

Thomas Foken

EAGLE-STARHILFE

Energieaustausch an der Erdoberfläche

Lokalklima – Landnutzung – Klimawandel



Mit Unterstützung der
Stiftung Benedictus Gotthelf Teubner
Leipzig/Dresden/Berlin/Stuttgart



Edition am Gutenbergplatz
Leipzig

Thomas Foken

EAGLE-STARHILFE

Energieaustausch an der Erdoberfläche

Lokalklima – Landnutzung – Klimawandel

EAG.LE Edition am Gutenbergplatz
Leipzig

Bibliografische Information der Deutschen Nationalbibliothek
Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.d-nb.de> abrufbar.

Prof. Dr. sc. nat. Thomas Foken

Geboren 1949 in Zwickau.

Studium der Meteorologie an der Humboldt-Universität zu Berlin, 1974 Diplom.
Promotion an der Universität Leipzig 1978 und 1990 zweiter Doktorgrad (Habilitation) an der Humboldt-Universität zu Berlin. Von 1981 bis 1997 Abteilungsleiter an den Meteorologischen Observatorien in Potsdam und Lindenberg.

Seit 1997 Professur für Mikrometeorologie an der Universität Bayreuth.

Arbeitsgebiete: Energie- und Stoffaustausch zwischen der Atmosphäre und der bewachsenen und unbewachsenen Erdoberfläche, Experimentelle Meteorologie, atmosphärische Messtechnik.

Zahlreiche Publikationen, Fachbuch zur Mikrometeorologie, internationale fachbezogene Auszeichnungen.

Abbildung erste Umschlagseite:

Strahlungsnebel im Tal bei Mistelgau LKr. Bayreuth mit Sonnenaufgang über dem Fichtelgebirge (Foto: T. Foken, 04.05.2012).

Vierte Umschlagseite:

Dieses Motiv zur BUGRA Leipzig 1914 (Weltausstellung für Buchgewerbe und Graphik) zeigt neben B. Thorvaldsens Gutenbergdenkmal auch das Leipziger Neue Rathaus sowie das Völkerschlachtdenkmal.

Für vielfältige Unterstützung sei der Teubner-Stiftung in Leipzig gedankt.

Warenbezeichnungen, Gebrauchs- und Handelsnamen usw. in diesem Buch berechtigen auch ohne spezielle Kennzeichnung nicht zu der Annahme, dass solche Namen im Sinne der Warenzeichen- und Markenschutz-Gesetzgebung als frei zu betrachten wären und von jedermann benutzt werden dürften.

EAGLE 063: www.eagle-leipzig.de/063-foken.htm

DOI: 10.15495/EPub_UBT_00006722

© Das Verlagsgeschäft der Edition am Gutenbergplatz, Leipzig endete am 30.06.2022. Die Rechte gehen zurück an den Autor.



CC BY 4.0

Printed in Germany

Umschlaggestaltung: Sittauer Mediendesign, Leipzig

Herstellung: BoD - Books on Demand, Norderstedt

ISBN 978-3-937219-63-9

Vorwort

Diese EAGLE-STARHILFE zum Energieaustausch an der Erdoberfläche schließt eine Lücke zwischen einfachen Darstellungen und umfangreichen Lehrbüchern. Sie ermöglicht sowohl dem interessierten Laien, der auf Abschnitte mit mathematischen Darstellungen auch verzichten kann, als auch Studierenden in Bachelor-Kursen und Lehrern einen Einstieg in ein Fachgebiet, das uns alle berührt. Denn wir leben in dem Teil der Atmosphäre, der durch den Energie- und Stoffaustausch maßgeblich beeinflusst wird. Klima und speziell lokale Klimate, Landnutzungsänderungen, Nutzung regenerativer Energien und nicht zuletzt die Auswirkungen des Klimawandels treffen uns gerade in den untersten Atmosphärenschichten, wo Strahlungsprozesse und turbulenter Austausch dominieren und sich in ständiger Wechselwirkung befinden.

Die Idee zu solch einem Buch entstand im Rahmen der Landesgartenschau 2012 in Bamberg. Der Autor richtete auf dem wunderbar geeigneten Gelände auf der sogenannten Erba-Insel einen Klimawanderweg ein, der zu 13 typischen Lokalklimaten führte, die durch Schilder entsprechend erläutert wurden. Zusätzliche Führungen und eine dreißigseitige Broschüre ermöglichten es dem Besucher, mehr über diese Klimate und über ihre Entstehung zu erfahren. Diese Schrift war Grundlage für das Kapitel 6 dieses Buches. Einfache Erklärungen wirkten bei den Besuchern wie ein Aha-Effekt. Eigentlich wussten sie Bescheid, sie hatten jedoch noch nicht darüber nachgedacht. Dringt man tiefer in die Materie ein, so wie es in Vorlesungen und Praktika geschieht, erweist sich der Stoff jedoch als recht komplex.

Ich danke dem Verlag Edition am Gutenbergplatz Leipzig, der dieses Projekt ermöglichte, und meiner Frau, die mich seinerzeit schon zur Publikation der Broschüre zum Klimawanderweg in erweiterter Form ermunterte.

Bischberg, LKr. Bamberg, Mai 2013

Thomas Foken

Inhalt

1	Einleitung	9
2	Energieumsätze an der Erdoberfläche	10
2.1	Strahlungsflüsse	10
2.1.1	Solare Einstrahlung	10
2.1.2	Terrestrische Wärmestrahlung	12
2.1.3	Strahlungsbilanzgleichung	14
2.2	Bodenwärmestrom	15
2.3	Turbulente Flüsse	17
2.4	Energiebilanzgleichung	20
2.5	Bestimmung turbulenter Flüsse	24
2.5.1	Impulsaustausch und Rauigkeit	24
2.5.2	Fühlbarer und latenter Wärmestrom	28
2.5.3	Nichtneutrale Schichtung	30
3	Charakterisierung der Unterlageneigenschaften	33
3.1	Footprint	33
3.2	Interne Grenzschichten und Hindernisse	34
3.3	Einflüsse der Vegetation	36
4	Messung der Energieumsätze	38
4.1	Strahlungsmessungen	39
4.2	Messung turbulenter Flüsse	39
4.2.1	Bowen-Verhältnis-Methode	40
4.2.2	Eddy-Kovarianz-Methode	41
4.3	Messungen im Boden	44
5	Modellierung der Energieumsätze	45
5.1	Widerstandsverfahren	45
5.2	Energiebilanzmethoden	47

Inhalt	7
5.2.1 Priestley-Taylor-Verfahren	47
5.2.2 Penman-Monteith-Verfahren	49
6 Herausbildung lokaler Klimatypen	51
6.1 Kaltluftentstehung und Frostgefährdung	52
6.1.1 Kaltluftentstehung und Kaltluftabfluss	52
6.1.2 Frostgefährdung	56
6.2 Klimatypen in städtischen Gebieten	58
6.2.1 Stadtklima	58
6.2.2 Parkklima	59
6.3 Klimatypen in ländlichen Gebieten	60
6.3.1 Klima offener Landschaften	60
6.3.2 Strahlungsklima	60
6.3.3 Waldklima	62
6.3.4 Seenklima	63
6.3.5 Muldenklima	65
6.4 Klimatypen im Garten	66
6.4.1 Kleingartenklima	66
6.4.2 Steingartenklima	67
6.4.3 Heckenklima	68
6.5 Klima in Gebäuden	69
6.5.1 Innenraumklima	69
6.5.2 Gewächshausklima	70
6.6 Energieaustausch des Menschen	71
7 Energieflüsse und Landnutzungsänderungen	74
7.1 Veränderung der Oberflächenrauigkeit	74
7.2 Reduzierung der Verdunstung	75
7.3 Möglichkeiten der Taugewinnung	77
7.4 Veränderung der Albedo	77

	Inhalt
8	
7.5	Degradation 79
8	Energieflüsse und regenerative Energien 80
8.1	Solarenergie 80
8.2	Windenergie 81
9	Energieflüsse und Klimawandel 84
	Literatur 90
	Weiterführende deutschsprachige Literatur 90
	Literaturquellen 90
	Symbolverzeichnis 95
	Quellenverzeichnis 97
	Index 98

1 Einleitung

Das Klimasystem der Erde erweist sich als außerordentlich komplex und umfasst weit mehr als nur die Atmosphäre. Wesentliche Faktoren sind auch das Relief der Oberfläche, die Land-Meer-Verteilung, die Ozeane, die Flüsse, die Seen und die Eisschilde, der Boden und die Pflanzenbedeckung, so dass das Klimasystem faktisch alle Geosphären umfasst (Lithosphäre, Hydrosphäre, Pedosphäre, Biosphäre, Kryosphäre). Da wir Klima als das Erscheinungsbild der Atmosphäre über längere Zeiträume verstehen, ist die Interaktion der Atmosphäre mit den anderen Geosphären von maßgeblicher Bedeutung für das Erdklima. Unmittelbar an der Erdoberfläche erfolgt der entscheidende Energie- und Stoffaustausch mit der Atmosphäre. Das Klimasystem kann in seiner Komplexität nur dann richtig verstanden werden, wenn das nötige Prozessverständnis für den Energie- und Stoffaustausch vorhanden ist, der sich als deutlich vielschichtiger erweist, als es einfache Grafiken in den Klimalehrbüchern zeigen.

Aber der Energie- und Stoffaustausch hat auch sehr praktische Komponenten. Modifikationen durch die Oberflächenbeschaffenheit, wie Bewuchs und Boden, können selbst kleinräumig spezielle Klimatypen herausbilden. Sind derartige Veränderungen vom Menschen gemacht, so ergeben sich daraus gezielte Einflussnahmen auf das Klima. Diese Landnutzungsänderungen gegenüber den natürlichen Verhältnissen in der Region können beispielsweise zu einer stärkeren Wüstenbildung oder zu Veränderungen im Wasserhaushalt beitragen. Neben der Zunahme der Treibhausgase in der Atmosphäre sind gerade die Landnutzungsänderungen eine wesentliche Komponente, die die Klimaerwärmung noch verstärkt.

Ziel dieses Buches ist es dabei, in möglichst leicht verständlicher Form den Energie- und Stoffumsatz an der Erdoberfläche dem Leser näher zu bringen und dies durch praktische Beispiele zu untermauern. Der Leser sollte dann in der Lage sein, Veränderungen in unserer Umwelt in seiner lokalen Bedeutung und im Hinblick auf das gesamte Klimasystem besser abschätzen zu können.

2 Energieumsätze an der Erdoberfläche

2.1 Strahlungsflüsse

2.1.1 Solare Einstrahlung

Grundvoraussetzung für die Entstehung des Klimas überhaupt ist die Energie, welche die Erde von der Sonne durch Strahlung empfängt. Durch die Neigung der Erdachse um ca. $23,5^\circ$ gegenüber der Bahnebene der Erde um die Sonne (Ekliptik) entsteht zumindest in den mittleren Breiten das typische Jahreszeitenklima (Bild 1) mit hohen Sonnenständen und starker Sonneneinstrahlung im Sommer und niedrigen Sonnenständen im Winter. Die Exponierung zur Sonne kann auch durch geneigte Flächen verändert werden, was beim Lokalklima eine besondere Rolle spielt.

Ein Großteil der Strahlungsenergie der Sonne wird aufgrund der hohen Temperatur der Sonne von ca. 6000 K im sichtbaren Licht ausgesandt. Daneben gibt es Anteile im ultravioletten und infraroten Licht. Hochenergetische ultraviolette Strahlungen mit sehr kurzen Wellenlängen werden durch die Ozonschicht von

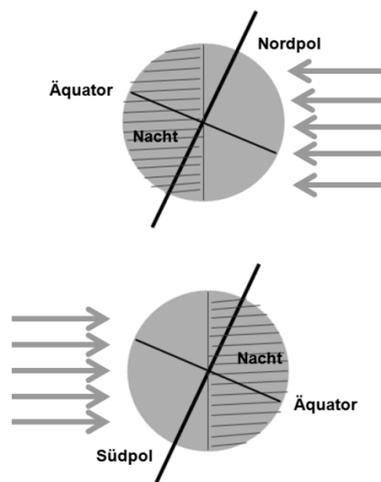


Bild 1: Position der Erde zur Sonne am (Nord-)Sommeranfang (oben) und am (Nord-)Winteranfang (unten)

der Erde ferngehalten. Die Erde erreichen Strahlen mit Wellenlängen von 0,29 bis 5 μm , die als solare oder extraterrestrische kurzwellige Strahlung bezeichnet werden. Grundlage dafür ist das Planck'sche Strahlungsgesetz, mit dem man die Energieverteilung bezüglich der Wellenlängen in Abhängigkeit von der Temperatur T in Kelvin des Emittenten berechnen kann. Dabei ergibt sich die Wellenlänge mit der maximalen Energie λ_{max} in μm nach dem Wien'schen Verschiebungsgesetz zu

$$\lambda_{\text{max}} = \frac{2997}{T}. \quad (1)$$

Die gesamte emittierte Energie errechnet sich nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz (Stefan-Boltzmann-Konstante: $\sigma_{SB} = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$):

$$I = \sigma_{SB} \cdot T^4. \quad (2)$$

Die Sonne emittiert dabei eine Energie von $4 \cdot 10^{20}$ MW. Bei einem mittleren Abstand zwischen Erde und Sonne von $149,6 \cdot 10^6$ km erhält die Erde an der Obergrenze der Atmosphäre dann ca. 1361 W m^{-2} (bezeichnet als Solarkonstante) bei senkrechtem Strahlungseinfall (Kopp und Lean, 2011). Da die Sonne nicht ganz-tägig scheint und der Einfallswinkel variiert, ergibt sich im Mittel eine Einstrahlung von 341 W m^{-2} . An der Obergrenze der Atmosphäre erreichen uns in den mittleren Breiten im Sommer im Tagesmittel fast 500 W m^{-2} kurzwellige Strahlung, im Winter nur 100 W m^{-2} . Es handelt sich dabei exakt um Energieflussdichten, d.h. um Energiemengen in Joule pro Flächen- und Zeiteinheit, was erst durch die Umrechnung $1 \text{ W m}^{-2} = 1 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ deutlich wird.

Die kurzwellige Sonnenstrahlung (Globalstrahlung) erreicht durch Lufttrübung, Absorption durch Wolken und Reflexion an Wolken und an der Oberfläche (Reflexstrahlung) nur zu etwa 50 % die Erdoberfläche. Die trotz Wolken noch an die Erdoberfläche gelangende diffuse Strahlung wird als Himmelsstrahlung bezeichnet. Die kurzwellige Strahlung selbst wärmt die Atmosphäre nicht auf, da ihre Wellenlänge nicht mit der Wellenlänge der Eigenbewegung der Luftmoleküle übereinstimmt. Einzige Ausnahme ist das stratosphärische Ozon, welches die Erwärmung der Stratosphäre durch die absorbierte UV-Strahlung hervorruft. Die kurzwellige Strahlung wird aber an der Erdoberfläche und anderen Oberflächen

absorbiert und erwärmt diese, wobei Wasser und feuchte Oberflächen durch die hohe Wärmekapazität besonders viel Energie speichern können (s. Abschnitt 2.2). Andere Oberflächen wie u. a. Sand werden zwar deutlich heißer, doch sind Wärmekapazität und Wärmeleitung gering, so dass schon eine geringe Strahlungsmenge ausreicht, um eine dünne Oberflächenschicht kräftig aufzuheizen.

Ein Teil der kurzwelligigen Strahlung wird auch reflektiert (Reflexstrahlung) und zwar umso mehr, je heller die Oberfläche ist, so dass bei frisch gefallenem Schnee fast 100 % erreicht werden. Sandflächen liegen bei 30-40 % und Wasser ist mit deutlich unter 10 % am geringsten. Die meisten pflanzlichen Oberflächen liegen bei etwa 15-20 %. Das Verhältnis aus reflektierter und einfallender kurzwelliger Strahlung wird als Albedo bezeichnet und in der Regel in Prozent angegeben (Tabelle 1).

Tabelle 1: Albedo verschiedener Unterlagen (Foken, 2006; Geiger et al., 2009)

Unterlage	Albedo in %
sauberer Schnee	75 – 98
grauer Boden, trocken	25 – 30
grauer Boden, feucht	10 – 12
weißer Sand	34 – 40
Getreide	10 – 25
Gras	18 – 20
Eichen	18
Kiefern	14
Wasser, rau, Sonnenhöhe 90°	13
Wasser, rau, Sonnenhöhe 30°	2,4

2.1.2 Terrestrische Wärmestrahlung

Jeder Körper hat die Eigenschaft, Strahlung in Abhängigkeit von seiner Oberflächentemperatur in einem bestimmten Wellenlängenbereich auszustrahlen. Das gilt auch für die Erde. Bei den typischen Temperaturen an der Erdoberfläche ergibt sich dann eine terrestrische langwellige Strahlung in einem Wellenlängenbereich von ca. 3 bis 100 μm . Die emittierte Energie wird ebenfalls nach dem

Stefan-Boltzmann-Gesetz ermittelt, wobei noch ein oberflächenabhängiger Emissionskoeffizient ε_{IR} (Tabelle 2) eingefügt werden muss:

$$I = \varepsilon_{IR} \cdot \sigma_{SB} \cdot T^4. \quad (3)$$

Tabelle 2: *Infrarotes Emissionsvermögen verschiedener Unterlagen*
(Foken, 2006; Geiger et al., 2009)

Unterlage	Emissionsvermögen
Wasser	0,960
frischer Schnee	0,986
Nadelbäume	0,971
trockner feiner Sand	0,949
feuchter feiner Sand	0,962
dichtes grünes Gras	0,986

Im Gegensatz zur kurzwelligen Strahlung kann die langwellige Strahlung zur Erwärmung der Luft beitragen. Ihre Wellenlängen können von nicht symmetrischen Molekülen wie die des Wasserdampfes, des Kohlendioxids, des Methans, des Lachgases, des troposphärischen Ozons u.a., den sogenannten Treibhausgasen, absorbiert werden. Die Gase erwärmen sich dabei aber nur sehr geringfügig, da sie entsprechend ihrer Eigentemperatur selbst wieder zu einem langwelligen Strahler werden, der in alle Richtungen nahezu vollständig die absorbierte Energiemenge wieder abstrahlt. Damit erhält die Unterlage einen großen Teil der abgestrahlten langwelligen Strahlung wieder zurück und es verringert sich der langwellige Strahlungsfluss nach oben, so dass sich die Stratosphäre abkühlt, während die nach unten gerichtete Gegenstrahlung eine zusätzliche Erwärmung in der Troposphäre ermöglicht. Da beide Sphären wenig gekoppelt sind, kommt es nur zu einem geringen Ausgleich.

Während die langwellige Strahlung, die von unten kommt, als atmosphärische Ausstrahlung bezeichnet wird, wird die nach unten gerichtete langwellige Strahlung als Gegenstrahlung bezeichnet. Die natürlich in der Atmosphäre vorhandenen Treibhausgase führen dazu, dass die Erde um 33 Grad wärmer ist, als sie es

ohne Treibhausgase wäre. Der natürliche Treibhauseffekt ist also Grundvoraussetzung dafür, dass auf der Erde in äquatorfernen Gebieten überhaupt Leben vorhanden ist. Verantwortlich dafür ist die von den Gasmolekülen wieder zur Erde zurückemittierte langwellige Strahlung. Der durch anthropogene Treibhausgase (durch menschliche Aktivitäten erzeugte Treibhausgase) verursachte Treibhauseffekt von gegenwärtig 1 bis 2 Grad ist demgegenüber relativ gering, aber eben groß genug, um deutliche Effekte im Klimasystem wie Gletscherschmelze, Polareisschmelze, Meeresspiegelanstieg, Wüstenbildung, extreme Wetterlagen u.a. hervorzurufen.

2.1.3 Strahlungsbilanzgleichung

Die Summe aus den kurzwelligen solaren Strahlungsflüssen Globalstrahlung $K\downarrow$, die sich aus der diffusen Himmelsstrahlung und der direkten Sonnenstrahlung zusammensetzt, und der reflektierten kurzwelligen Strahlung (Reflexstrahlung, $K\uparrow$) sowie den langwelligen terrestrischen Strahlungen emittiert von der Unterlage (Ausstrahlung $I\uparrow$) und von der Atmosphäre (Gegenstrahlung $I\downarrow$) wird als Strahlungsbilanz (Q_s^*) bezeichnet. Zusammengefasst ergibt dies die Strahlungsbilanzgleichung:

$$Q_s^* = K\uparrow + K\downarrow + I\uparrow + I\downarrow. \quad (4)$$

Im Mittel erhält die Erdoberfläche mehr Strahlungsenergie, als sie wieder abgibt. Es gilt dabei in der Regel folgende Vorzeichenkonvention: Strahlungsflüsse wie auch die nachfolgend behandelten turbulenten Flüsse werden positiv angesetzt, wenn sie von der Erdoberfläche Energie abführen (in die Atmosphäre oder in den Boden), anderenfalls sind sie negativ. Ein entsprechender Tagesgang wird beispielhaft für einen Strahlungstag in Bild 2 gezeigt.

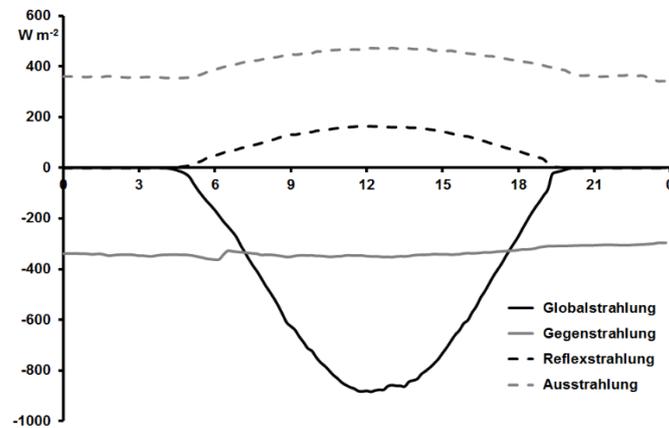


Bild 2: Tagesgang der Komponenten der Strahlungsbilanz am 24.05.2012 im Ökologisch-Botanischen Garten der Universität Bayreuth (Vorzeichenkonvention s. Abschnitt 2.1.3)

2.2 Bodenwärmestrom

Wie bereits im Abschnitt 2.1.1 gezeigt, erwärmt sich die Erdoberfläche (Boden, Pflanzen, urbane Flächen) durch die einfallende kurzwellige Strahlung am Tage und kühlt sich in der Nacht entsprechend ab. Ein meist nur geringer Teil dieser Energie wird in den Boden abgeleitet und dort zeitweise gespeichert. Die geringe Effizienz des Bodenwärmestroms Q_G hängt mit der weitgehend nur molekularen Wärmeleitung im Boden zusammen, ausgedrückt durch den molekularen Wärmeleitkoeffizienten a_G (Tabelle 3). Der Bodenwärmestrom ergibt sich somit analog aller Flüsse in Medien als Produkt aus Leitungskoeffizienten und Temperaturgradienten im Boden:

$$Q_G = a_G \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (5)$$

Dabei wird in der Meteorologie die kleinmaßstäbliche Heterogenität des Bodens kaum berücksichtigt. Im Verlaufe des Tages werden aber nur die obersten Bodenschichten erwärmt (Bild 3) und die sommerliche Erwärmung reicht meist nur etwa 20 m in den Boden hinein.

Tabelle 3: Molekularer Wärmeleitkoeffizient a_G , volumetrische Wärmekapazität C_G und thermischer Diffusionskoeffizient $\nu_T (= a_G / C_G)$ für verschiedene Materialien (Stull, 1988)

Unterlage	a_G in $\text{W m}^{-1}\text{K}^{-1}$	C_G in $10^6 \text{ W s m}^{-3} \text{ K}^{-1}$	ν_T in $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$
Stein (Granit)	2,73	2,13	1,28
feuchter Sand (40 %)	2,51	2,76	0,91
trockener Sand	0,30	1,24	0,24
sandiger Lehm (15%)	0,92	2,42	0,38
Sumpf (90 % Wasser)	0,89	3,89	0,23
alter Schnee	0,34	0,84	0,40
Neuschnee	0,02	0,21	0,10

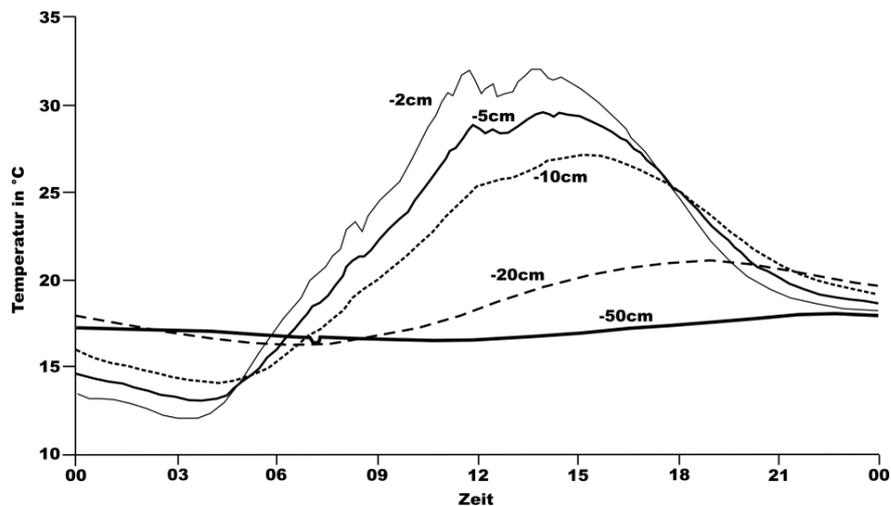


Bild 3: Tagesgang der Bodentemperaturen in verschiedenen Tiefen am 05.06.1998, gemessen durch Studenten der Universität Bayreuth während des Experimentes LITFASS-98 (Brache) nahe dem Grenzschichtmessfeld des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg (von 12–14 Uhr Durchzug hoher Bewölkung) nach Foken (2006)

2.3 Turbulente Flüsse

Eine besondere Eigenschaft der atmosphärischen Strömung ist die atmosphärische Turbulenz. Dabei bewegen sich einzelne Luftkörper (wesentlich größer als Moleküle: Turbulenzelemente, Turbulenzwirbel) unregelmäßig und zufällig um einen mittleren Zustand. Diese Turbulenzelemente unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Dichte (temperatur- und feuchteabhängig) und ihrer Eigenbewegung. Betrachtet man eine Temperaturregistrierung mit hoher zeitlicher Auflösung (Bild 4), so erkennt man beachtliche Temperaturschwankungen, die man mit den üblicherweise trägen Thermometern nicht messen kann. Weiterhin erkennt man Schwankungen unterschiedlicher Periodenlänge, die sich überlagern und durch Turbulenzelemente unterschiedlicher Größe hervorgerufen werden. Die Temperaturmessung und die Messung aller anderen Größen in der Atmosphäre ist somit keine Punktmessung, sondern eine Mittelung aller in einem bestimmten Zeitintervall am Messgerät durch die Luftströmung herbeigeführten Turbulenzelemente.

