

# **THARANDTER KLIMAPROTOKOLLE**

Band 13

**Janet Häntzschel**

**Untersuchungen zur  
Landoberflächenrückkopplung der  
Atmosphäre und ihrer Auswirkung auf den  
Wasserhaushalt**

**Tharandt, Mai 2005**

ISSN 1436-5235 *Tharandter Klimaprotokolle*  
ISBN 3-86005-487-2

Eigenverlag der Technischen Universität Dresden, Dresden  
Vervielfältigung: reprogress GmbH, Dresden  
Druck/Umschlag: reprogress GmbH, Dresden  
Layout/Umschlag: Universitätsmarketing

Herausgeber: Christian Bernhofer und Valeri Goldberg  
Redaktion: Valeri Goldberg

Institut für Hydrologie und Meteorologie  
Professur Meteorologie  
D-01062 Dresden  
E-Mail: [meteo@forst.tu-dresden.de](mailto:meteo@forst.tu-dresden.de)

Die Verantwortung über den Inhalt liegt beim Autor.

---

**Untersuchungen zur Landoberflächenrückkopplung  
der Atmosphäre und ihrer Auswirkung auf den  
Wasserhaushalt**

**Dissertation**

zur Erlangung des akademischen Grades  
doctor rerum naturalium (Dr.rer.nat.)

vorgelegt der Fakultät für Forst-, Geo- Hydrowissenschaften  
der Technischen Universität Dresden

von Dipl.-Ing. Janet Häntzschel

Gutachter:

Prof. Dr. Ch. Bernhofer

Prof. Dr. M. Buchroithner

Prof. Dr. R. Matyssek

Tharandt, Mai 2005

---



---

## Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit hat zum Ziel, den Einfluss der Rückkopplung zwischen Landoberfläche und Atmosphäre auf den regionalen Wasserhaushalt abzuschätzen. Dazu erfolgen Modellsimulationen mit dem gekoppelten Vegetations-Grenzschichtmodell HIRVAC (*High Resolution Vegetation Atmosphere Coupler*) für das Einzugsgebiet Sperrgraben (Bayerische Alpen). Im Ergebnis wird der Zusammenhang zwischen dem Entkopplungsfaktor  $\Omega$  und der Verdunstung als Wasserhaushaltsgröße für einen festgelegten Zeitraum untersucht.

Die Kombination eines vertikal hochaufgelösten Grenzschichtmodells (HUB) mit einem mechanistischen Photosynthesemodell (PSN6) im Modell HIRVAC ermöglicht eine detaillierte physikalische Beschreibung der turbulenten Austauschprozesse innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht. Gleichzeitig werden die Wechselwirkungen zwischen Vegetation und Atmosphäre für jede Modellschicht innerhalb des Bestandes und zu jedem Modellzeitschritt simuliert.

Die Definition des Entkopplungsfaktors  $\Omega$  erfordert die Festlegung eines geeigneten Referenzniveaus über der Vegetationsobergrenze zur Ermittlung der Widerstände gegen den turbulenten Austausch von Wärme und Feuchte. Die Bestimmung dieser Modellschichthöhe wird nach Untersuchungen zur Ausbildung der dynamischen Grenzschicht sowie der Vertikalprofile der Transportwiderstände und des  $\Omega$ -Faktors vorgenommen. Die dabei erzielten Ergebnisse zum höhenabhängigen Verlauf des Entkopplungsfaktors über der Wiesenfläche und dem Fichtenbestand zeigen, dass mit dem Modell HIRVAC das unterschiedliche Kopplungsverhalten von kleinen Beständen mit glatter Oberfläche (Oberflächenrückkopplung) und hohen, rauen Beständen (Grenzschichtrückkopplung) qualitativ und auch quantitativ sehr gut wiedergegeben werden kann.

Die Sensitivitätsstudien für die Landnutzungsarten Fichte und Wiese verdeutlichen den Einfluss veränderter Bestandesparameter wie Bestandeshöhe, LAI und Kronenschlussgrad auf den Entkopplungsfaktor  $\Omega$  und die Evapotranspiration. Sehr gut ersichtlich wird außerdem das unterschiedliche atmosphärische Turbulenzspektrum durch die Verwendung verschiedener Schließungsansätze im Modell und deren Einfluss auf die turbulenten Diffusionskoeffizienten. Die Ergebnisse werden mit dem Ziel der Ableitung einfacher Zusammenhänge zu Landschaftskennziffern parametrisiert.

Zur Bereitstellung von flächenhaften Klimadaten wird das Modell HIRVAC mit einem Geographischen Informationssystem (ArcView) gekoppelt. Das Modell HIRGIS bietet eine geeignete Basis für die Regionalisierung von Klimagrößen im kleinräumig strukturierten Gelände. Auf der Grundlage der digitalen Gelände- und Landnutzungsdaten können topoklimatisch beeinflusste Größen, wie z.B. Einstrahlung, Temperatur, Strahlungsbilanz und Verdunstung für Gebiete flächendeckend berechnet werden. In den Ergebniswerten sind die Rückkopplungseffekte zwischen Bestand und Atmosphäre in aktueller Form enthalten. Außerdem entfallen Generalisierungseffekte, wie sie bei statistischen Übertragungsmethoden (Interpolation von Messwerten) auftreten.

Durch die Möglichkeit der messwertunabhängigen Modellierung kann HIRGIS prinzipiell für Regionen mit anderem Gebietscharakter eingesetzt werden. Bei der Anwendung von HIRGIS auf das Einzugebiet Sperrgraben wird allerdings deutlich, wie wichtig eine präzise Anpassung der Modellparametrisierung, insbesondere der Vegetation, an den Standort ist. Die erzeugten Karten zu den Klimagrößen liefern dem Nutzer eine gute Grundlage für klimatologische Gebietsinformationen.

Eine Quantifizierung des Einflusses der Rückkopplung auf die Verdunstung im Einzugsgebiet Sperrgraben erweist sich als schwierig. Die eher moderaten klimatologischen Bedingungen im Untersuchungszeitraum verhindern die Ausbildung eines ausgeprägten Sättigungsdefizits der Atmosphäre und damit eine deutliche Reaktion des Bestandes auf den atmosphärischen Verdunstungsanspruch. Diese Tatsache lässt sich auch in den relativ hohen Entkopplungswerten für Fichte ( $0,3 < \Omega < 0,6$ ) erkennen. Das Transpirationsverhalten der Vegetation im untersuchten Zeitraum wird hauptsächlich von der Einstrahlung gesteuert.

Die im HIRGIS berechneten Verdunstungswerte ( $0,2 < ET < 3,3$  mm/d) werden mit den aus Saftflussmessungen im Gebiet bestimmten Transpirationswerten für Fichte und Buche validiert. Die Ergebnisse zeigen im Untersuchungszeitraum eine sehr gute Übereinstimmung und decken sich mit den Transpirationswerten aus der Literatur für vergleichbare Bestände.

---

## Summary

The aim of this work is to estimate the influence of the feedback mechanisms between land surface and atmosphere on the regional water balance. In addition simulations with the model HIRVAC (High resolution vegetation Atmosphere Coupler) for the catchment Sperrgraben (Bavarian alps) take place. In the result the connection between the decoupling factor  $\Omega$  and the evapotranspiration  $ET$  as an element of the water balance is examined for a fixed period.

The combination of a vertically high-resoluted boundary layer model (HUB) with a mechanical photosynthesis model (PSN6) in HIRVAC enables a detailed physical description of the turbulent exchange processes within the atmospheric boundary layer. At the same time the interaction between vegetation and atmosphere are simulated for each model layer within the forest stand and for each model time step.

The definition of the decoupling factor  $\Omega$  requires the fixing of a suitable reference level above the vegetation upper limit to determine the resistances against the turbulent exchange of heat and humidity. The determination of this model layer height is made in consequence of investigations for the formation of the dynamic boundary layer as well as the vertical profiles of the transportation resistances and the  $\Omega$ -factor. The results of the  $\Omega$ -curve depending on the height over the grassland surface and the spruce stand show that the different coupling conditions of small forest stands with smooth surface (surface layer feedback) and tall, rough forest stands (planetary boundary layer feedback) can be modelled well with HIRVAC.

The sensitivity studies for the kinds of land use (spruce and grassland) clarify the influence of changed forest stand parameters such as forest stand height, LAI and canopy degree on the decoupling factor  $\Omega$  and the evapotranspiration. In addition the different atmospheric turbulence spectrum becomes evident by the use of different closure approaches in the model and their influence on the turbulent diffusion coefficients. The results are parameterized with the objective of finding simple dependencies on landscape characteristics.

For the supply of area-related climatic surface data the model HIRVAC is coupled with a Geographical Information System (ArcView). The model HIRGIS offers a suitable basis for the regionalization of climatic values in the small-scale structured area. On the basis of the digital elevation and land use data topo-climatic affected variables, e.g. radiation, temperature, radiation balance and evapotranspiration, can be calculated for the whole area. The results contain the feedback effects between vegetation and atmosphere in current time relation. In

addition generalization effects - occurring with statistic methods (interpolation of measured values) - are avoided.

The possibility of modelling without measurement results simplifies the application of HIR-GIS on regions with different characteristics. With the use of HIRGIS for the catchment Sperrgraben it becomes clear, that precise adjustment of the model parameterizing to the location, especially the vegetation, is very important. The produced maps of the climatic values provide a good basis for climatological area information to the user.

A quantification of the influence of the feedback on evapotranspiration in the catchment Sperrgraben proves to be difficult. The rather moderate climatological conditions in the investigation period prevent the formation of a distinct vapour pressure deficit of the atmosphere and so a clear reaction of the atmospheric evapotranspiration requirement is not recognizable. This fact can also be seen in the relatively high decoupling values for spruce ( $0,3 < \Omega < 0,6$ ). The transpiration reaction of the vegetation in the examined period is mainly controlled by the irradiation.

The evapotranspiration values calculated in HIRGIS ( $0,2 < ET < 3,3$  mm/d) are validated with transpiration rates determined by sap flow measurements of spruce and beech in the area. The results of the validation nearly show a correspondence and they are approximately equal to the transpiration values from literature for comparable forest canopies.



---

## Inhaltsverzeichnis

<b>1 Einleitung und Zielstellung</b> . . . . .	<b>1</b>
1.1 Problemstellung . . . . .	1
1.2 Das BAHC-Ammer Projekt . . . . .	2
1.3 Zielstellung . . . . .	3
<b>2 Stand der Forschung</b> . . . . .	<b>5</b>
2.1 Landoberflächenrückkopplung mit der Atmosphäre . . . . .	5
2.2 Grenzschichtmodellierung . . . . .	6
2.3 Strahlungsmodellierung im komplexen Gelände . . . . .	7
2.4 Auswirkungen auf den Wasserhaushalt . . . . .	8
<b>3 Werkzeuge zur Analyse der Rückkopplung von Landoberfläche und Atmosphäre</b> . . . . .	<b>10</b>
3.1 Die atmosphärische Grenzschicht . . . . .	10
3.1.1 Der vertikale Aufbau der atmosphärischen Grenzschicht . . . . .	11
3.1.2 Ausbildung der Konstantstromschicht über Vegetation . . . . .	12
3.1.3 Turbulenz . . . . .	14
3.1.3.1 Beschreibung der Turbulenz . . . . .	14
3.1.3.2 Schließungsproblem . . . . .	15
3.1.3.3 Turbulente Austauschkoefizienten . . . . .	15
3.1.3.4 Monin-Obuchow-Ähnlichkeitstheorie . . . . .	17
3.1.3.5 Monin-Obuchow-Länge . . . . .	19
3.1.3.6 Turbulente kinetische Energie . . . . .	19
3.2 Vertikaler Transport über Vegetation . . . . .	20
3.2.1 Fluss-Gradienten-Beziehung . . . . .	20
3.2.2 Widerstandsanalogie . . . . .	20
3.2.3 Kombinationsansatz zur Bestimmung des latenten Wärmestroms . . . . .	23
3.3 Charakterisierung der Landoberflächenrückkopplung der Atmosphäre . . . . .	24
3.3.1 Kategorisierung der Rückkopplung . . . . .	24
3.3.1.1 Oberflächenrückkopplung . . . . .	24
3.3.1.2 Grenzschichrückkopplung . . . . .	25
3.3.2 Quantifizierung des Kopplungsgrades . . . . .	26
3.4 Numerische Landoberflächen-Atmosphären-Modelle in der Meteorologie . . . . .	27
3.4.1 SVAT-Modelle . . . . .	28
3.4.2 Atmosphärenmodelle und Vegetation . . . . .	29
<b>4 Sensitivitätstest mit dem Modell HIRVAC</b> . . . . .	<b>32</b>
4.1 Motivation und Zielstellung . . . . .	32
4.2 Material und Methoden . . . . .	33

4.2.1	HIRVAC - Allgemeine Modellbeschreibung	33
4.2.2	Grundgleichungen des Modells HIRVAC (HUB)	35
4.2.3	Randwerte für den Modelllauf	36
4.2.3.1	Untere Randwerte	37
4.2.3.2	Obere Randwerte	37
4.2.3.3	Schließung der Gleichungssysteme	38
4.2.4	Programmstruktur von HIRVAC	39
4.2.5	Vertikalstruktur von HIRVAC	40
4.2.6	Modellierung der Vegetation	41
4.3	Ergebnisse	42
4.3.1	Untersuchung des Modellverhaltens hinsichtlich einer veränderten vertikalen Schichtung	42
4.3.1.1	Auswirkungen auf die Modelllaufzeit und die Schichtanzahl	42
4.3.1.2	Auswirkungen auf den fühlbaren Wärmestrom	44
4.3.2	Festlegung eines Referenzniveaus für die Berechnung der Transportwiderstände	46
4.3.2.1	Untere Grenze der dynamischen Grenzschicht	46
4.3.2.2	Obere Grenze der dynamischen Grenzschicht	48
4.3.2.3	Abhängigkeit der Transportwiderstände und des Entkopplungsgrades von der Höhe des Referenzniveaus	50
4.3.3	Quantifizierung des Einflusses vegetationspezifischer Größen auf den Entkopplungsfaktor und die Verdunstung	55
4.3.3.1	Einfluss von Vegetationshöhe und LAI bei Fichte	56
4.3.3.2	Einfluss von Vegetationshöhe und Pflanzenbedeckungsgrad für Fichte	59
4.3.3.3	Einfluss von Vegetationshöhe und LAI bei Wiese	60
4.4	Bewertung der Ergebnisse	62
<b>5</b>	<b>GIS - gestütztes Regionalisierungskonzept zur Landoberflächenrückkopplung</b>	<b>65</b>
5.1	Motivation und Zielstellung	65
5.2	Material und Methoden	66
5.2.1	Der Tharandter Wald	66
5.2.1.1	Gebietsbeschreibung	66
5.2.1.2	Digitale Datengrundlage	69
5.2.2	Einzugsgebiet Sperrgraben	70
5.2.2.1	Gebietsbeschreibung	70
5.2.2.2	Digitale Datengrundlage	73
5.2.3	Einfluss von Ungenauigkeiten in den digitalen Geländedaten	74
5.2.4	Geoinformationssysteme	75
5.2.4.1	Allgemeine Anforderungen	75
5.2.4.2	Anwendungsbereiche	75
5.2.4.3	Gekoppelte und integrierte Systeme	76
5.2.5	Strahlungsmodellierung im Modul GISRAD	76
5.3	Ergebnisse	78

5.3.1	Das Modell HIRGIS	78
5.3.1.1	Grundlegende Gedanken zur Modellstruktur	78
5.3.1.2	Modellentwicklung	79
5.3.2	Erweiterungen des Strahlungsmoduls GISRAD	82
5.3.2.1	Modifikation der diffusen Strahlung durch das Gelände	82
5.3.2.2	Abschattungseffekte durch das Gelände	84
5.3.2.3	Übertragung von Messwerten der Globalstrahlung in das Gelände	86
5.3.2.4	Ermittlung eines Wolkenbedeckungsgrades	87
5.4	Bewertung der Ergebnisse	91
<b>6</b>	<b>Anwendung auf das Versuchsgebiet</b>	<b>93</b>
6.1	Motivation und Zielstellung	93
6.2	Material und Methoden	94
6.2.1	Mess- und Modellstandort Sperrgraben	94
6.2.2	Anpassung der Modellparametrisierung an den Standort Sperrgraben	95
6.2.2.1	Geländeparameter	95
6.2.2.2	Landnutzungsparameter	96
6.2.2.3	Pflanzenphysiologische Parameter	96
6.2.2.4	Klimaparameter	97
6.3	Ergebnisse	98
6.3.1	Modellierter Jahresgang des aerodynamischen Widerstandes für einen Fichten- bzw. Wiesenstandort im EG Sperrgraben	98
6.3.2	Vergleich der Flächenmittel von modellierten und gemessenen Tageswerten der Verdunstung für einen festgelegten Zeitraum	101
6.3.3	Entkopplungsfaktor $\Omega$ und Tageswerte der Verdunstung $ET$ für einen Fichtenbestand und eine Wiesenfläche	103
6.3.4	Modellierung von gelände- und landnutzungsabhängigen Klimagrößen im EG Sperrgraben	106
6.4	Bewertung der Ergebnisse	109
<b>7</b>	<b>Schlussfolgerungen und Ausblick</b>	<b>112</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>119</b>
	<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>129</b>
	<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>132</b>
	<b>Formelverzeichnis</b>	<b>133</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>138</b>



# 1 Einleitung und Zielstellung

## 1.1 Problemstellung

Der globale Klimawandel und seine Folgen für den menschlichen Lebensraum stellt sich als ein aktuelles Thema, das auch in unserer "gemäßigten" Region immer stärker seine Auswirkungen zeigt. Die Zunahme von extremen Naturereignissen mit Starkniederschlägen und der anschließenden Überschwemmung ganzer Regionen (z.B. Jahrhundertflut in Sachsen; GOLDBERG, 2002; BERNHOFER und GOLDBERG, 2003), Hitzeperioden mit extremer Trockenheit (z.B. Sachsen 2003) sowie die wachsende Anzahl und Intensität orkanartiger Stürme in den vergangenen Jahren sind Ausdruck für die starken Veränderungen, die unser gewohntes Lebensumfeld in der Zukunft beeinflussen und teilweise verändern werden.

Nach dem Bericht des IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) zur Klimaänderung ist es "wahrscheinlich, dass alle Regionen von einigen nachteiligen Auswirkungen der Klimaänderungen betroffen werden" (PROCLIM, 2002). Die Auswirkungen des globalen Wandels weichen jedoch in den einzelnen Regionen aufgrund der spezifischen geographischen und topographischen Verhältnisse stark voneinander ab. Auch ist die Anfälligkeit der Bevölkerung und der natürlichen Systeme zwischen den einzelnen Regionen sehr unterschiedlich. Das führt zu klimabedingten Gefahrenpotenzialen mit unterschiedlichen ökologischen, ökonomischen und sozialen Folgen in den einzelnen Gebieten. Die Notwendigkeit, sich an die veränderten klimatischen Bedingungen anzupassen, erfordert die Entwicklung zielgerichteter Strategien, die nur auf der Grundlage detaillierterer, gebietsspezifischer Klimainformationen erzeugt werden können.

Für die Ausprägung eines Gebietsklimas spielt die Dynamik des Wasserhaushaltes eine wichtige Rolle. Eine entscheidende Einflussgröße auf die Variabilität des Gebietswasserhaushaltes stellt die Verdunstung dar (VOGT et al., 1996). Die Atmosphäre regelt selbständig über Strahlungsinput, Sättigungsdefizit und Turbulenzcharakteristik bei optimaler Wasserversorgung die Menge des maximal von einer definierten Landoberfläche verdunstenden Wassers. Eine überzeugende Untersuchung der zeitlichen und räumlichen Variabilität und eine entsprechende Modellierung des Effektes der Heterogenität kleinteiliger mitteleuropäischer Landschaften auf den Wasserhaushalt fehlt bisher jedoch weitestgehend.

