß.

Danksagung

Die seit mehr als 10 Jahren durchgeführten Untersuchungen zur 'nicht geschlossenen' Energiebilanz wären ohne die aktive Mitwirkung meiner Kollegen an meinen ehemaligen Arbeitsstellen, den Meteorologischen Observatorien in Potsdam und Lindenberg, nicht möglich gewesen. Wesentliche Beiträge erfolgten auch durch meine russischen Kollegen und nicht zuletzt durch Dr. S. Oncley vom NCAR in Boulder CO., mit dem die Sensibilisierung der Fachkollegen in aller Welt auf diese Thematik gelang. Ihnen allen, sowie den Einrichtungen, die Einzelprojekte förderten, sei hiermit herzlich gedankt.

Literaturverzeichnis

- André J.-C., Bougeault, P., Goutorbe, J.-P., 1990: Regional estimates of heat and evaporation fluxes over non-homogeneous terrain, Examples from the HAPEX-MOBILHY programme. *Boundary-Layer Meteorol.*, **50**, 77–108.
- Bolle, H.-J., André, J.-C., Arrie, J. L., Barth, H. K., Bessemoulin, P., Brasa, A., DeBruin, H. A. R., Cruces, J., Dugdale, G., Engman, E. T., Evans, D. L., Fantechi, R., Fiedler, F., Van de Griend, A., Imeson, A. C., Jochum, A., Kabat, P., Kratsch, T., Lagouarde, J.-P., Langer, I., Llamas, R., Lopes-Baeza, E., Melia Muralles, J., Muniosguren, L. S., Nerry, F., Noilhan, J., Oliver, H. R., Roth, R., Saatchi, S. S., Sanchez Diaz, J., De Santa Olalla, M., Shuttleworth, W. J., Sogaard, H., Stricker, H., Thornes, J., Vauclin, M., Wickland, D., 1993: EFEDA: European field experiment in a desertification-threatened area. *Annales Geophysicae*, **11**, 173–189.
- Braud, J., Noilhan, P., Bessemoulin, P., Mascart, P., Haverkamp, R., Vauclin, M., 1993: Bare ground surface heat and water exchanges under dry conditions: Observation and parameterization. *Boundary-Layer Meteorol.*, **66**, 173–200.
- Businger, J. A., 1966: Evaluation of the accuracy with which dry deposition can be measured with current micrometeorological techniques. *J. Appl. Meteorol.*, **25**, 1100–1024.
- Collineau, S., Brunet Y., 1993a: Detection of turbulent coherent motions in a forest canopy, Part I: Wavelet analysis. *Boundary-Layer Meteorol.*, **65**, 357–379.
- Collineau, S., Brunet Y., 1993b: Detection of turbulent coherent motions in a forest canopy. Part II, Time-scales and conditional sampling. *Boundary-Layer Meteorol.*, **66**, 49–73.
- Dugas, W. A., Fritschen, L. J., Gay, L. W., Held, A. A., Matthias, A. D., Reicosky, D. C., Steduto, P., Steiner, J. L.: 1991, Bowen ratio, eddy correlation, and portable chamber measurements of sensible and latent heat flux over irrigated spring wheat, *Agric. & Forest Meteorol.*, **56**, 1–20.
- Elagina, L. G., Zubkovskii, S. L., Koprov, B. M., Sokolov, D. Y., 1973: Experimental investigations of the energy balance near the surface (in Russian). *Trudy GGO*, vyp. **296**, 46–56.
- Elagina, L. G., Koprov, B. M., Timanovskii, D. F., 1978: A characteristic of surface air layer above snow (in Russian). *Izv. AN USSR, Atmos. and Ocean Phys.*, **14**, 926–931.
- Foken, Th., 1990a: Turbulenter Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Unterlage, *Beitr. d. Dt. Wetterdienstes*, No. 180, 287 pp.
- Foken, Th.: 1990b: Probleme bei der Bestimmung vertikaler turbulenter Feuchte-transporte im Rahmen von ISLSCP-Experimenten (Ergebnisse von KUREX-88 und TARTEX-90). *Proceedings der Ersten Deutsch-Deutschen Klimatagung*, Berlin, 8 S.
- Foken, Th., Oncley, S., 1995: Results of the workshop 'Instrumental and Methodical Problems of Land Surface Flux Measurements'. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **76**, 1191–1193.
- Foken, Th., Wichura, B., 1995: Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agric. & Forest Meteorol.*, **78**, 83–105.
- Foken, Th., Gerstmann, W., Richter, S. H., Wichura, B., Baum, W., Ross, J., Sulev, M., Mölder, M., Tsvang, L. R., Zubkovskii, S. L., Kukharets, V. P., Aliguseinov, A. K., Perepelkin, V. G., Zeleny, J., 1993: Study of the energy exchange processes over different types of surfaces during TARTEX-90. *Deutscher Wetterdienst, Abteilung Forschung, Arbeitsergebnisse*, Nr. 4, 34 S.
- Foken, Th.; Dlugi, R.; Kramm, G., 1995: On the determination of dry deposition and emis-