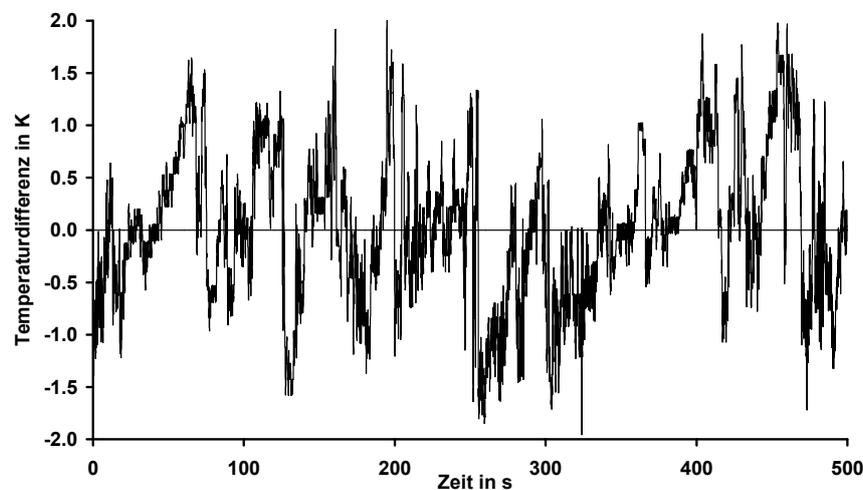


Bild 4: Registrierung der Lufttemperatur über einem Fichtenwald (Universität Bayreuth, Waldstein-Weidenbrunnen), 19.08.1999, 500 s
Messdauer von ca. 11:51 bis 12:00 UTC (Foken, 2006; Wichura et al., 2001)

Durch die Strukturierung der Atmosphäre in Turbulenzelemente wird der Transport von Wärme und Beimengungen erheblich effizienter als bei molekularen Leitungsvorgängen. Bild 5 zeigt ein konzeptionelles Bild für den Wärmefluss. Warme Luft steigt normalerweise wegen der geringeren Dichte auf und kalte Turbulenzelemente steigen ab. Wenn durch Reibung an der Unterlage dies durch entsprechende vertikale Geschwindigkeiten noch unterstützt wird, spricht man nicht mehr nur von einer thermischen Turbulenz, sondern von einer thermisch-dynamischen Turbulenz. Damit ist es aber auch möglich, dass in gewissem Umfang warme Turbulenzelemente mit einer negativen Vertikalgeschwindigkeit sich Richtung Boden bewegen können und kalte mit einer positiven Vertikalgeschwindigkeit in höhere Luftschichten. Der Austausch von Wärme wird als fühlbarer Wärmestrom bezeichnet. Analog erfolgt auch der Austausch von Feuchte (Anmerkung: Feuchte Luft ist bei gleicher Temperatur leichter als trockene, da Wasserdampf das geringere Molekulargewicht von 18 g mol^{-1} gegenüber trockener Luft von 29 g mol^{-1} hat) und von anderen Gasbeimengungen.

Zur mathematischen Beschreibung der Turbulenzelemente zerlegt man eine Messgröße X (z.B. Temperatur T oder Vertikalwind w) in eine mittlere Größe \bar{X} ,

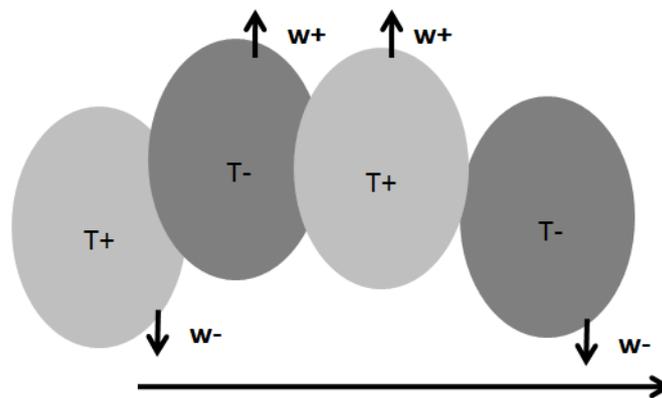


Bild 5: Schematische Darstellung warmer ($T+$) und kalter ($T-$) Turbulenzelemente. Durch die Verbindung mit einer aufwärtsgerichteten vertikalen Windkomponente ($w+$) oder einer abwärts gerichteten vertikalen Windkomponente ($w-$) entsteht im turbulenten Windfeld der fühlbare Wärmestrom

z. B. über einen Mittelungszeitraum von typischerweise 30 Minuten, und eine fluktuierende Größe X' (Bild 6):

$$X = \bar{X} + X' \quad (6)$$

Diese Verfahrensweise wird als Reynolds'sche Zerlegung bezeichnet. Um damit einen Fluss zu bestimmen, muss man die Schwankungen der Eigenschaft X mit den Schwankungen des Vertikalwindes korrelieren, wie es im Abschnitt 4.2.2 dargestellt ist.

Der fühlbare Wärmestrom ist für die Erwärmung der Luft nach Sonnenaufgang verantwortlich, während die nächtliche Abkühlung durch langwellige Ausstrahlung erfolgt, wodurch ein negativer fühlbarer Wärmestrom entsteht. Die Vorzeichenkonvention gilt analog zur Konvention bei den Strahlungsflüssen. Die durch die kurzwellige Strahlung erwärmte Unterlage überträgt ihre Wärme im untersten Millimeter zuerst von Molekül zu Molekül (molekulare Leitung), aber schon unmittelbar darüber an Turbulenzelemente, wobei die kleinsten eine Größe von Zentimetern haben. Kleinere Turbulenzelemente vereinigen sich zu größeren, in größeren sind aber weiterhin auch kleinere vorhanden. Diese können sich relativ schnell bewegen und machen den „turbulenten“ Austausch deutlich effektiver als die molekulare Leitung unmittelbar über der Unterlage. In Kopfhöhe sind mehrere Dezimeter bereits die typische Größe und mit zunehmender Höhe werden sie immer größer. Der fühlbare Wärmestrom ist am Tage für die Erwärmung der Luft bis zu mehreren 100 m Höhe verantwortlich.

Ähnlich verhält es sich mit der Verdunstung, das heißt dem Wasserdampftransport. Auch hier wird über Boden und Blättern im ersten Millimeter der Wasserdampf durch molekulare Diffusion transportiert. Darüber bilden sich Turbulenzelemente

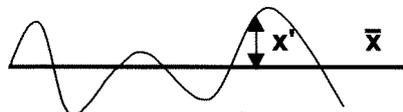


Bild 6: Schematische Darstellung der Reynolds'schen Zerlegung für die Größe X (Foken, 2006)

mit mehr oder weniger Gehalt an Wasserdampf, d.h., sie sind leichter oder schwerer als ihre Umgebung. Auch hier wird der Transport zusammen mit der Vertikalkomponente des Windes sehr effektiv. Die Verdunstung wird auch als latenter Wärmestrom bezeichnet, da für den Übergang von Wasser in Wasserdampf viel Energie gebraucht wird, die erst bei der Kondensation des Wasserdampfes in der Wolke wieder frei wird. Wasserdampf übt somit einen latenten Energietransport aus. Die Verdunstung wird häufig auch als Evapotranspiration bezeichnet, wobei die Transpiration die Wasserabgabe von Pflanzen durch die Spaltöffnungen und Evaporation die Verdunstung von nicht-pflanzlichen Oberflächen sind. Nach Regenfällen verdunstet das auf Blättern o.ä. befindliche Wasser (Interzeption) zuerst.

2.4 Energiebilanzgleichung

Im Abschnitt 2.1.3 wurde gezeigt, dass sich die Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche als Hauptenergieumsatzfläche für atmosphärische Prozesse aus den kurz- und langwelligen Strahlungskomponenten zusammensetzt. Dabei erhält die Erdoberfläche in der Summe mehr Strahlungsenergie als sie wieder abgibt, woraus sich eine positive Strahlungsbilanz ($-Q_s^*$, siehe Vorzeichenregelung im Abschnitt 2.1.3) ergibt. Dieser Energiegewinn für die Erdoberfläche wird durch die beiden turbulenten Energieströme (s. Abschnitt 2.3), den fühlbaren Wärmestrom (Q_H) und den latenten Wärmestrom (Q_E , Verdunstung), wieder an die Atmosphäre abgegeben bzw. durch den Bodenwärmestrom (Q_G) in den Boden geleitet (s. Abschnitt 2.2) und durch Pflanzen, Bauwerke usw. gespeichert (ΔQ_s). Damit kann für die Erdoberfläche die Energiebilanzgleichung als Energieerhaltungssatz formuliert werden:

$$-Q_s^* = Q_H + Q_E + Q_G + \Delta Q_s. \quad (7)$$

Leider ist es durch Messungen nicht immer möglich, diese Energiebilanzschließung exakt nachzuweisen, da speziell in heterogenen Landschaften lokale Zirkulationsformen entstehen, die ebenfalls Energie transportieren, aber durch bodennahe Messungen nicht immer erfasst werden können (Foken, 2008).

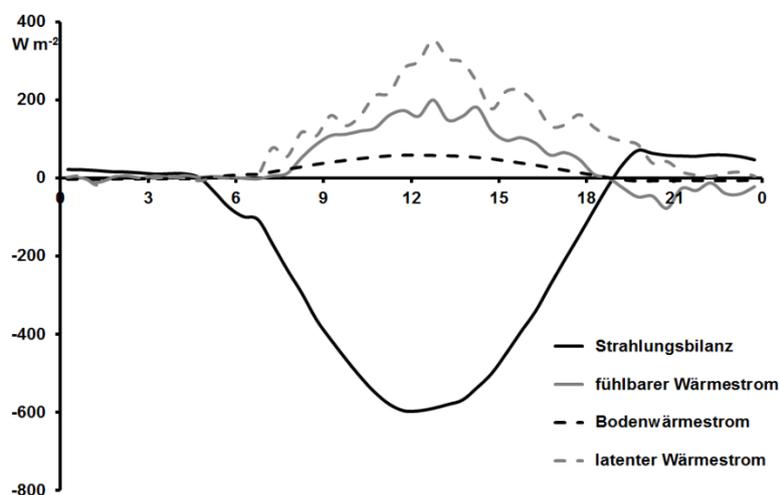


Bild 7: Tagesgang der Komponenten der Energiebilanz am 24.05.2012 im Ökologisch-Botanischen Garten der Universität Bayreuth (Vorzeichenkonvention s. Abschnitt 2.1.3)

In Bild 7 wird ein typischer Tagesgang der turbulenten Energieflüsse fühlbarer und latenter Wärme zusammen mit der Strahlungsbilanz und dem Bodenwärmestrom gezeigt. Dabei wird auch die oben definierte Vorzeichenkonvention durch den Richtungswechsel der Energieströme am Tag und in der Nacht nochmals verdeutlicht. Der Beginn der Lufterwärmung durch den fühlbaren Wärmestrom setzt bereits wenige Minuten nach Sonnenaufgang ein. Der Bodenwärmestrom zeigt eine längere Reaktionszeit. Die turbulenten Energieflüsse erreichen an Strahlungstagen in der Regel kurz nach Sonnenhöchststand ihr Maximum. Während die Strahlungsbilanz bei wolkenfreiem Himmel einen eher gleichmäßigen Tagesgang zeigt, unterliegen die turbulenten Flüsse stärkeren Variationen. Grund dafür ist die Abhängigkeit dieser Flüsse von der Windgeschwindigkeit (s. Abschnitt 2.5). Neben einer ausreichenden Wasserverfügbarkeit (Bodenfeuchte) ist somit auch die Windgeschwindigkeit Voraussetzung für die Verdunstung. Wenige Stunden vor Sonnenuntergang reicht die Energie aus der Strahlung oft nicht mehr aus, um die nötige Energie für die Verdunstung aufzubringen. Die Oberfläche kühlt dann stärker ab und der fühlbare Wärmestrom wechselt bereits sein Vorzeichen, d.h., warme Turbulenzelemente aus höheren Luftschichten

transportieren die nötige Energie für den Verdunstungsprozess in Richtung Unterlage. Diese auch in mittleren Breiten typische Erscheinung wird als Oaseneffekt bezeichnet (Stull, 1988). Der latente Wärmestrom ist dadurch meist noch nach Sonnenuntergang positiv, während der fühlbare Wärmestrom seine größten negativen Werte erreicht, und er ändert sein Vorzeichen erst in den frühen Morgenstunden (Taufall). Oft wechseln sich in der zweiten Nachthälfte auch Taufall und die durch Kondensation hervorgerufene kurze Temperaturerhöhung in unmittelbarer Bodennähe ab.

In Wüsten und ariden Zonen überwiegt der fühlbare Wärmestrom. In mittleren Breiten ist in der Regel der latente Wärmestrom etwa doppelt so groß wie der fühlbare. Aber auch die Unterlagen beeinflussen das Verhältnis aus fühlbarem und latentem Wärmestrom, welches Bowen-Verhältnis genannt wird:

$$Bo = \frac{Q_H}{Q_E}. \quad (8)$$

Über dem Meer überwiegt die Verdunstung. Je nach Klimagebiet und Wetterlage kann das Bowen-Verhältnis Werte von ca. 0,1 bis 10 annehmen.

Der latente Wärmestrom ist Bindeglied zur Wasserbilanzgleichung der Hydrologie, wobei er als Verdunstung auch in mm ($0,0347 \text{ mm d}^{-1} = 1 \text{ W m}^{-2}$, $1 \text{ mm} = 1 \text{ L m}^{-2}$) angegeben wird:

$$0 = P - Q_E - A \pm \Delta S_W. \quad (9)$$

Dabei sind P der Niederschlag, A der Abfluss und ΔS_W die Wasserspeicherung vorrangig im Boden und Grundwasser.

Damit ist auch das energetische Bild der Atmosphäre komplett. Die einfallende kurzwellige Strahlung der Sonne liefert im jährlichen Mittel über die gesamte Erde 341 Wm^{-2} . Nicht alles kommt bis zur Erdoberfläche. Ein Teil wird reflektiert, ein anderer durch Dunst und Wolken absorbiert. Sowohl die Erdoberfläche als auch Treibhausgase, Wolken und Dunst geben entsprechend ihrer Temperatur langwellige Strahlung ab. Schaut man sich die Bilanz aller Strahlungsströme an

2.5 Bestimmung turbulenter Flüsse

Eine wesentliche Ursache für die Entstehung turbulenter Flüsse ist das Vorhandensein einer Luftströmung (Wind) und der Reibung an der Unterlage. Dieser Impulsaustausch beeinflusst maßgeblich die Transporte zwischen der Unterlage und der Atmosphäre. Die entsprechenden Gleichungen ergeben sich durch Vereinfachung der Bewegungsgleichung, der Wärmeleitungsgleichung und der Gleichung für den Transport von Beimengungen. An dieser Stelle soll auf die ausführliche Darstellung mit dem Verweis auf die weiterführende Literatur verzichtet werden (u.a. Foken, 2006).

2.5.1 Impulsaustausch und Rauigkeit

Auch für die turbulenten Flüsse (vgl. Gleichung 5) gilt der physikalische Zusammenhang, dass der Fluss sich als Produkt aus einem Transportkoeffizienten und dem vertikalen Gradienten der zu transportierenden Eigenschaft ergibt. Dabei wird trivialerweise von Flüssen gesprochen, exakt müsste man von Flussdichten sprechen. Für den Impulsaustausch τ folgt somit

$$\tau = \rho \cdot K_m \cdot \frac{\partial u}{\partial z} \quad (10)$$

mit der Dichte ρ , dem turbulenten Diffusionskoeffizienten für Impuls K_m , der Windgeschwindigkeit u und der Höhe z . Im Gegensatz zu dem molekularen Fluss im Boden ist beim Impulsaustausch mit dem turbulenten Diffusionskoeffizienten eine Größe gegeben, die man in keinem Tabellenbuch findet und entsprechend der meteorologischen Bedingungen und der Eigenschaften der Unterlage ermitteln muss. Der turbulente Diffusionskoeffizient kann gegenüber den entsprechenden molekularen Koeffizienten bis zu fünf Größenordnungen größer sein.

Oft arbeitet man mit sogenannten kinematischen Maßeinheiten, d.h., man berücksichtigt nicht die temperatur- und feuchteabhängige Dichte. Dann ergibt sich für den Impulsaustausch eine Größe mit der Dimension einer Geschwindigkeit, die als Schubspannungsgeschwindigkeit u_* bezeichnet wird:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}. \quad (11)$$

Mit der Schubspannungsgeschwindigkeit folgt aus Gleichung (9):

$$u_*^2 = K_m \cdot \frac{\partial u}{\partial z}. \quad (12)$$

Die Bestimmung des turbulenten Diffusionskoeffizienten erfolgt aus Windkanalmessungen oder Messungen in der Natur, wobei sowohl der vertikale Windgradient als auch die Schubspannungsgeschwindigkeit direkt gemessen werden müssen. Im einfachsten Fall ergibt sich für neutrale Schichtung, d.h. bei einem vertikalen Temperaturgradient von nahezu Null (Isothermie),

$$K_m = \kappa \cdot z \cdot u_*, \quad (13)$$

wobei $\kappa = 0,4$ die von-Kármán-Konstante ist. Damit ergibt sich nun für den Impulsaustausch in kinematischen Einheiten

$$u_* = \kappa \cdot z \cdot \frac{\partial u}{\partial z} = \kappa \cdot \frac{\partial u}{\partial \ln z}. \quad (14)$$

Aus dieser Gleichung folgt eine logarithmische Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit von der Höhe, wie es in Bild 9 dargestellt ist (log-lin-Profil). Neben der schon genannten Einschränkung auf nahezu neutrale Schichtung gilt die Gleichung nur in Bodennähe in der sogenannten Prandtl- oder Bodenschicht mit einer Höhe bis zu wenigen Dekametern, in der sich die turbulenten Flüsse mit der Höhe nur unwesentlich ändern.

Integriert man Gl. (12) von einer Höhe in Bodennähe z_0 , für die $u(z_0) = 0$ gelten soll, bis zur Höhe z , dann erhält man

$$u(z) - u(z_0) = u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}. \quad (15)$$

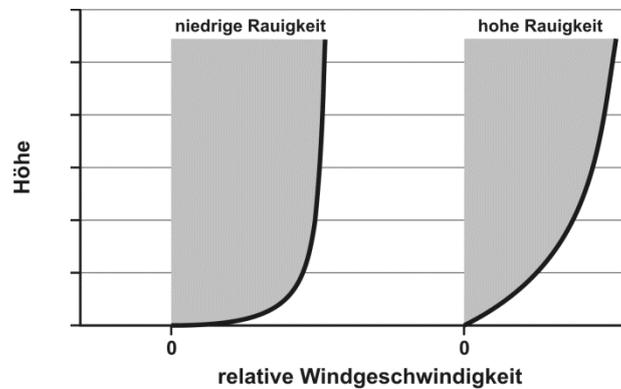


Bild 9: Das Windprofil in Bodennähe (links niedrige Rauigkeit, rechts hohe Rauigkeit)

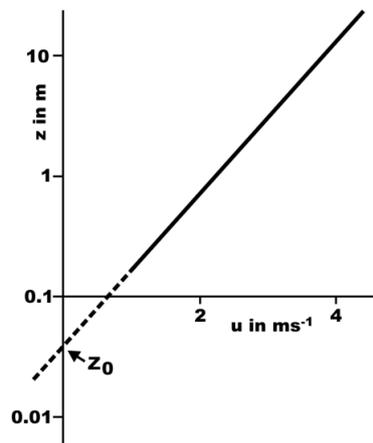


Bild 10: Schematische Darstellung des log-lin Windprofils (Foken, 2006), wobei die durch eine mittlere Gerade gekennzeichneten Messungen in der turbulenten Schicht (durchgezogene Linie) bis zum Punkt $u(z_0) = 0$ verlängert werden

Dabei wird z_0 als sogenannte Rauigkeitshöhe (auch Rauigkeitslänge oder Rauigkeitsparameter) bezeichnet, da sie je nach Unterlage typische Werte annimmt. Die Definition der Rauigkeitshöhe wird nochmals in Bild 10 verdeutlicht. Sie ist also die Extrapolation des logarithmischen Windprofils bis zum Punkt $u(z_0) = 0$.

Dabei ist in dieser Höhe der Austausch häufig schon nicht mehr rein turbulent, sondern molekular-turbulent.

Bei sehr glatten Unterlagen wie Eis oder Wasser ist die Rauigkeitshöhe klein und der Wind nimmt bereits in unmittelbarer Bodennähe kräftig zu. Demgegenüber nimmt bei rauen Unterlagen der Wind erst in höheren Schichten deutlich zu (Bild 9). Die für verschiedene Unterlagen anzunehmenden Rauigkeitshöhen sind in Tabelle 4 zusammen gestellt.

Der Tabelle 4 liegt die Annahme zugrunde, dass der Pflanzenbestand bei Anwendung auf Gleichung (15) keine vertikale Ausdehnung hat. Deshalb muss man im Pflanzenbestand mit einer Bestandshöhe z_B das gedachte Nullniveau um die sogenannte Verschiebungshöhe d nach oben schieben, damit Gleichung (15) wieder Gültigkeit erlangt. Somit werden zwei Höhenmaßstäbe definiert, der geometrische mit dem Nullniveau direkt an der Erdoberfläche und der aerodynamische mit dem Nullniveau in Höhe der Verschiebungshöhe. Bild 10 soll dies verdeutlichen. Es ist aber nicht einfach, Verschiebungshöhe und Rauigkeitshöhe exakt zu trennen. Häufig verwendet man Näherungsannahmen, um eine der beiden Größen zu berechnen und die andere dann experimentell zu ermitteln:

$$d = \frac{2}{3} z_B, \quad z_0 = 0,1 z_B. \quad (16)$$

Tabelle 4: *Rauigkeitshöhe für verschiedene Unterlagen*
(ESDU, 1972; Foken, 2006; Oke, 1987)

Unterlage	Rauigkeitshöhe in m
Eis	0,00001
Wasser	0,0001–0,001
welliger Schnee	0,002
kurzes Gras	0,005
langes Gras	0,02
Getreide	0,05
Buschwerk	0,2
Wald	1–2
Gartenstädte	0,5–2

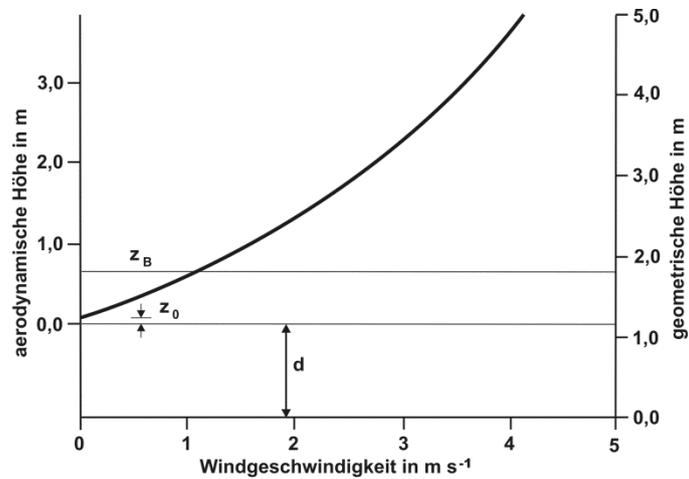


Bild 11: Darstellung des aerodynamischen und geometrischen Maßstabes für einen Pflanzenbestand mit $z_B = 1,8 \text{ m}$ und $d = 1,2 \text{ m}$ (Foken, 2006)

Bleibt man beim geometrischen Maßstab, so müssen Gleichung (15) und alle weiteren in diesem Buch aufgeführten Gleichungen entsprechend modifiziert werden:

$$u(z) - u(z_0) = u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z-d}{z_0}. \quad (17)$$

2.5.2 Fühlbarer und latenter Wärmestrom

Für den fühlbaren und latenten Wärmestrom gilt der analoge Formelapparat wie für den Impulsfluss. Allerdings müssen eigene turbulente Diffusionskoeffizienten definiert werden, da sich diese von dem für Impuls unterscheiden:

$$Q_H = \rho c_p K_H \cdot \frac{\partial T}{\partial z} = \rho c_p \frac{K_m}{Pr_t} \cdot \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (18)$$

$$Q_E = \rho \lambda K_E \cdot \frac{\partial q}{\partial z} = \rho \lambda \frac{K_m}{Sc_t} \cdot \frac{\partial q}{\partial z}. \quad (19)$$

Dabei sind K_H und K_E die turbulenten Diffusionskoeffizienten für fühlbare und latente Wärme, ρ die Luftdichte, c_p die spezifische Wärme bei konstantem Druck, λ die Verdampfungswärme, T die Temperatur, q die spezifische Feuchte (kg Wasserdampf pro kg feuchter Luft, nahezu identisch mit dem Mischungsverhältnis: kg Wasserdampf pro kg trockene Luft), Pr_t die turbulente Prandtl-Zahl und Sc_t die turbulente Schmidt-Zahl. Turbulente Prandtl- und Schmidt-Zahl betragen etwa 0,8; weisen aber eine Unsicherheit von 5-10 % auf. Mit der Annahme für K_m bei neutraler Schichtung (Gleichung 13) folgt somit:

$$Q_H = -\rho \cdot c_p \cdot \kappa \cdot u_* \cdot \frac{1}{Pr_t} \cdot \frac{\partial T}{\partial \ln z}, \quad (20)$$

$$Q_E = -\rho \cdot \lambda \cdot \kappa \cdot u_* \cdot \frac{1}{Sc_t} \cdot \frac{\partial q}{\partial \ln z}. \quad (21)$$

Während $c_p = 1004,834 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ weitgehend konstant ist, gelten folgende temperaturabhängige Größen:

$$\rho = \frac{p[\text{hPa}] \cdot 100}{R_L \cdot T_v} \left[\text{kg m}^{-3} \right], \quad (22)$$

$$\lambda = 2500827 - 2360 (T - 273,15) [\text{J kg}^{-1}]. \quad (23)$$

Dabei sind p der Luftdruck, T_v die virtuelle Temperatur (kann mit hinreichender Genauigkeit durch die Temperatur T in Kelvin ersetzt werden, sie entspricht der Temperatur, die trockene Luft annehmen würde, wenn sie die gleiche Dichte wie feuchte Luft hat) und R_L die Gaskonstante trockener Luft $287,06 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

Auch die Integration der Gleichungen (20) und (21) ist weitgehend analog zum Impulsfluss. Als untere Integrationsgrenzen verwendet man die Rauigkeitstemperatur z_{0T} und die Rauigkeitsfeuchte z_{0q} . Hier ist eine exakte Definition wie bei der Rauigkeitshöhe nicht möglich, so dass man für die Temperatur oder die spezifische Feuchte in dieser Höhe bodennahe Werte annimmt. Vielfach wird die einfache Abschätzung gemacht $z_{0T} \approx z_{0q} \approx 0,1 z_0$.

$$T(z) - T(z_{0T}) = \frac{Q_H \cdot Pr_t}{\rho \cdot c_p \cdot \kappa \cdot u_*} \ln \frac{z}{z_{0T}}, \quad (24)$$

$$q(z) - q(z_{0q}) = \frac{Q_E \cdot Sc_t}{\rho \cdot \lambda \cdot \kappa \cdot u_*} \ln \frac{z}{z_{0q}}. \quad (25)$$

Für Messungen über Pflanzenbeständen gilt analog zum Impulsaustausch, dass zum aerodynamischen Maßstab übergegangen werden muss bzw. im Zähler des Logarithmus von Gleichungen (24) und (25) $z - d$ stehen muss. Die Gleichungen für den latenten Wärmestrom (Wassertransport) können analog auch für den Transport anderer Beimengungen verwendet werden.