In Zusammenarbeit von Klimaforschung, biologischer und hydrologischer Forschung wurden zur Berücksichtigung der Kopplung von Boden-Vegetation-Atmosphäre eine Vielfalt von SVAT (*Soil Vegetation Atmosphere Transfer*)-Modellen entwickelt und auch in der Klimamodellierung eingesetzt. Aus Gründen der Rechenzeitökonomie vernachlässigen diese SVATs zwangsweise einen komplexeren Vegetationsaufbau und eine mögliche Wechselwirkung zwischen Vegetation und Atmosphäre. JACOBS und DEBRUIN (1997) verweisen aber darauf, dass die Wechselwirkungen zwischen Atmosphärischer Grenzschicht und Vegetation bei der Verdunstungsmodellierung auf regionaler Ebene nicht vernachlässigt werden dürfen. Außerdem konnte bisher nicht vollständig geklärt werden, in welchem Umfang die Kopplungsmechanismen den Gebietswasserhaushalt über kleinräumig heterogenen Landoberflächen beeinflussen.

Mit der Entwicklung gekoppelter Vegetations-Grenzschichtmodelle, wie z.B. dem Modell HIRVAC (*High Resolution Vegetation Atmosphere Coupler*), kann die Kopplung zwischen Landoberfläche und Atmosphäre innerhalb der Atmosphärischen Grenzschicht zeitlich und vertikal hochaufgelöst simuliert werden (GOLDBERG und BERNHOFER, 2001). Damit steht ein Werkzeug für eine gezielte Untersuchung des Einflusses der Landoberflächenrückkopplung mit der Atmosphäre auf den Wasserhaushalt zur Verfügung.

## 1.2 Das BAHC-Ammer Projekt

Für die korrekte Modellierung des Systems Erde und seines Teilsystems Atmosphäre unter den Bedingungen des globalen Wandels wird die Berücksichtigung der atmosphärischen Rückkopplung von Landoberflächen in gesteigertem Maße als zwingend notwendig angesehen (KABAT, 1999; HOFF und TENHUNEN, 1998). Die Analyse, Simulation und Parametrisierung der Auswirkungen der Rückkopplung zwischen Landoberfläche und Atmosphäre auf den Wasserhaushalt ist daher zum zentralen Gegenstand nationaler sowie internationaler Forschungsprogramme, z.B. IGBP (*International Geosphere-Biosphere Programme*), BAHC (*Biospheric Aspects of the Hydrological Cycle*), WCRP (*World Climate Research Program*), geworden.

Im Rahmen eines interdisziplinären Forschungsprojektes mit dem Titel "Methoden zur Kopplung hydrologischer und biologischer Prozesse auf Landschaftsebene" sollte geklärt werden, welche Bedeutung die atmosphärische Rückkopplung von Landoberflächen für den regionalen Wasserhaushalt mitteleuropäischer Landschaften hat (BERNHOFER, 1999). Im Juli 1998 begann dazu die Entwicklung integrativer Ansätze zur Erfassung und Beschreibung der Funk-

tionsweise von mikro- und mesoskaliger Landschaftseinheiten. Die Arbeiten erfolgten in einem Projektverbund von Forschergruppen aus den Bereichen Pflanzenphysiologie, Hydrologie, Bodenkunde, Fernerkundung sowie der Meteorologie. Als Untersuchungsgebiet wurde der Sperrgraben, ein Teileinzugsgebiet im Einzugsgebiet der Halbammer in den Bayerischen Alpen (Abschnitt 5.2.2) ausgewählt, das eine typisch kleinräumige Landnutzungsvielfalt aufweist.

Im Zentrum standen dabei experimentelle Arbeiten sowie Modellstudien mit dem gekoppelten Vegetations-Grenzschichtmodell HIRVAC bzw. der GIS-gestützten Variante HIRGIS, deren Ergebnisse den wesentlichen Gegenstand dieser Arbeit bilden.

### 1.3 Zielstellung

Bezugnehmend auf die genannte Problematik bestand das Hauptziel der Arbeit darin, den Einfluss der Rückkopplung zwischen Atmosphäre und Vegetation auf die Verdunstung als Komponente des Landschaftswasserhaushaltes abzuschätzen. Daraus ergaben sich folgende Teilziele, die den Rahmen dieser Arbeit bildeten:

#### 1 Sensitivitätsuntersuchungen mit dem Modell HIRVAC

Aufbau und Struktur des Modells HIRVAC waren zu untersuchen und so anzupassen, dass eine zeitlich effiziente Simulation unter Berücksichtigung einer korrekten Wiedergabe der Ergebnisgrößen, insbesondere des Entkopplungsfaktors  $\Omega$  sowie der Verdunstung, bezüglich unterschiedlicher Bestände möglich ist. Anhand des Entkopplungsfaktors  $\Omega$  (JARVIS und MCNAUGHTON, 1986; JACOBS und DEBRUIN, 1992), der ein quantitatives Maß für den Grad der Kopplung darstellt, sollten Rückkopplungseffekte zwischen Vegetation und Atmosphäre aufgrund veränderter Vegetationsstrukturen untersucht und parametrisiert werden. Außerdem war der Einfluss sich ändernder Bestandesparameter auf die Verdunstung abzuleiten.

#### 2 Kopplung von HIRVAC mit einem GIS als Regionalisierungsansatz

Für die Bereitstellung horizontal hochaufgelöster klimatologischer Informationen als Modelleingangsgrößen sowie die Berechnung flächenhafter Ergebniswerte zu den Strahlungs- und Wasserhaushaltskomponenten sollte eine Kopplung des Modells HIRVAC mit einem GIS erfolgen. In Verbindung damit wurden Modellerweiterungen insbesondere in der Strahlungsmodellierung angestrebt, die den Einfluss der kleinräumigen Oberflächeneigenschaften des Geländes besser berücksichtigen.

3 Abschätzung des Einflusses der atmosphärischen Rückkopplung von Landoberflächen auf die Verdunstung als Wasserhaushaltskomponente

Anhand exemplarischer Modellstudien zu den Strahlungs- und Wasserhaushaltskomponenten für das Einzugsgebiet Sperrgraben sollte der Einfluss der atmosphärischen Rückkopplung von Landoberflächen auf den Gebietswasserhaushalt abgeschätzt werden. Dazu war die auf den typischen Mittelgebirgsstandort Tharandter Wald eingestellte Modellparametrisierung von HIRVAC an den Hochgebirgsstandort Sperrgraben anzupassen und die Anwendungsmöglichkeit des Modells auf ein Gebiet mit sichtbar anderen regionalen Eigenschaften zu testen. Zur Validierung der Ergebniswerte wurde ein Vergleich von simulierten Verdunstungswerten mit aus Saftflussmessungen ermittelten Transpirationswerten von Waldbeständen angestrebt. Der Einfluss der Rückkopplung auf die Verdunstung sollte über eine Untersuchung der Abhängigkeit zwischen Entkopplungsfaktor  $\Omega$  und der Evapotranspiration für einen bestimmten Untersuchungszeitraum ermittelt werden.



## 2 Stand der Forschung

### 2.1 Landoberflächenrückkopplung mit der Atmosphäre

Die atmosphärische Rückkopplung umfasst die Wechselwirkung zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre, die eine Veränderung der Umsätze von Strahlung, Wärme und Wasser sowohl über Ozeanen als auch Landoberflächen hervorrufen. Die Effekte der gegenseitigen Beeinflussung von Meeresoberfläche und Atmosphäre sind heute relativ gut erfasst. Gekoppelte Atmosphären-Ozean-Modelle wie z.B. ECHAM 4 (*European Centre/Hamburg Model*, ROECKNER et al. 1999), HadCM3 (*Hadley Centre Coupled Model*, GORDON et al. 2000) oder CGCM2 (*Coupled Global Climate Model*, FLATO et al., 2000) werden bereits in der Klimasimulation angewendet. Für gekoppelte Atmosphären-Landoberflächenmodelle besteht jedoch noch großer Forschungsbedarf (BERNHOFER et al., 1997). So vermutet z.B. VALENTINI et al. (1999), dass die Lücke in der globalen C-Bilanz darauf zurückzuführen ist, dass die Nettoproduktion der terrestrischen Ökosysteme (terrestrische Senke) durch die Kopplung zwischen Atmosphäre, Vegetation und Topographie auf lokaler bzw. regionaler Ebene beeinflusst wird. In Messwerten ist diese Kopplung enthalten. Messungen sind aber nicht überall durchführbar und nur für Gegenwart und Vergangenheit vorhanden. Für Szenarien sind also Modelle notwendig, die die aktuellen und potentiellen Kopplungsprozesse berücksichtigen.

Im Rahmen internationaler Programme z.B. IGBP (*International Geosphere-Biosphere Programme*), WCRP (*World Climate Research Program*), BAHC (*Biospheric Aspects of the Hydrological Cycle*) wurde in der Zusammenarbeit von Klimaforschung, biologischer und hydrologischer Forschung die Entwicklung von SVAT- (*Soil Vegetation Atmosphere Transfer*) Modellen intensiviert. In SVAT-Modellen wird die Kopplung zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre über einfache physikalische Ansätze nachgebildet. Sie zeichnen sich dadurch aus, dass sie aufgrund ihrer Modellphysik einen geringen Rechenaufwand besitzen und trotzdem realistische Ergebnisse liefern. So sind sie mittlerweile sowohl in kleinräumigen Wasserhaushaltmodellen als auch in globalen Klimamodellen integriert (RANDALL et al. 1996; SELLERS et al. 1996a, b). SVATs besitzen allerdings den Nachteil, dass komplexe Vegetationsstrukturen und der damit verbundene Austausch mit der Atmosphäre nur in vereinfachter Form berücksichtigt werden, da die räumliche Verteilung der atmosphärischen Größen aufgrund der Unterteilung der Vegetation in maximal 1-2 Schichten nur unzureichend beschrieben wird (DAUDET et al. 1999). Eine komplexere Modellierung, z.B. die der Strahlungsinterzeption durch die

Vegetation, kann mit sogenannten Bestandesmodellen, z.B. STANDFLUX (FALGE et al., 1997), erfasst werden. Diese Modelle sind jedoch wie die Einschicht- und Zweischichtmodelle von der Güte der meteorologischen Eingangsgrößen über dem Bestand abhängig.

Eine physikalisch fundierte Modellierung des meteorologischen Regimes in und außerhalb des Vegetationsraumes enthalten komplexe mikrometeorologische Modelle, in die mehrschichtige Vegetationsstrukturen integriert sind. Als Beispiel wäre das Atmosphären-Grenzschichtmodell HIRVAC zu nennen, das mit einem mechanistischen Photosynthesemodell PSN6 gekoppelt wurde (BERNHOFER et al., 1997; GOLDBERG, 1999).

## 2.2 Grenzschichtmodellierung

Seit Ende der 70er Jahre ermöglicht der Einsatz gekoppelter Vegetations-Grenzschichtmodelle sowohl die Untersuchung der Wirkung der Atmosphäre auf die Verdunstung als auch der Rückwirkung der verdunstenden Oberfläche auf die Atmosphäre. Die ersten Modellierungsversuche stützten sich dabei auf Modelle, in denen die Vegetation mit nur sehr einfacher Parametrisierung (*big leaf*) und die Anbindung an die Atmosphäre über einfache analytische Funktionen (DEARDORFF, 1978) beschrieben wurde. TACONET et al. (1986) verwendete ein aufwendigeres Grenzschichtmodell für eine verbesserte Beschreibung der Atmosphäre. BALDOCCHI (1988), DLUGI und MASCART (1990) zeigten in ihren Untersuchungen den experimentellen und theoretischen Stand der Grenzschichtmodellierung auf. Die darin aufgedeckten Probleme, z.B. durch die begrenzte Höhe der atmosphärischen Grenzschicht auf ein Vielfaches der Bestandeshöhe (SHAW und SCHUMANN, 1992) oder durch die sehr vereinfachte Behandlung der Dynamik, wurden teilweise in den Arbeiten von CLAUSSEN und KLAASSEN (1992), MIX et al. (1994) sowie INCLÁN et al. (1996) aufgegriffen und teilweise gelöst.

Ein wichtiger Schritt zu einer verbesserten Modellierung der Vegetation erfolgte durch die Weiterentwicklung mechanistischer Photosynthesemodelle und deren verbesserte Konzeption in Richtung einer physikalischen Beschreibung der Photosynthese (TENHUNEN et al., 1994; FALGE et al. 1996). Die Kopplung dieses Modelltyps mit einem Grenzschichtmodell, in welchem die Berücksichtigung der Vegetation durch spezifische Zusatzterme (vgl. Abschnitt 4.2.2) in den Modellgrundgleichungen (MIX et al., 1994; GOLDBERG, 1997; ZIEMANN, 1998) erfolgte, ermöglichte letztendlich die Berücksichtigung einer komplexen Vegetationsstruktur und damit eine differenzierte Betrachtung des Bestandesklimas sowie dessen Auswirkung auf

die atmosphärische Dynamik. Vergleichbare Ansätze wurden bei GROß (1993), SOGACHEV et al. (2002) oder auch ZENG et al. (2003) verwendet.

Eine detaillierte Aufstellung zur Grenzschichtmodellierung gibt GOLDBERG (1997). In letzter Zeit wurde die verbesserte Modellierung des Turbulenzregimes sowie die Entwicklung schließungsfreier Modelle (LES) und von Ausbreitungsmodellen (Euler, Lagrange) weiter vorangetrieben. Untersuchungen zur Auswirkung unterschiedlicher Schließungsansätze (vgl. Abschnitt 3.1.3.2) auf die turbulenten Flüsse (KONDO und WATANABE, 1992; WATANABE, 1993; LAI et al., 2000; WENG und TAYLOR, 2003) sowie zum Einfluss von *edge*-Effekten auf das Turbulenz- und Windverhalten (PATTON et al., 1998; WATANABE, 2004) führten zu weiteren Verbesserungen der physikalischen Beschreibung des Turbulenzregimes.

### 2.3 Strahlungsmodellierung im komplexen Gelände

Strahlungsflüsse im komplexen Gelände können sehr gut durch geometrische bzw. trigonometrische Ansätze beschrieben werden. Eine grundlegende theoretische Aufarbeitung des Einstrahlungsverhaltens an geneigten Oberflächen ist z.B. bei JUNGHANS (1963, 1965) zu finden. KONDRATYEV (1977) wiederum setzt sich mit der Strahlungsbilanz auseinander. Ausführungen zur atmosphärischen Gegenstrahlung beinhaltet die Arbeit von DEARDORFF (1978). Eine gebündelte Zusammenstellung allgemeingültiger Funktionsgleichungen zur Berechnung der kurz- und langwelligen Strahlung unter Berücksichtigung atmosphärischer Eigenschaften enthalten die VDI RICHTLINIEN 3789 (1994).

Die rasante Entwicklung der Computerperformance und Satellitentechnik hat in den letzten Jahren zu weit verbreiteten Anwendungen sowohl in der terrestrischen als auch in der satellitengestützten Strahlungsmodellierung geführt. Die Verfügbarkeit digitaler Informationen der Geländeoberfläche und der Einsatz der GIS-Technologie ermöglichen eine realistischere Abbildung der Komplexität des umliegenden Geländes und die Ableitung dadurch bedingter Beeinträchtigungen der einfallenden Strahlung sowie der Verteilung der reflektierten und diffusen Strahlungsflüsse im komplexen Gelände. Dabei gewinnt der *sky view*-Faktor (Abschnitt 5.3.2.1) an Bedeutung, der somit nicht mehr nur den Anteil des sichtbaren Himmelsraumes wiedergibt, sondern auch die quantitative Abschätzung der diffusen Strahlungsverläufe ermöglicht (DOZIER und FREW, 1990; DUBAYAH und RICH, 1995).

Im Bereich der Fernerkundung ist es heute möglich, mit verschiedenen empirischen und semi-empirischen/physikalischen Fernerkundungsmethoden, Komponenten des Strahlungsbudgets an der Geländeoberfläche zu bestimmen (SCHMETZ, 1989; SELLERS et al., 1990; EYMARD und TACONET, 1995; BERGER, 2001; PODLASLY und BERGER, 2002). Dabei arbeiten empirische Methoden mit einfachen Regressionen zwischen Strahlung und in situ Messungen. Bei der Verwendung von semi-physikalischen Fernerkundungsmethoden werden zusätzlich die atmosphärischen Konditionen sowie die Landnutzungscharakteristiken berücksichtigt. Im Gegensatz zu den empirischen Methoden erfolgt hier die Berechnung des Strahlungstransfers in Verbindung über inverse Ansätze der satellitengestützten Berechnungsverfahren.

Auch auf dem Gebiet der terrestrischen Strahlungsbestimmung sind heute vielseitige Anwendungen zu finden. Hier sind empirisch/semi-empirische Verfahren sowie reine Modellanwendungen auf physikalischer Basis zu unterscheiden. In zunehmendem Maße kommen auch GIS-gestützte Systeme zum Einsatz (FU et al., 1995; KUMAR et al., 1997; SCHAAB und LENZ, 1998; GOLDBERG und HÄNTZSCHEL, 2002; HÄNTZSCHEL et al., 2004). Größtenteils erfolgt jedoch nur eine Berechnung der kurzwelligen Strahlungsanteile (SCHAAB und LENZ, 1998; COOPS et al., 2000; TIAN et al., 2001, WEIHS, 2002).

Die Bestimmung von Strahlungsbilanzgrößen wird oft unter Verwendung von Temperaturmesswerten der entsprechenden Geländeabschnitte (NIE et al., 1992, OLIPHANT et al., 2003), die den Einfluss der Landoberfläche widerspiegeln bzw. durch deren Modellierung über ein SVAT-Modell (MILLER, 1995) durchgeführt. Messwertunabhängige Ergebnisse zu allen Strahlungsbilanzgrößen können gekoppelte Vegetations-Grenzschichtmodelle (GROß, 1988; GOLDBERG, 1999; ZENG et al., 2003) liefern. Da der direkte Gebietseinfluss nicht mehr vorhanden ist, sind diese Modelle einfacher auf andere Gebiete anwendbar.

## **2.4 Auswirkungen auf den Wasserhaushalt**

Die Atmosphäre regelt über Strahlungsinput, Sättigungsdefizit, Turbulenzcharakteristik und unter Voraussetzung eines optimalen Wasserangebotes allein die maximale Verdunstungsmenge an Wasser von einer definierten Landoberfläche. Die Verdunstung stellt damit in der Wasserhaushaltsbilanzierung eine entscheidende Größe dar. Sie ist neben der räumlichen und zeitlichen Skala auch abhängig vom Charakter des Untersuchungsgebietes. Aus vorhandenen Jahresbilanzierungen (DYCK und PESCHKE, 1995) zeigt sich z.B., dass der Anteil der Verdunstung am Wasserhaushalt eines typisch mitteleuropäischen Einzugsgebietes bis zu 60 %

des Niederschlages betragen kann. Die Einführung der Eddy-Kovarianzmessung ermöglichte die messtechnische Bestimmung des tages- und jahreszeitlichen Verdunstungsverlaufes (VOGT et al., 1996), womit die hohe zeitliche Variabilität dieser Größe aufgezeigt werden konnte. Das zeitliche Verdunstungsverhalten wird dabei von der räumlichen Variabilität überlagert.