- sion of gaseous compounds of the biosphere-atmosphere-interface. *Meteorol. Z.*, NF, 4, 91–118.
- Foken, Th., Jegede, O. O., Weisensee, U., Richter, S. H., Handorf, D., Görsdorf, U., Vogel, G., Schubert, U., Kirzel, H.-J., Thiermann, V., 1997: Results of the LINEX-96/2 Experiment. DWD, Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung, Arbeitsergebnisse, Nr. 48, 75 pp.
- Foken, Th.; Buck, A. L.; Nye, R. A.; Horn, R. D., 1998: A Lyman-alpha hygrometer with variable path length. *J. Atmos. & Ocean. Technol.*, 15, 211–214.
- Haldin, S., Lindroth, A.: 1992, Errors in Net Radiometry, Comparison and Evaluation of six radiometer designs, *J. Atmos. & Ocean. Technol.*, 9, 762–783.
- Hanafusa, T., Fujitani, T., Kobori, Y.; Mitsuta, Y.: 1982, A new type sonic anemometer-thermometer for field operations, *Papers in Meteorol. & Geophys.*, 33, 1–19.
- Handorf, D., Foken, Th., 1997: Analysis of turbulent structure over an Antarctic ice shelf by means of the wavelet transformation. Proceedings 12th Symposium on Boundary Layer and Turbulence. 28 July – 1 August 1997, Vancouver, BC, Canada, Am. Meteorol. Soc., Boston, Mass., 245–246.
- Högström, U., 1996: Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 78, 215–246.
- Kaimal, J. C., Gaynor, J. E., 1991: Another look at sonic thermometry. *Boundary-Layer Meteorol.* 56, 401–410.
- Kaimal, J. C., Finnigan, J. J., 1994: Atmospheric boundary layer flows. New York, Oxford: Oxford Univ. Press, 289 pp.
- Kanemasu, E. T., Verma, S. B., Smith, E. A., Fritschen, L. Y., Wesely, M., Fild, R. T., Kustas W. P., Weaver, H., Stewart, Y. B., Geney, R., Panin, G. N., Moncrieff, Y. B., 1992: Surface flux measurements in FIFE: An overview. *J. Geophys. Res.*, 97, 18,547–18,555.
- Koitzsch, R., Dzingel, M., Foken, Th., Mücket, G.: 1988, Probleme der experimentellen Erfassung des Energieaustausches über Winterweizen, *Z. Meteorol.* 38, 150–155.
- Kukharets V. P. and Tsvang L. R. , 1998: Variations of surface temperature and the problem of heat balance on surface (in Russian). *Izv. RAN, Fiz. Atmos. i Okeana*, in print.
- Kukharets, V. P., Perepelkin, V. P., Tsvang, L. R., Richter S. H., Weisensee, U., Foken, Th., 1998: Energiebilanz an der Erdoberfläche und Wärmespeicherung im Boden. In: Foken, Th. (Hrsg.): Results of the LINEX-97/1 Experiment. DWD, Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung, Arbeitsergebnisse, in print.
- Laubach, J., 1996: Charakterisierung des turbulenten Austausches von Wärme, Wasserdampf und Kohlendioxid über niedriger Vegetation anhand von Eddy-Korrelations-Messungen. *Wiss. Mitt. Inst. f. Meteorol. Univ. Leipzig & Inst. f. Troposphärenforsch. Leipzig*, 3, 139 S.
- McCaughey, J. H., 1985: A radiation and energy balance study of nature forest and clear-cut sites. *Boundary-Layer Meteorol.*, 32, 1–24.
- Moore, C. J.: 1986, Frequency response corrections for eddy correlation systems, *Boundary-Layer Meteorol.*, 37, 17–35.
- Orlenko L. R. and Legotina S. I., 1973: The energy balance over the underlying surface during KENEX-71 (in Russian). *Trudy GGO*, 296, 46–56.
- Panin, G. N., Tetzlaff, G., Raabe, A., Schönfeldt, H.-J., Nasonov, A. E., 1996: Inhomogeneity of the land surface and the parametrization of surface fluxes – a discussion. *Wiss. Mitt. Inst. f. Meteorol. Univ. Leipzig & Inst. f. Troposphärenforsch. Leipzig*, 4, 204–215.
- Philipona, R., Fröhlich, C., Betz, Ch., 1995: Characterization of pyrgeometers and the accuracy of atmospheric long-wave radiation measurements. *Applied Optics*, 34, 1598–1605.

- Priestley, C. H. B., 1959: *Turbulent transfer in the lower atmosphere*. Chicago: Univ. Press 1959, 130 pp.
- Schmid, H. P., Oke, T. R., 1988: Estimating the source area of a turbulent flux measurement over a patchy surface. *Proceedings 8th Symposium on Turbulence & Diffusion*, San Diego, CA, April 26–29, 1988, Am. Meteorol. Soc., Boston Mass., 123–126.
- Schuepp, P. H., Leclerc, M. Y., McPherson, J. I., Desjardin, R. L., 1990: Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. *Boundary-Layer Meteorol.*, **50**, 355–374.
- Tsvang, L. R., Aligusejnov, A. K. Perepelkin, V. G., Sulev, M. A., Mee'lder, M. E., Zeleny, Y. 1987: Opyt zamykanije teplogo balansa v prizemnom sloe i na poverchnosti zemli, *Izv. AN SSSR, Fiz. atm. i okeana*, **23**, 3–13.
- Tsvang, L. R., Fedorov, M. M., Kader, B. A., Zubkovskii, S. L., Foken, Th., Richter, S. H., Zeleny, Y. 1991: Turbulent exchange over a surface with chessboard-type inhomogeneities, *Boundary-Layer Meteorol.*, **55**, 141–160.