2.5.3 Nichtneutrale Schichtung

Ist die Unterlage wärmer als die darüber liegenden Luftschichten, dann spricht man von labiler Schichtung, weil Turbulenzelemente nicht nur durch Reibung an der Unterlage in turbulente Bewegungen versetzt werden, sondern auch durch die geringere Dichte schneller aufsteigen können. Es kommt zu einer besseren Durchmischung der unteren Luftschichten und damit zu einem Abbau des Temperatur- und Feuchtegradienten. Andererseits nimmt dadurch aber auch der Fluss zu. Der umgekehrte Fall tritt auf, wenn die Unterlage sich gegenüber der Atmosphäre beispielsweise durch Abstrahlung langwelliger Strahlung abkühlt. Schwere Luft sinkt ab, unterbindet den Austausch und der Gradient steigt, während der Fluss geringer wird. Diese Verhältnisse widersprechen der bislang dargestellten Proportionalität zwischen Gradient und Fluss. Das Problem ist durch Monin und Obukhov (1954) gelöst worden und wird als Monin-Obukhov'sche Ähnlichkeitstheorie bezeichnet. Man führt dabei eine Funktion ein, die im labilen Fall die Abnahme und im stabilen Fall die Zunahme des Gradienten kompensiert, so dass der richtige Fluss bestimmt wird. Gleichungen (14), (20) und (21) nehmen dann folgende Form an:

$$u_* = \frac{\kappa}{\varphi_m(\zeta)} \cdot \frac{\partial u}{\partial \ln z}, \quad (26)$$

$$Q_H = - \frac{\rho \cdot c_p \cdot \kappa \cdot u_*}{\varphi_H(\zeta)} \cdot \frac{1}{Pr_t} \cdot \frac{\partial T}{\partial \ln z}, \quad (27)$$

$$Q_E = - \frac{\rho \cdot \lambda \cdot \kappa \cdot u_*}{\varphi_E(\zeta)} \cdot \frac{1}{Sc_t} \cdot \frac{\partial q}{\partial \ln z}. \quad (28)$$

Die universellen Funktionen $\varphi_{m,H,E}(\zeta)$ sind so definiert, dass sie bei labiler Schichtung kleiner 1 sind und bei stabiler Schichtung größer als 1, so dass der Gradient immer entsprechend korrigiert wird. Bei neutraler Schichtung ist die Funktion 1, so dass die vereinfachten Gleichungen aus den vorausgegangenen Kapiteln gelten. Das Argument ζ ist dabei ein dimensionsloser Stabilitätsparameter, der bei neutraler Schichtung 0 ist, bei labiler Schichtung negative Werte und bei stabiler Schichtung positive Werte annimmt. Es ist definiert als $\zeta = z/L$, wobei L die Obukhov-Länge ist

$$L = - \frac{u_*^3}{\kappa \frac{g}{T} \frac{Q_H}{\rho \cdot c_p}} \quad (29)$$

(g : Schwerebeschleunigung). Trotz einer Vielzahl universeller Funktionen wird heute meist die Funktion nach Businger et al. (1971) in der korrigierten Form nach Högström (1988) nach Tabelle 5 verwendet. Bei der Anwendung ist zu beachten, dass die turbulente Prandtl- bzw. Schmidt-Zahl bereits in die Funktion einbezogen wurde und für Gleichungen (27) und (28) gelten muss: $Pr_t = Sc_t = 1$.

Bei der Anwendung der obigen Gleichungen ist zu berücksichtigen, dass sie nur für die unteren maximal 5-10 m gelten. Da Luft kompressibel ist, erwärmen sich die unteren Luftschichten allein durch Kompression. Diese Erwärmung, immerhin fast 0,1 K für 10 m Höhenunterschied, darf man aber bei der Bestimmung der Stabilität der Schichtung nicht berücksichtigen. Es ist deshalb bei allen Gleichungen zur potenziellen Temperatur überzugehen:

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{R_L / c_p} . \quad (30)$$

Streng genommen müsste man zur virtuellen potenziellen Temperatur übergehen, doch der Fehler ist abgesehen von sehr feuchter Luft vernachlässigbar. Bezüglich der Integration der Gleichungen (26) bis (28) wird auf die Literatur verwiesen (z.B. Foken, 2006), da diese etwas aufwendig ist.

Tabelle 5: *Universelle Funktionen nach Businger et al. (1971) in der Bearbeitung von Högström (1988)*

Schichtung	$\varphi_m(\zeta)$	$\varphi_H(\zeta) \sim \varphi_E(\zeta), Pr_t = Sc_t = 1$
labil	$(1 - 19,3 \zeta)^{-1/4}$	$0,95 (1 - 11,6 \zeta)^{-1/2}$
stabil	$1 + 6,0 \zeta$	$0,95 + 7,8 \zeta$

3 Charakterisierung der Unterlageneigenschaften

3.1 Footprint

Messungen in der Atmosphäre unterscheiden sich deutlich von solchen in festen Medien wie dem Boden. Sie finden zwar an einem ganz konkreten Messort statt, doch werden nicht die Bedingungen an diesem Ort erfasst, sondern es werden innerhalb eines bestimmten Messzeitraumes alle Turbulenzelemente erfasst, die in dieser Zeit den Messfühler passieren. Damit wird die Punktmessung zu einer räumlichen Messung. Als Faustformel gilt etwa, dass eine Messung in einer bestimmten Höhe beeinflusst wird von einem Gebiet mit der Ausdehnung der 100-fachen Höhe in Windrichtung. Dieses Gebiet ist kleiner im Falle labiler Schichtung und größer bei stabiler Schichtung und es gibt unterschiedliche Einflüsse aus den Teilgebieten. Um dies besser quantifizieren zu können, bedient man sich sogenannter Footprint-Modelle. Diese Modelle sind an Modelle für die Ausbreitung von Luftverunreinigungen angelehnt, wobei die Berechnung sowohl durch analytische Gleichungen oder sogenannte Lagrange'sche Modelle erfolgen kann, bei denen im Modell Partikel emittiert und ihre Bewegungen in der turbulenten Modellatmosphäre verfolgt werden (Rannik et al., 2012; Schmid, 2002; Vesala et al., 2008).

Die in Bild 12 dargestellte Glockenkurve gibt die Intensität an, mit der bestimmte Flächen einen Einfluss auf das Messergebnis am eigentlichen Standort des Messgerätes haben. Somit hat die unmittelbare Beschaffenheit der Unterlage um die Geräte kaum einen Einfluss, während weit entfernte Gebiete durchaus zum Messergebnis beitragen. Einige Footprintmodelle sind heute im Internet online für einfache Anwendungen verfügbar. Der Footprint für Skalare wie Temperatur, Luftfeuchte usw. ist deutlich größer als für turbulente Flüsse. Bei der Messung turbulenter Flüsse muss man sehr genau darauf achten, für welche Unterlagen diese Messung repräsentativ ist.

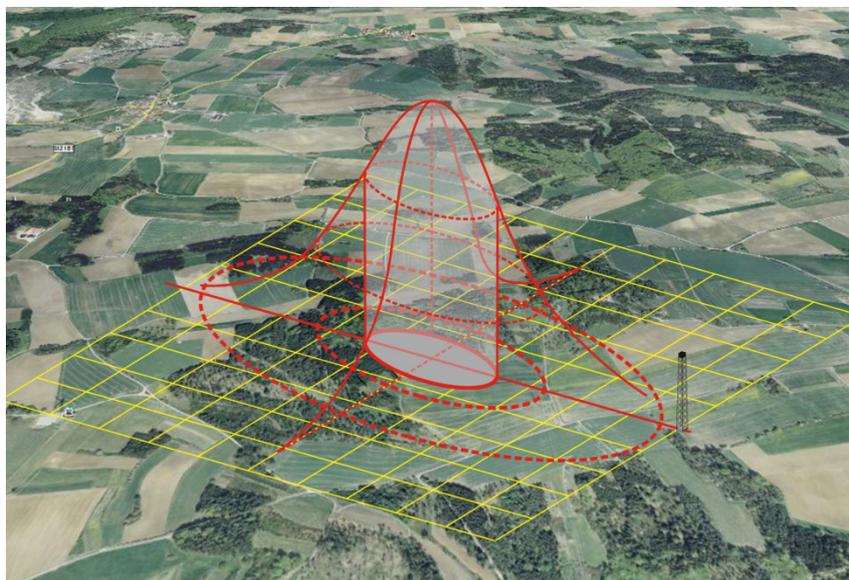


Bild 12: Schematische Darstellung der Footprint Funktion für Messungen in realer Landschaft (modifiziert nach Foken, 2012; Schmid, 1994), rechts unten im Bild ist der Messturm angedeutet

3.2 Interne Grenzschichten und Hindernisse

Die Landschaften der bewohnten Gebiete der Erde sind außerordentlich stark zergliedert. Dies bedeutet für die Luftströmung, dass sie sich immer wieder neu an die Unterlage anpassen muss. Dabei nimmt sie in den unteren Luftschichten die Eigenschaften an, die ihr durch Rauigkeit und thermische Eigenschaften der neuen Unterlage aufgeprägt werden. Darüber haben die Turbulenzelemente noch die Eigenschaften der in Windrichtung liegenden Unterlagen. Zwischen der Luftschicht über der neuen Unterlage (neue Gleichgewichtsschicht) und den darüber liegenden Luftschichten bildet sich eine Störungsschicht aus, die als interne Grenzschicht bezeichnet wird. In stark gegliederten Landschaften können sich mehrfache interne Grenzschichten bilden (Bild 13), die sich in einer bestimmten Höhe (Blending height, ca. 50-100 m) so vermischen, dass die Turbulenzele-

mente die Eigenschaften aller Unterlagen annehmen. In windschwachen Situationen und bei hoher Sonneneinstrahlung kann es aber auch dazu kommen, dass Turbulenzelemente nur vertikal ausgetauscht werden. Dann kann man noch in Höhen bis zu mehreren Kilometern die Eigenschaften der Unterlage in den Turbulenzelementen nachweisen.

Für praktische Zwecke kann man die Höhe der neuen Gleichgewichtsschicht in Abhängigkeit von der Windwirklänge x (Abstand des Messpunktes vom letzten Wechsel der Unterlagenrauigkeit) in einfacher Weise abschätzen (Raabe, 1986):

$$\delta = 0,3 \sqrt{x}. \quad (31)$$

Will man beispielsweise Messungen einer bestimmten Unterlage exakt zuordnen, so muss man nicht nur den Footprint beachten, sondern muss die Messhöhe unterhalb der Höhe der neuen Gleichgewichtsschicht festlegen. Bei Windkraftanlagen sollte der Rotor beispielsweise in einer Schicht liegen, die von einer Unterlage mit besonders niedriger Rauigkeit beeinflusst wird.

Bei Einzelhindernissen in der Landschaft (Gebäude) kann man davon ausgehen, dass das turbulente Strömungsfeld bereits in 2-facher Hindernishöhe vor dem Hindernis und 20-facher Hindernishöhe nach dem Hindernis gestört ist und sich die Störung auch noch in 2-facher Hindernishöhe ausprägt. In derartigen Störbereichen sollte man keine meteorologischen Messungen durchführen; für die Messung turbulenter Flüsse müssen die Störbereiche mit dem Faktor 5 bzw. 50 angesetzt werden.

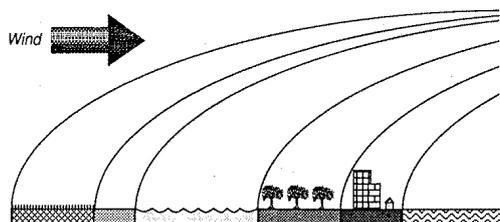


Bild 13: Entwicklung interner Grenzschichten in einer heterogenen Landschaft (Stull, 1988)

3.3 Einflüsse der Vegetation

Während man niedrige und dichte Vegetation als poröses Medium auffassen kann und die Bestandshöhe in den Gleichungen für den Impuls-, Wärme- und Stoffaustausch durch eine Verschiebungshöhe berücksichtigt, ist dies bei hoher Vegetation wie Wäldern, Baumplantagen und städtischen Gebieten nicht möglich. Diese haben eine sehr hohe Rauigkeit, so dass die Luftströmung verwirbelt. Man spricht von der sogenannten rauen Unterschicht, die bis in eine Höhe von etwa der 3-fachen Bestandshöhe reicht. Dadurch tritt ein ähnlicher Effekt wie bei labiler Schichtung auf (siehe Abschnitt 2.5.3), indem der turbulente Austausch sich verstärkt, während die vertikalen Gradienten abnehmen. Dies kann durch Einfügen einer weiteren Funktion $\varphi_*(z/z_*)$ in die Profilleichungen ausgeglichen werden (z_* : Höhe der rauen Unterschicht), die innerhalb der rauen Unterschicht kleiner als 1 ist und darüber den Wert 1 annimmt (Garratt, 1992). Dies ist nachfolgend beispielhaft für den Impulsfluss gezeigt:

$$u_* = \frac{\kappa}{\varphi_m(\zeta) \varphi_*(z/z_*)} \cdot \frac{\partial u}{\partial \ln z} \quad (32)$$

Die Funktion $\varphi_*(z/z_*)$ ist eine exponentielle Funktion der Höhe für den Impuls- und Wärmeaustausch und eine lineare Funktion der Höhe für den Austausch von Skalaren. Aus hydrodynamischen Betrachtungen lässt sich die stärkere Verwirbelung in dieser Schicht durch eine Instabilität der Strömung durch den starken vertikalen Gradienten der Windgeschwindigkeit erklären, so dass man auch von Verwirbelungsschicht spricht (Raupach et al., 1996).

In der Verwirbelungsschicht gibt es nicht nur eine zufällige Verteilung der Turbulenzelemente, sondern auch das periodische Auftreten besonders großer Strukturen. Diese sogenannten kohärenten Strukturen sind im Gegensatz zu den zufällig verteilten Elementen auch in der Lage, tiefer in einen Baumbestand einzudringen und für den direkten Luftaustausch zwischen Atmosphäre und Stammraum zu sorgen. Dies trifft meist nur in den Mittagsstunden und bei einzelnen Ereignissen zu, so dass Stammraum und Atmosphäre häufig voneinander entkoppelt sind, was man beispielsweise durch die Anreicherung von am Boden emittierten

Gasen im Stammraum erkennen kann (Bild 14). Da kohärente Strukturen nur im Abstand von zehn bis sechzig Sekunden in den Wald eindringen, werden zwar in erheblichem Umfang Wärme und Stoffe ausgetauscht, jedoch verändert sich der vertikale Gradient dabei kaum. Beispielsweise herrscht im Stammraum eines Waldes am Tag stabile Schichtung (vgl. Abschnitt 6.3.3) und trotzdem kommt es nur in dieser Zeit zu einem effektiven Austausch, d.h. dass die Richtung der turbulenten Flüsse häufig entgegengesetzt zum Gradienten der auszutauschenden Größe ist, so dass man von Countergradienten spricht (Denmead und Bradley, 1985). Die Beschreibung des turbulenten Austausches innerhalb hoher Vegetation ist also nicht mehr mit Ansätzen möglich, wie sie im Abschnitt 2.5.3 beschrieben wurden. Hier ist hoher mathematischer Aufwand nötig, um die einzelnen Wirbel in ihrem Transportverhalten zu beschreiben.

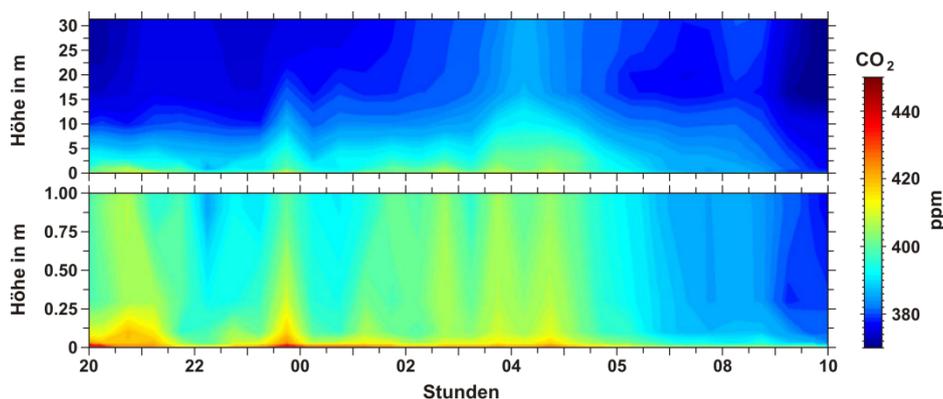


Bild 14: Kohlendioxidkonzentration in einem 25 m hohen Waldbestand (FLUXNET Station Waldstein-Weidenbrunnen, DE-Bay, 30.06.–01.07.2008). Bis in die frühen Morgenstunden konzentriert sich das Kohlendioxid aus der Bodenatmung im Stammraum, unterbrochen von einzelnen kohärenten Strukturen, Nach 9 Uhr tritt dann eine komplette Durchmischung ein (Foken et al., 2012b)

4 Messung der Energieumsätze

4.1 Strahlungsmessungen

Strahlungsmessungen beruhen in der Regel auf dem Vergleich der Erwärmung von zwei Thermosäulen (Zusammenschaltung von mehreren Thermoelementen), wobei eine der Strahlung ausgesetzt wird, während die andere beschattet bleibt. Es handelt sich somit um eine Relativmessung. Entsprechende absolute Kalibrierungen werden durch den Hersteller und nationale Strahlungszentren durchgeführt. Die Genauigkeit für die kurzwellige Strahlung ist besser als 5 W m^{-2} und für die langwellige Strahlung besser als 10 W m^{-2} , wobei die Geräte für die kurzwellige Strahlung entsprechend ihrer Genauigkeit klassifiziert werden (Foken, 2006; Ohmura et al., 1998). Vorwiegend werden „First class“-Geräte oder die genaueren „Secondary standard“-Geräte eingesetzt. Die Thermosäulen bei der Messung der kurzwelligen Strahlung werden durch Glas- oder Quarzhauben gegen Verschmutzung geschützt. Wegen ihrer spektralen Durchlässigkeit können nur Wellenlängen zwischen $0,29$ und $3,0 \mu\text{m}$ erfasst werden. Anteile der solaren Strahlung außerhalb dieses Bereiches sind aber kaum vorhanden. Die Messgeräte zur Erfassung der kurzwelligen Strahlung werden als Pyranometer bezeichnet.

Messgeräte zur Erfassung der langwelligen Strahlung – Pyrgeometer – sind durch eine Silikonhaube geschützt, die eine spektrale Durchlässigkeit von $5,0$ bis ca. $100 \mu\text{m}$ hat. Die spektrale Lücke zwischen $3,0$ und $5,0 \mu\text{m}$ ist sehr energieweich und wird bei den Kalibrierungen berücksichtigt. Die abgeschattete untere Seite der Thermosäule beim Pyrgeometer ist der Innentemperatur des Gerätes ausgesetzt, die zusätzlich mit einem Thermometer gemessen werden muss. Somit muss zur Messung der gesamten langwelligen Strahlung die Eigenstrahlung des Gerätes zur Strahlungsdifferenz aus empfangener Strahlung und Gerätetrahlung addiert werden:

$$I \downarrow = \frac{U_{\text{empf}}}{C} + k\sigma_{\text{SB}}T_G^4. \quad (33)$$

Dabei sind U_{empf} die am Messelement gemessene Spannung, C und k sind Kalibrierkoeffizienten und T_G ist die Gehäusetemperatur.

Durch Zusammenschaltung von zwei Pyranometern und zwei Pyrgeometern, wobei jeweils ein Gerät nach oben und ein Gerät nach unten ausgerichtet ist, erhält man einen Strahlungsbilanzmesser (Bild 15). Derartige Geräte sind deutlich genauer als früher eingesetzte Geräte, die kurzwellige und langwellige Strahlung durch Anwendung von Hauben aus Lupolen[®] (spezielles Polyethylen) gemeinsam gemessen haben.

Strahlungsmessgeräte sind auf der Nordhalbkugel nach Süden auszurichten, so dass sie zu keiner Tageszeit beschattet werden können. Durch Belüftung der oberen Hauben vermeidet man Fehlmessungen durch Taufall. Pyrgeometer sollten generell belüftet werden, um eine einheitliche Gehäusetemperatur zu gewährleisten. Die unmittelbare Umgebung der in etwa 2 m Höhe aufgestellten Geräte sollte gleiche Unterlageneigenschaften aufweisen, in der Regel Wiese.



Bild 15: Strahlungsbilanzmesser CNR4 von Kipp & Zonen (Niederlande). Auf der rechten Seite befinden sich die beiden Pyranometer, die beiden Pyrgeometer in der Mitte sind durch die flachen Hauben kaum erkennbar und links ist die Belüftung angebracht (Foto: Kipp & Zonen)

4.2 Messungen turbulenter Flüsse

Die Messung der turbulenten Flüsse von Impuls, fühlbarer und latenter Wärme sowie von Beimengungen kann nach den Gleichungen (26) bis (28) mittels der indirekten Profilmethode oder durch direkte Erfassung der turbulenten Wirbel mittels der Eddy-Kovarianz-Methode erfasst werden. Letztere Methode hat durch die Verfügbarkeit moderner Messgerätetechnik die Profilmethode weitgehend verdrängt, zumal bei dem indirektem Verfahren die universellen Funktionen und

die turbulente Prandtl- oder Schmidt-Zahl vorgegeben werden müssen. Eine vereinfachte Form – die Bowen-Verhältnis-Methode – wird aber weiterhin angewandt.

4.2.1 Bowen-Verhältnis-Methode

Grundlagen dieses Verfahrens sind die Energiebilanzgleichung (7) und die Profilgleichungen (25) und (26). Das Bowen-Verhältnis ergibt sich als Quotient aus dem fühlbaren und latenten Wärmestrom (Gleichung 8). Unter der Annahme gleicher universeller Funktionen für Wärme und Feuchte und identischer Werte für die turbulente Prandtl- und Schmidt-Zahl erhält man

$$Bo = \frac{Q_H}{Q_E} = \frac{c_p}{\lambda} \cdot \frac{\Delta T}{\Delta e}, \quad (34)$$

wobei der Quotient c_p/λ die Psychrometerkonstante $\gamma = 0,667 \text{ hPa K}^{-1}$ ist. Zusammen mit der Energiebilanzgleichung (7) erhält man folgende Bestimmungsgleichungen für den fühlbaren und latenten Wärmestrom:

$$Q_H = \left(-Q_s^* - Q_G \right) \frac{Bo}{1 + Bo}, \quad (35)$$

$$Q_E = \frac{-Q_s^* - Q_G}{1 + Bo}. \quad (36)$$

Messtechnisch lässt sich die Methode sehr einfach realisieren: Man benötigt lediglich einen Strahlungsbilanzmesser – den Bodenwärmestrom kann man nach Abschnitt 4.3 bestimmen oder als 10 % der Strahlungsbilanz abschätzen – und Temperatur- und Feuchtemessungen in zwei Höhen (Bild 16). Da die Temperatur- und Feuchtedifferenzen umso genauer gemessen werden, je weiter die beiden Messhöhen voneinander entfernt sind, wird ein Verhältnis $z_2/z_1 \geq 4-8$ empfohlen (Foken et al., 1997). Messwerte für $Bo \approx -1$ müssen ausgeschlossen werden. Weiterhin müssen für sehr kleine Werte der Strahlungsbilanz hinsichtlich der Vorzeichen besondere Entscheidungskriterien angewandt werden (Ohmura,

1982). Generell gilt, dass beide Messhöhen in ihrem Footprintbereich die gleiche Unterlage haben bzw. dass im Umkreis der 100-fachen oberen Messhöhe sich eine einheitliche Unterlage befindet.