Die Berechnung der Verdunstung von vegetationsbedeckten Landoberflächen wird mittlerweile nicht nur in kleinräumigen Wasserhaushaltsmodellen über *big leaf*- oder Zweischichtmodelle realisiert (ÀCS, 1994; MIHAILOVIC und KALLOS, 1997), sondern findet auch in globalen Klimamodellen verbreitete Anwendung (HENDERSON-SELLERS et al., 1995). JACOBS und DEBRUIN (1997) bestätigen aber, dass bei der Modellierung der Verdunstung auf regionaler Ebene die Wechselwirkungen zwischen atmosphärischer Grenzschicht und Vegetation nicht vernachlässigt werden dürfen. HOFF und TENHUNEN (1998) sowie KABAT (1999) verweisen außerdem darauf, dass nach wie vor ungeklärt ist, in welchem Umfang die Kopplungsmechanismen den Gebietswasserhaushalt über kleinräumig heterogenen Landoberflächen beeinflussen, wenn die vorhandene Landnutzung räumlich strukturiert ist und aktuellen und potentiellen Änderungen unterworfen wird. Auch die Untersuchung und Modellierung des Einflusses kleinräumiger Geländeeffekte sowie heterogener Oberflächeneigenschaften fehlten bis dahin weitestgehend.

Die Entwicklung gekoppelter Vegetations-Grenzschichtmodelle (vgl. Abschnitt 2.2) wie z.B. das Modell HIRVAC bzw. die GIS-gestützte Version HIRGIS eröffnete die Möglichkeit, die Wechselwirkungen zwischen kleinräumig strukturierten Landoberflächen, komplexen Vegetationsstrukturen und der Atmosphäre zu berücksichtigen. Die Ergebnisse, insbesondere zu den Verdunstungs- und Entkopplungsfaktoren (GOLDBERG und HÄNTZSCHEL, 2002; HÄNTZSCHEL et al., 2003; HÄNTZSCHEL et al., 2005), verdeutlichen den Einfluss der Rückkopplungseffekte zwischen Landoberfläche und Atmosphäre auf den Landschaftswasserhaushalt unterschiedlich strukturierter Gebiete und unterstreichen die Notwendigkeit der Berücksichtigung dieser Effekte bei der Verdunstungsberechnung.

### 3 Werkzeuge zur Analyse der Rückkopplung von Landoberfläche und Atmosphäre

#### 3.1 Die atmosphärische Grenzschicht

Die atmosphärische Grenzschicht (*planetary boundary layer*) ist der Bereich der Atmosphäre, welcher sich direkt an die Erdoberfläche anschließt und somit durch deren kleinräumige Eigenschaften unmittelbar beeinflusst wird. Die Rauigkeit der Erdoberfläche und die daraus resultierende Reibung bewirken eine mechanische Erzeugung von Turbulenzen, insbesondere durch Windscherung. Konvektiver Auftrieb trägt zum vertikalen Transport von:

- Impuls
- Wasserdampf
- Wärme

bei. Die atmosphärische Grenzschicht ist somit der Raum, in dem sich der gesamte vertikale Stoff- und Energieaustausch und damit die Wechselwirkungsprozesse zwischen Erde und Atmosphäre abspielen (MEYERS KLEINES LEXIKON, 1987). In ihr lassen sich charakteristische Tagesgänge und Vertikalprofile der meteorologischen Elemente ableiten, was sie zu einem Schwerpunktsfeld experimenteller und theoretischer Forschung macht. Dabei spielen auch Fragen bzgl. der Schadstoffausbreitung eine wesentliche Rolle.

Die Höhe der atmosphärischen Grenzschicht beträgt etwa 1000 m und kann in Abhängigkeit von der:

- Rauigkeit der Unterlage
- Temperaturschichtung
- Windgeschwindigkeit

(PICHLER, 1997) mehr als 2000 m über der Oberfläche erreichen.

Großen Einfluss auf die Eigenschaften der atmosphärischen Grenzschicht haben die durch einen Landnutzungswechsel bzw. die Topographie des Geländes hervorgerufenen horizontalen und vertikalen Inhomogenitäten der Unterlage. Daneben existieren eine Fülle weiterer dynamischer bzw. thermodynamischer Einflussfaktoren, z.B. die Corioliskraft in der Ekman-Schicht oder auch Wolkenformationen (Quellwolkenbildung) an der Obergrenze der atmosphärischen Grenzschicht und deren Einfluss auf den langwelligen Strahlungshaushalt. Auch Einträge aus der freien Atmosphäre (*entrainments*) führen zu nachweislichen Veränderungen der atmosphärischen Grenzschicht (MASON und THOMSON, 2003).

### 3.1.1 Der vertikale Aufbau der atmosphärischen Grenzschicht

Die atmosphärische Grenzschicht befindet sich im unteren Bereich der Atmosphäre und kann hinsichtlich der in ihr ablaufenden Transportvorgänge in eine laminare und eine turbulente Grenzschicht unterteilt werden (Abb. 3-1). Die laminare Grenzschicht, die sich direkt über der Erdoberfläche ausbildet, wird geprägt durch den Vertikaltransport von Impuls und Wärme aufgrund molekularer Teilchenbewegungen. Sie ist nicht permanent vorhanden und wird nur einige Millimeter mächtig. Der darüberliegende Teil, in welchem der vertikale Austausch aufgrund turbulenter Stoff- und Energietransport dominiert, wird in die Prandtl- und die darüberliegende Ekman-Schicht unterteilt.

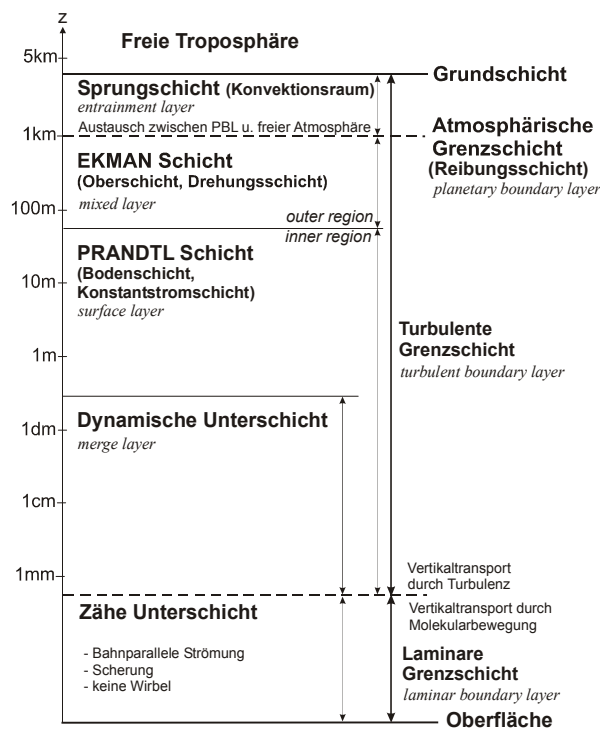


Abb. 3-1: Vertikaler Aufbau der atmosphärischen Grenzschicht (ohne Vegetation)

Die Prandtl-Schicht (Konstantstromschicht), deren Höhe nur etwa 10 % der atmosphärischen Grenzschicht beträgt, ist gekennzeichnet durch einen höhenunabhängigen Transport von Impuls (Schubspannung), fühlbarer und latenter Wärme. Die Richtung des zeitlich gemittelten Windes kann als konstant angesehen werden. In ihr gelten die Gesetze der Monin-Obuchow-Ähnlichkeitstheorie, d.h. die Profile der horizontalen Windgeschwindigkeit, potentiellen Temperatur und spezifischen Feuchte lassen sich über Funktionen beschreiben und anhand von Normierungsgrößen (z. B. Monin-Obuchow-Länge  $L^*$ ) universell anwenden.

Im untersten Bereich der Prandtl-Schicht kann sich die sogenannte dynamische Unterschicht bzw. dynamische Grenzschicht ausbilden, in der turbulente und molekulare Transportvorgänge eine gleichwertige Rolle spielen, deren Existenz und Ausbildung jedoch von den atmosphärischen Gegebenheiten abhängen.

heiten abhängt.

Im Anschluss an die Prandtl-Schicht bis zur Obergrenze der atmosphärischen Grenzschicht ist die Ekman-Schicht (Drehungsschicht) definiert. In ihr kommt es zu einer nur noch geringen Zunahme des Horizontalwindes, dafür aber zu dessen Richtungsablenkung (nach rechts auf der Nordhalbkugel) mit der Höhe (Ekman-Spirale).

Die Obergrenze der Ekman-Schicht zur freien Atmosphäre ist nicht so scharf abgrenzbar. Durch die unterschiedliche Ausbildung der oberen Begrenzungsfläche der turbulenten Grenzschicht kann diese die freie Atmosphäre erreichen und einen sogenannten Konvektionsraum (*entrainment layer*) bilden, in welchem es zu Einträgen aus der freien Atmosphäre in die atmosphärische Grenzschicht kommt.

Dieser allgemeine atmosphärische Aufbau wird beim Über- bzw. Durchströmen von Vegetation aufgrund der damit verbundenen Änderung der Rauigkeit der Oberfläche verändert. Es kommt zu einer Verschiebung der Schichten nach oben, die über die Verschiebungshöhe  $d$  erfasst wird. Zur Quantifizierung der Verschiebungshöhe sind in der Literatur verschiedene Ansätze und zahlreiche Untersuchungen zu finden, z.B. in der Übersicht bei YANG und FRIEDL (2003).

Unter inhomogenen Bedingungen und über heterogenem Gelände ist die Annahme einer Konstantstromschicht im Allgemeinen nicht gültig. So führt die Variabilität der Unterlage und des Reliefs zu Advektionserscheinungen sowie zur Instationarität der meteorologischen Bedingungen, durch die z.B. eine vertikale Flussdivergenz hervorgerufen werden kann (LEE, 1998; MAHRT 1998; PANIN et al., 1998). Diese Inhomogenitäten können dabei in der Grenzschicht allmählich verschwinden (*blending height*, CHEHBOUNI et al., 2000) oder eine interne Grenzschicht (*internal boundary layer*, BRUTSAERT, 1982; STULL, 1998) bilden.

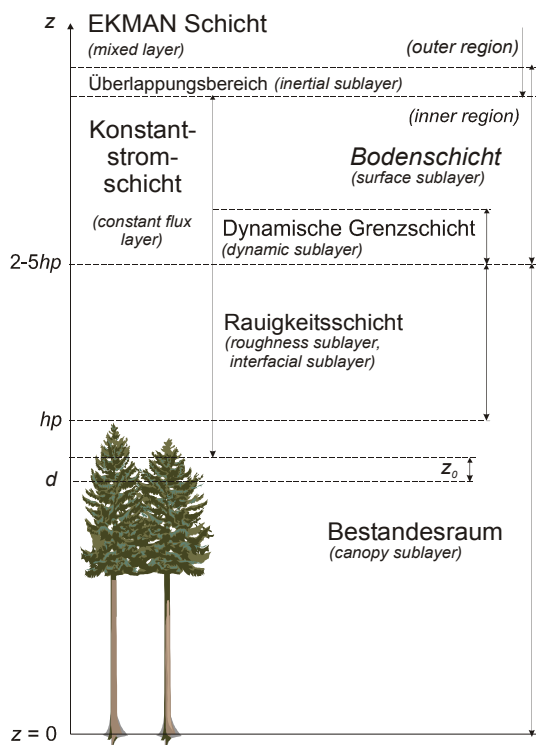
### 3.1.2 Ausbildung der Konstantstromschicht über Vegetation

Die Konstantstromschicht (*constant flux layer*) ist der untere Bereich der planetaren Grenzschicht, welcher von den Rauigkeitselementen der Erdoberfläche beeinflusst wird. Sie beträgt etwa 10-15 % der planetaren Grenzschicht und erreicht ca. 100 m Höhe über Grund. Für eine mit Vegetation bewachsene Oberfläche beginnt ihre untere Grenze nach MONTEITH und UNSWORTH (1990) oberhalb der Verschiebungshöhe bei  $z-d \gg z_0$  (vgl. Abb. 3-2). Die darin befindliche Rauigkeitsschicht (*roughness sublayer*), die sich direkt über dem Bestand bzw. der



Vegetationshöhe  $h_p$  anschließt, unterliegt außer dem Einfluss der Oberflächenrauigkeit auch dem der individuellen Rauigkeitselemente (Verteilung, Struktur, Dichte des Bestandes).

Dieser zusätzliche Einfluss verringert sich mit zunehmendem vertikalen Abstand und verliert am Übergang zur dynamischen Grenzschicht (*dynamic sublayer*) seine Bedeutung. In diesem Bereich herrscht ausgeprägte Turbulenz.



**Abb. 3-2:** Ausprägung der Konstantstromschicht in und über Vegetation, nach Brutsaert (1982), MONTEITH und UNSWORTH (1990) sowie JACOBS und DEBRUIN (1992)

Energieflüsse besitzt bzw. kein Tagesgang der meteorologischen Elemente mehr vorhanden ist. Eine scharfe Abgrenzung zwischen den Höhenschichten, die von der Rauigkeit der Unterlage abhängig (*inner region*) bzw. von dieser nicht mehr beeinflusst sind (*outer region*), ist nicht immer möglich. Je nach Stabilitätsverhältnissen existiert ein unterschiedlich stark ausgeprägter Überlappungsbereich (*inertial sublayer*, BRUTSAERT, 1982).

Die tatsächliche Begrenzungshöhe zwischen Rauigkeitsschicht und dynamischer Grenzschicht kann nur durch Profilmessungen der einzelnen mikrometeorologischen Elemente

Die Wirkung von Coriolis- und Auftriebskraft ist aufgrund der Oberflächennähe dieser Schicht vernachlässigbar. Hier gelten die Gesetze der Monin-Obuchow-Ähnlichkeitstheorie einschließlich der Höhenkonstanz der Stoff- bzw. Energieflüsse und machen die dynamische Grenzschicht somit zum geeigneten Ort für mikrometeorologische Messungen. In Abhängigkeit von den Stabilitätsverhältnissen bzw. der thermischen Schichtung der Atmosphäre kann die dynamische Grenzschicht bis an die Obergrenze der Bodenschicht (*surface sublayer*) heranreichen. Diese wiederum markiert den Bereich, ab dem die Rauigkeit der Unterlage keinen Einfluss mehr auf die vertikalen Stoff- und

bestimmt werden. Höhenangaben in der Literatur beziehen sich im Allgemeinen auf Abhängigkeiten zu Vegetationsparametern, insbesondere zur Bestandeshöhe  $hp$ , unterscheiden sich jedoch in ihrer Größenordnung voneinander. So erstreckt sich nach RAUPACH et al. (1996) oder SIMPSON et al. (1998) die Höhe der Rauigkeitsschicht auf 2-3  $hp$  über der Geländeoberfläche. In anderen Definitionen ([HTTP://AMSGLOSSARY.ALLENPRESS.COM/GLOSSARY](http://AMSGLOSSARY.ALLENPRESS.COM/GLOSSARY); KATUL et al., 1999) wird die Schichtdicke über Grund mit 2-5  $hp$  angegeben. In MÖLDER et al. (1999) finden sich sogar Angaben von 3-8  $hp$ . Es ist jedoch darauf hinzuweisen, dass bei dieser Größenordnung die Höhe der Rauigkeitsschicht die theoretische Obergrenze der Konstantstromschicht überschreiten kann. Die Ausbildung einer dynamischen Grenzschicht wäre für diesen Fall nicht möglich.

In der praktischen Anwendung werden mikrometeorologische Messungen insbesondere über hohen Beständen innerhalb der Rauigkeitsschicht durchgeführt und nicht in die dynamische Grenzschicht verlagert, da

- die Gradienten mit zunehmender Höhe kleiner und somit schwerer erfassbar werden,
- der *fetch*-Einfluss mit der Höhe zunimmt und
- eine vertikale Begrenzung der Messhöhe aufgrund der technischen Möglichkeiten (Turmhöhe)

vorgegeben ist (SIMPSON et al., 1998).

Für theoretische Untersuchungen, z.B. zur Modellierung der Kopplungswiderstände aus Energieflüssen über der aktiven Oberfläche der Vegetation mit Hilfe des *bulk*-Ansatzes, wird jedoch eine Verlagerung des Referenzniveaus in die dynamische Grenzschicht als notwendig angesehen (GOLDBERG und BERNHOFER, 2001), da die theoretische Bestimmung der Transportkoeffizienten innerhalb der Rauigkeitsschicht zu einer Unterschätzung der vertikalen Stoff- und Energieflüsse führt (vgl. Abschnitt 3.1.3.4).

### 3.1.3 Turbulenz

#### 3.1.3.1 Beschreibung der Turbulenz

Der Transport von Impuls, Energie und Masse in der Konstantstromschicht ist an das turbulente Strömungsverhalten der atmosphärischen Grenzschicht gekoppelt. Der turbulente Fluss in seinen Eigenschaften ist von zufälliger und unregelmäßiger Natur, so dass auch die zeitliche Variabilität der resultierenden Geschwindigkeitskomponenten an einer bestimmten Position

dem Zufall unterliegt. Eine annähernd präzise Beschreibung des turbulenten Flusses kann daher nur unter Einbezug statistischer Parameter erfolgen (PICHLER, 1997; SEINFELD und PANDIS, 1998). Dazu erfolgt eine Zerlegung der im Impuls- und Energiefluss abhängigen Parameter:

$$u, v, w = \bar{u}, \bar{v}, \bar{w} + u', v', w' \quad (3-1)$$

$$\theta = \bar{\theta} + \theta' \quad (3-2)$$

$$q = \bar{q} + q' \quad (3-3)$$

in einen Mittelwert, der das durchschnittliche Transportvermögen aufgrund der gegebenen Rahmenbedingungen beschreibt, sowie in einen fluktuativen Bestandteil, welcher den zufälligen Prozessanteil wiedergibt (Reynolds-Zerlegung).

### 3.1.3.2 Schließungsproblem

Die Zahl der dadurch eingeführten abhängigen Variablen steht jedoch einer geringeren Anzahl von Modellgleichungen gegenüber, was zu dem sogenannten Schließungsproblem in der Turbulenzbeschreibung führt. Eine generelle Lösung dieses Problems ist bis heute nicht erreicht und wird deshalb z.B. über empirische Modellansätze für den turbulenten Transport von Impuls und Energie über das Mischungsweglängen-Konzept angenähert (Schließung 1. Ordnung). Das Ziel dieses Ansatzes besteht in der Ableitung von Gleichungen, in denen der turbulente Transport von Impuls und Energie im Beziehung zu den Mittelwerten der Systemvariablen steht (Fluss-Gradienten-Beziehung) und durch Substitution die Schließung des Gleichungssystems ermöglicht wird (vgl. Gl. 3-8 und Gl. 3-9). Da über die Schließung 1. Ordnung nur der Fluss entlang des mittleren Gradienten der Systemvariablen beschrieben wird und dabei auftretende Flüsse gegen den Gradienten (*counter-gradient*) bzw. ohne Gradienten (*zero-gradient*) nicht erfassbar sind, wurden speziell für die Bestandesschicht, in welcher diese Flüsse auftreten können, Modelle mit höhergradigen Schließungsansätzen (vgl. Abschnitt 4.2.3.3) entwickelt (siehe ZIEMANN, 1998).

### 3.1.3.3 Turbulente Austauschkoefizienten

Im Ergebnis dieser Überlegungen zur Schließung 1. Ordnung steht die Fluss-Gradienten-Beziehung, nach deren Form sich das turbulente Diffusionsvermögen für Impuls:

$$\overline{u'w'} = -K_M \cdot \frac{d\bar{u}}{dz} \quad (3-4)$$

und damit der turbulente Impulsfluss bzw. die Schubspannung:

$$\tau = \bar{\rho} \overline{u'w'} = -\bar{\rho} K_M \cdot \frac{d\bar{u}}{dz} \quad (3-5)$$

definieren lässt.

Der Impulsfluss steht in direkter Beziehung zu den Gradienten der abhängigen Parametermittelwerte. Der Turbulenzkoeffizient  $K_M$  ergibt sich nach dem Prandtl-Ansatz aus der Mischungsweglänge  $l$ , dem gewichteten mittleren Horizontalwind  $\hat{u}$  und der empirischen Konstanten  $c = 0,463$  (SEINFELD und PANDIS, 1998):

$$K_M = c \rho l \hat{u} \quad \text{mit} \quad \hat{u} = \frac{\overline{\rho u}}{\rho} \quad (3-6)$$

Er kann aber auch alternativ aus der turbulenten kinetischen Energie  $b$  (Kolmogorov-Ansatz, vgl. Abschnitt 4.2.3.3) berechnet werden:

$$K_M = c l \sqrt{b} \quad (3-7)$$

Unter Vernachlässigung der Auftriebseffekte lässt sich das Mischungsweglängenkonzept auch auf das turbulente Diffusionsvermögen von fühlbarer Wärme:

$$\overline{w'\theta'} = -K_H \cdot \frac{d\bar{\theta}}{dz} \quad (3-8)$$

und somit auf den fühlbaren Wärmestrom:

$$H = \bar{\rho} c_p \overline{w'\theta'} = -\bar{\rho} c_p K_H \cdot \frac{d\bar{\theta}}{dz} \quad (3-9)$$

übertragen.

Die Austauschkoefizienten für Impuls  $K_M$  und fühlbare Wärme  $K_H$  sind positionsabhängig und veränderlich für den Transport in verschiedenen Koordinatenrichtungen. Sie werden deshalb für praktische Belange innerhalb der jeweiligen Flusssituation über Eddykovarianzmes-

sung in Verbindung mit Messung von Vertikalgradienten von Wind und Wärme experimentell oder über Zusatzbeziehungen wie die Energiebilanz bestimmt. Ihre Größenordnung ist in erster Linie abhängig von der Rauigkeit der Unterlage. Das Verhältnis zwischen  $K_H$  und  $K_M$  definiert die inverse Prandtl-Zahl:

$$\alpha_H = \frac{K_H}{K_M} \quad (3-10)$$

Für glatte Oberflächen, z.B. für Schnee und Eis bei LEFEBRE et al. (2003), wird im Allgemeinen  $K_H \sim K_M$  und damit  $\alpha_H \sim 1$  vorausgesetzt. HASAGER et al. (2002) verwenden für glatte Bestände  $1/\alpha_H = 0,7$ . Oberflächen mit höherer Rauigkeit (Landwirtschafts- und Waldbestände) weisen Werte bis  $\alpha_H \sim 2$  in Höhen direkt über dem Bestand und  $\alpha_H \sim 1,1$  oberhalb in der Bodenschicht (*surface sublayer*) für annähernd neutrale Schichtung auf (RAUPACH et al., 1996).

#### 3.1.3.4 Monin-Obuchow-Ähnlichkeitstheorie

Da Turbulenz in der Konstantstromschicht nicht nur mechanisch, sondern auch durch Auftriebseffekte erzeugt werden kann, müssen die thermische Schichtung der Atmosphäre und die damit verbundenen turbulenten vertikalen Wärmeströme berücksichtigt werden. In der Monin-Obuchow-Ähnlichkeitstheorie geht es zudem nicht nur darum, Größen in direkter Abhängigkeit von den Systemvariablen ( $u, \theta, q$ ) selber zu beschreiben, sondern diese anhand von Variablen wie der Stabilität  $L^*$  oder Höhe über Grund  $z$  zu definieren, die den Zustand des Systems charakterisieren. Damit lassen sich innerhalb der Konstantstromschicht z. B. die vertikalen Profile der horizontalen Windgeschwindigkeit, der potentiellen Temperatur  $\theta$ , der spezifischen Feuchte  $q$  mittels universeller Funktionen beschreiben. Gl. 3-11 beinhaltet das Vertikalprofil der horizontalen Windgeschwindigkeit für neutrale Schichtung.

$$u(z) = \frac{u^*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad \text{bzw.} \quad u(z) = \frac{u^*}{\kappa} \ln\left(\frac{(z-d)}{z_0}\right) \quad (3-11)$$

Die dem Impulsfluss proportionale Schubspannungsgeschwindigkeit aus Gl. 3-11:

$$u^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \quad (3-12)$$

ist ein Indikator der atmosphärischen Turbulenz (siehe auch Gl. 3-5). Werte unterhalb eines kritischen Wertes, z.B. 0.3 m/s für die Ankerstation Tharandter Wald (GRÜNWALD, 2003), sind Ausdruck einer ungenügenden mechanischen Turbulenz. Das führt insbesondere nachts, wenn keine thermische Turbulenz induziert wird, zu nicht ausreichenden turbulenten Bedingungen, was die Anwendung der Turbulenztheorie in Frage stellt.

Die Rauigkeitslänge  $z_0$  entspricht der Höhe, in der die Windgeschwindigkeit den Wert 0 annehmen würde, wenn das logarithmische Windprofil von der dynamischen Grenzschicht in die Rauigkeitsschicht hinein verlängert würde (JACOBS and WANG, 2003). Die Größenordnung der Rauigkeitslänge steht dabei in direkter Beziehung zur Höhe der Rauigkeitselemente, die z.B. nach OKE (1987) bzw. SEINFELD und PANDIS (1998) einen Bereich von:

$$\frac{hp}{30} \leq z_0 \leq \frac{hp}{10} \quad (3-13)$$

umfassen können. QUECK (2004) zeigt weitere Beziehungen zu Bestandesparametern auf. Er verweist jedoch darauf, dass die Ergebnisse in der Realität erheblich abweichen können. Eine exakte Bestimmung von  $z_0$  ist nur durch Profilmessungen der Windgeschwindigkeit über der jeweiligen Unterlage möglich. Repräsentative Werte für verschiedene Landnutzungsarten zeigt z.B. PIELKE (2002). Eine veränderte Rauigkeit der Unterlage ( $hp$ ,  $n_w$ ) bewirkt keine Verformung des Windprofils, sondern nur dessen vertikale Verschiebung um die Verschiebungshöhe  $d$ . Veränderung der Windgeschwindigkeit oder Stabilität haben keine Auswirkungen auf das vertikale Windprofil selber (STULL, 1998).

Die turbulenten Austauschkoeffizienten lassen sich nach der Monin-Obuchow-Ähnlichkeitstheorie für neutrale Bedingungen in der Atmosphäre wie folgt ableiten (RAUPACH et al., 1996):

$$K_M^* = K_H^* = \kappa u^* (z - d) \quad (3-14)$$

Im Bereich der Konstantstromschicht oberhalb der Rauigkeitsschicht (*surface sublayer*) sind  $K_M$ ,  $K_H$  und  $K_M^*$ ,  $K_H^*$  annähernd gleich. In der Rauigkeitsschicht direkt über dem Bestand zeigt der Vergleich mit unabhängigen Bestimmungsmethoden wie der Eddykovarianz- bzw.

der Energiebilanzmethode eine Unterschätzung der Transportkoeffizienten (RAUPACH et al., 1996). Der Betrag, um welchen die Ähnlichkeitstheorie die skalaren Flüsse in der Rauigkeitschicht unterschätzt, wird als *enhancement*-Faktor angegeben. In Abhängigkeit von der atmosphärischen Stabilität sowie der Bestandeshöhe und der Messhöhe über dem Bestand liegt seine Größenordnung bei 1 für stabile und  $\geq 1$  für labile und fast neutrale Verhältnisse. Eine Literaturzusammenstellung von *enhancement*-Faktoren findet sich in SIMPSON et al. (1998).

### 3.1.3.5 Monin-Obuchow-Länge

Um die Allgemeingültigkeit der Profile zu erhalten, werden diese über dimensionslose Parameter normiert. Die Normierungsgröße für die Länge ist die Monin-Obuchow-Länge  $L^*$ . Diese entspricht der Höhe über der Unterlage, in welcher die Erzeugung von Turbulenz durch Auftrieb (ohne Berücksichtigung von Wasserdampfauftrieb) gegenüber den Reibungs- und Scherprozessen überwiegt (STULL, 1998):

$$L^* = \frac{-u_*^3}{\kappa \cdot \frac{g}{T} \cdot \frac{H}{c_p \rho}} \quad (3-15)$$

Sie gibt damit Ausdruck über die Stabilitätsverhältnisse in der Atmosphäre und ist durch Vorzeichen und Ausmaß des fühlbaren Wärmestromes  $H$  charakterisiert (LANGE, 2002).

$$\begin{aligned} H < 0 &\rightarrow L^* > 0 &&\rightarrow \text{stabil} \\ H > 0 &\rightarrow L^* < 0 &&\rightarrow \text{labil} \\ H \ll 0 &\rightarrow L^* = \infty &&\rightarrow \text{neutral} \end{aligned}$$

### 3.1.3.6 Turbulente kinetische Energie

Ein Maß für die Intensität der Turbulenz mit direktem Bezug zum Impuls-, Wärme- und Feuchtetransport innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht stellt die mittlere kinetische Energie der turbulenten Strömung dar. Sie wird meist nur als turbulente kinetische Energie (TKE) bezeichnet. Betrachtet man die turbulente kinetische Energie bezüglich eines Koordinatensystems, das dem Windsystem entspricht, lässt sich unter Ausschluss von horizontalen Inhomogenitäten sowie Absenkungserscheinungen die TKE-Gleichung wie folgt formulieren (STULL, 1998):

$$\frac{\partial \bar{b}}{\partial t} = \underbrace{\frac{g}{\theta}(\overline{w'\theta'})}_{\text{Auftriebs-}} - \underbrace{\overline{u'w'}}_{\text{Scher-}} \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} - \underbrace{\frac{\partial(\overline{w'b})}{\partial z}}_{\text{Turbulenz-}} - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial(\overline{w'p'})}{\partial z}}_{\text{Druck-}} - \underbrace{\varepsilon}_{\text{Dissipations-}} \quad (3-16)$$

Die TKE-Gleichung bilanziert das energetische Zusammenspiel von turbulenz erzeugenden Prozessen wie der Reibungs-, Scher- und Auftriebswirkung, Turbulenzvernichtung bzw. Umwandlung in Wärme durch Auftrieb oder Dissipation mit dem turbulenten Transport sowie der Umverteilung der TKE durch Druckstörungen (Oszillationseffekte) in der Atmosphäre.

## 3.2 Vertikaler Transport über Vegetation

### 3.2.1 Fluss-Gradienten-Beziehung

In der turbulenten Grenzschicht können aufgrund der Beziehungen zum vertikalen Stoff- und Energieaustausch die Konvektionsströme nach der Fluss-Gradienten-Beziehung unter Verwendung der turbulenten Austauschkoefizienten (vgl. Abschnitt 3.1.3.3) berechnet werden. Für den fühlbaren  $H$  und latenten Wärmestrom  $LE$  ergeben sich damit folgende Beziehungen:

$$H = -\rho c_p K_H \cdot \left( \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} + \Gamma \right) = -\rho c_p K_H \cdot \left( \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \right) \quad (3-17)$$

$$LE = -\rho L K_E \cdot \left( \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \right) \quad (3-18)$$

### 3.2.2 Widerstands analogie

Eine weitere Betrachtung des turbulenten Stoff- und Energieaustausches zwischen Oberfläche und Atmosphäre kann auch in Anlehnung an das Ohmsche Widerstandsgesetz erfolgen. Danach entsteht der vertikale Fluss aufgrund eines vorherrschenden Konzentrationsunterschiedes zwischen den einzelnen Höhenschichten. Dem ungehinderten Ausgleich der Konzentrationsdifferenzen wirkt jedoch ein Transportwiderstand entgegen:



$$H = -\rho c_p \cdot \frac{\Delta \bar{\theta}}{r_H} \quad (3-19)$$

$$LE = -\rho L \cdot \frac{\Delta \bar{q}}{r_E} \quad (3-20)$$

Die Widerstände für den Wärme- und Feuchtetransport zwischen Vegetation und Atmosphäre  $r_H$  bzw.  $r_E$  können aus den inversen (*bulk*-) Ansätzen von Gl. 3-19 bzw. Gl. 3-20 (DYCK und PESCHKE, 1995) zwischen der Quellfläche und einem Referenzniveau ermittelt werden:

$$r_H = \frac{\rho c_p (T_w - T_{ref})}{H} \quad (3-21)$$

$$r_E = \frac{\rho c_p}{\gamma} \cdot \frac{e_s(T_w) - e_{ref}}{LE} \approx \frac{\rho L \cdot (q_w - q_{ref})}{LE} \quad (3-22)$$

Sie lassen sich außerdem aus den analytischen Bestimmungsgleichungen für den aerodynamischen Widerstand  $r_a$  und den Bestandeswiderstand  $r_c$  z.B. nach MONTEITH und UNSWORTH (1990) ableiten. Unter der hypothetischen Annahme, dass die Turbulenzkoeffizienten für Wärme, Impuls und Feuchte:

$$K_H = K_M = K_E \quad (3-23)$$

gleich sind (Ähnlichkeitsprinzip), lassen sich  $r_H$  und  $r_E$  demnach wie folgt ersetzen (siehe z.B. MENZEL, 1997):

$$r_H = r_a \quad (3-24)$$

$$r_E = r_c + r_a + r_b \approx r_c + r_a \quad (3-25)$$

Die Größe  $r_a$  beschreibt dabei den Einfluss der Windgeschwindigkeit auf die Diffusion von Wasserdampf und damit den Widerstand gegen den Austausch sensibler und latenter Wärme in der Atmosphäre.

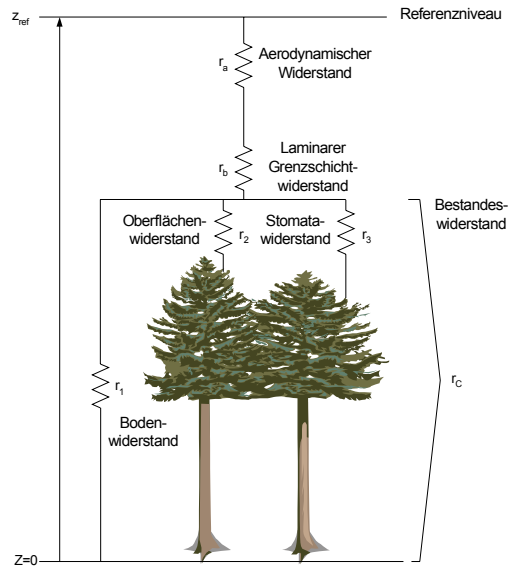


Abb. 3-3: Widerstandsnetzwerk in und über dem Bestand, abgeleitet nach BLANKEN (2003)

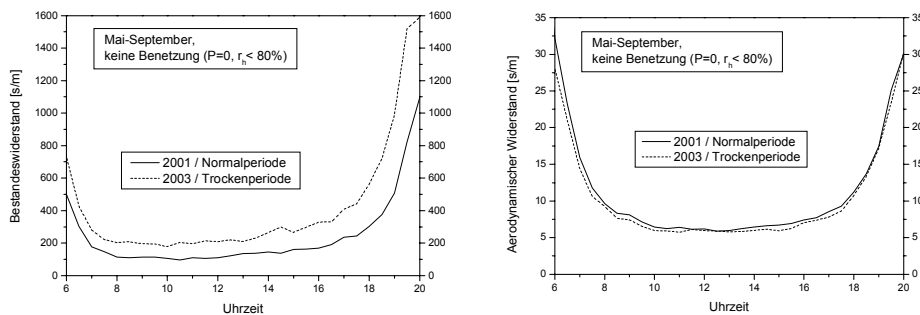
Der Widerstand  $r_c$  kennzeichnet die Kontrolle über den latenten Wärmefluss durch die Vegetation (vgl. Abb. 3-3). Die Größenordnung der Transportwiderstände ist abhängig von der Wasserversorgung, dem Energiehaushalt sowie der Tages- und Jahreszeit. Der laminare Grenzschichtwiderstand  $r_b$  wird aufgrund seiner geringen Werte meist vernachlässigt (siehe Gl. 3-25).

Abb. 3-4 zeigt beispielhaft die aus Eddy-Kovarianz-, Strahlungs- und Luftfeuchtemessung abgeleiteten mittleren Tagesgänge für  $r_c$  und  $r_a$  an der Ankerstation

Tharandter Wald für die Vegetationsperioden der Jahre 2001 und 2003. Die Datenreihen enthalten Halbstundenwerte der Monate Mai bis September, bei denen keine Benetzung der Vegetation vorlag. Die unterschiedlichen Feuchtebedingungen beider Jahre sind anhand des Bodenfeuchtegehaltes erkennbar. So betrug der Tagesmittelwert im betrachteten Zeitraum für 2001 rund 20 Vol.-%, während 2003 nur knapp 13 Vol.-% gemessen wurden. Im Gegensatz zu 2001, das als ein durchschnittliches Jahr bewertet werden kann, zeichnet sich die Vegetationsperiode 2003 als relativ trockener Zeitraum aus. Die Reaktion des Fichtenbestandes auf diese Bedingungen äußert sich in einer Vergrößerung des Bestandeswiderstandes  $r_c$  im gesamten mittleren Tagesverlauf (vgl. Abb. 3-4, links), um dem erhöhten Verdunstungsanspruch (steigendes Sättigungsdefizit) und dem damit steigenden Wasserverlust der Pflanze durch die Stomata entgegenzuwirken.

Der aerodynamische Widerstand  $r_a$  (vgl. Abb. 3-4, rechts) zeigt verständlicherweise keine Reaktion auf die veränderten Feuchteverhältnisse. Der leichte Rückgang der Widerstandswerte im Jahr 2003 lässt sich mit einer zum Jahr 2001 differenten Turbulenzcharakteristik begründen. Generell zeigt sich ein ähnlicher Tagesgang für  $r_a$  und  $r_c$ . Die sehr großen Werte in den Nachtstunden fallen mit beginnendem Sonnenaufgang aufgrund der einsetzenden Turbulenz ( $r_a$ ) bzw. des Lichteinfalls ( $r_c$ ) relativ schnell ab. Sowohl aerodynamische als auch stomatäre

Kopplung erreichen um die Tagesmitte ihr Maximum, wobei die Werte von  $r_a$  weniger als 10 % von  $r_c$  betragen. Der Widerstand  $r_a$  zeigt dabei einen recht symmetrischen Tagesverlauf, der auch in den Abendstunden zu einem relativ schnellen Anstieg der Widerstandswerte bei abflauernder Turbulenz führt. Der schon in den Nachmittagsstunden rückläufige Wert des Bestandeswiderstandes weist dagegen auf eine gegenüber dem Verdunstungsanspruch nicht ausreichende Wasserverfügbarkeit des Standortes hin, die die Pflanze zum Schließen der Stomata zwingt.