4.2.2 Eddy-Kovarianz-Methode

Die Eddy-Kovarianz-Methode ist eine direkte Bestimmung der Korrelation der Turbulenzelemente, die eine bestimmte Eigenschaft (Temperatur, Feuchte) aufweisen, mit der Vertikalgeschwindigkeit dieser Turbulenzelemente, die den turbulenten Fluss nach den sogenannten Reynolds'schen Postulaten repräsentieren (Foken, 2006):

$$\overline{wX} = \bar{w} \bar{X} + \overline{w'X'}. \quad (37)$$

Dabei sind der Vertikalwind und die Größe X jeweils nach der Reynolds'schen Zerlegung in eine mittlere und fluktuierende Größe aufgespalten worden (s. Gleichung 6). Man kann annehmen, dass innerhalb einer bestimmten Zeitperiode der aufwärts gerichtete Transport und der abwärts gerichtete Transport sich aus Kontinuitätsgründen kompensieren, so dass im Mittel der Vertikalwind $\bar{w} = 0$ ist. Damit lässt sich der Fluss direkt aus der Kovarianz (nicht normierter Korrelationskoeffizient $\overline{w'X'}$) der Größen w und X bestimmen. Für den Impulsfluss und die Flüsse fühlbarer und latenter Wärme erhält man nun (vgl. Gleichungen 26 bis 28):

$$u_* = \sqrt{-\overline{w'u'}}, \quad (38)$$

$$Q_H = \rho \cdot c_p \cdot \overline{w'T'}, \quad (39)$$

$$Q_E = \rho \cdot \lambda \cdot \overline{w'q'}. \quad (40)$$



Bild 16: *Bowen-Verhältnis-Mast (Campbell Sci. Inc.) mit Temperatur- und Feuchtemessungen (ventilierte Temperatur- und Feuchtesensoren) in zwei Messhöhen (Foto: Campbell Sci. Inc.)*



Bild 17: *Ultraschallanemometer CSAT3 (links, Campbell Sci. Inc.) mit Infrarot-Gasanalysator 7500 (rechts, Li-Cor Bioscience)*

Die Messung dieser turbulenten Schwankungen erfolgt nach der sogenannten Eddy-Kovarianz-Methode (Aubinet et al., 2012). Dazu sind Messgeräte nötig, die die turbulenten Schwankungen mit einer zeitlichen Auflösung von 0,1 bis 0,05 s (10-20 Hz) messen können.

Für die Messung des Windvektors nimmt man sogenannte Ultraschallanemometer (Bild 17). Dabei wird ein Ultraschallsignal von beiden Seiten entlang einer Messstrecke ausgestrahlt. Aus der zeitlichen Differenz zwischen den Zeitpunkten der Aussendung und des Empfanges zwischen den in beide Richtungen abgesandten Signalen kann man die Windgeschwindigkeit errechnen, die sich zur Schallgeschwindigkeit addiert oder von dieser subtrahiert hat. Dies wird üblicherweise in drei Richtungen gemessen, um letztlich die Schwankungen aller drei Komponenten des Windvektors ermitteln zu können. Schwankungen der Lufttemperatur kann man ebenfalls mit Ultraschallanemometern messen, da die Schallgeschwindigkeit von der Temperatur und in geringem Maße von der Luftfeuchte abhängt. Diese sogenannte Schalltemperatur lässt sich relativ einfach in die Lufttemperatur umrechnen (Schotanus et al., 1983). Zur Messung von Gasbeimengungen wie Wasserdampf und Kohlendioxid verwendet man Messgeräte, die die Absorption von Strahlung in den Absorptionslinien dieser Gase messen können. Dabei verwendet man offene (Bild 17) oder geschlossene Messstrecken, wobei bei letzteren das Gas über einen Schlauch angesaugt werden muss.

Das Verfahren ist scheinbar einfach, erfordert aber eine Reihe von Korrekturen, da die Messung über ein Volumenelement und nicht in einem Punkt erfolgt und häufig nicht in ideal homogenem Gelände gemessen wird. Ohne hier auf Details einzugehen (Aubinet et al., 2012), soll zumindest darauf hingewiesen werden, dass häufig die Drehung des Messsystems, d. h. der gemessenen Daten, parallel zu den Stromlinien notwendig ist, damit die Bedingung $\bar{w} = 0$ erfüllt wird. Weiterhin sind Energieverluste im hochfrequenten Bereich der Turbulenz durch die relativ lange Messstrecke von ca. 20 cm und im niederfrequenten Bereich durch die begrenzte Messdauer von ca. 30 Minuten notwendig. Bei der Messung von Gasbeimengungen muss der Dichteinfluss der Luftfeuchte korrigiert werden. Hinzu kommen einige gerätespezifische und durch den Messaufbau bedingte Korrekturen. Da es kein Vergleichsnormale für turbulente Schwankungen gibt, kommt der Qualitätskontrolle eine besondere Bedeutung zu (Foken et al., 2004a),

um zu überprüfen, ob die messtechnischen und theoretischen Voraussetzungen für das Verfahren überhaupt erfüllt sind, denn dies kann sich im Tagesgang ändern, z.B. in windschwachen Perioden ohne ausgeprägte Turbulenz.

Die Eddy-Kovarianz-Methode ist heute bedingt durch eine gute Verfügbarkeit von Geräten und Auswertesoftware weit verbreitet und wird insbesondere zur Überwachung des Gasaustausches in größeren Messnetzen eingesetzt, wie im weltweiten FLUXNET (Baldocchi et al., 2001) CO₂-Monitoring von terrestrischen Ökosystemen.

4.3 Messungen im Boden

Der Bodenwärmestrom wird prinzipiell nach Gleichung (5) bestimmt. Allerdings ist es nahezu unmöglich, den Temperaturgradienten unmittelbar an der Erdoberfläche zu ermitteln. Daher teilt man den Fluss in eine Änderung der Wärmespeicherung zwischen der Oberfläche und der Messtiefe des Flusses und den in der entsprechenden Tiefe gemessenen Fluss auf:

$$Q_G(z=0) = Q_G(-z) + C_G z \frac{\Delta T}{\Delta z}. \quad (41)$$

Dabei wird in der Schicht mit der Dicke z oberhalb der Messung des Bodenwärmestromes die Temperaturänderung ΔT zwischen zwei Messzeitpunkten Δt ermittelt. Dazu sind mehrere Temperaturmessfühler im Boden zu positionieren, die möglichst die mittlere Temperatur gut erfassen. Die eigentliche Messung erfolgt durch Bestimmung des Temperaturgradienten aus dem vertikalen Temperaturprofil in der Tiefe $-z$ nach Gleichung (5) oder mittels sogenannter Bodenwärmestromplatten. Diese besitzen Thermolemente an der Ober- und Unterseite. Beide Seiten sind durch ein Material mit einer bodentypischen Wärmeleitfähigkeit und einer Dicke von ca. 5 mm getrennt. Aus der gemessenen Temperaturdifferenz zwischen Ober- und Unterseite und dem Kalibrierkoeffizienten lässt sich der Bodenwärmestrom ermitteln. Es ist empfehlenswert, die direkte Messung des Bodenwärmestroms möglichst tief (15-30 cm) durchzuführen, um die Fehler zu reduzieren (Liebethal et al., 2005).

5 Modellierung der Energieumsätze

Die Bestimmung des Energie- und Stoffaustausches mit den im Abschnitt 4 genannten Messverfahren erweist sich als sehr aufwendig, zumal alle Daten durch spezielle Messeinrichtungen erfasst werden müssen und man nicht auf meteorologische Standardmessungen zurückgreifen kann. In vielen Fällen ist die Modellierung ein Ausweg aus diesem Dilemma, doch sind einfache Verfahren relativ ungenau und liefern häufig nur Mittelwerte für Tage und längere Zeiträume. An dieser Stelle kann umfassender nur auf einfache Verfahren eingegangen und das Prinzip komplizierterer Methoden erläutert werden. Im Folgenden werden die einfachen Energiebilanzmethoden erst nach den komplizierteren Widerstandsansätzen beschrieben, um Verweise auf noch nicht dargestellte Textpassagen zu vermeiden.

5.1 Widerstandsverfahren

Widerstandsverfahren sind heute der am weitesten verbreitete Weg, um den Energie- und Stoffaustausch zwischen der Atmosphäre und der Unterlage zu modellieren. Dabei bedient man sich des bekannten Ohm'schen Gesetzes und ersetzt den Strom durch den Energiefluss, die Spannung durch den Gradienten bzw. die Differenz der auszutauschenden Größe in zwei Höhen und bestimmt den turbulenten bzw. die Summe aus turbulenten und molekularen Diffusionskoeffizienten als Transportwiderstand. Somit würde für den fühlbaren Wärmestrom unter Berücksichtigung von Gleichung (24) folgen:

$$Q_H = \frac{T(z_2) - T(z_1)}{\frac{z_2 - z_1}{\rho c_p K_H}}. \quad (42)$$

Der Nenner ist somit der Transportwiderstand, wobei durch die im Abschnitt 2 angegebenen Gleichungen der turbulente Diffusionskoeffizient noch präzisiert werden kann. Befindet sich die untere Messhöhe bereits in der molekularen Schicht, so muss der Widerstand durch einen Widerstand in der turbulenten Schicht r_a und einen in der molekular-turbulenten Schicht r_{mt} als Reihenschaltung

ausgedrückt werden. Bei pflanzenbedeckten Unterlagen legt man die unterste Messhöhe häufig in den Boden und fügt den Canopy-Widerstand r_c als dritten Widerstand in die Reihenschaltung ein, der den Widerstand der Pflanze und den des Bodens auf den Fluss darstellt. Das gesamte System lässt sich nach Bild 18 als Netzwerk darstellen, wobei der Canopy-Widerstand sich als Parallelschaltung weiterer Widerstände aufteilen lässt. Die Berechnung erfolgt häufig als sogenanntes big-leaf-Modell, bei dem die Pflanze nicht vertikal aufgelöst wird und wie ein großes Blatt auf dem Boden liegt. Modelle, die die Pflanze in einzelnen Höhengschichten auflösen und dann noch Counter Gradienten (s. Abschnitt 3.3) berücksichtigen, sind äußerst aufwendig und lassen sich wegen des hohen Rechenzeitaufwandes heute noch nicht in Wettervorhersage- und Klimamodellen berücksichtigen.

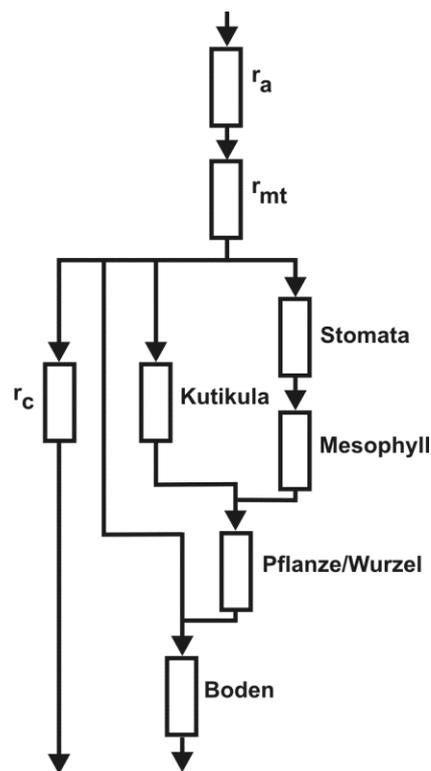


Bild 18: Schematische Darstellung des Widerstandskonzeptes (Foken, 2006)

5.2 Energiebilanzmethoden

Ausgangspunkt für alle Energiebilanzmethoden ist die Energiebilanzgleichung (Gleichung 7). Unter Vernachlässigung des Speicherterms wird die verfügbare Energie (Strahlungsbilanz verringert um den Bodenwärmestrom) entsprechend dem Bowen-Verhältnis (s. Gleichung 8) auf den fühlbaren und latenten Wärmestrom verteilt. Derartige Verfahren beruhen im Wesentlichen auf Arbeiten von Penman (1948). Man unterscheidet dabei einfache Verfahren (Priestley und Taylor, 1972), bei denen nur die Energieverteilung nach einem modellierten Bowen-Verhältnis erfolgt, und Kombinationsverfahren, bei denen der Abkühlungseffekt durch den Verdunstungsprozess bei der Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms berücksichtigt wird (Monteith, 1965; Penman, 1948). Erstere gestatten nur die Bestimmung der potentiellen Verdunstung, d.h. einer wassergesättigten Oberfläche, während letztere die Bestimmung der aktuellen Verdunstung ermöglichen.

5.2.1 Priestley-Taylor-Verfahren

Dem Priestley-Taylor-Verfahren liegen einige Annahmen zugrunde, die im Allgemeinen annähernd erfüllt sind, in speziellen Fällen können jedoch erhebliche Abweichungen eintreten. Deswegen wird das Verfahren nur für Dekaden- und Monatswerte eingesetzt, da man annehmen kann, dass die Witterung ausreichend variabel ist, um Fehler in einzelnen Stunden auszugleichen. Bei der Berechnung ist zu beachten, dass die Gleichung nichtlinear ist, so dass Einzelwerte auf der Basis von Zehn- bis Sechzigminutenmittelwerten berechnet werden müssen, bevor anschließend Mittelwerte über längere Zeitabschnitte gebildet werden können. Die getroffenen Annahmen sind ein bodennaher Temperaturgradient, der deutlich größer als der trockenadiabatische Temperaturgradient ($9,8 \text{ K km}^{-1}$) ist, und eine Veränderung der spezifischen Feuchte mit der Temperatur, die identisch ist mit der Veränderung der spezifischen Feuchte bei Sättigung mit der Temperatur (Clausius-Clapeyron'sche Gleichung). Damit lässt sich das Bowen-Verhältnis sehr einfach mit der Psychrometerkonstanten γ ($\text{kg kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) und dem Anstieg der Clausius-Clapeyron'schen Gleichung bei gegebener Temperatur s_c ($\text{kg kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) darstellen (Foken, 2006):

$$Bo = \frac{\gamma}{s_c}. \quad (43)$$

Die Zahlenwerte für γ und s_c können Tabelle 6 entnommen werden. Dabei wird offensichtlich, dass das Bowen-Verhältnis eigentlich nur temperaturabhängig parametrisiert wird, was aber durchaus den Erfahrungen der mittleren klimatischen Bedingungen in der gemäßigt temperierten Zone ohne zu starken kontinentalen Einfluss entspricht. Unter Berücksichtigung des sogenannten Priestley-Taylor-Koeffizienten $\alpha_{PT} \approx 1,25$ erhält man für wassergesättigte Oberflächen aus den Gleichungen (7) und (43) die Priestley-Taylor-Gleichungen für den fühlbaren und latenten Wärmestrom:

$$Q_H = \frac{[(1 - \alpha_{PT}) \cdot s_c + \gamma] \cdot (-Q_s^* - Q_G)}{s_c + \gamma}, \quad (44)$$

$$Q_E = \alpha_{PT} \cdot s_c \cdot \frac{-Q_s^* - Q_G}{s_c + \gamma}. \quad (45)$$

Tabelle 6: Werte der temperaturabhängigen Parameter γ und s_c basierend auf der spezifischen Feuchte (Stull, 1988)

Temperatur in K	γ in $\text{kg kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	s_c in $\text{kg kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
270	0,00040	0,00022
280	0,00040	0,00042
290	0,00040	0,00078
300	0,00041	0,00132

Neben der temperaturabhängigen Parametrisierung des Bowen-Verhältnisses ist insbesondere das Fehlen jeglichen Windeinflusses, das im Gegensatz zu den grundlegenden physikalischen Gleichungen im Abschnitt 2.5.2 steht, ein Kriterium dafür, dass die Methode nur für längere Zeiträume mit variablen Witterungsbedingungen angewandt werden kann. Sie gilt für Wasserflächen und für morgendliche (Taufall) oder nach Regen benetzte Landoberflächen.

5.2.2 Penman-Monteith-Verfahren

Ursprünglich hat Penman (1948) eine mit dem Priestley-Taylor-Verfahren vergleichbare Gleichung entwickelt und die durch Verdunstung und Windeinfluss bedingte Abkühlung der Oberfläche als Erniedrigung des fühlbaren und Erhöhung des latenten Wärmestroms in die Gleichungen durch eine windgeschwindigkeitsabhängige Funktion eingeführt. Es konnte aber weiterhin nur die potenzielle Verdunstung bestimmt werden. Monteith (1965) und letztlich DeBruin und Holtslag (1982) haben durch Einführung des Widerstandskonzeptes und pflanzenspezifischer Parameter das Penman-Monteith-Verfahren zu dem entwickelt, wie es heute angewandt wird. Die Bestimmungsformel für den latenten Wärmestrom für eine beliebige Unterlage lautet dann (Allen et al., 1998):

$$Q_E = \frac{s_c (-Q_s^* - Q_G) + \rho \cdot c_p \frac{0,622}{p} \cdot \frac{E - e}{r_a}}{s_c + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad (46)$$

Dabei wurde statt der spezifischen Feuchte der Sättigungsdampfdruck E und der Dampfdruck e verwendet. Deshalb ist gegenüber der Originalquelle der Faktor $0,622/p$ notwendig, um aus Konsistenzgründen s_c und γ in $\text{kg kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ zu erhalten und nicht wie in der Originalquelle diese Größen in hPa K^{-1} zu verwenden. Für den atmosphärischen Widerstand verwendet man in Anlehnung an Gleichungen (15) und (26)

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) \ln\left(\frac{z-d}{z_{0q}}\right)}{u(z)} \quad (47)$$

Der Canopy-Widerstand wird vereinfachend durch den Stomata-Widerstand r_s ersetzt:

$$r_s = \frac{r_{si}}{LAI_{aktiv}} \quad (48)$$

Dabei ist LAI_{aktiv} der Leaf-Area-Index (Blattfläche pro Fläche der Unterlage in m^2m^{-2}) der aktiven sonnenbeschienenen Blätter. Da dies in der Regel nur der obere Teil eines Pflanzenbestandes ist, setzt man $LAI_{aktiv} = 0,5 LAI$. Der minimale Stomatawiderstand r_{si} kann über einen weiten Bereich schwanken ($50 - 2500 s m^{-1}$) und zuverlässige Werte sind kaum tabelliert. Deshalb bezieht man die Verdunstungsberechnung zumindest für niedrige Kulturen häufig auf die von der Weltorganisation für Ernährung vorgeschlagene FAO-(Gras)-Referenzverdunstung. Damit ist es unter Anwendung der Gleichungen (46) bis (48) und den in Tabelle 7 angegebenen Werten relativ einfach möglich, für verschiedene Gebiete vergleichbare Verdunstungswerte zu bestimmen.

Tabelle 7: Festlegung der Eingangsparameter für die FAO-(Gras)-Referenz-Verdunstung (Allen et al., 1998)

Parameter	Werte	Bemerkungen
r_a	$d = 2/3 z_B; z_0 = 0,123 z_B; z_{0q} = 0,1 z_0$ mit $z_B = 0,12 m$ und $z = 2 m$ folgt $r_a = 208 / u (2m)$	es wird $\kappa = 0,41$ verwendet
r_s	$LAI_{aktiv} = 0,5 LAI; LAI = 24 z_B$ mit $r_{si} = 100 s m^{-1}$ und $z_B = 0,12 m$ folgt $r_s = 70 s m^{-1}$	
$-Q_s^* - Q_G$	diverse Vereinfachungen möglich mit Albedo von 0,23	Allen et al. (1998)

6 Herausbildung lokaler Klimatypen

Lokales Klima kann immer dann markant in Erscheinung treten, wenn insbesondere die Strahlungs- und Energieflüsse bei bestimmten Wetterlagen oder in bestimmten Zeitabschnitten kleinräumig beachtliche Unterschiede zeigen. Dabei haben die Global- und Himmelsstrahlung, sieht man von kurzzeitigen Unterschieden in der Bewölkung ab, kaum lokalklimatologische Unterschiede. Ausnahmen gibt es bei lokalen Zirkulationssystemen mit Wolkenbildung im Gebirge und an der Küste. Windgeschwindigkeit und Windrichtung sind zwar großräumig bestimmt und damit auch der Antrieb für die turbulenten Flüsse, sie können jedoch durch die Topographie und Hindernisse im Anströmbereich insbesondere bei niedrigen Windgeschwindigkeiten lokal größere Abweichungen zeigen. Die Temperatur und die Luftfeuchte haben in einheitlicher Luftmasse und gleicher Höhenlage in der Regel kaum markante Unterschiede. Ausgenommen sind windschwache Strahlungsnächte mit stärkerer Abkühlung durch langwellige Ausstrahlung. Hierbei können insbesondere in Bodennähe und bei den Minima räumlich beachtliche Unterschiede auftreten. Ähnlich verhält es sich mit der Bilanz aus allen Strahlungsströmen, die in Abhängigkeit von Albedo und Oberflächenfeuchte kleinräumig sehr variabel sein kann. Lokal-klimatologisch relevante Einflüsse sind in Tabelle 8 zusammengestellt, wobei auch gezeigt wird, unter welchen Umständen kaum Unterschiede auftreten.

Die Identifikation lokaler Klimatypen hat eine hohe Relevanz in der gesamten Palette von großräumigen Infrastrukturmaßnahmen bis zur Planung eines Gartens. Städte und Gemeinden arbeiten mit Klimafunktionskarten (VDI, 1997), in denen sowohl Wärmeinseln als auch gut durchlüftete Gebiete sowie Quellgebiete für eine Frischluftzufuhr (früher zum Austausch mit Schadstoffen belasteter Luft – heute in der Regel Kaltluft) verzeichnet sind. Diese sollten Planungsgrundlage für Wohnbebauung, Industrieansiedlungen, Straßenbauten und Ähnliches sein. Leider haben diese Kriterien oft nicht die ausreichende Lobby, um entsprechend beachtet zu werden und unsere Umwelt nimmt dann irreversiblen Schaden. Das Kapitel widmet sich somit den Fragen der Kaltluftquellgebiete und von Kaltluftabflüssen (VDI, 2003), also Lokalklimafragen auf Stadt- und Landschaftsebene, geht dann über zu Lokalklimaten, wie sie kleinräumig in Gärten (Häckel, 1989)

anzutreffen sind und betrachtet schließlich noch einige Aspekte des Innenraumklimas

Tabelle 8: Lokalklimatisch relevante Größen (Foken, 2006)

Meteorologische Größe	Umfang und Ursachen lokalklimatischer Unterschiede	Kaum mikroklimatische Unterschiede
Global- und Himmelsstrahlung	kaum vorhanden	bei Horizontfreiheit, keine lokal typischen Wolken
Strahlungsbilanz	z.T. erheblich wegen Albedo und Oberflächen-temperaturunterschieden	bei Horizontfreiheit und einheitlicher Unterlage
Windgeschwindigkeit und Windrichtung	z.T. erheblich im gegliederten Gelände und bei Hindernissen	große freie Anströmung über einheitlicher Unterlage ohne Hindernisse
Temperatur (allgemein) und Luftfeuchte	meist gering	offener Standort
Temperaturminimum, Temperatur in Bodennähe, Temperatur oberer Bodenschichten	z.T. erheblich, besonders in Tallagen und Mulden (auch kleinst-räumig)	offener Standort
Niederschlag	z.T. erheblich	

6.1 Kaltluftentstehung und Frostgefährdung

6.1.1 Kaltluftentstehung und Kaltluftabfluss

Die Entstehung von Kaltluft ist für viele lokale Klimaphänomene von entscheidender Bedeutung. Sie hat aber auch eine hohe Bedeutung insbesondere für das städtische Klima, um Temperaturmaxima im Sommer zu reduzieren. Damit

kommt dem Schutz der für die Kaltluftproduktion geeigneten Flächen eine besondere Bedeutung zu (VDI, 2003). Die Entstehungsursache liegt in der vorwiegend nächtlichen langwelligen Ausstrahlung. Somit sind offene Flächen prädestiniert als Kaltluftquellgebiet. Nicht nur die großen freien Wiesenflächen können sich sehr gut abkühlen. Gleiches gilt auch für die Baumkronen. Die entstehende Kaltluft sinkt in den Stammraum und im Fall einer Hanglage und eines offenen Stammraumes tritt sie in tieferen Lagen wieder aus dem Wald aus. Diese Stellen sind besonders frostgefährdet.

Kaltluft muss man sich in der Form kompakter wabernder Luftpakete vorstellen, etwa vergleichbar mit großen Luftballons, so dass Hindernisse, Bäume u. ä. den Kaltluftabfluss unterbrechen oder zumindest mindern können. Der Kaltluftstrom muss schon eine größere Mächtigkeit erreichen, um diese zu überwinden. Nicht immer sind Abflusstrassen wünschenswert frei, damit die Luft auch gut in Richtung der Zielgebiete abfließen kann. Da Kaltluftabflüsse relativ flach sind und die Luft sich auch nur langsam bewegt, kann sie sich sehr stark mit Schadgasen und Feinstaub anreichern, wenn Verkehrswege Kaltluftbahnen kreuzen oder gar entlang dieser führen. Dies kann zu gefährlichen Luftbelastungen führen und sollte unbedingt vermieden werden.