**Abb. 3-4:** Mittlerer Tagesgang des Bestandeswiderstandes (links) bzw. aerodynamischen Widerstandes (rechts) der Monate Mai bis September an der Ankerstation Tharandter Wald für ausgewählte Jahre

### 3.2.3 Kombinationsansatz zur Bestimmung des latenten Wärmestroms

Eine komplexe Methode zur Bestimmung der Verdunstung über der Vegetation stellt das Verfahren nach Penman-Monteith dar. Es handelt sich um ein kombiniertes Modell, in welchem die Prinzipien der Aerodynamik sowie der Energiebilanz in einer Gleichung zusammengeführt sind und das den latenten Wärmestrom anhand der zur Verfügung stehenden Energie, des Sättigungsdefizites der Luft sowie des Maßes an vorhandener Turbulenz bestimmt (OKE, 1987). Unter Berücksichtigung von Gl. 3-24 kann die Penman-Monteith-Gleichung wie folgt dargestellt werden:

$$LE = \frac{s(R_n - G) + \rho \cdot c_p \left( \frac{e_s - e}{r_a} \right)}{s + \gamma \cdot \left( 1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \quad (3-26)$$

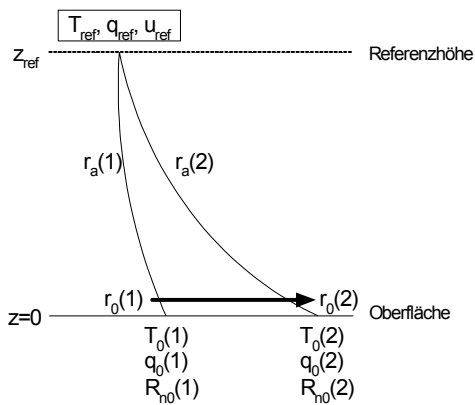
### 3.3 Charakterisierung der Landoberflächenrückkopplung der Atmosphäre

#### 3.3.1 Kategorisierung der Rückkopplung

Die Rückkopplung zwischen Landoberfläche und Atmosphäre beeinflusst den Landschaftswasserhaushalt in vielfältiger Weise. Sie kann Veränderungen des atmosphärischen Zustandes hervorrufen, die in der Vertikalen betrachtet nur den Bereich der Landoberfläche tangieren (Oberflächenrückkopplung) oder aber ein verändertes Verhalten der gesamten atmosphärischen Grenzschicht hervorrufen (Grenzschichrückkopplung). Auch laterale Effekte, sogenannte Kanten- oder *edge*-Effekte, werden durch die Rückkopplung zwischen unterschiedlichen Landschafts- und Oberflächenelementen erzeugt (advektive Rückkopplung). Die durch ein verändertes Verhalten der Landoberfläche modifizierten atmosphärischen Rahmenbedingungen können dabei zu einer Verstärkung (positive Rückkopplung) oder Dämpfung (negative Rückkopplung) der Prozesse führen.

Die in der vorliegenden Arbeit untersuchten vertikalen Kopplungseffekte werden in Abschnitt 3.3.1.1 und Abschnitt 3.3.1.2 näher betrachtet. Die lateralen Effekte werden an dieser Stelle nicht weiter berücksichtigt.

##### 3.3.1.1 Oberflächenrückkopplung



**Abb. 3-5:** Wirkung der Oberflächenrückkopplung (nach JACOBS und DEBRUIN, 1992)

Als Oberflächenrückkopplung werden die Austauschvorgänge bezeichnet, bei denen sich aufgrund von veränderten Eigenschaften der Unterlage die Zustände an der Oberfläche ändern, jedoch ohne Wirkung auf die Zustände im bzw. oberhalb des Referenzniveaus bleiben (JACOBS und DEBRUIN, 1992). Das betrifft insbesondere die Wechselwirkungen zwischen Verdunstung, Oberflächentemperatur und Strahlungsbilanz. So führen z.B. ein Wechsel in der Oberflächenrauigkeit und des damit verbundenen Oberflächenwiderstandes  $r_0$  von Zustand (1) nach (2) zu einer Änderung der vertikalen turbulenten Flüsse. Diese wiederum bewirken eine Veränderung des Temperaturregimes  $T_0$  an der Oberfläche.

che. Da die Zustände im Referenzniveau (Temperatur  $T_{ref}$ , Feuchte  $q_{ref}$ , Wind  $v_{ref}$ ) als konstant gelten, stellen sich durch die Verlagerung des vertikalen Temperaturprofils neue aerodynamische Verhältnisse ( $r_a$ ) zwischen Oberfläche und Referenzniveau ein. Die durch die langwellige Ausstrahlung beeinflusste Strahlungsbilanz  $R_n$  wirkt auf das Feuchteregime ( $q_0$ ) und ruft eine erneute Veränderung der turbulenten Flüsse hervor.

### 3.3.1.2 Grenzschichtrückkopplung

Realistisch betrachtet verändern jedoch die vertikalen Flüsse von der Oberfläche sowie auch Lufteinträge aus der freien Atmosphäre die Zustände in der gesamten atmosphärischen Grenzschicht und damit auch im Referenzniveau.

So führt z.B. ein Ansteigen des Verdunstungsstromes  $LE$  von der Oberfläche zu einer Zunahme der Feuchte  $q$  in der gesamten atmosphärischen Grenzschicht. Mit größer werdendem  $LE$  verringert sich die zur Verfügung stehende Energie, wodurch es zu einem Absinken des Transportstromes an fühlbarer Wärme  $H$  und damit zu einem Rückgang der Temperatur  $T$  der Atmosphäre kommt.

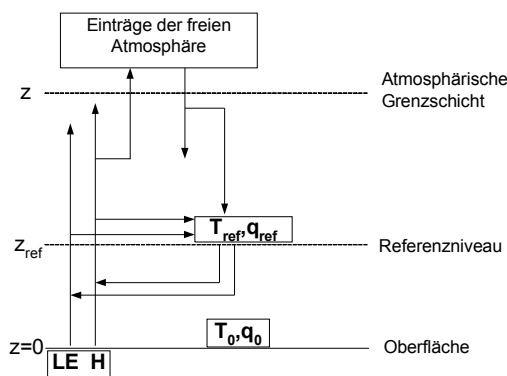


Abb. 3-6: Wirkung der Grenzschichtrückkopplung (nach JACOBS und DEBRUIN, 1992)

Die temperaturbedingte Verkleinerung des Sättigungsdefizits wiederum wirkt auf den latenten Wärmestrom  $LE$  und verringert diesen. Vergleichbare Effekte ergeben sich durch den vorhandenen Luftaustausch zwischen atmosphärischer Grenzschicht und freier Atmosphäre.

Die Grenzschichtrückkopplung umfasst somit jene Prozesse, die in Abhängigkeit vom jeweiligen Zustand der atmosphärischen Grenzschicht (z.B. auch ihrer

Höhe) und ihrer Wechselwirkung mit den vertikalen Flüssen von der Oberfläche sowie mit der freien Atmosphäre eine Veränderung der Bedingungen im Referenzniveau erzeugen (JACOBS und DEBRUIN, 1992). Das betrifft insbesondere die Wirkung einer Verdunstungsänderung als Ursache für Veränderungen der Windgeschwindigkeit, Luftfeuchte und Lufttemperatur in der Atmosphäre.

### 3.3.2 Quantifizierung des Kopplungsgrades

Kopplungsmechanismen zwischen Landoberfläche und Atmosphäre sind praktisch immer vorhanden. Der Grad der Kopplung hängt sowohl von den atmosphärischen Randbedingungen als auch von den Eigenschaften der Unterlage bzw. Landnutzung ab. Als ein Maß zur Charakterisierung des Einflusses der Rückkopplung zwischen atmosphärischer Grenzschicht und Landoberfläche auf die Transpiration lässt sich nach JARVIS und MCNAUGHTON (1986) der Entkopplungsfaktor  $\Omega$  verwenden. Aus pflanzenphysiologischer Sicht beschreibt  $\Omega$  die Sensitivität der Transpiration auf eine Veränderung des Bestandesleitwertes (MAGNANI et al., 1998), wie sie aufgrund veränderter atmosphärischer Bedingungen eintreten kann. Der Faktor  $\Omega$  wird aus der Penman-Monteith-Gleichung für festgelegte Bedingungen in einem Referenzniveau abgeleitet (MONTEITH und UNSWORTH, 1990):

$$\Omega = \frac{s + \gamma}{s + \gamma \cdot \left(\frac{r_E}{r_H}\right)} \quad \text{bzw. mit} \quad \Omega = \frac{s + \gamma}{s + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (3-27)$$

Gl. 3-24 und Gl. 3-25

Der Entkopplungsfaktor  $\Omega$  bewegt sich im Wertebereich zwischen  $\Omega=0$  (vollständig gekoppelt) und  $\Omega=1$  (vollständig entkoppelt). Betrachtet man diese beiden Grenzfälle von  $\Omega$  in Abhängigkeit vom aerodynamischen Zustand der Atmosphäre und hinsichtlich ihrer Auswirkung auf den Verdunstungsstrom  $LE$ , dann lässt sich folgendes erkennen:

- $\Omega \rightarrow 0$  bedeutet: der aerodynamische Widerstand  $r_a \rightarrow 0$ .

$$\lim_{r_a \rightarrow 0} LE = \frac{\rho c_p (e_s - e)}{\gamma \cdot r_c} \quad (3-28)$$

Die Transpiration wird hauptsächlich durch den Bestandeswiderstand und das Sättigungsdefizit zwischen Vegetationsoberfläche und Atmosphäre kontrolliert (MARTIN, 1989; DAUDET et al., 1999). Dieser Zustand, der als Grenzschichrückkopplung bezeichnet wird (MARTIN, 1989; JACOBS und DEBRUIN, 1992; BERNHOFER et al., 1997), tritt hauptsächlich bei vertikal mächtigen Vegetationsformen wie Wald auf, die ein relativ großes Widerstandsverhältnis zwischen Bestandeswiderstand und aerodynamischen Widerstand aufweisen.

- $\Omega \rightarrow 1$  bedeutet: der aerodynamische Widerstand  $r_a \rightarrow \infty$ .

$$\lim_{r_a \rightarrow \infty} LE = \frac{s(R_n - G)}{s + \gamma} \quad (3-29)$$

Die Transpiration wird vor allem durch Oberflächenprozesse (Strahlungsbilanz  $R_n$ ) gesteuert, während die Bedingungen im Referenzniveau unverändert bleiben (MARTIN, 1989). Dieser Zustand wird als Oberflächenrückkopplung bezeichnet (JACOBS und DEBRUIN, 1992; BERNHOFER et al., 1997) und tritt besonders bei niedriger Vegetation wie Gras auf (GOLDBERG und BERNHOFER, 2001).

### 3.4 Numerische Landoberflächen-Atmosphären-Modelle in der Meteorologie

LEE et al. (1993) beschreibt die Modellierung der Atmosphäre als eine Technik, die eine Untersuchung der atmosphärischen Phänomene innerhalb eines mathematisch-physikalischen Netzwerkes ermöglicht. Das Verhalten der Atmosphäre auf die Einwirkung äußerer Kräfte lässt sich dabei über geeignete Differentialgleichungen beschreiben, deren Parameter durch Informationen über die atmosphärischen Bedingungen ersetzt werden können. Die Ziele bei der Entwicklung von meteorologischen Modellen können in drei Schwerpunkte unterteilt werden:

- Systemcharakterisierung  
Über Modelle, die ein synthetisches Abbild der Wirklichkeit wiedergeben sollen, ist man in der Lage, Prozesszusammenhänge in ihrer Komplexität zu beschreiben und auch in Einzelprozesse zu zerlegen. Ein wichtiger Faktor für die Meteorologie ist dabei die Möglichkeit der Beschreibung von Skalenübergängen.
- Sensitivitätsuntersuchungen  
Es wird möglich, sowohl einzelne als auch kombinierte Parameter hinsichtlich ihres Einflusses auf das System zu untersuchen und damit interne und externe Wechselwirkungen aus ihrer real vorkommenden Kombination zu trennen.
- Erstellung von Szenarien  
Sie bieten die Möglichkeit, Reaktionen des Systems auf potentielle Änderungen der Einflussparameter zu untersuchen und damit die Auswirkungen künftiger Situationen abzuschätzen.

Die Beschreibung der Atmosphäre schließt dabei die Wechselwirkung mit den in ihr befindlichen Systemen wie z.B. Wolken, Boden, Vegetation, Strahlungsflussdivergenzen und Zirkulationssystemen mit ein.

Die Einordnung der meteorologischen Simulationsmodelle erfolgt z.B. anhand ihrer:

- räumlichen Auflösung
  - mikroskalig (z.B. Grenzschichtmodell HIRVAC, Berechnung am Punkt, siehe Abschnitt 4; MISKAM, 1-20 m, EICHORN, 1989)
  - mesoskalig (z.B. Lokalmmodell (LM) des Deutschen Wetterdienstes (DWD), 7x7 km, DOMS et al., 2003)
  - makroskalig (z.B. ECHAM 4, 250x250 km, Mitteleuropa, ROECKNER et al., 1999)
- physikalischen Behandlung des Austausches zwischen vegetationsbedeckter Landoberfläche und atmosphärischer Grenzschicht
  - SVAT-Modelle (z.B. *Simple Biosphere* (SiB-2), SELLERS et al., 1996a,b), verwendet in Global- und Meso-Modellen
  - Quellterme in den Grundgleichungen, verwendet in LES- und Grenzschichtmodellen

### 3.4.1 SVAT-Modelle

SVATs sind die am häufigsten eingesetzten Modelle zur Parametrisierung der Landoberfläche in Globalen Zirkulations- sowie Mesomodellen. Sie beinhalten ein Modellierungsschema zur Vorhersage der Oberflächenflüsse von Gas, Wärme oder Impuls zwischen Boden, Pflanze und Atmosphäre (DELLWIK, 2003). Die physikalische Beschreibung des turbulenten Austausches in der Atmosphäre erfolgt in einfacher Art über analytische Profile und endet meist schon im Referenzniveau (z.B. in der Höhe 2-3 *hp*). Die Modellierung des Wärme- und Feuchtetransports im Bodens erfolgt ebenfalls nur in einzelnen Schichten. Im Allgemeinen herrscht eine gleichmäßige Verteilung des Schwierigkeitsgrades in der Modellphysik bzgl. der Komponenten des Systems Boden, Pflanze, Atmosphäre.

Der Einsatz von SVATs in vielen Bereichen wie z.B. Land- und Forstwirtschaft, Meteorologie und Klimatologie wie auch der Biologie hat zu einer Vielzahl an SVAT-Modellen mit den unterschiedlichsten Zielstellungen geführt. Einige Vertreter von SVATs sind z.B.:

- SiB-2 (*Simple Biosphere model*)
- BATS (*Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme*; DICKINSON et al., 1986), beide verwendet in Globalen Zirkulationsmodellen (GCM) bzw. Meso-Modellen (MM5, [www.mmm.ucar.edu/mm5/](http://www.mmm.ucar.edu/mm5/); LM)
- LEAF-2 (*Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model*; WALKO et al., 2000), verwendet im mesoskaligen Modell RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*)
- MOSES (*Met Office Surface Exchange Scheme*; COX et al., 1999), verwendet in HadCM3
- ISBA (*Interactive Soil Biosphere Atmosphere*, NOILHAN und MAHFOUF, 1996), verwendet im Globalen Zirkulationsmodell von Météo France ARPEGE



Vergleiche zwischen verschiedenen SVATs sind bei MIHAILOVIC et al. (2000) oder FALGE et al. (2005) zu finden.

### 3.4.2 Atmosphärenmodelle und Vegetation

Bei den Atmosphärenmodellen dagegen wird das Schwergewicht auf eine möglichst exakte physikalische Behandlung des turbulenten Austauschs von Energie und Masse in der Atmosphäre gelegt. Unterschiede in den Grundgleichungen (Vernachlässigung einzelner Terme) ergeben sich aus der Skalenanalyse. Der Bodenteil wird nur als Hilfsmittel zur Behandlung des unteren Modellrandes (Temperatur, Feuchte) betrachtet und ist meist weniger aufwendig parametrisiert als im SVAT. Die Behandlung der Vegetation differiert in den einzelnen Modellanwendungen. Die Implementation einer vertikal hochaufgelösten Vegetationsstruktur ermöglicht eine:

- verbesserte Modellierung des vertikalen Stoff- und Energietransports zwischen Landoberfläche und der Atmosphäre
- Modellierung des meteorologischen Regimes innerhalb von Vegetationsdecken
- Abschätzung von Heterogenitätseinflüssen auf den vertikalen Transport

Die räumliche Auflösung und physikalische Beschreibung der Vegetation ist mit der Auflösung und der physikalischen Behandlung des meteorologischen Modells gekoppelt. In Tab. 3-1 sind Beispiele zu den Atmosphärenmodellen aufgeführt.

**Tabelle 3-1:** Atmosphärenmodelle mit unterschiedlicher räumlicher Skalierung und differenzierter Behandlung der Vegetation (nach SCHLÜNZEN, 1994; ZIEMANN, 1998; RAASCH und SCHRÖTER, 2001)

Modelltypen	Globale Modelle	Meso-Modelle	LES-Modelle	Grenzschichtmodelle
Horizontale Auflösung [m]	$10^5$	$10^3$	$10^0$	$10^0 - 10^{-2}$
Vertikale Auflösung [m]	$10^3 - 10^2$	$10^2 - 10^1$	$10^0$	$10^0 - 10^{-2}$
Zeitliche Auflösung [s]	$10^3$	$10^3 - 10^2$	$10^2$	$10^2$
Vegetation	SVAT	SVAT, 1-3 Schichten	1-10 Schichten	1-60 Schichten

Klimamodelle z.B. werden zur Simulation globaler bzw. mesoskaliger Klimasituationen verwendet. Die Parametrisierung der Landoberfläche erfolgt über SVATs oder einfache Vegetationsstrukturen mit vertikaler Auflösung von 1-3 Schichten. Meteorologische mesoskalige Modelle (Meso-Modelle) finden Anwendung in Gebieten ab einer Flächengrößen von ca. 2x2 km. Mesoskale 3D-Modelle (z.B. LM) ermöglichen zudem die Berücksichtigung von Advektionsvorgängen und dienen als Simulationswerkzeuge für die Wettervorhersage.

Atmosphärische Grenzschichtmodelle werden zur Simulation der Kopplungsprozesse zwischen Landoberfläche und atmosphärischer Grenzschicht im mikroskaligen Bereich eingesetzt. Die hohe vertikale Auflösung der Atmosphäre und teilweise auch der Vegetation (z.B. 60 Modellschichten in den unteren 30 m und weitere 60 Schichten bis in einer Höhe von 2000 m im Modell HIRVAC, vgl. Abschnitt 4.2) ermöglichen die Simulation des turbulenten Regimes innerhalb und über dem Bestand bis an den oberen Rand der atmosphärischen Grenzschicht.

LES- (*Large Eddy Simulation*) Modelle werden zu Studien des Turbulenzregimes über homogenen Oberflächen eingesetzt und beschäftigen sich mit konvektiven Transportvorgängen. Ihr Wirkungssystem basiert auf der Simulation mesoskaliger Turbulenzkörper (*eddy*), welche mechanisch oder thermisch erzeugt werden. Die Untersuchungen beziehen sich dabei nicht auf die Simulation des Verhaltens aller Strömungsstrukturen, sondern auf die Berücksichtigung der dreidimensionalen Turbulenzstruktur.

Der entscheidende Unterschied der LES-Modelle gegenüber den anderen Atmosphärenmodellen liegt in der Art der Berechnung der Turbulenzkörper. Diese werden bei LES-Modellen durch eine räumliche Mittelung der Modellgleichungen auf der Grundlage einer vollständigen Beschreibung des Turbulenzregimes in Abhängigkeit von der Skalenauflösung bestimmt. Diese Art der *eddy*-Berechnung ist die physikalisch exaktere Lösung. Sie erzeugt jedoch einen sehr hohen Rechenaufwand, so dass diese Modelle nur für Situationsstudien geeignet sind.

Klima- und Wettervorhersagemodelle, welche die Veränderungen der turbulenten Größen innerhalb eines Zeitintervalls betrachten, arbeiten nach einer zeitlichen Mittelung der Strömungskomponenten über die Reynolds-Zerlegung (vgl. Abschnitt 3.1.3). Die Parametrisierung der turbulenten Zusatzterme in den Grundgleichungen erfolgt über verschiedene Schließungsansätze.

Unterschiedliche Modellansätze sind auch für die Berücksichtigung großräumiger Vertikalbewegungen  $v_z$  vorhanden. Komplexere, nichthydrostatische Modelle (z.B. LM; FITNAH, GROß, 1988) berücksichtigen die großräumigen Vertikalbewegungen durch die Lösung einer

prognostischen Gleichung. Bei hydrostatischen Modellen (z.B. HIRVAC) reduziert sich die 3. Bewegungsgleichung für  $v_z$  auf die Erfüllung der hydrostatischen Grundgleichung. Die Vertikalbewegung wird durch eine diagnostische Gleichung gelöst.

## 4 Sensitivitätstest mit dem Modell HIRVAC

### 4.1 Motivation und Zielstellung

Globale Klimasimulationen zur Erfassung des Klimawandels mit seinen Auswirkungen besitzen einen entscheidenden Mangel. Die regional erfassten Klimaveränderungen im mesoskaligen Bereich decken sich oft nicht mit den globalen Modellergebnissen. Die Ursachen dafür liegen hauptsächlich in der unterschiedlichen Skaleneinteilung beider Systeme. So wird bei der Modellierung im globalen Bereich der Einfluss der Komplexität des kleinräumigen Geländes auf die Klimaausbildung nur unzureichend berücksichtigt.

Die Verbesserung der Klimamodelle erfordert außerdem eine exaktere physikalische Beschreibung der Kopplungsprozesse zwischen Vegetation und Atmosphäre, da Kopplungsmechanismen zwischen der Erdoberfläche und der atmosphärischen Umgebung ständig auftreten. Der Grad der Kopplung hängt dabei von den atmosphärischen Randbedingungen und der Art der Landnutzung ab. Die in Klimamodellen vorwiegend eingesetzten Widerstandsmodelle (z.B. vom *big leaf* / Penman-Monteith- oder vom Shuttleworth-Wallace-Typ) sind prinzipiell in der Lage, die Kopplungseffekte zwischen Erdoberfläche bzw. Vegetation und Atmosphäre bzgl. der Verdunstung und der Energiebilanzkomponenten zu simulieren. Die darin eingesetzte Parametrisierung der atmosphärischen Grenzschicht erfolgt allerdings nur in vereinfachter Form. Auch die geringe vertikale Auflösung der Vegetation in ein bis zwei Schichten lässt detaillierte Untersuchungen des turbulenten Austausches innerhalb vertikal ausgedehnter Vegetationsformen, wie z.B. Wald, nicht zu.

Das gekoppelte Vegetations-Grenzschichtmodell HIRVAC liefert hier einen Ansatz zur Verbesserung des o.g. Modellhintergrundes. Die Modellstruktur im HIRVAC ermöglicht eine hohe vertikale Auflösung der Vegetation und der Atmosphäre sowie die Beschreibung von Kopplungsprozessen zwischen beiden Elementen für jede Modellschicht und zu jedem Zeitschritt. Die komplexe Modellstruktur birgt jedoch einen erhöhten Aufwand hinsichtlich der notwendigen Rechentechnik.

Die in diesem Abschnitt durchgeführten Untersuchungen zielten zum einen darauf ab, das Modell HIRVAC hinsichtlich einer zeitlichen Optimierung der Modellläufe, insbesondere im Hinblick auf die Modellkopplung mit einem GIS (Abschnitt 5), zu testen. Die weitere Aufgabe bestand darin, die Rückkopplung zwischen Vegetation und Atmosphäre und ihre Auswirkung

auf die Verdunstung durch Sensitivitätstests mit dem Modell HIRVAC zu erfassen und gegebenenfalls zu quantifizieren. In diesem Zusammenhang sollte im Vorfeld eine Überprüfung der richtigen Darstellung der dazu notwendigen Größe des Entkopplungsfaktors  $\Omega$  im Modell erfolgen.

## 4.2 Material und Methoden

### 4.2.1 HIRVAC - Allgemeine Modellbeschreibung

Bei dem in Abb. 4-1 dargestellten Modell HIRVAC (*High Resolution Vegetation Atmosphere Coupler*) handelt es sich um die Kopplung eines hochaufgelösten einhalb-dimensionalen Atmosphärischen Grenzschichtmodells HUB (*Humboldt University of Berlin*) mit einem mechanistischen Photosynthesemodell PSN6.

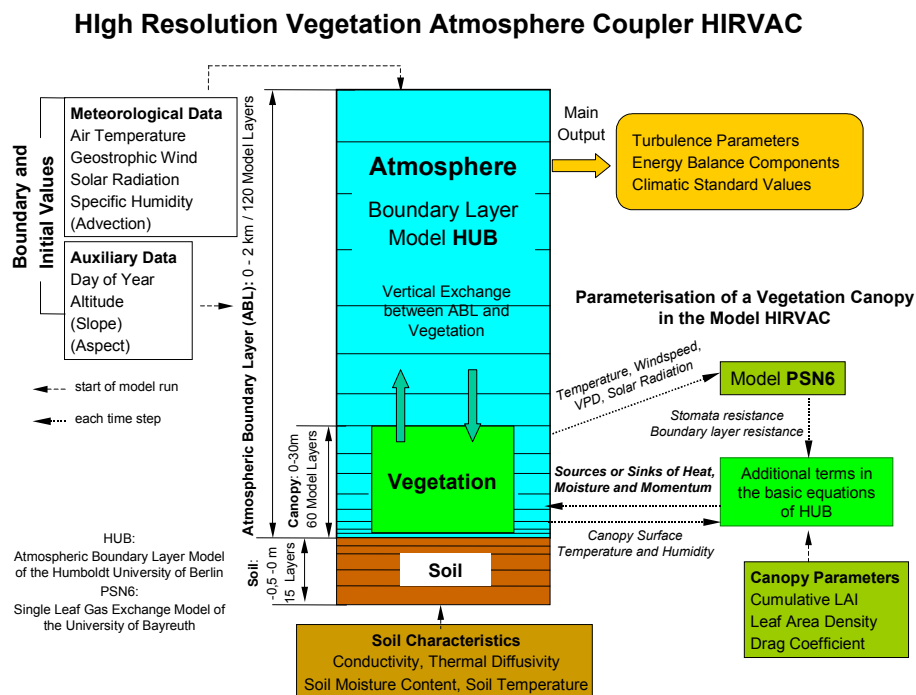


Abb. 4-1: Schematische Darstellung des gekoppelten Vegetations-Grenzschichtmodells HIRVAC (nach GOLDBERG und BERNHOFER, 2001)

Das an der Humboldt-Universität zu Berlin entwickelte Grenzschichtmodell HUB (MIX, 1991; MIX et al., 1994) arbeitet auf der Basis einer Turbulenzschließung 1.5 Ordnung (Abschnitt 4.2.3.3) und hat eine vertikale Auflösung von 120 Modellschichten in einer Höhe von 0 bis 2000 m über dem Erdboden. Vom Boden aufwärts erfolgt eine Abstandsvergrößerung bis zu einem maximalen Schichtabstand von 50 m, was zur dichtesten Verteilung der Schichten in den untersten 30 m mit etwa 60 Modellschichten führt. Für jede Modellschicht erfolgt die numerische Lösung der primitiven Gleichungen (Grundgleichungen, vgl. Abschnitt 4.2.2). Die Kopplung der einzelnen Schichten erfolgt über die vertikalen turbulenten Austauschkoefizienten (vgl. Abschnitt 4.2.3.3). HUB ist ein hydrostatisches Modell, d.h. die hydrostatische Grundgleichung ist erfüllt. Mit HUB können die turbulenten Flüsse von Impuls, fühlbarer Wärme und Wasserdampf unter verschiedenen atmosphärischen Bedingungen sowohl über vegetationsloser Oberfläche als auch in und über quasihomogenen Vegetationsdecken simuliert werden. Die Rand- und Anfangswerte sind dabei als variable Parameter frei wählbar. Als Modellergebnisse können Energieflüsse und Vertikalprofile aller Energiebilanzgrößen sowie der wesentlichen Turbulenzparameter innerhalb und oberhalb eines Vegetationsbestandes bzw. deren zeitliche Variabilität bzgl. eines bestimmten Höhenniveaus ausgegeben werden.

Die Berücksichtigung der Vegetation erfolgt in HIRVAC durch Zusatzterme in den Modellgleichungen für:

- Impuls (Gl. 4-1, Gl. 4-2)
- Temperatur (Gl. 4-3)
- spezifische Feuchte (Gl. 4-4)
- turbulente kinetische Energie (Gl. 4-8),

deren Parametrisierung von der Vegetationsdichte, der vertikalen Blattverteilung und den Austauschvorgängen zwischen Blattoberfläche und atmosphärischer Umgebung abhängt. Die Austauschprozesse auf Blattebene werden durch das am Bayreuther Institut für Terrestrische Ökosystemforschung (BITÖK) entwickelte mechanistische Photosynthesemodell PSN6 (FALGE et al., 1996) simuliert. Der Gültigkeitsbereich der Zusatzterme beschränkt sich auf die Bestandeshöhe. Eine direkte Verbindung zum PSN6 erfolgt über die Größen  $r_b$  und  $r_b+r_s$  in den Gl. 4-3 bzw. Gl. 4-4.

Das Modell PSN6 ermöglicht die Photosynthese-Simulation von  $C_3$ -Pflanzen. Es enthält außerdem eine empirische Modellbeschreibung des stomatären Widerstandes  $r_s$ , der zusam-

men mit dem Blattgrenzschichtwiderstand  $r_b$  in die Zusatzterme der Modellgleichungen Gl. 4-3 bzw. Gl. 4-4 von HUB eingeht. Außerdem bestimmt das PSN6 die CO<sub>2</sub>-Konzentration an der Innen- und Außenseite der Stomata. Der von den Bedingungen der Umgebung abhängige Gaswechselfvorgang wird dabei über temperatur-, licht- und CO<sub>2</sub>-abhängige Parameterfunktionen beschrieben. Der Datenaustausch zwischen HUB und PSN6 erfolgt zu jedem Modellzeitschritt und in jeder Modellschicht innerhalb der Vegetation, womit eine permanente Kopplung von Vegetation und Atmosphäre realisiert wird.

Eine ausführliche Modellbeschreibung zum PSN6 ist in FALGE et al. (1996) zu finden.

#### 4.2.2 Grundgleichungen des Modells HIRVAC (HUB)

Bei den in diesem Abschnitt aufgeführten Gleichungen handelt es sich um die Grundgleichungen des Modells HIRVAC (ALBERT et al., 1988). Die vegetationsspezifischen Zusatzterme sind in den geschweiften Klammern enthalten. Weitere wichtige, hier nicht aufgeführte Modellgleichungen sind z.B. die Wärmeleitungs- und Bodenfeuchtegleichung für die Beschreibung der Bodeneigenschaften, Energiebilanz- und Feuchtegleichung für die Eigenschaften an der Erdoberfläche bzw. Strahlungsextinktionsfunktion und Energiebilanz der Biomasse zur Abbildung der Vegetation.

- Bewegungsgleichungen (Impuls):

$$\frac{\partial v_x}{\partial t} = f(v_y - v g_y) + \frac{\partial}{\partial z} K_M \frac{\partial v_x}{\partial z} - j \left\{ n_w c_d LAD v_x \sqrt{(v_x^2 + v_y^2)} \right\} \quad (4-1)$$

$$\frac{\partial v_y}{\partial t} = f(v_x - v g_x) + \frac{\partial}{\partial z} K_M \frac{\partial v_y}{\partial z} - j \left\{ n_w c_d LAD v_y \sqrt{(v_x^2 + v_y^2)} \right\} \quad (4-2)$$

- Thermodynamische Gleichung:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -v h \nabla h \theta + \frac{\partial}{\partial z} K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} + (1 - j n_w) \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial B_{lw}}{\partial z} + j \left\{ \frac{LAD}{r_b} (T_w - T) \right\} \quad (4-3)$$

- Feuchtegleichung:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -vh\nabla hq + \frac{\partial}{\partial z}K_E \frac{\partial q}{\partial z} + j \left\{ \frac{LAD}{r_b + r_s} (q_w - q) \right\} \quad (4-4)$$

- Gasgleichung:

$$p = \rho R_a T_v \quad (4-5)$$

- Statische Grundgleichung:

$$\partial p = -\rho g \partial z \quad (4-6)$$

- Kontinuitätsgleichung:

$$\frac{\partial p}{\partial t} + \frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z} = 0 \quad (4-7)$$

- TKE-Gleichung (Turbulenzschließung):

$$\frac{\partial b}{\partial t} = K_M \left[ \left( \frac{\partial v_x}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v_y}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{\partial}{\partial z} K_b \frac{\partial b}{\partial z} - \frac{g}{\theta} K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} - 0,608 g K_E \frac{\partial q}{\partial z} - \alpha_\varepsilon \frac{b^2}{K_M} + j \left\{ n_w LAD c_d \sqrt{(v_x^2 + v_y^2)^3} \right\} \quad (4-8)$$

Schub- spannungs- term	Diffu- sions- term	Therm. Auftriebs- term	Feuchte- auftriebs- term	Dissipa- tions- term	Vegetationsspez.- Zusatz- term
------------------------------	--------------------------	------------------------------	--------------------------------	----------------------------	--------------------------------------

### 4.2.3 Randwerte für den Modellauf

Zur Anpassung des Modells an verschiedene atmosphärische Bedingungen können obere und untere Randwerte gesetzt werden, die für den stationären Fall als geglättete Profile (anhand von Messwerten) oder als numerische Lösung der Ausgangsgleichungen Gl. 4-1 ff. vorgegeben sind. Im instationären Fall werden diese anhand von analytisch vorgegebenen Funktionen oder als numerische Lösung der Gleichung für die Energiebilanz an der Erdoberfläche (unterer Rand) bestimmt.



## 4.2.3.1 Untere Randwerte

 $z = 0$  (Erdoberfläche)

$$v_x = v_y = v_z = 0 \quad (4-9)$$

$$T_G = f(EB) \quad (4-10)$$

$$T_{B,50} = f(doy) \quad (4-11)$$

$$q_G = f(q_s(T_G, w_B)) \quad (4-12)$$

 $z = z_0$  (Rauigkeitshöhe)

$$v_x = v_y = v_z = 0 \quad (4-13)$$

$$T_0 = T_G + \delta T_0 \quad (4-14)$$

$$b = 0,046^{-0,5} u_*^2 \quad (4-15)$$

## 4.2.3.2 Obere Randwerte

 $z = h$  (oberste Modellschicht)

$$v_x = v g_x, v_y = v g_y \quad (4-16)$$

$$b = 0 \quad (4-17)$$

Die oberen Randwerte für Temperatur  $T$  und Feuchte  $q$  können nach drei Varianten ausgewählt werden:

- Randbedingung 1. Art: Der Randwert ist konstant
- Randbedingung 2. Art: Der Vertikalgradient am oberen Rand ist konstant
- Randbedingung 3. Art: Der Vertikalgradient am oberen Rand wird aus den Werten der darunterliegenden zwei Modellniveaus berechnet (nach 2. Art).

Die Randbedingung 1. Art lässt somit keine Änderung der oberen Randbedingungen des Modells zu. Die Änderung der oberen Randwerte bei der 2. Art ist konstant, jedoch abhängig vom jeweiligen Wert der darunterliegenden Modellschicht und dem Abstand zu dieser. Die dritte Variante lässt eine dynamische Veränderung der oberen Randwerte durch die turbulenten

Flüsse zu. Die sich daraus ergebende Änderung der Vertikalprofile bzw. turbulenten Flüsse führt wiederum zu einer Änderung der oberen Randwerte in einem stetigen Kreislauf (vgl. Abschnitt 3.3).

#### 4.2.3.3 Schließung der Gleichungssysteme

Wie in Abschnitt 4.2.1 schon erwähnt, erfolgt die Kopplung benachbarter Modellschichten (lokale Schließung) auf der Basis einer Turbulenzschließung 1,5ter Ordnung. Die dazu notwendigen Turbulenzkoeffizienten für Impuls-, Wärme- Feuchte-, TKE- und CO<sub>2</sub>-Austausch:

$$K_M = c l \sqrt{b} \quad (4-18)$$

$$K_H = \alpha_H \cdot K_M \quad (4-19)$$

$$K_E = K_{CO_2} = \alpha_E \cdot K_M \quad (4-20)$$

$$K_b = \alpha_b \cdot K_M \quad (4-21)$$

werden durch die Lösung der TKE-Gleichung (Gl. ) und den Mischungsweg-Ansatz:

$$l = \frac{\sqrt{b}}{(1 + az)} \left[ \frac{l(z_0)}{\sqrt{b_0}} + c \frac{\kappa}{2} \int_{z_0}^z \frac{dz'}{\sqrt{b}} \right] \quad (a = 0) \quad (4-22)$$

bestimmt ("Kolmogorov"-Schließung, K-Schließung). Die berechneten Werte der Mischungsweglänge  $l$ , die in den Turbulenzkoeffizienten für Impuls  $K_M$  einfließen, können dabei optional durch den Blackadar-Ansatz:

$$a = \frac{\kappa |f|}{0.00027 v g_0} \quad (4-23)$$

korrigiert werden ("Blackadar-Kolmogorov"-Schließung, BK-Schließung), der eine Dämpfung von  $K_M$  bewirkt (ALBERT et al., 1988; MIX et al., 1994; ZIEMANN, 1998).

Die Berechnung der Mischungsweglänge nach Gl. 4-22 ist für Modellschichten oberhalb des Bestandes (für  $z > hp$ ) gültig. Die Modellierung innerhalb der Vegetation (für  $z \leq hp$ ) erfolgt nach einer modifizierten Gleichung für  $l$  (siehe z.B. ZIEMANN, 1998).

Nichtlokale Transportprozesse, wie z.B. die unter konvektiven Bedingungen auftretenden Flüsse gegen den Gradienten, können über empirisch ermittelte Zusatzterme in den Grundgleichungen modelliert werden (LI et al., 1985).

#### 4.2.4 Programmstruktur von HIRVAC

Einen Überblick über den Programmablauf im Modell HIRVAC zeigt Abb. 4-2.

Der Initialisierungsteil wird zu Programmbeginn einmal durchlaufen. Hier erfolgt die Zuweisung der Rechenniveaus für Atmosphäre und Boden, die Definition der unteren und oberen Randwerte (Luftdruck  $p$ , Bodenfeuchte  $q$ ) für den stationären Modelllauf sowie die Vorgabe der analytischen Startprofile für verschiedene Klimaparameter (siehe Abb. 4-2). Außerdem werden an dieser Stelle zusätzliche Messwerte eingelesen.