Mit etwas Erfahrung ist man relativ gut in der Lage, aus Landschaftsform, Bewuchs usw. sowohl Quellflächen für Kaltluft als auch Kaltluftabflüsse zu identifizieren. Derartige vorwiegend visuelle Einschätzungen bezeichnet man als Bonitierung. Man kann diese durch gezielte Messungen in klaren windstillen Nächten unterstützen. Dies geschieht durch Temperaturmessungen unmittelbar über der Unterlage (5-50 cm Höhe) oder durch das Abbrennen von Rauchpatronen. Zur Objektivierung dienen auch Bonitierungsschemata, wie sie in den Tabellen 9 und 10 dargestellt sind.

Oft kann man sehr kleinräumig erhebliche Unterschiede der Lufttemperatur in Bodennähe feststellen, wie Bild 19 zeigt. An einem nur leicht geneigten Hang konnten in 5 cm Höhe zwischen einer Kuppe mit einem durch Wald geschützten und einem offenen Wiesenstandort und einem Standort in einer nur 100 m entfernten Mulde Temperaturunterschiede bis zu 8 K gemessen werden. Dabei bewirkt alleine die Schutzwirkung des Waldes gegen eine zu große langwellige Ausstrahlung einen Temperatureffekt von 6 K. Unmittelbar in der Mulde wurde

sogar Frost festgestellt. Dabei ist über der offenen Wiesenfläche in 2 m Höhe die Temperatur nie unter 7 °C gefallen. Durch gestalterische Maßnahmen wurden in den Jahren nach den Messungen in die Mulde große Steine gelegt und die Wiese teilweise mit Büschen bepflanzt. Der Kaltluftabfluss wurde dadurch nahezu unbedeutend.

Tabelle 9: Einteilung der Frostgefährdung (Bewölkung <2/8, Windgeschwindigkeit < 3 m s⁻¹) nach Schumann (persönliche Mitteilung) aus Foken (2006)

Gefährdungsstufe	Bezeichnung	Vergleich zur Normallage
1	begünstigt	+1 bis +5 K
2	Normallage	-1 bis +1 K
3	schwach bis mäßig frostgefährdet	-2 bis -4 K
4	stark bis sehr stark frostgefährdet	-5 bis -8 K

Tabelle 10: Gefährdungsstufe entsprechend dem Geländere relief nach Schumann (persönliche Mitteilung) aus Foken (2006)

Reliefform	Kaltluftzufuhr, -produktion	Kaltluftabfluss	Gefährdungsstufe*
geschlossene Hohlform (Kessel)	vorhanden	-	3
Talboden, geringes Gefälle	vorhanden	schwach	3
Talboden, mäßiges Gefälle	vorhanden	mäßig	3
Platten, $\Delta h > 10\text{m}$	-	-	2
Hänge schwach geneigt (1-3°)	-	mäßig	2
Hänge stark geneigt (>15°)	-	sehr gut	1
Berge $h > 50\text{ m}$, Neigung > 10°	-	sehr gut	1

* Moorboden +1

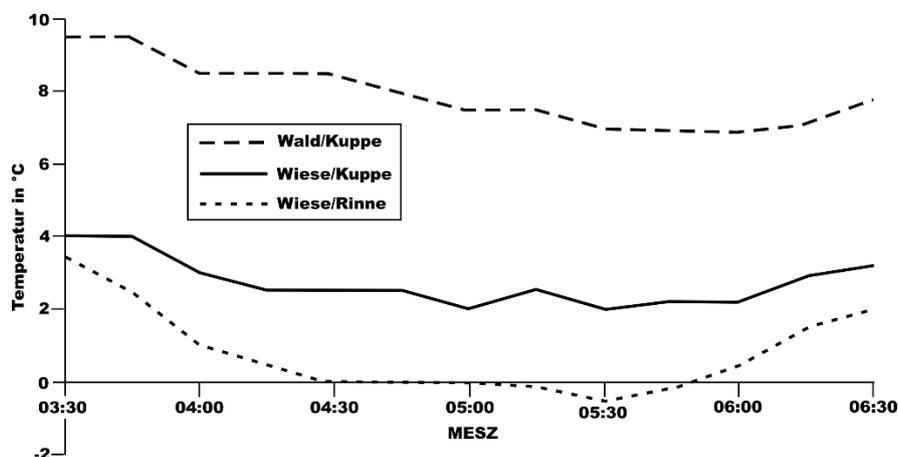


Bild 19: Temperaturverlauf in der Nacht an einem 2° geneigten Hang zwischen den etwa 150 m entfernten Standorten Kuppe und Rinne im Ökologisch-Botanischen Garten der Universität Bayreuth am 14.05.1998 (Foken et al., 2004b)

Durch Kaltluftabflüsse in Täler wird dort die Temperatur häufig unter die Taupunkttemperatur abgekühlt, so dass es zur Ausbildung des sogenannten Strahlungsnebels kommt (Bild auf erster Umschlagseite zeigt Strahlungsnebel im Tal bei Mistelgau LKr. Bayreuth mit Sonnenaufgang über dem Fichtelgebirge im Hintergrund am 04.05.2012). Dieser ist zuerst nur bodennah. Er verhindert die weitere Abkühlung unmittelbar am Boden, so dass die niedrigsten Temperaturen dann durch die langwellige Ausstrahlung an der Obergrenze des Nebels auftreten, wobei die Temperatur am Boden sogar wieder ansteigen und sich der Nebel auflösen kann. Dies führt zum Abheben der Nebeldecke. In der strahlungsärmeren Jahreszeit kann ein derartiger morgendlicher Strahlungsnebel zu einem ganztägigen Hochnebel führen.

Erfolgt der Kaltluftabfluss durch enge Täler, was insbesondere im Gebirge bei einer großen Höhendifferenz zwischen den Kaltluft produzierenden Flächen und dem Talboden oder über Gletschern geschehen kann, so kann der entstehende katabatische Wind eine beachtliche Stärke erreichen bei einem lokalen Gleichgewicht aus Abtrieb und Reibung (Stull, 2000):

$$u_k = \left(\frac{g \cdot (T - T_k)}{T} \cdot \frac{h}{C_D} \cdot \sin \alpha \right)^{1/2} \quad (49)$$

mit der Höhe der Kaltluftschicht h , dem Spannungskoeffizienten C_D (vereinfachte Form des turbulenten Diffusionskoeffizienten für Impuls), dem Neigungswinkel des Hanges α , der Schwerkraftbeschleunigung g , der Umgebungstemperatur T und der Temperatur der Kaltluft T_k .

6.1.2 Frostgefährdung

Große freie Flächen sind in klaren windstillen Nächten – speziell im Frühling – besonders stark frostgefährdet. Ursache ist die ungehinderte Wärmeabstrahlung des Bodens. Hier kühlt sich die Luft stärker ab als unter Bäumen oder in bebauten Gebieten. Kann noch Kaltluft von benachbarten Hängen einfließen, wird der Effekt zusätzlich verstärkt. Besonders hoch ist die Nachfrostgefahr, wenn an der Rückseite eines nach Osten abziehenden Tiefdruckgebietes bei gleichzeitig hohem Luftdruck über England von Norden sehr kalte und durch den direkten Weg über Skandinavien meist auch trockene Luft einfließt. Diese kommt in dem sich nach Osten ausdehnenden Hochdruckkeil zur Ruhe, d.h. Windgeschwindigkeit und Wolken nehmen ab (Eisheilige). Leider sind die Eisheiligen nicht durch den Klimawandel abgeschwächt.

Die Frostgefahr (insbesondere die Gefahr von Spätfrösten) ist immer die Kombination spezieller Wetterlagen mit einer lokalklimatologischen Verstärkung. In dieser sehr kalten, trockenen und sauberen Luft ist die langwellige Gegenstrahlung des Himmels sehr gering und würde Temperaturen von -50 bis -60 °C entsprechen, also deutlich kälter als die bodennahen Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt. Die langwellige Ausstrahlung am Boden ist somit sehr groß und die Luft kann sich zum Teil erheblich abkühlen. Insbesondere offene und tief gelegene Flächen sind hier sehr frostgefährdet.

Als generelle Maßnahme gegen Spätfröste hilft in den Abend- und Nachtstunden vor dem erwarteten Frostereignis das Einsprühen von Blüten und empfindlichen

Pflanzen mit Wasser. Damit Wasser gefrieren kann, muss ihm Energie durch Abkühlung entzogen werden. Dieser Prozess, bei der die Temperatur nicht unter $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ fällt, kann einige Zeit dauern und reicht oft schon, um die stärkste Auskühlung zu verhindern. Effektiv, aber bei den Nachbarn sicher nicht beliebt, ist das Erzeugen von Rauch. In der nächtlichen stabilen Luftschichtung (am Boden kälter als in der Höhe) fehlt jeglicher turbulenter Austausch, d.h. die Luft hat eine geschichtete blättereigähnliche Struktur. Der Rauch würde in einer Schicht über den Büschen sich anreichern und sich an der Obergrenze abkühlen. Dort treten nun die niedrigsten Temperaturen auf und unterhalb des Rauches wird die Bilanz der langwelligen Strahlung durch die Temperatur des Rauches und der Unterlage bestimmt. Da diese weitgehend ausgeglichen ist, kommt es zu keiner weiteren Abkühlung am Boden.

Um einen Eindruck von der Möglichkeit der Nachtfrostgefährdung zu bekommen, schaut man sich am besten die Gegenstrahlung an (Bild 20). Besonders niedrige Werte trifft man in klaren Nächten mit trockener Kaltluft an. Diese sind mit Gegenstrahlungen deutlich unter 300 W m^{-2} im Frühjahr wegen des noch geringen Wasserdampfgehaltes deutlich häufiger als im Herbst und noch im Mai anzutreffen. In Bild 20 ist der 04.05.2011 besonders klar zu sehen, der deutschlandweit Nachtfroste bis -5°C örtlich sogar bis -10°C brachte, so dass die Blätter vieler Laubbäume erfroren sind.

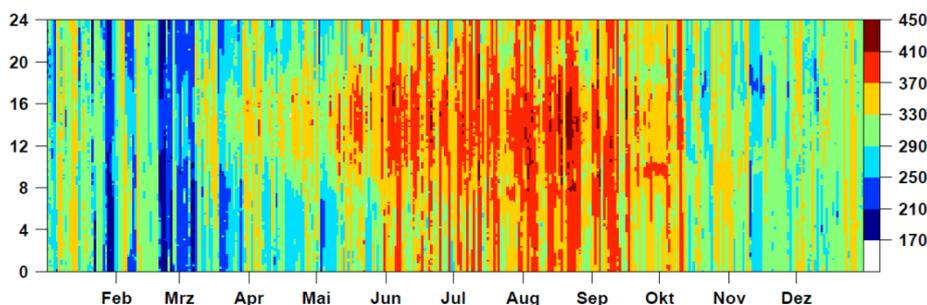


Bild 20: Hovmöller-Plot der Gegenstrahlung in W m^{-2} für das Jahr 2011 im Ökologisch-Botanischen Garten der Universität Bayreuth

6.2 Klimatypen in städtischen Gebieten

6.2.1 Stadtklima

Das Stadtklima wird durch den Klimawandel am ehesten ungünstig beeinflusst. Die hohe Verbauungsdichte und die Vielzahl versiegelter Flächen führen zu einer erheblichen Wärmespeicherung am Tag. Bowen-Verhältnisse deutlich über Eins verursachen große fühlbare Wärmeströme und erhöhen die Erwärmung der Luft. An heißen Sommertagen ist dies für die Bevölkerung sehr belastend. Auch wenn die Abendstunden in einer Stadt noch angenehm warm sein können, so sind es gerade diese hohen Nachttemperaturen, die dann bei der täglichen Erwärmung diese von einem höheren Niveau starten lassen als im Umland, so dass Städte deutlich wärmer sein können.

Um die Wärmebelastung in städtischen Gebieten objektiv erfassen zu können, bedient man sich einer bioklimatischen Bewertung auf Grund von Messungen in verschiedenen Teilen einer Stadt. Der Deutschen Wetterdienst entwickelte dazu eine schematische Entscheidungshilfe (Gerth, 1986), die in Tabelle 11 dargestellt ist. Die Festlegung der Wärmebelastung kann mit Hilfe der Energiebilanz des menschlichen Körpers erfolgen, siehe dazu Abschnitt 6.6.

Tabelle 11: Überlagerungskriterien zur bioklimatischen Bewertung (Gerth, 1986)

	hoch	mittel	gering
bioklimatische Belastung:			
Wärmebelastung	> 25 Tage	alle anderen Kombinationen	≤ 25 Tage
Windgeschwindigkeit	< 2 m/s		≥ 2m/s
Inversionshäufigkeit	> 30 % / Jahr		≤ 30 % / Jahr
Durchlüftung:			
Windgeschwindigkeit	≥ 2m/s	alle anderen Kombinationen	< 2 m/s

Es ist in Zeiten des Klimawandels eine vordringliche Aufgabe von Städteplanern, eine stärkere nächtliche Auskühlung durch die Anlage größerer zusammenhängender Parklandschaften und die Ermöglichung einer Frischluftzufuhr aus dem Umland zu gewährleisten. Gerade auf diesem Gebiet ist in vielen deutschen Städten in den letzten Jahren gesündigt worden (Foken, 2007). Es ist aber ständig darauf zu achten, dass diese Kaltluft auch ungehindert in das Zielgebiet abfließen kann und derartige Kaltlufttrassen nicht durch Verkehrswege zerschnitten werden. Der Kaltluftstrom würde sonst die Abgase in die zu schützenden Gebiete transportieren und der ganze Effekt wäre kontraproduktiv. Auch wenn wir heute Luftverschmutzung nicht mehr sehen und riechen können, so ist die Luft in Innenstädten und an Verkehrswegen häufig über das zulässige Maß mit Stickstoffoxiden und Feinpartikeln angereichert, so dass ein Austausch mit Frischluft weiterhin angeraten ist.

6.2.2 Parkklima

Ein Park soll zwei Funktionen haben, er soll kühle Luft an die umgebenden Stadtgebiete abgeben und an heißen Tagen angenehme Temperaturen aufweisen. Dazu müssen Parks relativ groß sein (Ausdehnung in alle Richtungen mindestens 200–500 m und keine Bebauungen, Spronken-Smith und Oke, 1999; Spronken-Smith et al., 2000) und viele offene Flächen besitzen, die sich in der Nacht abkühlen und dann Kaltluftspenden an die angrenzenden Stadtgebiete abgeben können. Wichtig ist es aber, dass in Parks das Bowen-Verhältnis immer deutlich unter Eins bleibt, d.h. in trockenen Perioden muss gewährleistet sein, dass Parks bewässert werden können, denn feuchte Flächen bleiben kühl, während sich trockene stark erhitzen und sogar noch die Erosion von Boden unterstützt wird. Daneben sollten Baumgruppen ausreichend Schatten spenden. Der Typ des Englischen Gartens kommt diesem idealen Parkklima am nächsten.

Kleine Parks in Häuserlücken und an Straßen- oder Flussrändern sind im Stadtbild sehr beliebt und als Schattenspenden an heißen Sommertagen auch willkommen. Oft ist ihre nächtliche Auskühlung jedoch nicht groß genug, um die Maxima der Lufttemperatur am Tage deutlich zu mindern.

6.3 Klimatypen in ländlichen Gebieten

6.3.1 Klima offener Landschaften

Offene Landschaften sind meist nur mit wenigen Bäumen und Sträuchern besetzt. Wiesen und Felder prägen diese Landschaften. Sind keine Windschutzstreifen vorhanden, kann der Wind nahezu ungehindert wehen. Zusammen mit der hohen Sonneneinstrahlung kann die Verdunstung besonders groß werden, den Boden austrocknen und bei fehlender Pflanzendecke kann die Winderosion ihn wegtragen. In tieferen Lagen ist die Frostgefährdung und Nebelbildung besonders hoch. Derartige Landschaften erlangen eine große Bedeutung bei der Erzeugung regenerativer Energien: höhere Hochebenen und Erhöhungen für Windenergie und landwirtschaftlich wenig nutzbare Lagen für Solarparks.

In offenen Landschaften erleben wir die volle Dynamik von kurzweiliger Einstrahlung und langweiliger Ausstrahlung. Sie sind daher eher kühler am Tag und in der Nacht als geschützte Stellen in der Nähe von Bäumen und Büschen. Hinzu kommt, dass der Wind nahezu ungehindert über diese Landschaften wehen kann. Man empfindet dadurch noch eine zusätzliche Abkühlung (Windchill, s. Abschnitt 6.6).

6.3.2 Strahlungsklima

Auf geneigte und nach Süden ausgerichtete Flächen scheint in unseren Breiten die Sonne zeitweise sogar senkrecht, so dass sehr viel Wärme an Pflanzen und Boden übertragen wird. Daher werden derartige Standorte für wärmeliebende Pflanzen – wie für den Weinanbau – besonders bevorzugt. In der Nacht können diese Flächen durch ihre offene Lage bei nicht ausreichender Hangneigung stark auskühlen. Hier ist es wichtig, dass die oberhalb der Anpflanzungen entstehende Kaltluft gut in die Täler abfließen kann und Standorte im Tal nicht mit frostgefährdeten Pflanzen bestückt werden. Bewaldete Kuppen können einem Abfließen von Kaltluft von höher gelegenen Gebieten entgegen wirken, nur muss die aus dem Stammraum austretende kalte Luft durch geeignete Abflussbahnen daran gehindert werden, direkt in die Anpflanzungen einzudringen. Die historischen

Weinberge zwischen Bamberg und Schweinfurt im Maintal haben dazu eine fischgrätenartige Struktur, die ein gutes Sammeln und Abfließen der Kaltluft ermöglicht (Bild 21), wobei unmittelbar am Waldrand keine Anpflanzungen sind. Wichtig ist aber auch ein Schutz vor kalten Winden aus Nordwest bis Ost, so dass Südhänge an geschützten Talhängen besonders bevorzugte Standorte sind.

Die Intensität der einfallenden kurzwelligeren Strahlung ist immer dann besonders groß, wenn die Lichtstrahlen senkrecht auf eine Fläche fallen. Bild 22 zeigt, dass ein gleiches Strahlenbündel bei senkrechtem Einfall eine deutlich kleinere Fläche bestrahlt als das gleiche Bündel bei schrägem Einfall. Die Flächen mit senkrechtem Einfall, wie beispielsweise die Hangseite eines Tales, bekommen also mehr Energie ab und können sich stärker erwärmen. Diese Tatsache wird bei der Aufstellung von Solaranlagen genutzt. Der Aufstellungswinkel hängt von der geographischen Breite und der Sonnenhöhe in Jahreszeiten ab, in denen ein besonders hohes Energiepotential erwartet wird. Aufwendigere Anlagen drehen die Kollektoren immer so in die Sonne, damit ständig nur ein senkrechter Einfall der Strahlen vorhanden ist.



Bild 21: *Fränkische Weinbaulandschaft bei Zeil-Ziegelanger am Main*

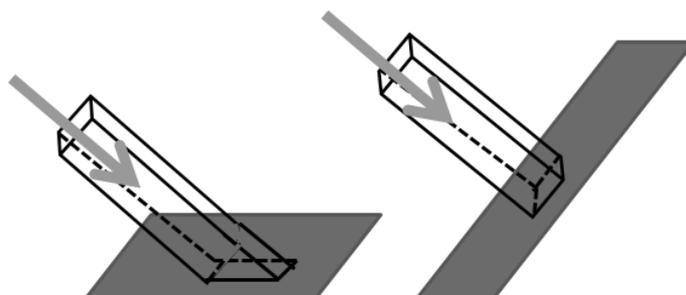


Bild 22: Schematische Darstellung von senkrechtem (rechts) und schrägem (links) Einfall der Sonnenstrahlen auf eine Fläche

6.3.3 Waldklima

Wald hat nicht nur durch sein Wasserspeichervermögen und die hohe Aufnahme von Kohlendioxid eine wichtige Rolle im Klimasystem. Gerade das Waldklima empfinden wir als besonders angenehm an heißen Sommertagen. Am Tag erwärmt sich vor allem der obere Kronenraum. Diese warme und leichte Luft kann nur in sehr geringem Maße in den Stammraum absinken, meist nur im Zusammenhang mit kleinen Windböen, da unter den Bäumen die kühlere und schwerere Luft aus den Morgenstunden nicht verdrängt wird und ein angenehmes Temperaturniveau schafft. Somit bleibt es im Stammraum und auf Waldwegen angenehm kühl, meist einige Grad gegenüber dem Waldrand, also ideale Bedingungen an heißen Sommertagen (Bild 23). In der Nacht findet die Abkühlung durch langwellige Ausstrahlung zuerst im oberen Kronenraum statt. Diese kühle und schwerere Luft sinkt nun aber in den Stammraum und mit nur geringer Verzögerung gleichen sich die Temperaturen an, so dass weitgehende Isothermie im Wald herrscht. Dennoch empfinden wir in der Nacht den Wald gegenüber dem Waldrand als angenehm warm. Ursache ist die langwellige Strahlungsbilanz im Wald. Da Waldboden und Kronenraum nahezu die gleiche Temperatur haben, findet keine zusätzliche Abkühlung statt und auch die langwellige Strahlungsbilanz gegenüber der Körperoberflächentemperatur ist gering, so dass man keinen Abkühlungseffekt verspürt. Windstille unterstützt dieses Empfinden.

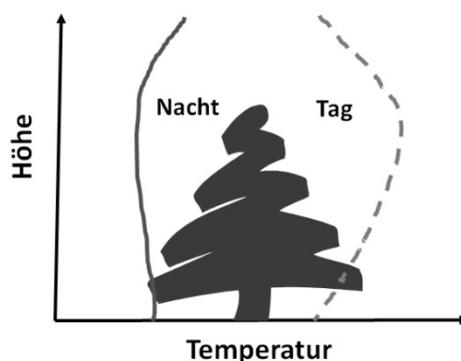


Bild 23: Temperaturverlauf in und über dem Wald am Tag und in der Nacht

Wald ist ein natürlicher Speicher von Kohlendioxid, indem er mehr aufnimmt als er durch die Zersetzung u.a. von abgestorbener Biomasse wieder frei setzt. Der Schutz der Wälder ist somit gleichzeitig Klimaschutz und ein hoher Waldanteil in einer Region ist ein effektiver Beitrag zum Erhalt des Erdklimas. Bei der Waldnutzung ist zu beachten, dass diese durch Ausdünnung von bis zu einem Drittel der Bäume und Wiederaufforstung geschehen sollte. Nur so bleibt die Speicherwirkung des Waldes erhalten, denn bei einem Kahlschlag würde erst einmal 10–20 Jahre der Kohlenstoff aus dem Boden und Bruchholz freigesetzt. Beim Waldumbau durch Ausdünnung wird das freigesetzte Kohlendioxid gleich wieder assimiliert. Es tritt also ein Recycling ein.

Demgegenüber sind Ackerkulturen und intensiv genutzte Wiesen in der Regel Kohlendioxidquellen. Nur extensiv genutzte Wiesen in den Höhenlagen unserer Mittelgebirge mit nur ein bis zwei Mahden pro Jahr können auch Kohlendioxid speichern.

6.3.4 Seenklima

Die Wärmekapazität von Wasser ist besonders hoch. Es dauert daher sehr lange bis es sich erwärmt, gibt aber die Wärme z.B. durch langwellige Strahlung auch nur langsam ab. Somit sind Wasserflächen im Frühjahr noch lange Zeit kühl, im



Bild 24: Seerauch über einem kleinen Teich im Ökologisch-Botanischen Garten der Universität Bayreuth mit stilisierter Stierplastik aus Metall im Vordergrund (Foto: M. Lauerer)

Herbst und Frühwinter dagegen noch länger warm. Dieser Effekt ist umso stärker, je größer die Wasserfläche ist. Das hat unmittelbare Wirkung auf das Lokalklima in Nähe der Wasserflächen mit kühleren Temperaturen im Frühjahr und am Tag und höheren Temperaturen im Herbst und in der Nacht. Durch den hohen Wasserdampfgehalt der Luft und das zeitige Einsetzen von Kondensation und Taufall sind Flächen nahe von Gewässern etwas weniger frostgefährdet. Diese Besonderheit ist bei Anpflanzungen sogar an größeren Gartenteichen zu beachten. Im Frühjahr sollten wärmeliebende Pflanzen möglichst nicht an Gewässern stehen, jedoch Pflanzen, die noch lange in den Herbst hinein blühen sollen.

Ist im Herbst und im Frühjahr nach einigen sonnenscheinreichen Tagen das Wasser in den Morgenstunden mehr als 10 Grad wärmer als die darüber streichende kältere Luft, dann lösen sich von der erwärmten Wasseroberfläche warme turbulente Wirbel ab, wobei in der darüber liegenden kalten Luftschicht der Wasserdampf rasch kondensiert und sich rauchartiger Nebel (Seerauch) ausbildet

(Bild 24). Seerauch reicht nur wenige Meter hoch. Das Phänomen kann an kleinen Teichen aber auch an Flüssen beobachtet werden. Über dem Meer können darin kleine Schiffe völlig verschwinden, die dann von größeren nicht mehr gesehen werden (Tiesel und Foken, 1987).

6.3.5 Muldenklima

Man verbindet Mulden oft mit den Attributen kühl und feucht und meidet diese Stellen eigentlich, und dennoch werden diese scheinbar unnützen Flächen immer wieder genutzt, wobei Kinderspielplätze sicher zu den ungeeignetsten Möglichkeiten zählen. Die Ursachen für diese schlechte Bewertung sind vielfältig: Insbesondere im Winterhalbjahr kommt wenig Sonne in die z.T. tief eingeschnittenen Mulden und Bachtäler. Durch den fehlenden Wind wird zudem die Verdunstung reduziert und es bleibt in der Mulde immer relativ feucht, zumal sich auch von den Seiten abfließendes Regenwasser noch sammeln kann. Jeder Energieüberschuss aus der Strahlung wird jedoch für die Verdunstung benötigt, bevor der fühlbare Wärmestrom die Luft erwärmen könnte. Ein bescheidener Vorteil ist es, dass in der Nacht die langwellige Strahlung von den Hängen der Mulden ein stärkeres Auskühlen verhindert, wenn nicht Kaltluft ungehindert in die Mulde fließen kann. Aber an sehr heißen Tagen mit hoher Sonneneinstrahlung und wenig Luftbewegung ist es in Mulden warm, meist dann sogar unangenehm warm.

Eine spezielle Form der Mulde ist der Hohlweg. Insbesondere an Sommerabenden ist es dort noch recht warm. Die Auskühlung durch langwellige Ausstrahlung ist gering, da nahezu von allen Seiten die Böschung und Büsche den Weg umschließen. Tritt man aus dem Hohlweg heraus wird es schon merklich kühler. Der Hohlweg ist aber zu eng, um als effektive Kaltluftabflussschneise geeignet zu sein.

6.4 Klimatypen im Garten

6.4.1 Kleingartenklima

Die Gestaltung eines Kleingartens ist oft durch Vorschriften eingeschränkt. Dies betrifft sowohl den Standort der Laube als auch Anpflanzungen wie Bäume und Hecken. Wichtig ist, dass man dennoch an einige wichtige Fragen bei der Gartengestaltung denkt. Bei der Anlage einer Terrasse im Garten und einer Laube im Kleingarten sollte man sich vorab überlegen, ob man lieber in der Morgensonne frühstücken möchte oder eher lange Sommerabende noch bei Sonnenschein genießen will. Danach sollte die Terrasse eher nach Südosten oder Südwesten ausgerichtet werden. Beim Dach der Laube sollte man an ein Süddach denken, um die Sonnenenergie nutzen zu können. Beim Hausbau gilt dies ebenso, wobei hier der Sichtschutz ggf. noch stärker beachtet werden muss.

Der Garten sollte ausreichend kurzwellige Strahlung von der Sonne erhalten, ohne dass schattige Stellen völlig vermieden werden. An den stärker von der Sonne beschienenen Flächen wird man in der Regel wärmeliebende Pflanzen anbauen. Oft sind diese dann aber auch frostgefährdet – da relativ offen. Hecken, Büsche und Sträucher in angemessenem Abstand können in der Nacht die zu große Wärmeabstrahlung durch langwellige Strahlung vermindern und unterstützen eine ausgeglichene langwellige Strahlungsbilanz zwischen ihnen und den Anpflanzungen. Sinnvoll ist es, den Garten durch Hecken oder Büsche vor von außerhalb einfließender Kaltluft, speziell an hangigen Lagen oder bei großen offenen Flächen in der unmittelbaren Nähe, zu schützen. Trotz allem Schutz vor Frost und Wunsch nach Schatten sollte man auf eine angemessene Durchlüftung achten. Dies ermöglicht nicht nur den Luftaustausch, sondern unterstützt die Verdunstung, denn gerade in Busch- oder Heckennähe ist diese durch die fehlende Luftbewegung gering und es kann z. B. bei lehmigen Böden zur Vernässung führen. Der Windschutz ist auf alle Fälle sinnvoll von Nordwest über Nord bis Ost, um vor kalten Winden im Winter zu schützen.

6.4.2 Steingartenklima

Im Steingarten werden gleich mehrere Klimaphänomene ausgenutzt, um ein besonders warmes und trockenes Klima zu erzeugen und Wärme und Trockenheit liebenden Pflanzen auch in unseren Breiten optimale Lebensbedingungen zu geben. Dabei kommt den Steinen in Form einer kleinen Wand eine besondere Bedeutung zu. Diese sollte möglichst ganztägig von der Sonne beschienen werden. Die Steine speichern so viel Energie, dass sie tagsüber wie nachts als langwelliger Strahler dienen. Am Tag ist dies vielleicht nur in den Übergangsjahreszeiten von Bedeutung, aber in der Nacht von erheblichem Nutzen. Die Abkühlung des Steingartenbeetes durch langwellige Ausstrahlung findet nur in einem Halbraum zur offenen Seite statt, während in der den Steinen zugewandten Richtung die langwellige Strahlungsbilanz nahezu ausgeglichen ist. Diese Reduktion der Abkühlung durch Ausstrahlung bei gleichzeitig vorhandener Wärmequelle kann zu einigen Grad höheren bodennahen Temperaturen führen. Entgegen den Erwartungen sind fühlbarer Wärmestrom und Verdunstung in einem warmen Steingarten sogar relativ niedrig, da die Steine das Windfeld abschirmen und somit die Voraussetzung für turbulente Energieflüsse reduzieren. Dieser Windschutz ist gegen kalte Nordostwinde im Winter sicher sinnvoll, im Sommer sollte aber eine ausreichende Belüftung von der den Steinen abgewandten Seite gewährleistet sein, damit das lokale Klima auch trocken ist, denn Wärme ohne Wind schafft noch keine ausreichende Verdunstung.

Die wärmende Wirkung von Steinen sieht man auch im Winter recht deutlich. Durch eine geringe Albedo und vorhandene Wärmespeicherung sind sie eher schneefrei als die Umgebung (Bild 25). Selbst Pflanzen, wie die Abbildung zeigt, sind in der Lage, Strahlung zu absorbieren und Wärme zu speichern und wieder langwellige Strahlung zu emittieren, so dass auch ihre Umgebung zuerst schneefrei wird.



Bild 25: *Frühjahrsblüher im Steingarten. Durch Wärmespeicherung, Absorption kurzweiliger und Emission langweiliger Strahlung sind Steine und Pflanzen zuerst schneefrei (Foto: H. Foken)*

6.4.3 Heckenklima

Hecken stellen nicht nur einen Sicht- und Windschutz her. In windstillen Nächten kann sich die Luft in unmittelbarer Heckennähe nicht so stark abkühlen wie auf freien Flächen. Grund ist die Wärmestrahlung der Hecke, die zumindest von einer Seite eine stärkere Auskühlung verhindert und damit die Frostgefährdung mindert. Durch die geringen Windgeschwindigkeiten in Heckennähe wird auch die Verdunstung reduziert. Damit ist es in Heckennähe in der Regel feuchter, insbesondere an der Schattenseite mit dem Nachteil einer stärkeren Moosbildung. Hecken in der Landschaft haben durch ihre Minderung der Windgeschwindigkeit einen positiven Einfluss auf die Vermeidung von Bodenerosion und stärkerer Austrocknung. Hecken haben kaum Wärme speichernde Wirkung und unterscheiden sich somit vom Steingarten. Durch die häufig höheren Hecken wird auch die Windgeschwindigkeit deutlich stärker reduziert.

6.5 Klima in Gebäuden

6.5.1 Innenraumklima

In Innenräumen wird ein angenehmes Raumklima durch Heizungssysteme, Klimaanlage und Befeuchtungssysteme erreicht. Heizkörper sind optimal an der kältesten Stelle (unter dem Fenster) angebracht. Die erwärmte Luft steigt in turbulenten Wirbeln auf, während die sich abkühlenden Wirbel dann wieder zu Boden sinken und aus Kontinuitätsgründen Richtung Heizung strömen. Das ganze System kann man effektiver machen, in dem man den Heizkörper noch belüftet. Es ist also das klassische Beispiel des fühlbaren Wärmestroms, der die Wohnung erwärmt. In diesen Luftstrom sollte man auch die Luftbefeuchter installieren. Eine bauliche Fehlkonstruktion wäre ein großer Fensterstock oder eine verkleidete Heizung, die das senkrechte Aufsteigen der Turbulenzwirbel verhindert. Sind jedoch die Fenster nicht mehrfach verglast, so empfinden wir den Raum trotz hoher Zimmertemperaturen als kühl. Ursache ist hier die langwellige Strahlung. Unser Körper gibt je nach Bekleidung eine langwellige Strahlung ab, die einer Temperatur von ca. 25–32 °C entspricht. Die kalte Fensterscheibe strahlt mit einer deutlich niedrigeren Temperatur. Es besteht also zwischen uns und dem Fenster eine große Differenz in den langwelligen Strahlungsströmen, die wir als unangenehm kühl empfinden. Ähnlich verhält es sich, wenn man nach einem heißen Sommertag in die (noch) kalte Wohnung kommt. Auch wenn die Temperatur eigentlich normal ist, sind alle Flächen doch merklich kühler als der aufgeheizte Körper und ein Kälteempfinden tritt ein. Dem kann man problemlos abhelfen, wenn man einen Heizkörper auf etwas über 20 °C erwärmt. Wenn die Wärme mit Solarenergie erzeugt ist, ist es nicht einmal Energieverschwendung.

Der beste Schutz gegen eine zu große Erwärmung im Sommer sind Außenjalousien oder Fensterläden wie in Südeuropa, denn nur diese verhindern das Eindringen kurzwelliger Strahlung und damit die Erwärmung des Innenraumes. Innenjalousien und Vorhänge sind nutzlos und auch Sonnendächer vor den Fenstern haben kaum eine große Wirkung. Ursache der Überhitzung des Raumes ist die Tatsache, dass die von den erwärmten Oberflächen im Raum ausgehende langwellige Strahlung von den Fenstern nicht hindurch gelassen wird (vgl. Pyranometer

im Abschnitt 4.1 und Gewächshausklima im Abschnitt 6.5.2). Eine sinnvolle Raumklimatisierung braucht also in den meisten Fällen keine Klimaanlage.

6.5.2 Gewächshausklima

Das Gewächshausklima zeigt uns im Kleinen, wie der Klimawandel funktioniert. Sonnenstrahlung durchdringt das Glas oder die Atmosphäre weitgehend ungeschwächt. Im Gewächshaus wird diese Strahlung durch Boden und Pflanzen absorbiert, erwärmt diese und durch den einsetzenden fühlbaren Wärmestrom nimmt die Temperatur im Innern des Gewächshauses rasch zu. Durch die warmen Oberflächen wird dann nicht sichtbare infrarote Wärmestrahlung abgegeben. Diese kann ebenso wenig das Glas durchdringen wie eine Atmosphäre mit Treibhausgasen und wird wieder zurück emittiert. Wie es im Treibhaus unerträglich heiß werden kann, so wärmt sich durch den Klimawandel auch die Erde zunehmend auf. Beim Gewächshaus kann man durch außen angebrachte Jalousien den Einfall von Sonnenstrahlung reduzieren, beim Erdklima muss man die Emission von Treibhausgasen wie Kohlendioxid und Methan mindern.

In der Nacht kann sich das Gewächshaus nicht weiter abkühlen als die Temperatur des Gewächshausdaches, da eine direkte Abstrahlung langwelliger Strahlung in die Atmosphäre nicht möglich ist. Das Gewächshausdach kann sich natürlich von außen durch langwellige Abstrahlung selbst abkühlen. Wie stark sich der Effekt auch auf das Innere des Gewächshauses auswirken kann, hängt von der Isolationswirkung des Daches ab. Da in der Nacht das Dach die kälteste Stelle im Gewächshaus ist und die Luft am Tag bei den hohen Temperaturen viel Wasserdampf aufnehmen konnte, kommt es am Dach zur Kondensation von Wasserdampf. Häufig sind Maßnahmen notwendig, damit das Kondenswasser nicht bevorzugt an einzelnen Stellen auf die Pflanzen tropfen kann.

Foliendächer schränken nicht die Durchlässigkeit für langwellige Strahlung ein. Sie sind also kein echtes Gewächshaus. Durch die stärkere Erwärmung am Tag und eine etwas abgeschwächte Abkühlung in der Nacht eignen sie sich jedoch auch für frühe Kulturen im Frühjahr. Beim Spargel reicht es sogar aus, wenn man den Boden unmittelbar mit meist dunkler und dicker Folie belegt.

6.6 Energieaustausch des Menschen

In den vorausgegangenen Kapiteln wurde immer wieder auf das Empfinden des Menschen unter dem Einfluss eines entsprechenden Lokalklimas hingewiesen. Um diese Einflüsse besser beschreiben zu können, betrachtet man den thermischen Wirkungskomplex, zu dem Lufttemperatur und -feuchte, Windgeschwindigkeit und kurz- und langwellige Strahlung gehören, den aktinischen Wirkungskomplex mit sichtbarer und ultravioletter Strahlung mit direkter biologischer Wirksamkeit (keine Erwärmung) und den lufthygienischen Wirkungskomplex, der die festen, flüssigen und gasförmigen natürlichen und anthropogenen Luftbeimengungen enthält. Weiterhin sind Gerüche, Lärm und Wind Einflussfaktoren auf das menschliche Wohlbefinden. Im Sinne dieses Buches kommt dem thermischen Wirkungskomplex eine besondere Bedeutung zu.

Um die menschlichen Empfindungen zu quantifizieren, wurde durch Fanger (1972) ein Behaglichkeitsindex (PMV: Predicted Mean Vote) entwickelt, der eine sehr komplexe empirische Funktion darstellt (Jendritzky et al., 1990; VDI, 1998) und in den die innere Wärmeproduktion, die Wärmeisolierung durch Kleidung, die Lufttemperatur, der Wasserdampfdruck, die Strahlungstemperatur der Oberfläche, die Verdunstung, der fühlbare Wärmestrom, die langwellige Abstrahlung und die Windgeschwindigkeit eingehen. Um diese außerordentlich komplexen Zusammenhänge mit leicht zugänglichen Größen zu bestimmen, wurde in Deutschland das Modell des „Klimamichel“ (Höppe, 1984; Höppe, 1992; Jendritzky et al., 1990) entwickelt, welches für einen „Einheitsmenschen“ in Bild 26 schematisch dargestellt ist und als Software vorliegt (VDI, 1998).

Zur besseren Veranschaulichung wurde der PMV-Index in eine in Grad Celsius angegebene physiologische Äquivalenttemperatur (PET, Höppe, 1999) überführt. Beide Größen sind zum Vergleich in Tabelle 12 angegeben. Damit ist es möglich, Aussagen zur Wärmebelastung beispielsweise in Stadtgebieten (Tabelle 11) zu objektivieren bzw. die durch den Klimawandel erhöhten Temperaturen auch durch eine Wärmebelastung des Menschen auszudrücken.

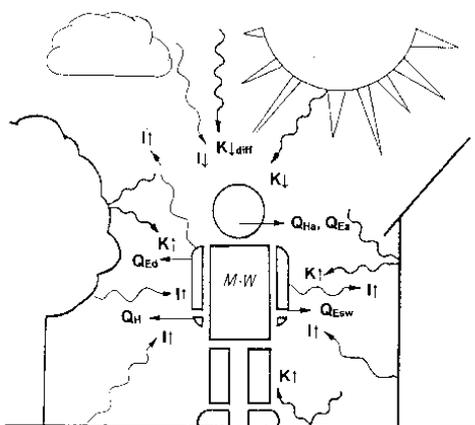


Bild 26: Veranschaulichung der PMV-Bestimmung durch das „Klimamichel“-Modell (VDI, 1998)

Tabelle 12: Vergleichstabelle für Behaglichkeitsindex (PMV) und physiologischer Äquivalenttemperatur (PET) mit zugeordneten Empfindungen und Stresswirkungen (Matzarakis und Mayer, 1997)

PMV	PET in °C	thermisches Empfinden	physiologische Belastungsstufe
-3,5	4	sehr kalt	extremer Kältestress
-2,5	8	kalt	starker Kältestress
-1,5	13	kühl	mäßiger Kältestress
-0,5	18	leicht kühl	schwacher Kältestress
0,5	23	behaglich	keine Wärmebelastung
1,5	29	leicht warm	schwache Wärmebelastung
2,5	35	warm	mäßige Wärmebelastung
3,5	41	heiß	starke Wärmebelastung
		sehr heiß	extreme Wärmebelastung

Eine weitere Größe zur Beschreibung des menschlichen Empfindens von Umwelteinflüssen ist die gefühlte Temperatur (Wind-Chill-Temperatur), eine hypothetische Temperatur, bei der die Haut bei Calme die gleiche Wärmemenge abgibt wie bei der gegebenen Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit (Osczevski und Bluestein, 2005; Tikusis und Osczevski, 2003):

$$t_{Wind-Chill} = 13,12 + 0,6215 t - 11,37 u^{0,16} + 0,3965 t u^{0,16}. \quad (50)$$

In dieser Formel sind t die Temperatur in °C und u die Windgeschwindigkeit in km h⁻¹.

7 Energieflüsse und Landnutzungsänderungen

7.1 Veränderungen der Oberflächenrauigkeit

Veränderungen der Oberflächenrauigkeit gehören zu den häufigsten Landnutzungsänderungen. In den meisten Fällen sind dies die Entwaldung und die Gewinnung großflächiger landwirtschaftlicher Ackerstrukturen. Beides ist mit einer Herabsetzung der Rauigkeit der Unterlage verbunden. Mittels Gleichung (15) lässt sich unmittelbar abschätzen, dass damit eine erhöhte Windgeschwindigkeit verbunden ist. Erhöhte Windgeschwindigkeiten haben wegen der Proportionalität zwischen Schubspannungsgeschwindigkeit und Windgeschwindigkeit aber auch den Effekt der Erhöhung der turbulenten Flüsse. Da für die Verdunstung viel Energie benötigt wird, die u.a. auch durch einen abwärts gerichteten fühlbaren Wärmestrom geliefert werden kann (Oasen-Effekt) und eine bei hohen Windgeschwindigkeiten weitgehend neutrale Schichtung ist, wirkt sich das besonders stark in einer Erhöhung der Verdunstung aus. Hohe Windgeschwindigkeiten und Austrocknung des Bodens sind aber auch Voraussetzungen für die Entstehung von Erosionen. In Deutschland tritt dieser unangenehme Effekt großräumig bei den Sandböden im Osten und Nordosten auf, wobei zuweilen richtige Sandstürme anzutreffen sind. In den Lößgebieten um Magdeburg und Hildesheim ist die Erosion besonders vor Aufgang der Saat im Frühjahr zu beobachten, wenn die Lößpartikel sehr fein sind.

Diesen unangenehmen Effekt kennen die Menschen seit alters her. In Norddeutschland und insbesondere in England sind Windschutzstreifen durch Büsche und Steinwälle landschaftsprägend (Bild 27). Diese haben typische Abstände in Hauptwindrichtung von ca. 100 m. Dies ist genau der Abstand, den das Windfeld angehoben wird, bevor es wieder in voller Stärke den Boden erreicht, und dieser kann exakt mit den Modellen zur internen Grenzschicht (Abschnitt 3.2) beschrieben werden.

Der umgekehrte Effekt mit einer Windabnahme tritt durch die immer stärkere Zersiedelung unserer Landschaft auf. Dies führt zu einer Abschwächung der turbulenten Flüsse, wobei diese weniger stark beim fühlbaren Wärmestrom festzu-

stellen ist, denn durch die geringere Windgeschwindigkeit kann sich die Unterlage stärker durch die einfallende kurzwellige Strahlung erwärmen, was sich dann durch den fühlbaren Wärmestrom auch in höheren Lufttemperaturen ausdrückt.

Einen unerwarteten Effekt hat die Erhöhung der Rauigkeit durch Windkraftanlagen, die als größte Rauigkeitselemente maßgeblich die Rauigkeit eines Gebietes bestimmen und somit die Windgeschwindigkeit reduzieren. Dem begegnet man speziell auf dem Meer und an Gebirgskämmen durch die Anordnung der Windkraftanlagen als Perlenketten, die senkrecht zur Hauptwindrichtung angeordnet sind. Der Abstand zwischen zwei Perlenketten muss relativ groß sein (Größenordnung 10 km), was dem Bestreben nach einem umfassenden Ausbau der offshore-Windenergie entgegenwirkt.

Leider lässt sich die Erhöhung der Rauigkeit nicht völlig gleichsetzen mit einer Abnahme der turbulenten Flüsse. Insbesondere über Wäldern bildet sich eine Verwirbelungsschicht, die verstärkend auf den Austausch wirkt (s. Gleichung 32). Es bedarf genauerer Untersuchungen und ggf. Modellierungen, ob die Effekte durch die Windabnahme oder die Verwirbelungsschicht den maßgeblichen Einfluss auf die turbulenten Flüsse haben.

7.2 Reduzierung der Verdunstung

Maßnahmen zur Reduzierung der Verdunstung sind angesichts zunehmender Temperaturen und Trockenheit in Folge des Klimawandels in einigen Gebieten der Erde von existenzieller Bedeutung. Eine typische Maßnahme ist die Erhöhung der Oberflächenrauigkeit durch Windschutzstreifen. Auch offene Landschaften mit Baumgruppen zeigen eine derartige Wirkung. Gleiches gilt für Obstbaumpflanzungen oder Savannen, wo zumindest die Verdunstung vom Boden und von Grasflächen eingeschränkt ist.

Man kann auch ganz gezielt einzelne Pflanzen (Obstbäume, Weinstöcke) vor Verdunstung schützen. Die Nutzung von Steinwällen zur Veränderung des lokalen Klimas ist den Menschen seit alters her bekannt, wie Bild 28 auf Lanzarote



Bild 27: Windschutzwälle aus Steinen und Büschen in der offenen Landschaft in Südwestengland (Cornwall)



Bild 28: Aprikosenbaum auf Lanzarote geschützt vor zu starker Verdunstung infolge des Nordostpassats durch einen nach Südwesten geöffneten Steinwall



Bild 29: Brandrodung von verbuschter Savannenlandschaft im Norden Namibias

zeigt. Diese schützen gegen den Nordostpassat, nicht weil er zu kühl ist, sondern weil er eine zu hohe Verdunstung in dieser wasserarmen Gegend verursachen würde. Außerdem bietet er der Pflanze durch die Steine noch ausreichend Wärme analog dem Steingarten. Die Zugänge zu den Pflanzen sind somit immer aus südlicher Richtung.

7.3 Möglichkeiten der Taugewinnung

In Wüsten- und generell in ariden Gebieten der Erde ist die Wassergewinnung aus Tau eine nicht zu unterschätzende Quelle für Pflanzen und Tiere. Grundbedingung dafür sind offene Flächen, die sich bei gleichzeitig reduzierter Windgeschwindigkeit durch langwellige Wärmeabstrahlung gut abkühlen können. Damit sind beispielsweise offene Savannenlandschaften gut dafür geeignet, so dass am Morgen der Bodenvegetation und den Tieren Tautropfen zur Verfügung stehen. Dem wirkt entgegen, dass Savannenlandschaften zunehmend verbuschen. Bei einer geschlossenen Buschlandschaft kühlt sich zwar die Obergrenze der Büsche ab, doch die kühlere Luft sinkt immer wieder zum Boden und kann sich dann nicht mehr so weit abkühlen, dass die Taupunkttemperatur unterschritten wird, bei der dann der Taufall eintreten würde.

Dieser Verbuschung, durch die auch die Weidemöglichkeiten eingeschränkt werden, wird durch Brandrodung begegnet (Bild 29), wenn dies nicht natürlicherweise durch Blitzschlag geschieht. Wiese wächst auf den abgebrannten Flächen relativ schnell nach, während die nicht abgebrannten größeren Bäume weiterhin als Windschutz gegen zu große Verdunstung bzw. für einen möglichen Taufall dienen.

7.4 Veränderungen der Albedo

Veränderungen der Albedo werden sehr kontrovers diskutiert. Hier überwiegt offensichtlich die Annahme, dass eine Erhöhung der Albedo mit einer Zunahme der Reflexstrahlung und damit einer Reduktion der kurzwelligen Strahlungsbilanz

verbunden ist (Davin und de Noblet-Ducoudré, 2010). Daraus wird auf eine Abnahme des fühlbaren Wärmestroms und somit auf eine Abkühlung geschlossen. Dies wäre ein ideales Szenarium gegen den Klimawandel, wenn nicht alles doch noch etwas komplizierter wäre:

Wenn man Tabelle 1 zur Albedo und Tabelle 3 zur Wärmekapazität des Bodens miteinander vergleicht, fällt sofort auf, dass eine Erhöhung der Albedo immer der Übergang zu helleren und trockeneren Unterlagen ist, die dazu noch eine geringere Wärmekapazität haben. Es wird zwar von diesen Unterlagen etwas mehr kurzwellige Strahlung reflektiert, doch auf Grund der geringeren Wärmekapazität wird im Boden weniger Wärme gespeichert und durch die ebenfalls geringere Wärmeleitfähigkeit wird der Bodenwärmestrom reduziert. Fazit ist eine Erkenntnis, die wohl jeder schon einmal an einem Strand erlebt hat: Trockener Sand kann sehr heiß werden, doch schon wenige Millimeter darunter ist der Sand deutlich kühler. Die heiße Bodenoberschicht ist Quelle eines starken fühlbaren Wärmestroms, der die Luft erwärmt und somit den umgekehrten Effekt hat – zumindest am Tage, denn in der Nacht kühlen diese Flächen auch stärker aus. Ein ähnlicher Fall ist die Sublimation von Schneedecken durch Sonneneinstrahlung. Obwohl der überwiegende Teil der Strahlung reflektiert wird, reicht der an der Oberfläche absorbierte Teil zur Sublimation aus, da Schnee ein guter Isolator ist und sich somit nur der oberste Millimeter erwärmt. Aus diesen Beispielen wird klar, dass einfache lineare Ansätze nicht zum Erfolg führen. Oft müssen Modelle zur letzten Klärung heran gezogen werden, doch diese müssen Boden, Pflanzenbestand und Atmosphäre mit den verschiedenen Energieaustauschprozessen sehr exakt wiedergeben können.

Die markantesten Einflüsse haben Albedoänderungen in arktischen und antarktischen Gebieten. Das Schmelzen von Meereis kann zu Änderungen im Extremfall von 95 % auf 5 % führen, so dass erhebliche Energiemengen im Meerwasser absorbiert werden und sich die Verdunstung deutlich erhöhen kann, die mehrfach höher ist als die Sublimation von Feuchte vom Meereis, mit Auswirkungen auf Bewölkung und Niederschlag. Aber auch Ablagerungen von Staub oder das Auftauen von Eisflächen können zu merklichen Albedoänderungen führen. Das Ausmaß dieser Änderungen auf das Weltklima ist mit Sicherheit größer als Albedoänderungen durch kleinräumige Landnutzungsänderungen.