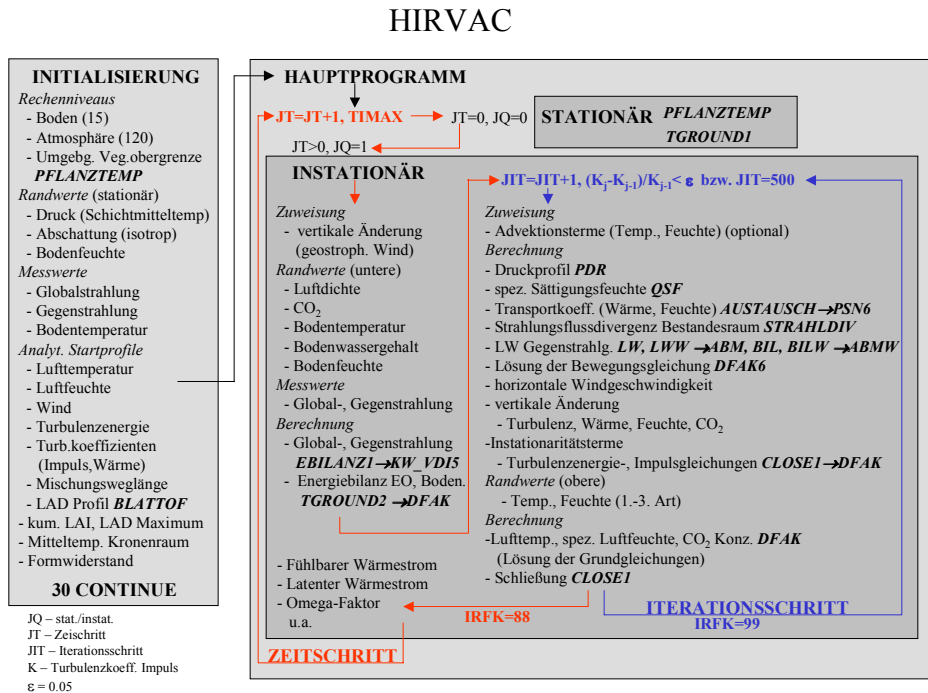


Abb. 4-2: Programmstruktur des gekoppelten Vegetations-Grenzschichtmodells HIRVAC

Im Hauptprogramm erfolgt der einmalige Durchlauf des stationären Modellteils. In diesem Programmteil wird das Vertikalprofil der Pflanzenoberflächentemperatur  $T_W$  sowie die Lufttemperatur am Erdboden  $T_0$  bestimmt, die gleichzeitig als Anfangswerte für den instationären

Modellteil dienen. Der instationäre Modellteil wird bis zum Erreichen der maximalen Integrationszeit durchlaufen. Pro Zeitschritt werden hier die unteren Randwerte für Luftdichte, CO<sub>2</sub>-Konzentration, Erdbodentemperatur  $T_G$  und Oberflächenfeuchte  $q_w$  berechnet sowie die Global- und Gegenstrahlung ( $R_G$ ,  $G_H$ ) als Energieinput aus den bereits eingelesenen Messwerten übernommen. Optional werden  $R_G$ ,  $G_H$ ,  $T_G$  und  $T_0$  berechnet. Im baroklinen Fall wird außerdem die höhenabhängige, geostrophische Windänderung zugewiesen:

Während des instationären Modellaufes wird zu jedem Zeitschritt ein Iterationszyklus durchschritten bis der Turbulenzkoeffizient für Impuls  $K_M$  ein Konvergenzkriterium erreicht hat und der neue Zeitschritt beginnt. Innerhalb des Iterationszyklusses werden die Energiebilanzgrößen an der Erdoberfläche und im Erdboden, die kurzweilige Einstrahlung sowie die langwellige Gegenstrahlung berechnet. Desweiteren erfolgt die Ermittlung des Druckprofils, der spezifischen Sättigungfeuchte, der Strahlungsflussdivergenz im Bestandesraum und die Berechnung der Transportkoeffizienten, die Gleichungsschließung und die Bestimmung der restlichen Instationaritätsterme von Gl. 4-1 ff. Als letzter Schritt werden die unteren und oberen Randwerte (vgl. Abschnitt 4.2.3.1 und Abschnitt 4.2.3.2) neu gesetzt. Nach Abschluss des Iterationszyklusses erfolgt die Berechnung der Bodenfeuchteänderung sowie der turbulenten Flüsse in der aktiven Schicht der Vegetation (siehe Abb. 4-3).

#### 4.2.5 Vertikalstruktur von HIRVAC

Abb. 4-3 zeigt die modellmäßige Umsetzung der Vertikalstruktur von HIRVAC für die Schichten innerhalb ( $z \leq hp$ ) und oberhalb ( $z > hp$ ) des Bestandes bis zur Modellobergrenze, ohne Berücksichtigung der Bodenschicht. Oberhalb der laminaren Grenzschicht ist die erste Modellschicht definiert, deren Obergrenze der Höhe  $2z_0$  entspricht. Die Dicke der nachfolgenden Schichten wird über den Faktor  $QH$  bis auf einen maximalen Wert von 45 m erhöht. Über dieser Grenze sind alle nachfolgenden Modellschichten bis zum Erreichen der Modellobergrenze in 2000 m Höhe durch eine konstante Schichtstärke von 50 m definiert.

Die Ermittlung der höhenabhängigen Temperatur- und Feuchteänderung zur Berechnung der turbulenten Flüsse nach Gl. 3-17 bzw. Gl. 3-18 in einem bestimmten Höhenniveau erfolgt über eine einfache Differenzenbildung aus den Werten der jeweiligen Modellschicht und dem darüberliegenden Niveau.

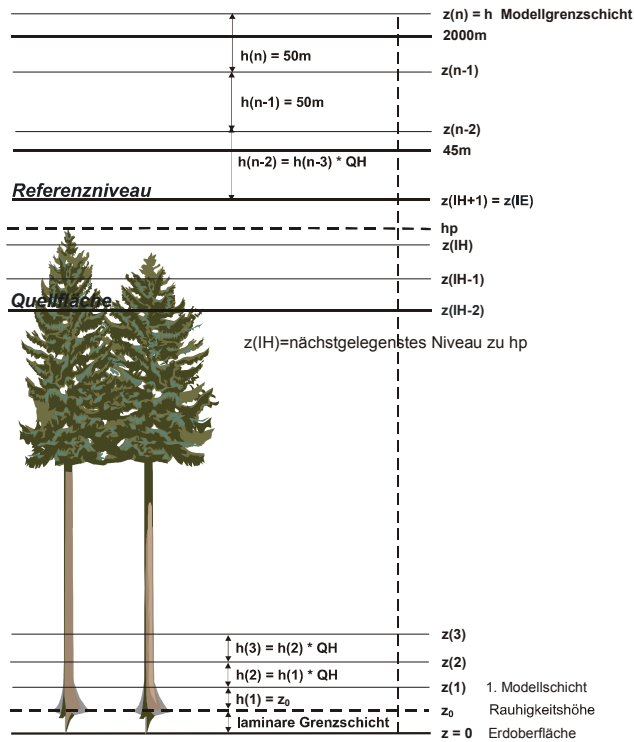


Abb. 4-3: HIRVAC, vertikale Modellschichtung oberhalb der Erdoberfläche

Die Widerstände gegen den turbulenten vertikalen Austausch ( $r_H, r_E$  bzw.  $r_a, r_c$ ) zwischen der Quellfläche (aktive Schicht) des Bestandes und einem Referenzniveau  $z(IE)$  über dem Bestand werden über den *bulk*-Ansatz nach Gl. 3-21 bzw. Gl. 3-22 berechnet. Die Modellschicht der Quellfläche entspricht in etwa dem Niveau der maximalen Blattflächendichte des Bestandes im *LAD*-Profil (vgl. Abb. 4-4) und liegt für den Fichtenbestand bei  $z(IH-2)$ . Das Referenzniveau  $z(IE)$  zur Bestimmung der Transportwiderstände im Modell HIRVAC befindet sich

eine Schicht über der Bestandesobergrenze. Hier stellt sich die Frage, ob die Höhe der Referenzschicht ausreichend ist, um bei der Berechnung der Transportwiderstände den Einfluss kleinräumiger Bestandesstrukturen auszuschalten (vgl. Abschnitt 4.3.2).

#### 4.2.6 Modellierung der Vegetation

Neben der allgemeinen pflanzenphysiologischen Parametrisierung der jeweiligen Vegetationsart im PSN6 ist auch im HIRVAC eine zusätzliche Beschreibung des Bestandes über Parameter, wie z.B.:

- Bestandeshöhe  $hp$
- Blattflächenindex  $LAI$
- Kronenschlussgrad  $n_w$
- kurzwellige Albedo  $\alpha_w$
- vertikales *LAD*-Profil

erforderlich.

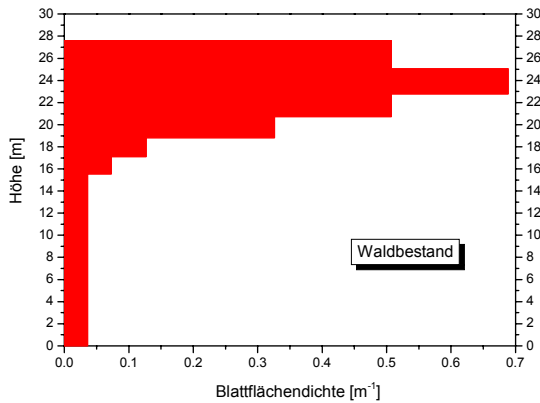


Abb. 4-4: LAD-Profil für Wald

Das vorgegebene LAD-Profil für Wald (z.B. Buche, Fichte) ist in Abb. 4-4 dargestellt. Das LAD-Maximum liegt in der zweiten Schicht unter der Bestandesobergrenze (vgl. Abschnitt 4.2.5). Das im HIRVAC verwendete LAD-Profil für Wiese weist dagegen einen konstanten Wert von  $LAI/h_p$  oberhalb des Erdbodens bis zur Obergrenze der Grasfläche (z.B. bei 0,2 m) auf.

### 4.3 Ergebnisse

Der turbulente vertikale Stoff- und Energieaustausch zwischen Landoberfläche und Atmosphäre ist zum großen Teil abhängig von der vertikalen Struktur des Bestandes sowie der sich nach oben hin anschließenden, vegetationsbeeinflussten sowie -unabhängigen Schichten der Atmosphäre. Die dabei auftretenden Rückkopplungseffekte, insbesondere zwischen Vegetation und Atmosphäre, sind somit ebenfalls in Abhängigkeit von der Vertikalstruktur beider Größen zu betrachten. Diese Tatsache erfordert die Festlegung eines geeigneten Höhengniveaus (Referenzniveau) zur Ermittlung bzw. Darstellung der Transportwiderstände und des Entkopplungsfaktors.

In den folgenden Sensitivitätsstudien wurden Reaktionen des Modells HIRVAC auf eine veränderte vertikale Schichtung getestet. Außerdem erfolgte die Definition einer geeigneten Referenzhöhe für die Quantifizierung der Rückkopplungseffekte.

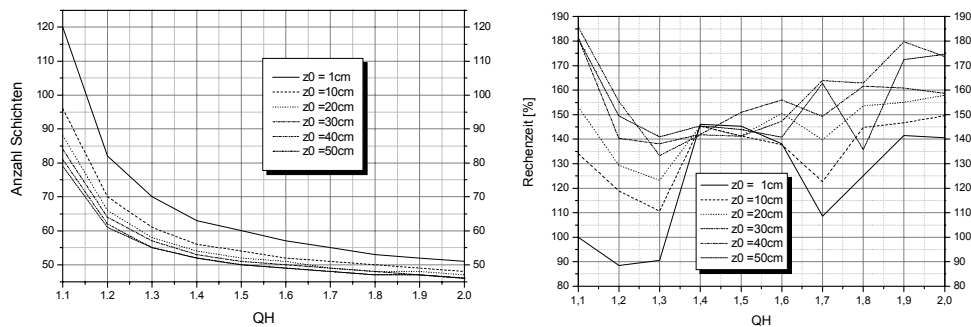
#### 4.3.1 Untersuchung des Modellverhaltens hinsichtlich einer veränderten vertikalen Schichtung

##### 4.3.1.1 Auswirkungen auf die Modelllaufzeit und die Schichtanzahl

Im Hinblick auf den Einsatz von HIRVAC zur Regionalisierung von Klimagrößen (siehe Abschnitt 5) und die damit verbundene hohe Anzahl an Simulationsläufen wurde das Modell auf eine mögliche Einsparung von Rechenzeit untersucht. Die Betrachtungen richteten sich dabei auf die Dauer der Modellläufe in Abhängigkeit einer verringerten vertikalen Auflösung

aufgrund einer Vergrößerung der Schichtstärke. Die Variation der Dicke der Modellniveaus erfolgte dabei durch die Vergrößerung der Ausgangsschichthöhe  $z_0$  sowie des Schichtvergrößerungsfaktors  $QH$  (vgl. Abschnitt 4.2.5).

In Abb. 4-5 sind die Abnahme der Anzahl der Modellschichten innerhalb der vertikalen Höhenbegrenzung von 2000 m (linke Abb.) und die daraus resultierende Änderung der Rechenzeit (rechte Abb.) dargestellt. Betrachtet man die sich für eine nur geringe Vergrößerung des Schichtabstandsfaktors  $QH = 1,2$  bzw.  $1,3$  ergebende Anzahl der Modellschichten (rechte Grafik, durchgezogene Linie) wird deutlich, dass bei der Verwendung dieser Vergrößerungsfaktoren gegenüber der Ausgangssituation eine nichtakzeptable Abnahme der Schichtanzahl um 38 (31,7 %) bzw. 50 (41,7 %) innerhalb des Höhenbereiches von 2000 m über Grund eintritt. Die linke Grafik in Abb. 4-5 zeigt die daraus resultierende prozentuale Änderung der Rechenzeit bezüglich der Ausgangssituation (= 100 %) für die Standardeinstellungen ( $z_0 = 1\text{cm}$ ,  $QH = 1,1$ ) im HIRVAC. Es ist außerdem erkennbar, dass die verminderte Anzahl an Modellschichten zu keinem Gewinn hinsichtlich der Einsparung von Rechenzeit führt. Eine Zeiteinsparung von etwa 10 % ergibt sich nur bei konstanter Ausgangshöhe ( $z_0 = 1\text{cm}$ ) und einem erhöhten Vergrößerungsfaktor von  $QH = 1,2$  bzw.  $1,3$  (durchgezogene Linie). Diese geringe Programmbeschleunigung steht jedoch in keinem Verhältnis zur Verminderung der vertikalen Auflösung des Modells.



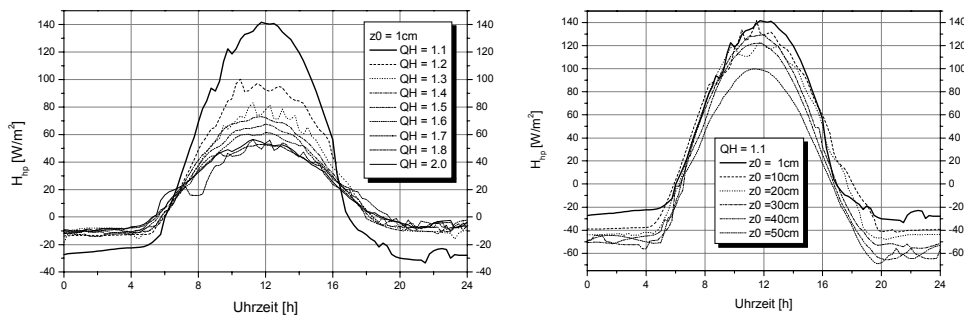
**Abb. 4-5:** Veränderte Anzahl der Modellschichten (links) und daraus resultierende Änderung der Rechenzeit (rechts) in Abhängigkeit von der Variation des Schichtabstandsfaktors  $QH$  sowie der Höhe der Ausgangsschicht  $z_0$

#### 4.3.1.2 Auswirkungen auf den fühlbaren Wärmestrom

Die Reduktion der Modellschichten verursacht eine Änderung der Zustände im Vertikalprofil. Zur Demonstration dieser Auswirkungen des veränderten vertikalen Modellzustandes wurden die Momentanwerte (Abb. 4-6) und Tagessummen des fühlbaren Wärmestroms (Abb. 4-7) dargestellt.

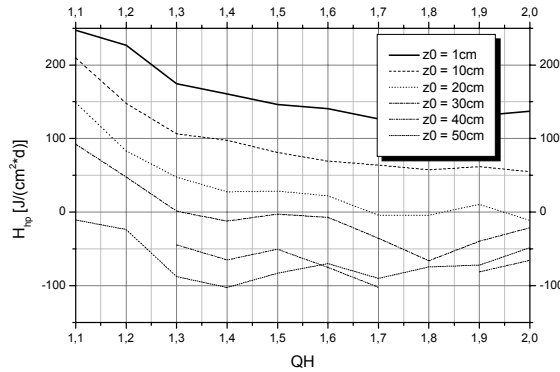
Das linke Bild in Abb. 4-6 zeigt eine starke Abnahme der Werte des fühlbaren Wärmestromes im Tagesverlauf bei zunehmender Schichtstärke aufgrund des erhöhten Vergrößerungsfaktors  $QH$  ( $z_0 = 1\text{ cm}$ ). Auch hier zeigt sich der stärkste Einfluss auf die Ergebnisse zwischen der Standardeinstellung ( $QH = 1,1$ ) und dem ersten Vergrößerungsschritt ( $QH = 1,2$ ). Um 12 Uhr mittags kommt es zu einer maximalen Absenkung des fühlbaren Wärmestroms um knapp 35 %. Insgesamt ergibt sich mit steigendem  $QH$  eine verstärkte Amplitudendämpfung im Tagesverlauf.

Die zunehmende Stärke der Ausgangsschicht  $z_0$  (rechtes Bild) verursacht dagegen eine Niveauverschiebung des kompletten Tagesganges des fühlbaren Wärmestromes nach unten, mit nur geringer Auswirkung auf den Verlauf selber. Die verursachten Differenzen in den Flussdichten sind im Vergleich zur linken Abbildung eher gering, was auf den stärkeren Einfluss von  $QH$  auf die Ausbildung der Anzahl der Modellschichten zurückzuführen ist.



**Abb. 4-6:** Auswirkungen der veränderten vertikalen Modellschichtung durch Variation des Vergrößerungsfaktors  $QH$  (links) bzw. der Ausgangsschichthöhe  $z_0$  (rechts) auf den Tagesgang des fühlbaren Wärmestroms im Kronenraum  $H_{hp}$  am 21. Juni für die Landnutzungsart Fichte





**Abb. 4-7:** Auswirkung der veränderten vertikalen Modellschichtung durch Vergrößerung der Höhe der Ausgangsschicht  $z_0$  und des Vergrößerungsfaktors  $QH$  auf die Tagessummen des fühlbaren Wärmestroms im Kronenraum  $H_{hp}$  am 21. Juni für die Landnutzungsart Fichte

der turbulenten Diffusionskoeffizienten, ausgehend von  $K_M$ . Die Zunahme der Modellschichtstärke verursacht eine Linearisierung der ansonsten exponentiell verlaufenden Zunahme des turbulenten Diffusionskoeffizienten mit der Höhe und erzeugt gleichzeitig einen geringeren Höhengradienten, so dass der Unterschied von  $K_M$  für die kleinste ( $z_0 = 1$  cm,  $QH = 1,1$ ) und größte ( $z_0 = 50$  cm,  $QH = 2,0$ ) untersuchte Schichtveränderung direkt über der Bestandesobergrenze mehr als 100 % betragen kann.