7.5 Degradation

Insbesondere in empfindlichen und nur langsam wachsenden Ökosystemen, wie alpinen Matten, spielt die Degradation eine erhebliche Rolle. Als Ursachen kommen hier Überweidung, Erosion, Rutschungen, Austrocknung, Zerstörung durch Kleinnagetiere und Ähnliches in Betracht. Man bewertet dabei die Zerstörung durch den Anteil Mattenfläche bzw. ungeschützten Bodens an der Gesamtfläche. Somit ändert sich nicht nur der Kohlendioxidfluss hinsichtlich Menge und Richtung maßgeblich, sondern auch der latente (überwiegt über Matten) und der fühlbare Wärmestrom (überwiegt über brachen Flächen). Damit ist sowohl ein Wechsel des Bowen-Verhältnisses als auch der Albedo verbunden, in beiden Fällen mit höheren Werten über der Brache.

8 Energieflüsse und regenerative Energien

Die Nutzung regenerativer Energien ist nach dem deutschen Atomausstieg und der Notwendigkeit der Senkung der Treibhausgasemissionen durch den Klimawandel eine unausweichliche Notwendigkeit. Damit sind unweigerlich auch Eingriffe in die Landschaft verbunden, die möglichst behutsam erfolgen sollten bei Bevorzugung besonders geeigneter Standorte. Es gibt sowohl Wind- als auch Solaratlanten, die besonders geeignete und größere Standorte ausweisen. Im Sinne dieses Buches geht es um die Verteilung der Globalstrahlung und die der Windgeschwindigkeit bzw. des Impulsaustausches. Insbesondere die zweite Fragestellung bedarf einiger umfänglicher Ausführungen. Für beide Arten regenerativer Energien sind offene Landschaften besonders gut zu ihrer Gewinnung geeignet, da kaum Gebiete abgeschattet werden und weder Baumgruppen noch Gebäude das Windfeld schwächen, so dass die volle Windstärke ausgenutzt werden kann. Man sollte bei Flächen für die Solarenergiegewinnung aber auch darauf achten, dass die Kollektoren nicht unbedingt auf besonders fruchtbaren Böden aufgestellt werden.

8.1 Solarenergie

Besonders viele Stunden mit ungehinderter Sonneneinstrahlung hat man im Lee von Gebirgen, da es dort deutlich wolkenärmer und damit sonnenscheinreicher als in den übrigen Gebieten ist. Dies ist in Deutschland in besonderem Maße in Oberbayern und Schwaben der Fall. Sieht man von einigen Gebieten im Stau der Mittelgebirge ab, so kann trotzdem die Solarenergie überall genutzt werden. Bereits im Abschnitt 6.3.2 wurde darauf hingewiesen, dass Solarelemente schräg nach südlichen Richtungen auszurichten sind, wobei der entsprechende Winkel aus der geographischen Breite und weiteren astronomischen Parametern optimiert werden muss. Bild 30 zeigt aber auch, dass die Verfügbarkeit solarer Energie nicht gleichmäßig über das Jahr verteilt ist – und das nicht unbedingt nur wegen des unterschiedlichen Sonnenstandes. Im Frühjahr sind immer wieder besonders hohe Strahlungswerte zu verzeichnen, da die Luftmassen meist noch kühl sind und durch den geringen Wasserdampf- und Aerosolgehalt (vgl. Bild 20) eine hohe Durchlässigkeit für kurzweilige Strahlung aufweisen. Dieses Phänomen ist

trotz Altweibersommer im Herbst nicht ausgeprägt. Im Sommer ist durch viele konvektive Wolken ein eher durchwachsenes Strahlungsklima anzutreffen.

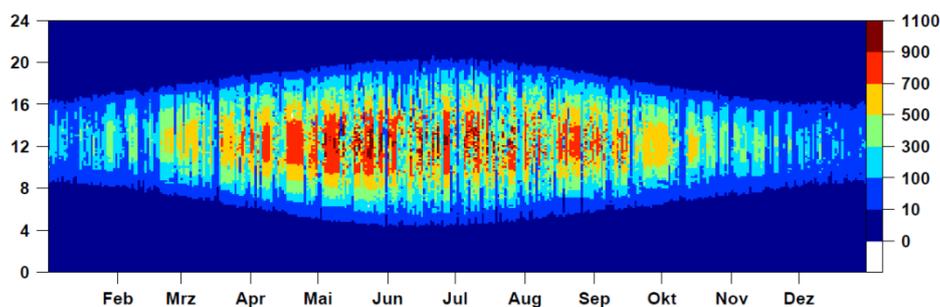


Bild 30: Hovmöller-Plot der Globalstrahlung in $W m^{-2}$ für das Jahr 2011 im Ökologisch-Botanischen Garten der Universität Bayreuth

8.2 Windenergie

Die optimale Nutzung der Windenergie erfordert detaillierte Kenntnisse zum Impulsaustausch zwischen der Unterlage und der Atmosphäre und damit zum vertikalen Windprofil insbesondere in heterogenen Landschaften. Da es unmöglich ist, an jedem Standort für eine Windkraftanlage über längere Zeit Windmessungen durchzuführen, müssen die in 10 m Höhe gemessenen Windgeschwindigkeiten in meteorologischen Messnetzen auf heutige Nabenhöhen der Rotoren in 80–150 m übertragen werden. Außerdem müssen Verfahren entwickelt werden, wie man die an wenigen Standorten vorhandenen Messdaten auf andere Standorte übertragen kann. Auf eine gute Standortwahl muss besonderer Wert gelegt werden, denn die Leistung einer Windkraftanlage P_{WKA} hängt von der dritten Potenz der Windgeschwindigkeit ab:

$$P_{WKA} = \rho \cdot F \cdot u^3. \quad (51)$$

Dabei sind ρ die Luftdichte und F die vom Rotor eingenommene Fläche.

Die im Abschnitt 2.5.1 dargestellten Profilgleichungen gelten nur in der sogenannten Bodenschicht, in der die Flüsse sich mit der Höhe nicht ändern und die am Tage bis etwa 50 m Höhe reicht. Dies ist jedoch zu niedrig, um diese Ansätze verwenden zu können. Für Höhen im Bereich der heutigen Windenergienutzung haben sich Potenzansätze als äußerst zuverlässig erwiesen. Dabei wird eine Höhe mit 10 m festgelegt, die andere befindet sich in Höhe des Rotors der Windkraftanlage:

$$\frac{u_1}{u_2} = \left(\frac{z_1}{z_2} \right)^p. \quad (52)$$

Bei Anwendungen für Windkraftanlagen wird ein Exponent von $p = 1/7$ oft verwendet (Peterson und Hennessey jr., 1978).

Differenziert man Gleichung (52), so erhält man nach Huang (1979):

$$p = \frac{z}{u} \cdot \frac{\partial u}{\partial z}. \quad (53)$$

Bei Berücksichtigung von Gleichung (26) kann man p in Abhängigkeit von der Stabilität über die universelle Funktion $\varphi_m(\zeta)$ und in Abhängigkeit von der Rauigkeit über die Schubspannungsgeschwindigkeit darstellen (Irvin, 1978; Sedefian, 1980)

$$p = \frac{u_*}{u \cdot \kappa} \cdot \varphi_m(\zeta). \quad (54)$$

Für hohe Windgeschwindigkeiten über 6–8 m s⁻¹ kann für neutrale Schichtung gerechnet werden. Damit ist es möglich, meteorologische Messungen in Abhängigkeit von der Unterlagenrauigkeit auf größere Höhen zu übertragen. Es ist zu beachten, dass die Formeln nur für niedrige Vegetation gelten. Für hohe Vegetation ist die Verschiebungshöhe zu berücksichtigen. Dies gilt besonders für Windenergieanlagen an Waldstandorten, wo die Nabenhöhe um die Verschiebungshöhe erhöht werden muss, will man neben der durch die hohe Rauigkeit schon reduzierten Windgeschwindigkeit keine weiteren Leistungseinbußen hinnehmen.

Um aus diesen Berechnungen zu Windatlanten zu kommen, bedient man sich topographischer Karten und Karten der Landnutzung und damit der Rauigkeit der Unterlage. Bei einfachen Verfahren werden die Karten nur durch Interpolationsverfahren ermittelt, aufwendigere Verfahren arbeiten mit hydrodynamischen Modellansätzen. Bei der Nutzung dieser Karten ist zu beachten, dass die räumliche Auflösung die der Kartengrundlage mit der niedrigsten Auflösung – meist die Landnutzungsdaten – ist, auch wenn die Karten höher aufgelöst erscheinen. Außerdem ist zu beachten, dass nicht die Unterlagenbedingungen am unmittelbaren Standort der Windkraftanlage die Leistung bestimmen, sondern die Unterlageneigenschaften im Luv der Anlage (Footprint, s. Abschnitt 3.1).

Standortgenaue Windgutachten werden heute verbreitet mit dem Programmpaket WASP durchgeführt, welches auf dem Europäischen Windatlas (Petersen und Troen, 1990) beruht. Dieses enthält Datensätze der Windgeschwindigkeitsverteilung, sogenannte Weibull-Verteilungen, für viele Standorte in Deutschland. Entstanden sind diese aus langjährigen meteorologischen Messungen, bei denen die Effekte lokaler Hindernisse und des Reliefs der Umgebung mittels Modellen korrigiert worden sind. Mit dem genannten Programm ist man dann in der Lage, die Daten der dem Standort am nächsten gelegenen Station an das Relief des Standortes, die Oberflächenrauigkeit und eventuelle Hindernisse anzupassen. In der Regel werden Genauigkeiten in der Windprognose besser als 10 % erreicht. Voraussetzung ist, dass die Begutachtung durch ein akkreditiertes Gutachterbüro durchgeführt wird. Letztlich werden immer Standorte auf Hochflächen und auf Höhenrücken als beste Standorte identifiziert.

9 Energieflüsse und Klimawandel

Der Klimawandel ist auch in Mitteleuropa angekommen mit einer etwa 1 Grad höheren Temperatur gegenüber der vorindustriellen Zeit und sogar 2 Grad im Winter (IPCC, 2007). Er vollzieht sich für das menschliche Empfinden aber sehr langsam und wird in unseren Breiten eher noch als angenehm empfunden. Dennoch müssen wir von lieb gewordenen Gewohnheiten Abschied nehmen oder diese sind auf nur wenige Tage beschränkt, wie das Eislaufen auf Kanälen im Nordwesten oder das Eisstockschießen auf bayerischen Seen. Die Grenze für eine gesicherte Winterschneedecke (Mitteltemperatur des kältesten Monats unter -3°C , Hupfer, 1996) ist von 600 m auf 800 m über Meeresspiegelniveau in deutschen Mittelgebirgen gestiegen, so dass wir in vielen Gegenden schon kaum noch Wintersport betreiben können und die Temperaturen sind auch oft zu hoch für eine künstliche Beschneigung (Schneider und Schönbein, 2006).

Für Tiere und insbesondere Pflanzen geht der Klimawandel aber rasant schnell vorstatten. Sie können nicht so schnell ihre Siedlungs- und Verbreitungsgebiete wechseln, wie sich Temperatur und Niederschlag ändern. Lokalklimatische Phänomene sind aber auch eine Chance zum Überleben, denn kleinräumige Unterschiede können manchmal stärker ausgeprägt sein, als die Änderung durch den Klimawandel. Lokalklima kann also ein Überleben kleiner Populationen in unserer Landschaft durchaus ermöglichen, das Landschaftsbild wird sich aber verändern und die Biodiversität ist gefährdet. Es ist also durchaus sinnvoll, wenn der Biotopschutz einher geht mit lokalklimatischen Untersuchungen, um die Folgen des Klimawandels durch ein optimales Lokalklima abzuschwächen oder hinauszuschieben. Dies soll aber nicht heißen, dass Lokalklima die Rettung vor dem Aussterben von Pflanzen und Tieren sein kann. Für Tiere sind die betroffenen Flächen in der Regel zu klein und für Pflanzen ist dies häufig auch nur eine Frist bis zu einem späteren Aussterben. Überlebende Populationen sind auch auf räumlich sehr enge Gebiete begrenzt.

Sieht man von extremen Wetterereignissen ab, so ist der Mensch durchaus auch Gefährdungen ausgesetzt. Der heiße Sommer 2003 mit über 7.000 Hitzetoten in Deutschland und über 35.000 in Europa (RedCross, 2004) hat gezeigt, dass die

Erderwärmung heiße und trockene Perioden mit sich bringt und diese für den Menschen insbesondere in Ballungsgebieten ein hohes Risikopotential beinhaltet. Ein Aufenthalt in etwas kühleren Gegenden kann das Überleben bedeuten. Auf die Bedeutung einer ausreichenden Frischluftzufuhr ist in den Abschnitten 6.1.1 und 6.2.1 hingewiesen worden. Dies bedeutet aber für die Anlage von Kur- und Gesundheitseinrichtungen, dass jene Orte bevorzugt sind, die durch ihre Lage bzw. durch die individuelle Lage der Kureinrichtungen in Hitzeperioden noch angenehm kühl sind. Man wird in den nächsten Jahren eine Umkehrung des Trends feststellen können, weg von warmen und sonnigen Kurorten (zumindest im Sommer) und hin zu kühleren und gut durchlüfteten Orten. Es ist sogar möglich unter Anwendung des PMV (Abschnitt 6.6) zu zeigen, welche Entwicklungen Kurorte durch die Klimaerwärmung nehmen werden und wie Schwerpunkte von Kureinrichtungen ggf. modifiziert werden müssen (Foken, 2003).

Landnutzungs- und Landbedeckungsänderungen haben einen unmittelbaren Einfluss auf unser Klimasystem (Cotton und Pielke Sr, 2008; Mölders, 2012). Immerhin können etwa 20 % der anthropogenen CO₂-Emissionen in die Atmosphäre Landnutzungsänderungen zugeschrieben werden (IPCC, 2007). Dies kann sowohl durch Freisetzung von CO₂ aus Böden und Pflanzen z.B. durch irreversible Rodungen erfolgen, aber auch indem Flächen der CO₂-Speicherung (Assimilation) durch Versiegelung entzogen werden. In Bild 31 ist schematisch gezeigt, dass Landnutzungsänderungen einen unmittelbaren Einfluss auf die Durchwurzelung des Bodens, die Albedo und den Leaf-Area-Index haben. Als Konsequenz daraus verändert sich die Höhe der atmosphärischen Grenzschicht (Bereich der Atmosphäre, der durch die Reibung an der Unterlage modifiziert ist, ca. 0,5 bis 2 km Höhe), der Feuchtegehalt in der atmosphärischen Grenzschicht, das Bowen-Verhältnis und die zur Konvektion (Wolkenbildung) zur Verfügung stehende potenzielle Energie (CAPE). Dabei wird in Bild 31 nur über das Bowen-Verhältnis auf die turbulenten Flüsse von fühlbarer und latenter Wärme eingegangen. Der Abschnitt 7 enthält weitere Details, wie dieser Prozess erfolgt.

Der latente Wärmestrom (Verdunstung) ist stark abhängig von der Klimazone und der Unterlage. Insbesondere gilt dies für das Verhältnis aus aktueller Verdunstung und Niederschlag (Verdunstungsindex), welches kleiner 1 ist, da die

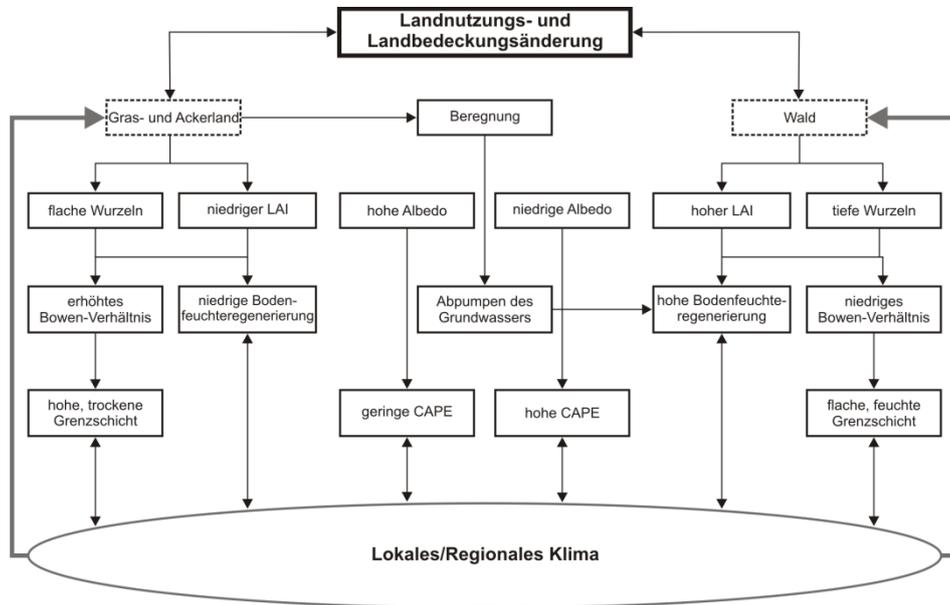


Bild 31: Schematische Darstellung zum Einfluss von Landnutzungs- und Landbedeckungsänderungen auf das lokale und regionale Klima (Pielke Sr et al., 2007, übersetzt)

Verdunstung E den Niederschlag P nur übertreffen kann, wenn zusätzlich Wasser zugeführt wird. Andererseits kann das Verhältnis aus potenzieller Verdunstung E_p und Niederschlag (Trockenheitsindex) deutlich größer 1 sein, da das theoretische Potenzial Wasser zu verdunsten unabhängig von der Wasserverfügbarkeit gegeben ist. Im langzeitlichen Mittel wurde durch Budyko (1974) die folgende Beziehung aufgestellt:

$$\frac{E}{P} = \sqrt{\frac{E_p}{P} \tanh \frac{P}{E_p} \left(1 - \cosh \frac{E_p}{P} + \sinh \frac{E_p}{P} \right)}. \quad (55)$$

Klimazonen (Kottke et al., 2006) lassen sich sehr genau diesem Schema zuordnen. Andererseits existieren bestimmte Pflanzenarten besonders gut in Bereichen, die mit diesem Schema festgelegt sind (Bild 32). Daraus wird offensichtlich, dass Landnutzungsänderungen in größeren Gebieten nach dem im Abschnitt 7 gesagten nicht nur einen unmittelbaren Einfluss auf die Verdunstung haben, sondern

auch zu Verschiebungen der Klimazonen und Veränderungen der Lebensbedingungen der Pflanzen führen.

Auch Stoffflüsse unterliegen Landnutzungsänderungen sowohl hinsichtlich der Veränderung der entsprechenden Quellen und Senken als auch hinsichtlich des atmosphärischen Transportvermögens, bedingt durch Rauigkeit, Windgeschwindigkeit und Stabilität der atmosphärischen Schichtung. Falls dann noch eine zusätzliche biologische Steuerung wie beim Kohlendioxidaustausch bestehend aus Kohlenstoffaufnahme (strahlungsabhängige Assimilation) und Kohlenstofffreisetzung (Atmung – mikrobielle Zersetzung) hinzu kommt, kann das System sich als sehr komplex erweisen (Bild 33). Hier interessiert besonders, ob im Jahres-

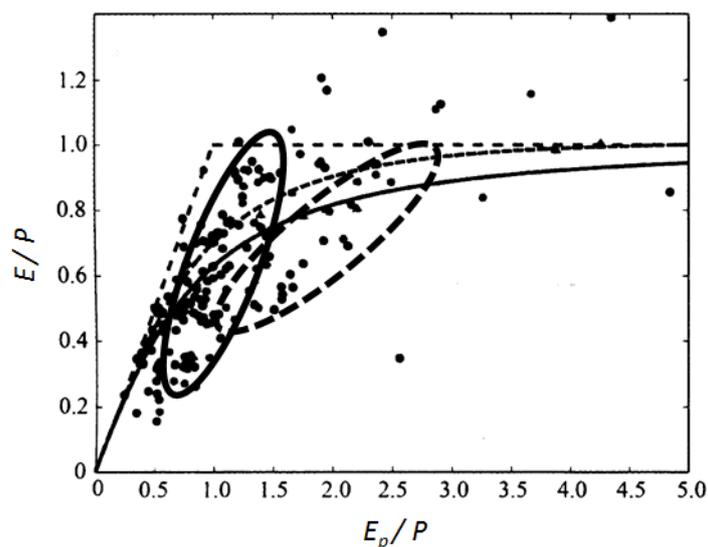


Bild 32: Darstellung des Verhältnisses aus aktueller Verdunstung und Niederschlag (Ordinate) zum Verhältnis aus potenzieller Verdunstung und Niederschlag (Abszisse). Die gestrichelten Geraden zeigen die natürlichen Limits. Die Punkte sind Messdaten von FLUXNET-Stationen von verschiedenen Ökosystemen. Die ausgezogene Kurve entspricht der Untersuchung von Williams et al. (2012), die gestrichelte ist die klassische Beziehung nach Budyko (1974). Als fette Ellipse hervorgehoben ist das Cluster mit Laubwäldern, als gestrichelte Ellipse das Cluster mit Nadelwäldern (Williams et al., 2012, modifiziert)

gang, bei dem in der strahlungsärmeren und kälteren Jahreszeit die Atmung überwiegt und in der wärmeren Jahreszeit die Assimilation, in der Akkumulation aller Flüsse die Unterlage als Kohlenstoffsенke oder Kohlenstoffquelle fungiert. Ein Beispiel für eine extensiv genutzte Wiese ist in Bild 34 gezeigt. Trotz der Entnahme von Biomasse durch zwei Mahden verbleibt am Jahresende eine Kohlenstoffaufnahme im Ökosystem (Senke). Das ist nicht trivial. In Europa sind im Wesentlichen nur die Wälder Senken (Luysaert et al., 2010), während agrarisch genutzte Flächen überwiegend Quellen sind (Ciais et al., 2010) und für Grasländer keine eindeutige Zuordnung möglich ist.

Die Senkenfunktion der Biosphäre ist von besonderer Bedeutung für das Klimasystem, denn etwa ein Sechstel des anthropogen emittierten Kohlendioxids wird wieder in der Biosphäre aufgenommen, gelangt also nicht in die Atmosphäre und hat somit keine Treibhauswirkung (IPCC, 2007). Der Erhalt dieser Senken-

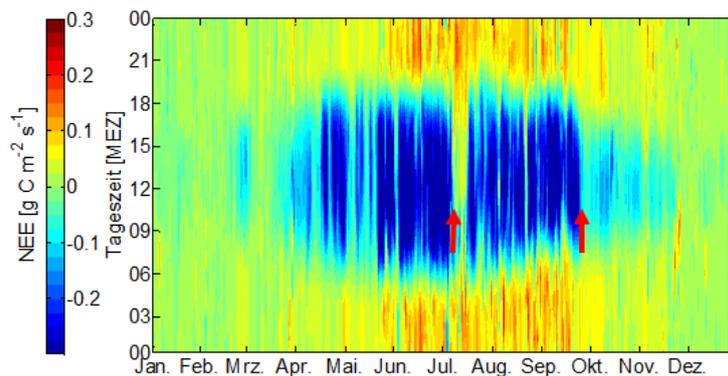


Bild 33: Hovmöller-Darstellung des Netto-Ökosystemaustausches (NEE) an Kohlenstoff im Jahr 2010 für eine extensiv genutzte Wiese bei Weißenstadt im Fichtelgebirge; der zweimalige Grasschnitt (rote Pfeile) während der Vegetationsperiode zeigt sich deutlich in einer Reduktion der CO₂-Aufnahme. Blau sind Zeiten mit starker CO₂-Aufnahme durch das Ökosystem (Assimilation) und rot sind Zeiten mit starker CO₂-Abgabe (Atmung) gekennzeichnet. Die im Tagesgang und Jahresgang vorhandene Variabilität ist durch die meteorologischen Randbedingungen wie Strahlung, Windgeschwindigkeit, Verdunstungsindex und Temperatur (fühlbarer Wärmestrom) bedingt (Foken et al., 2012a)

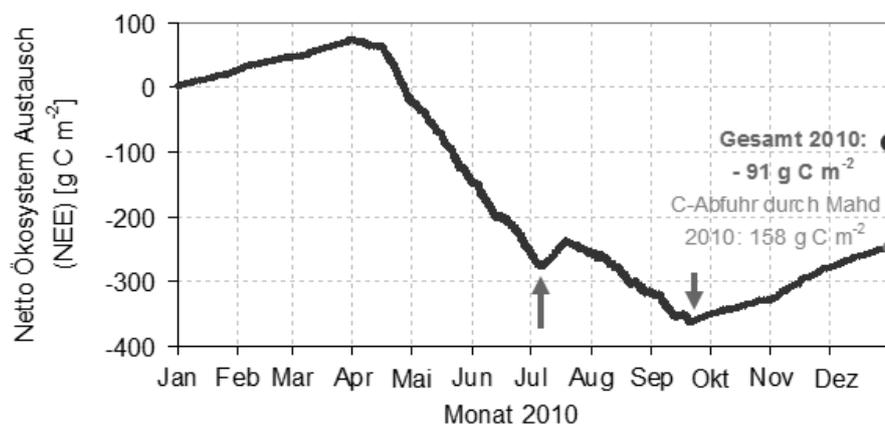


Bild 34: Jahressgang des Netto-Ökosystemaustausches an Kohlenstoff für das Jahr 2010 für eine extensiv genutzte Wiese bei Weißenstadt im Fichtelgebirge. Wenn man den Kohlenstoffaustausch durch Mahden (Pfeile) abzieht, bleibt immer noch eine Netto-Kohlenstoffaufnahme (Foken et al., 2012a)

funktion, aber auch das Studium der von Jahr zu Jahr sehr unterschiedlichen Kohlenstoffaufnahme, sind bedeutsam für den Schutz des Klimasystems. Somit ist jede weitere Versiegelung der Landschaft und insbesondere die Zerstörung der Wälder, wobei den borealen Wäldern eine besondere Bedeutung zukommt, von immenser Auswirkung.

Bild 31 zeigt, dass in der Klimadiskussion die Wechselwirkungsprozesse zwischen der Atmosphäre und der Unterlage häufig durch Zustandsparameter dargestellt werden. Das war auch durchaus die übliche Herangehensweise, dass – wenn notwendig – die Flüsse direkt im Modell berechnet wurden auf Grund von einfachen Gleichungen. Zunehmend wird aber bei der Verbindung von Modellkomponenten zu einer Kopplung mittels Flüssen übergegangen (Best et al., 2004), da einfache Gleichungen die Komplexität und Nichtlinearität nur ungenügend wiedergeben. Dies ist umso wichtiger, wenn man in Klimamodellen Teilmodelle für verschiedene Kompartimente miteinander koppeln will.

Literatur

Weiterführende deutschsprachige Literatur

- Bendix, J., 2004. Geländeklimatologie. Berlin, Stuttgart: Borntraeger.
- Brandt, K., 2005. Mikroklima, Meteorologie in der Nähe des Erdbodens. Bonn: Brandt-Verlag.
- Foken, T., 2006. Angewandte Meteorologie, Mikrometeorologische Methoden. Berlin, Heidelberg: Springer, 2. Aufl.
- Geiger R., 1961. Das Klima der bodennahen Luftschicht. Ein Lehrbuch der Mikroklimatologie. Braunschweig: Verlag Friedrich Vieweg & Sohn, 3. Aufl. (engl. Übersetzung: Geiger, R., Aron, R.H. and Todhunter, P., 2009. The climate near the ground. Lanham: Rowman & Littlefield, 5. Aufl., XVIII.)
- Häckel, H., 2012. Meteorologie. Stuttgart: Ulmer, 7. Aufl.
- Häckel, H., 2007. Wetter & Klimaphänomene, Stuttgart: Ulmer.
- Hupfer, P., Kuttler, W. (Hrsg.), 2006. Witterung und Klima. Wiesbaden: Teubner, 12. Aufl.
- Kraus, H., 2008. Grundlagen der Grenzschichtmeteorologie. Berlin, Heidelberg: Springer.

Literaturquellen

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. und Smith, M., 1998. Crop evaporation. FAO Irrigation and Drainage Paper, 56: XXVI + 300 pp.
- Aubinet, M., Vesala, T. und Papale, D., 2012. Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis. Dordrecht, Heidelberg, London, New York: Springer.
- Baldocchi, D. et al., 2001. FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. Bulletin of the American Meteorological Society, 82: 2415-2434.
- Best, M.J., Beljaars, A., Polcher, J. und Viterbo, P., 2004. A proposed structure for coupling tiled surfaces with the planetary boundary layer. Journal of Hydro-meteorology, 5: 1271-1278.
- Budyko, M.I., 1974. Climate and Life. New York: Academic Press.
- Businger, J.A., Wyngaard, J.C., Izumi, Y. und Bradley, E.F., 1971. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. Journal of Atmospheric Sciences, 28: 181-189.
- Ciais, P., Wattenbach, M., Vuichard, N., Smith, P., Piao, S.L., Don, A., Luissaerts, S., Janssen, I.A., Bondeau, A., Dechow, R., Leip, A., Smith, P.C., Freibauer, A. und Schulze, E.D., 2010. The European carbon balance. Part 2: croplands. Global Change Biology, 16: 1409-1428.

- Cotton, W.R. und Pielke Sr, R.A., 2008. Human Impacts on Weather and Climate. Cambridge: Cambridge University Press.
- Davin, E.L. und de Noblet-Ducoudré, N., 2010. Climatic Impact of Global-Scale Deforestation: Radiative versus Nonradiative Processes. *Journal of Climate*, 23: 97-112.
- DeBruin, H.A.R. und Holtslag, A.A.M., 1982. A simple parametrization of the surface fluxes of sensible and latent heat during daytime compared with the Penman-Monteith concept. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 21: 1610-1621.
- Denmead, D.T. und Bradley, E.F., 1985. Flux-gradient relationships in a forest canopy. In: B.A. Hutchison und B.B. Hicks (Editors), *The forest-atmosphere interaction*. Dordrecht, Boston, London: D. Reidel Publ. Comp., 421-442.
- ESDU, 1972. Characteristics of wind speed in the lowest layers of the atmosphere near the ground: strong winds, 72026, London: Engl. Sci. Data Unit Ltd. Regent St.
- Fanger, P.O., 1972. *Thermal comfort: Analysis and applications in environmental engineering*. New York: McGraw Hill.
- Foken, T., Richter, S.H. und Müller, H., 1997. Zur Genauigkeit der Bowen-Ratio-Methode. *Wetter und Leben*, 49: 57-77.
- Foken, T. (Editor), 2003. Lufthygienisch-Bioklimatische Kennzeichnung des oberen Egertales. *Bayreuther Forum Ökologie*, 100: 69+XLVIII S.
- Foken, T., Göckede, M., Mauder, M., Mahrt, L., Amiro, B.D. und Munger, J.W., 2004a. Post-field data quality control. In: X. Lee, W.J. Massman und B. Law (Editors), *Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis*. Dordrecht: Kluwer, 181-208.
- Foken, T., Lüers, J., Lauerer, M. und Ass, G., 2004b. Im Ökologisch-Botanischen Garten: Dem Klima auf der Spur. Bayreuth: Ökologisch-Botanischer Garten der Universität Bayreuth.
- Foken, T., 2006. *Angewandte Meteorologie, Mikrometeorologische Methoden*. Berlin, Heidelberg: Springer.
- Foken, T., 2007. Das Klima von Bayreuth, Status quo und Aufgaben für die Stadtplanung. *Standort – Zeitschrift für Angewandte Geographie*, 31: 150-152.
- Foken, T., 2008. The energy balance closure problem – An overview. *Ecological Applications*, 18: 1351-1367.
- Foken, T., 2012. Application of footprint models for the fine-tuning of wind power locations on inland areas. *DEWI Magazin*, 40: 51-54.
- Foken, T., Kuzyakov, Y. und Riederer, M., 2012a. Untersuchung der Kohlenstoffumsätze von Grünlandflächen im nordbayerischen Mittelgebirge unter extremen Klimabedingungen. Endbericht zum Forschungsverbund FORKAST, Bayreuth: Universität Bayreuth, 74-82.
- Foken, T. et al., 2012b. Coupling processes and exchange of energy and reactive and non-reactive trace gases at a forest site – results of the EGER experiment. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12: 1923-1950.
- Garratt, J.R., 1992. *The atmospheric boundary layer*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Geiger, R., Aron, R.H. und Todhunter, P., 2009. *The climate near the ground*. Lanham: Rowman & Littlefield.

- Gerth, W.-P., 1986. Klimatische Wechselwirkungen in der Raumplanung bei Nutzungsänderungen. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, 171: 69 S.
- Häckel, H., 1989. *Das Gartenklima*. Stuttgart: Ulmer.
- Högström, U., 1988. Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: A re-evaluation. *Boundary-Layer Meteorology*, 42: 55-78.
- Höppe, P., 1984. Die Energiebilanz des Menschen. *Wiss. Mitt. Meteorol. Inst. Uni. München*, 49: 173 pp.
- Höppe, P., 1992. Ein neues Verfahren zur Bestimmung der mittleren Strahlungstemperatur im Freien. *Wetter und Leben*, 44: 147-151.
- Höppe, P., 1999. The physiological equivalent temperature – a universal index for biometeorological assessment of the thermal environment. *International Journal of Biometeorology*, 43: 71-75.
- Huang, C.H., 1979. A theory of dispersion in turbulent shear flow. *Atmospheric Environment*, 13: 453-463.
- Hupfer, P., 1996. *Unsere Umwelt: Das Klima*. Stuttgart, Leipzig: B. G. Teubner.
- IPCC, 2007. *Climate change 2007, The physical science basic*. Cambridge: Cambridge University Press
- Irvin, J.S., 1978. A theoretical variation of the wind profile power-law exponent as a function of surface roughness and stability. *Atmospheric Environment*, 13: 191-194.
- Jendritzky, G., Metz, G., Schirmer, H. und Schmidt-Kessen, W., 1990. Methodik zur raumbezogenen Bewertung der thermischen Komponente im Bioklima des Menschen. *Beiträge der Akademie für Raumforschung und Landschaftsplanung*, 114: 80 S.
- Kiehl, J. und Trenberth, K.E., 1997. Earth annual global mean energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78: 197-208.
- Kopp, G. und Lean, J.L., 2011. A new, lower value of total solar irradiance: Evidence and climate significance. *Geophysical Research Letters*, 38: L01706.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B. und Rubel, F., 2006. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15: 259-263.
- Latif, M., 2009. *Klimawandel und Klimadynamik*. Stuttgart: Ulmer.
- Liebenthal, C., Huwe, B. und Foken, T., 2005. Sensitivity analysis for two ground heat flux calculation approaches. *Agricultural and Forest Meteorology*, 132: 253-262.
- Luyssaert, S. et al., 2010. The European carbon balance. Part 3: forests. *Global Change Biology*, 16: 1429-1450.
- Matzarakis, A. und Mayer, H., 1997. Heat stress in Greece. *International Journal of Biometeorology*, 41: 34-39.
- Mölders, N., 2012. *Land-Use and Land-Cover Changes, Impact on climate and air quality*. Dordrecht, Heidelberg, London, New York: Springer.
- Monin, A.S. und Obukhov, A.M., 1954. Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo perezmesivaniya v prizemnom sloe atmosfery (Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground). *Trudy geofiz. inst. AN SSSR*, 24 (151): 163-187.

- Monteith, J.L., 1965. Evaporation and environment. Symposium Society Experimental Biology, 19: 205-234.
- Ohmura, A., 1982. Objective criteria for rejecting data for Bowen ratio flux calculations. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 21: 595-598.
- Ohmura, A., Dutton, E.G., Forgan, B., Fröhlich, C., Gilgen, H., Hegner, H., Heimo, A., König-Langlo, G., McArthur, B., Müller, G., Philipona, R., Pinker, R., Whitlock, C.H., Dehne, K. und Wild, M., 1998. Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New precision radiometry for climate research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79: 2115-2136.
- Oke, T.R., 1987. *Boundary layer climates*. New York: Methuen.
- Osczevski, R. und Bluestein, M., 2005. The new wind chill equivalent temperature chart. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86: 1453-1458.
- Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings Royal Society London*, A193: 120-195.
- Petersen, E.L. und Troen, I., 1990. *Europäischer Windatlas*. Roskilde: RISØ National Laboratory.
- Peterson, E.W. und Hennessey jr., J.P., 1978. On the use of power laws for estimates of wind power potential. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 17: 390-394.
- Pielke Sr, R.A., Adegoke, J.O., Chase, T.N., Marshall, C.H., Matsui, T. und Niyogi, D., 2007. A new paradigm for assessing the role of agriculture in the climate system and in climate change. *Agricultural and Forest Meteorology*, 142: 234-254.
- Priestley, C.H.B. und Taylor, J.R., 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100: 81-92.
- Raabe, A., 1986. Zur Höhe der internen Grenzschicht der Atmosphäre bei ablandigem Wind über See. *Zeitschrift für Meteorologie*, 36: 308-311.
- Rannik, Ü., Sogachev, A., Foken, T., Göckede, M., Kljun, N., Leclerc, M.Y. und Vesala, T., 2012. Footprint analysis. In: M. Aubinet, T. Vesala und D. Papale (Editors), *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*. Berlin, Heidelberg: Springer, 211-261.
- Raupach, M.R., Finnigan, J.J. und Brunet, Y., 1996. Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies: the mixing-layer analogy. *Boundary-Layer Meteorology*, 78: 351-382.
- RedCross, 2004. *World Disaster Report 2004*. Geneva: International Federation of Red Cross and Red Crescent Societies.
- Schmid, H.P., 1994. Source areas for scalars and scalar fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, 67: 293-318.
- Schmid, H.P., 2002. Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: A review and perspective. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113: 159-184.
- Schneider, C. und Schönbein, J., 2006. *Klimatologische Analyse der Schneesicherheit und Beschneibarkeit von Wintersportgebieten in deutschen Mittelgebirgen*. Schriftreihe Natursport und Ökologie. Deutsche Sporthochschule Köln: 28 S.

- Schotanus, P., Nieuwstadt, F.T.M. und DeBruin, H.A.R., 1983. Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluctuations. *Boundary-Layer Meteorology*, 26: 81-93.
- Sedefian, L., 1980. On the vertical extrapolation of mean wind power density. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 19: 488-493.
- Spronken-Smith, R.A. und Oke, T.R., 1999. Scale modelling of nocturnal cooling in urban parks. *Boundary-Layer Meteorology*, 93: 287-312.
- Spronken-Smith, R.A., Oke, T.R. und Lowry, W.P., 2000. Advection and the surface energy balance across an irrigated urban park. *International Journal of Climatology*, 20: 1033-1047.
- Stull, R.B., 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht, Boston, London: Kluwer Acad. Publ.
- Stull, R.B., 2000. *Meteorology for Scientists and Engineers*. Pacific Grove: Brooks/Cole.
- Tiesel, R. und Foken, T., 1987. Zur Entstehung des Seerauchs an der Ostseeküste vor Warnemünde. *Zeitschrift für Meteorologie*, 37: 173-176.
- Tikusis, P. und Osczevski, R.J., 2003. Facial cooling during cold air exposure. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84: 927-933.
- Trenberth, K. und Fasullo, J., 2012. Tracking Earth's Energy: From El Niño to Global Warming. *Surveys in Geophysics*, 33: 413-426.
- VDI, 1997. *Umweltmeteorologie, Klima- und Lufthygienekarten für Städte und Regionen*. VDI 3787, Blatt 1. Berlin: Beuth Verlag.
- VDI, 1998. *Umweltmeteorologie: Methoden zur human-biometeorologischen Bewertung von Klima und Lufthygiene für die Stadt- und Regionalplanung - Teil 1: Klima* VDI 3787, Blatt 2. Berlin: Beuth Verlag.
- VDI, 2003. *Umweltmeteorologie, Lokale Kaltluft*. VDI 3787, Blatt 5. Berlin: Beuth-Verlag.
- Vesala, T., Kljun, N., Rannik, U., Rinne, J., Sogachev, A., Markkanen, T., Sabelfeld, K., Foken, T. und Leclerc, M.Y., 2008. Flux and concentration footprint modelling: State of the art. *Environmental Pollution*, 152: 653-666.
- Wichura, B., Buchmann, N., Foken, T., Mangold, A., Heinz, G. und Rebmann, C., 2001. Pools und Flüsse des stabilen Kohlenstoffisotops ^{13}C zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre in verschiedenen Pflanzengemeinschaften des Fichtelgebirges. *Bayreuther Forum Ökologie*, 84: 123-153.
- Williams, C.A., Reichstein, M., Buchmann, N., Baldocchi, D.D., Beer, C., Schwalm, C., Wohlfahrt, G., Hasler, N., Bernhofer, C., Foken, T., Papale, D., Schymanski, S. und Schaefer, K., 2012. Climate and vegetation controls on the surface water balance: Synthesis of evapotranspiration measured across a global network of flux towers *Water Resources Research*, 48: W06523.

Symbolverzeichnis

A	Abfluss	mm
Bo	Bowen-Verhältnis	
a_G	molekularer Wärmeleitungskoeffizient im Boden	$W m^{-1} K^{-1}$
C	Kalibrierkoeffizient	$\mu V W^{-1} m^2$
C_D	Spannungskoeffizient	
C_G	volumetrische Wärmekapazität	$W s m^{-3} K^{-3}$
c_p	spezifische Wärme bei konstantem Druck	$J kg^{-1} K^{-1}$
d	Verschiebungshöhe	m
E	Sättigungsdampfdruck	hPa
E	Evapotranspiration	mm
E_p	potenzielle Evaporation	mm
e	Dampfdruck	hPa
F	Rotorfläche	m^2
g	Schwerebeschleunigung	$m s^{-2}$
h	Höhe	m
I	Strahlungsintensität	$W m^{-2}$
I_{\downarrow}	Gegenstrahlung	$W m^{-2}$
I_{\uparrow}	Ausstrahlung	$W m^{-2}$
K_{\downarrow}	Globalstrahlung	$W m^{-2}$
K_{\uparrow}	Reflexstrahlung	$W m^{-2}$
K_E	turbulenter Diffusionskoeffizient für Wasserdampf	$m^2 s^{-1}$
K_H	turbulenter Diffusionskoeffizient für fühlb. Wärme	$m^2 s^{-1}$
K_m	turbulenter Diffusionskoeffizient für Impuls	$m^2 s^{-1}$
K	Kalibrierkoeffizient	$\mu V W^{-1} m^2$
L	Obuchov-Länge	m
LAI	Blattflächenindex	$m^2 m^{-2}$
P	Niederschlag	mm
P_{WKA}	Leistung einer Windkraftanlage	W
Pr_t	turbulente Prandtl-Zahl	
p	Luftdruck	hPa
Q_E	latenter Wärmestrom	$W m^{-2}$
Q_G	Bodenwärmestrom	$W m^{-2}$
Q_H	fühlbarer Wärmestrom	$W m^{-2}$
Q_s^*	Strahlungsbilanz	$W m^{-2}$
q	spezifische Feuchte	$kg kg^{-1}$

R_L	Gaskonstante trockener Luft	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
r_a	turbulenter atmosphärischer Widerstand	s m^{-1}
r_c	Canopy-Widerstand	s m^{-1}
r_m	molekularer atmosphärischer Widerstand	s m^{-1}
r_s	Stomata-Widerstand	s m^{-1}
Sc_t	turbulente Schmidt-Zahl	
s_c	Temperaturabhängigkeit des Sättigungsdampfdruckes	$\text{kg kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
T	Temperatur	K
T_G	Gerätetemperatur	K
T_k	Temperatur der Kaltluft	K
T_v	virtuelle Temperatur	K
t	Zeit	s
t	Temperatur	$^{\circ}\text{C}$
U_{empf}	Ausgangsspannung eines Strahlungsgebers	μV
u	horizontale Windgeschwindigkeit	m s^{-1}
u_k	Geschwindigkeit der Kaltluft	m s^{-1}
u^*	Schubspannungsgeschwindigkeit	m s^{-1}
w	Geschwindigkeit der vertikalen Windkomponente	m s^{-1}
X	beliebige Größe	*)
X'	turbulente Schwankungen einer beliebigen Größe	*)
\bar{X}	Mittelwert einer beliebigen Größe	*)
x	Windwirklänge (Fetch)	m
z	Höhe	m
z_B	Bestandshöhe	m
z_0	Rauigkeitshöhe	m
z_{0T}	Rauigkeitshöhe für Temperatur	m
z_{0q}	Rauigkeitshöhe für spezifische Feuchte	m
z_*	Höhe der rauen Unterschicht	m
α	Winkel der Geländeneigung	$^{\circ}$
α_{PT}	Priestley-Taylor-Koeffizient	
γ	Psychrometerkonstante	$\text{kg kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ hPa K^{-1}
Δe	Dampfdruckdifferenz	hPa
ΔQ_S	Energiequelle bzw. -senke	W m^{-2}
ΔS_W	Wasserquelle bzw. -senke	mm
ΔT	Temperaturdifferenz	K
δ	Höhe der internen Grenzschicht	m
ε_{IR}	infrarotes Emissionsvermögen	

ζ	Obukhov-Parameter	
Θ	potenzielle Temperatur	K
κ	von-Kármán-Konstante	
λ	Verdampfungswärme von Wasser	J kg ⁻¹
λ_{max}	Wellenlänge mit maximaler Strahlungsintensität	μm
ν_T	kinematische Zähigkeit	m ² s ⁻¹
ρ	Luftdichte	kg m ⁻³
σ_{SB}	Stefan-Boltzmann-Konstante	W m ⁻² K ⁻⁴
τ	Schubspannung	K m ⁻¹ s ⁻²
$\varphi_{,E}(\zeta)$	universelle Funktion für den Austausch latenter Wärme	
$\varphi_{H}(\zeta)$	universelle Funktion für den Austausch fühlbarer Wärme	
$\varphi_m(\zeta)$	universelle Funktion für den Impulsaustausch	
φ_*	universelle Funktion für die raue Unterschicht	
*)	Dimension entsprechend Verwendung der Größe	

Quellenverzeichnis

Dankenswerterweise wurden nachfolgend genannte Abbildungen und Tabellen von Verlagen, Firmen und Einzelpersonen zur Verfügung gestellt. Alle anderen Quellen stammen vom Verfasser.

Springer, Heidelberg: Bilder 3, 4, 6, 10, 11, 13, 18, 19 und Tabellen 1-12.

Ulmer-Verlag, Stuttgart: Bild 8.

Deutsches Windenergieinstitut, Wilhelmshaven: Bild 12.

Kipp & Zonen, Delft: Bild 15.

Campbell Sci. Inc., Logan: Bild 16.

M. Lauerer, Bayreuth: Bild 24.

H. Foken, Zwickau: Bild 25.

VDI/Beuth-Verlag, Berlin: Bild 26.

Elsevier, Amsterdam: Bild 31.

John Wiley & Sons, Hoboken: Bild 32.

Index

Albedo	12	Grenzschicht	
Veränderung der	77	atmosphärische	85
Äquivalenttemperatur		interne	34
physiologische	71	Hangneigung	54, 60
Assimilation	85	Heckenklima	68
Ausstrahlung	13	Himmelsstrahlung	11
Austausch, turbulenter	19	Hindernis	35
Behaglichkeitsindex	71	Höhe	
Biosphäre	88	aerodynamische	27
Blending height	34	geometrische	27
Bodenwärmestrom	15, 44	Impulsaustausch	24
Bodenwärmestromplatte	44	Impulsfluss	41
Bonitierung	53	Innenraumklima	69
Bowen-Verhältnis	22	Interzeption	20
Bowen-Verhältnis-Methode	40	Jahreszeitenklima	10
Canopy-Widerstand	46	Kaltluft	53
Clausius-Clapeyron'sche		Klima, lokales	51
Gleichung	47	Klimamichel	71
Countergradient	37	Klimasystem	9
Degradation	79	Klimatypen	51
Diffusionskoeffizient		Klimawandel	70, 84
turbulenter	24	Landnutzungsänderung	74
Eddy-Kovarianz-Methode	41	Landnutzungsänderungen	85
Emissionskoeffizient	13	Leaf-Area-Index	50
Energiebilanzgleichung	20	Maßstab	
Energiebilanzmethoden	47	aerodynamischer	28
Energien, regenerative	80	geometrischer	28
Erosion	74	Modellierung	45
Evapotranspiration	23	Monin-Obukhov'sche	
FAO-Referenzverdunstung	50	Ähnlichkeitstheorie	30
Feuchte, spezifische	29	Oaseneffekt	22
Fluss, turbulenter	17	Obukhov-Länge	31
FLUXNET	44	Ozon	
Footprint	33	stratosphärisches	11
Frostgefährdung	56	troposphärisches	13
Funktion, universelle	31	Parkklima	59
Gegenstrahlung	13, 57	Penman-Monteith-Verfahren	49
Gewächshausklima	70	Planck'sches Strahlungsgesetz	11
Gleichgewichtsschicht	35	Potenzansatz	82
Globalstrahlung	11, 80	Prandtl-Zahl, turbulente	29
		Priestley-Taylor-Verfahren	47

Psychrometerkonstante	40, 47	Temperatur	
Pyranometer	38	potenzielle	32
Pyrgeometer	38	virtuelle	29
Rauigkeit	24	Thermosäule.....	38
Veränderung der	74	Treibhauseffekt	14, 70
Rauigkeitsfeuchte	29	Treibhausgase	13
Rauigkeitshöhe	26	Trockenheitsindex	86
Rauigkeitslänge		Turbulenz	17
<i>siehe</i> Rauigkeitshöhe		Turbulenzelement	17
Rauigkeitsparameter		Turbulenzwirbel	17
<i>siehe</i> Rauigkeitshöhe		Ultraschallanemometer	43
Rauigkeitstemperatur	29	Unterschicht, raue	36
Reflexstrahlung	12	UV-Strahlung	11
Reynolds' sche Zerlegung	19	Verdampfungswärme	29
Schichtung	30	Verdunstung	20
Schmidt-Zahl, turbulente	29	Reduzierung der.....	75
Schubspannungsgeschwindigkeit	24	Verdunstungsindex	85
Seenklima	63	Verschiebungshöhe	27
Seerauch	64	Verwirbelungsschicht	36
Solarenergie	80	von-Kármán-Konstante	25
Solarkonstante	11	Waldklima	62
Sonne	10	Wärmebelastung	58
Spätfröste	56	Wärmeleitungskoeffizient	
Stadtklima	58	molekularer	15
Stefan-Boltzmann-Gesetz.....	11	Wärmestrahlung	12
Steingartenklima	67	Wärmestrom	
Strahlung		fühlbarer	18, 28, 41, 45
extraterrestrisch	11	konvektiver	23
kurzwellig	11	latenter	20, 28
langwellig	12	Wärmestrom, latenter.....	41
solar.....	11	Wasserbilanzgleichung	22
terrestrisch	12	Wasserdampf	19
Strahlungsbilanzgleichung	14	Widerstandsverfahren	45
Strahlungsbilanzmesser	39	Wien'sches Verschiebungsgesetz	11
Strahlungsflüsse	10	Wind, katabatischer.....	55
Strahlungsklima	60	Wind-Chill-Temperatur	73
Strahlungsmessungen	38	Windenergie	81
Struktur, kohärente	37	Windprofil	26
Tau, Wassergewinnung aus	77	Windwirklänge.....	35
Taufall	22		