Insgesamt gesehen bewirkt die Abnahme der Anzahl an Modellschichten eine zu starke Dämpfung des turbulenten Austausches und damit eine Verringerung des vertikalen Stoff- und Energietransportes. Außerdem zeigt sich mit steigendem Abstand der Schichtgrenzen eine Zunahme der Modellinstabilitäten, die von der Verlängerung der Modelllaufzeiten (siehe Abb. 4-5, rechtes Bild) bis zu vereinzelt Systemabstürzen aufgrund numerischer Probleme und daraus resultierender Fehlwerte (siehe Abb. 4-7) reichen. Im Ergebnis dieser Untersuchung wurde auf eine Veränderung der Modellschichtung zugunsten der Einsparung von Rechenzeit verzichtet. Alle weiteren Sensitivitätstests mit dem Modell HIRVAC erfolgten aus diesem Grund mit der Standardparametereinstellung von:

- $z_0 = 1$  cm
- $QH = 1,1$ .

Die Tagessummen in Abb. 4-7 widerspiegeln sowohl die Auswirkungen von  $QH$  als auch von  $z_0$  auf den fühlbaren Wärmestrom. Die Überlagerung der Effekte beider Einflussgrößen in den Tageswerten zeigt sich ebenfalls am stärksten bei der Veränderung der "dünnsten" Modellschichten. Die generelle Abnahme des fühlbaren Wärmestromes sowie der anderen turbulenten Flüsse bei zunehmender Schichtstärke ergibt sich aus einer deutlichen Unterschätzung

### 4.3.2 Festlegung eines Referenzniveaus für die Berechnung der Transportwiderstände

Wie schon in Abschnitt 3.1.2 diskutiert, sollte das Referenzniveau zur Bestimmung der Widerstände gegen den vertikalen turbulenten Austausch (Abschnitt 4.3.2.3) über der Vegetationsobergrenze in der Konstantstromschicht innerhalb der dynamischen Grenzschicht liegen (vgl. Abb. 3-2). Die Dicke der dynamischen Grenzschicht ist abhängig von der Rauigkeitslänge des Bestandes sowie der thermischen Schichtung der Atmosphäre. In der Theorie kann die dynamische Grenzschicht nur unter neutralen Bedingungen ( $-z/L^* = 0$ ) entstehen. In der Praxis wird jedoch eine "funktionierende" dynamische Grenzschicht für sehr kleine Werte von  $-z/L^*$  angenommen. Für eine große Waldfläche mit Grasunterwuchs ergaben Messungen bei KATUL et al. (1996) die Existenz einer dynamischen Grenzschicht bis  $-z/L^* \leq 0,2$ . Nach GOLDBERG und BERNHOFER (2001) kann ihre Stärke bei nicht neutralen atmosphärischen Bedingungen zwischen 1 und 10 Metern betragen.

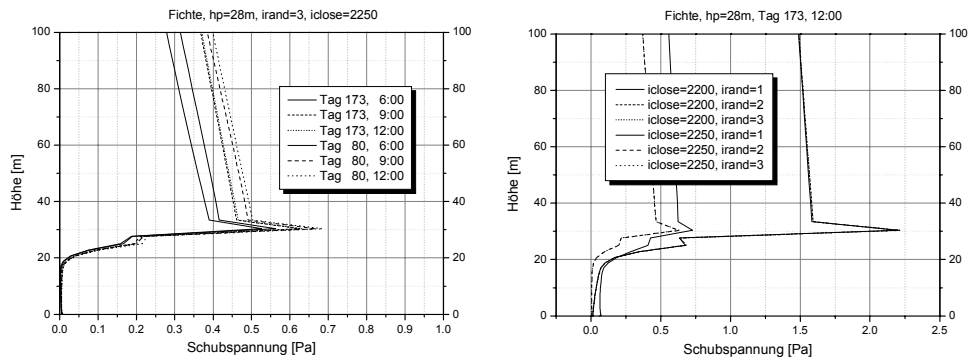
In den folgenden Abschnitten soll überprüft werden, ob das im Modell HIRVAC festgelegte Referenzniveau im Bereich der dynamischen Grenzschicht liegt. Außerdem werden die Auswirkungen einer möglichen Höhenverschiebung des Referenzniveaus auf die Transportwiderstände sowie den Entkopplungsfaktor exemplarisch untersucht.

#### 4.3.2.1 Untere Grenze der dynamischen Grenzschicht

Die untere Grenze der dynamischen Grenzschicht schließt sich direkt an die Rauigkeitschicht des Bestandes an. Sie markiert den Bereich, in welchem der Einfluss der einzelnen Rauigkeitselemente keine Wirkung mehr zeigt und ist geprägt durch den turbulenten Transport von Wärme, Feuchte und Impuls.

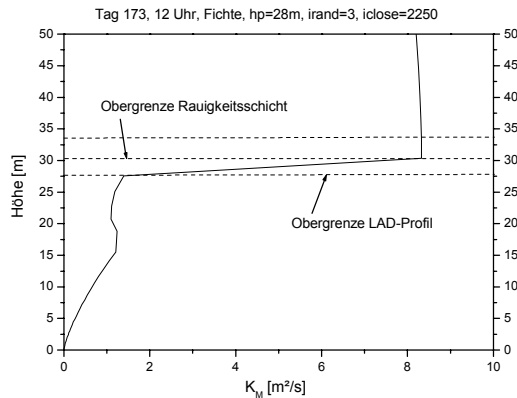
Nach der Definition nimmt die Schubspannung innerhalb der Konstantstromschicht mit der Höhe um max. 10 % ab. Auf dieser Grundlage lässt sich die Ausbildung der Konstantstromschicht im Modell HIRVAC anhand des Vertikalprofils der Schubspannung ermitteln. Die dafür durchgeführten Modelltests erfolgten für die Landnutzungsarten Fichte ( $h_p = 28$  m) und Wiese ( $h_p = 0,15$  m) unter verschiedenen stabilitätsbeeinflussenden Randbedingungen (z.B. Tag- und Jahreszeit, Art der Schließung).

In Abb. 4-8 sind Vertikalprofile der Schubspannung für den Fichtenbestand aufgezeigt. Der Übergang des vertikalen Impulsflusses in den Bereich mit annähernder Höhenkonstanz bildet sich unter allen Bedingungen in einem festen Niveau mit einer Modellhöhe von 33,4 m heraus.



**Abb. 4-8:** Vertikalprofile der Schubspannung zu verschiedenen Zeitpunkten (links) und unter verschiedenen Randbedingungen bzw. Schließungsansätzen (rechts) für Fichte

Diese Höhe ist unabhängig von der jeweiligen Tages- bzw. Jahreszeit (linke Abbildung) und wird auch nicht aufgrund verschiedener oberer Randbedingungen bzw. Schließungsansätze des Modells beeinflusst (rechte Abbildung). Für 15 cm hohes Gras zeigt sich ein prinzipiell gleiches Verhalten. Der Beginn der Konstantstromschicht liegt hier bei 19,5 cm. Die Untergrenze der dynamischen Grenzschicht beginnt somit generell im zweiten Rechenniveau über der höchstgelegenen Schicht des jeweiligen LAD-Profiles (vgl. Abb. 4-4).



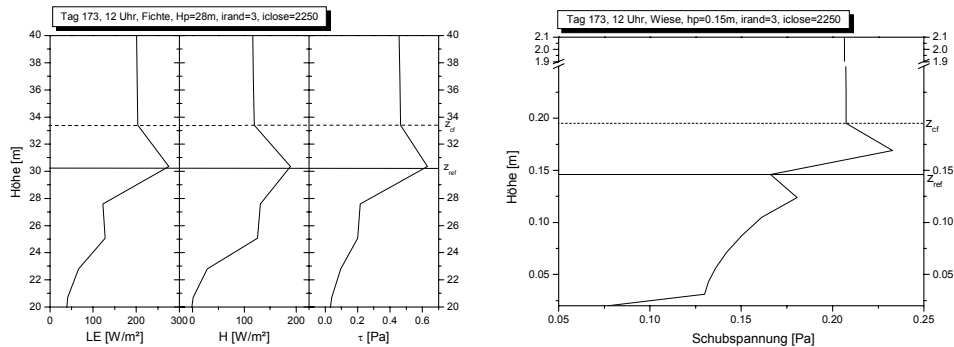
**Abb. 4-9:** Vertikalprofil des Turbulenzkoeffizienten für Impuls (durchgezogene Linie) und Modellschichten (unterbrochene Linien) für Fichte,  $hp = 28$  m

Die Ursachen dafür sind im Berechnungsansatz für den turbulenten Austauschkoefizienten für Impuls  $K_M$  zu finden. Dieser macht einen großen Sprung in der ersten Modellschicht über der Bestandeshöhe ( $hp = 28$  m) beim Übergang in die ungestörte Atmosphäre (siehe Abb. 4-9).

Die Rauigkeitsschicht, die dem Einfluss der einzelnen Rauigkeitselemente unterliegt, umfasst im Modell somit nur die direkt an den Bestand bzw. an das LAD-Profil grenzende Schicht, unabhängig von der Art und

Höhe des Bestandes. Die Ausbildung der Konstantstromschicht im zweiten Modellniveau über dem Bestand ergibt sich aus der Berechnungsvorschrift der Turbulenzkoeffizienten für Wärme, Feuchte und Impuls, welche in die Flussgleichungen einfließen. Die Koeffizienten werden über das arithmetische Mittel aus den Werten der über bzw. unter dem Rechenniveau liegenden Schichten bestimmt. Der Bestandeseinfluss ist im ersten Niveau über dem Bestand somit noch in  $K_M$  enthalten.

Das im HIRVAC festgelegte Referenzniveau  $z_{ref}$  liegt sowohl für den rauen Waldbestand als auch für die glatte Wiesenoberfläche unterhalb der Konstantstromschicht (Abb. 4-10) und muss somit um mindestens zwei Modellschichten über den jeweiligen Bestand auf die Höhe  $z_{cf}$  angehoben werden.



**Abb. 4-10:** Vertikalprofile des fühlbaren ( $H$ ) und latenten Wärmestroms ( $LE$ ) sowie der Schubspannung ( $\tau$ ) für Fichte (links) sowie  $\tau$  für Wiese (rechts), Standardeinstellung HIRVAC

Für die Wiesenfläche ist zu berücksichtigen, dass die Modellreferenzhöhe dem Standardmessbereich (2 m) entsprechen sollte. Der Verlauf der Vertikalprofile der turbulenten Flüsse fordert dahingehend keine Einschränkungen. Die Auswirkung dieser Niveaushiftung auf weitere Modellergebnisse, insbesondere der Transportwiderstände, wird in Abschnitt 4.3.2.3 näher untersucht.

#### 4.3.2.2 Obere Grenze der dynamischen Grenzschicht

Wie bereits erwähnt, ist die Ausbildung der dynamischen Grenzschicht abhängig von der Rauigkeitslänge des Bestandes sowie der thermischen Schichtung der Atmosphäre. Sie kann sich von sehr geringen Größen bis zur Obergrenze der Konstantstromschicht ausdehnen.

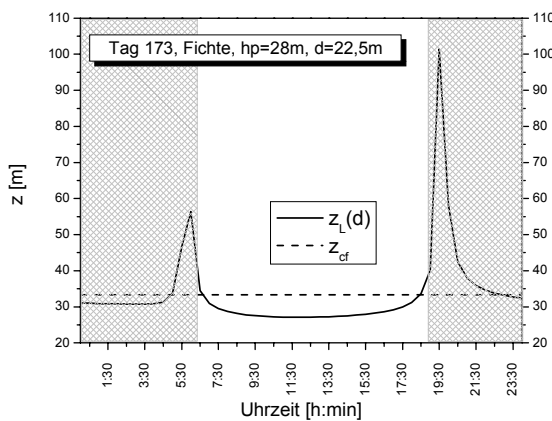
Für eine unbewachsene Oberfläche ist es möglich, die Höhenbegrenzung der dynamischen Grenzschicht innerhalb der Konstantstromschicht mit Hilfe der Monin-Obuchow-Länge  $L^*$  in der Form von:

$$z_L = L^* \cdot 0,01 \quad (4-24)$$

als Näherungswert zu berechnen (MONIN und JAGLOM, 1965). Unter der Annahme, dass sich die Atmosphärenschichten über bewachsenen Oberflächen mit der Verschiebungshöhe  $d$  nach oben verlagern, sollte es möglich sein, die Grenze der dynamischen Grenzschicht über dem Bestand abzuschätzen:

$$z_L = L^* \cdot 0.01 + d \quad (4-25)$$

Mit den Bestandesparametern für den Tharandter Wald  $hp = 28$  m und  $d = 22,5$  m (GRÜN-WALD, 2003) ergibt sich für den 21. Juni der in Abb. 4-11 dargestellte Tagesgang für  $z_L$  über Fichte.



**Abb. 4-11:** Tagesgang der Schichthöhenbegrenzung der dynamischen Grenzschicht über Fichte nach Gl. 4-2

Fall unterhalb der im HIRVAC beginnenden Konstantstromschicht. Eine Abschätzung der obo-

Bis auf die Zeitpunkte des Sonnenauf- und Sonnenunterganges bewegt sich die Höhe von  $z_L$  im Tagesverlauf weniger als 7 m unterhalb der beginnenden Konstantstromschicht  $z_{cf}$ . Ein prinzipiell gleicher Verlauf ergibt sich über Wiese. Für die Vegetationshöhe von  $hp = 0,15$  m liegen die Werte von  $z_L$  maximal 0,5 m unterhalb von  $z_{cf}$ . Die nach Gl. 4-2 ermittelte Obergrenze der dynamischen Grenzschicht liegt somit in jedem

ren Begrenzung der dynamischen Grenzschicht im Hinblick auf die Bestimmung der Lage des Referenzniveaus ist damit nicht möglich. Allerdings zeigt die Größenordnung von  $z_L$  im Tagesverlauf, dass eine prinzipielle Verwendung dieser Größe zur Abschätzung der Obergrenze der dynamischen Grenzschicht mit einer verbesserten Parametrisierung von Gl. 4-2 möglich ist. An dieser Stelle besteht auf jeden Fall weiterer Forschungsbedarf.

#### 4.3.2.3 *Abhängigkeit der Transportwiderstände und des Entkopplungsgrades von der Höhe des Referenzniveaus*

Die Auswirkung der Referenzhöhenverschiebung im Modell auf die Transportwiderstände (Abschnitt 3.2.2) und den Entkopplungsgrad (Abschnitt 3.3.2) für glatte (Wiese) bzw. raue Bestände (Fichte) lässt sich sehr gut bezüglich der Höhe bzw. der Temperatur- und Feuchteverhältnisse des jeweiligen Referenzniveaus bestimmen. Diese Beziehung ergibt sich aus der Bestimmungsgleichung des aerodynamischen Widerstandes  $r_a$  (Gl. 4-26) und des Bestandeswiderstandes  $r_c$  (Gl. 4-28) über die turbulenten Energieflüsse fühlbarer  $H$  (Gl. 3-17) und latenter Wärmestrom  $LE$  (Gl. 3-18).

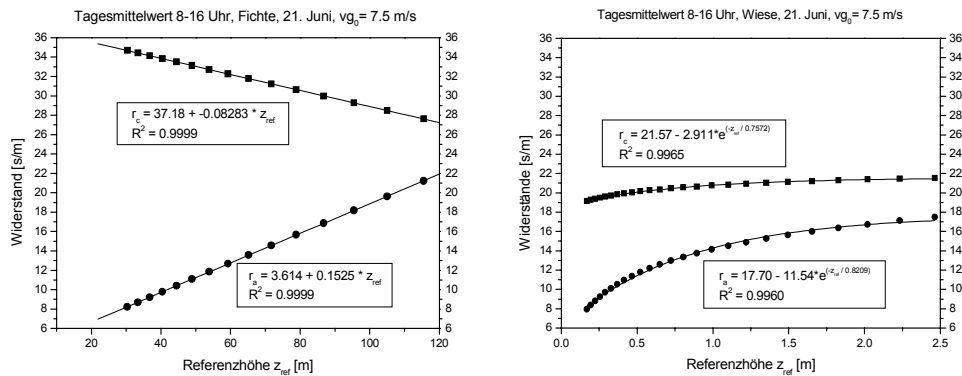
$$r_a = r_H = \frac{\rho(IH) \cdot c_p (T_w(ILMAX) - T(IE))}{H(IE)} \quad (4-26)$$

$$r_E = \frac{\rho(IH) \cdot L(IH) \cdot (q_w(ILMAX) - q(IE))}{LE(IH)} \quad (4-27)$$

$$r_c = r_E - r_a \quad (4-28)$$

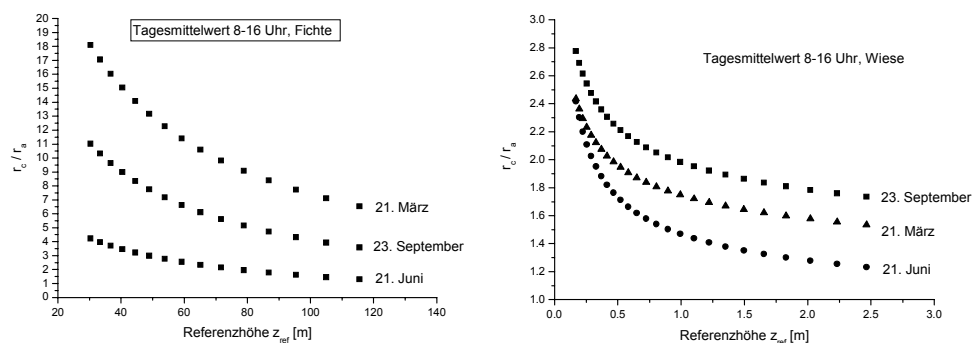
Die feuchtadiabatische Temperaturabnahme sowie die Änderung der spezifischen Feuchte mit zunehmender Modellschichthöhe  $z(n)$  führen zu einer Veränderung des Temperatur- und Feuchteregimes im jeweiligen Modellniveau. Eine Veränderung der Höhe des Referenzniveaus hat somit eine Veränderung der Temperatur- bzw. Feuchtegradienten zwischen Quellfläche  $z(IH)$  und Referenzniveau  $z(IE)$  zur Folge. Die sich daraus ergebenden Werte für die Transport-

widerstände sowie den Entkopplungsgrad über Fichte und Wiese sind in Abb. 4-12 bzw. Abb. 4-14 dargestellt.



**Abb. 4-12:** Tagesmittelwert (8-16 Uhr) des aerodynamischen und Bestandeswiderstandes für die Landnutzungsarten Fichte (links) und Wiese (rechts) bzgl. verschiedener Höhen des Referenzniveaus, 21. Juni

Für die Landnutzungsart Fichte zeigen die Tagessummen der Transportwiderstände  $r_a$  bzw.  $r_c$  im Allgemeinen eine lineare Abhängigkeit bezüglich der veränderten Höhe des Referenzniveaus. Der Bestandeseinfluss verringert sich erwartungsgemäß rasch mit zunehmender Entfernung vom Bestand, während der Einfluss der Aerodynamik mit geringerer Intensität steigt. Das Widerstandsverhältnis  $r_c/r_a$  zeigt daher eine exponentielle Abnahme mit der Höhe (vgl. Abb. 4-13).



**Abb. 4-13:** Verhältnis Bestandeswiderstand / aerodynamischer Widerstand für die Landnutzungsarten Fichte (links) und Wiese (rechts) bzgl. verschiedener Höhen des Referenzniveaus an ausgewählten Tagen

Betrachtet man für den 21. Juni die Differenzen zwischen den Modellergebnissen im untersten Modellniveau  $IE$  ( $= 30,36 \text{ m} = z_{cf}$ ) der Konstantstromschicht und im Niveau  $IE + 4$ , was mit einer Höhe von  $44,49 \text{ m}$  etwa dem Höhenbereich der Messungen an der Ankerstation ( $42 \text{ m} = z_{ref}$ ) entspricht, zeigen sich Abweichungen von weniger als 5 % für den Bestandeswiderstand, die jedoch mehr als 25 % für den aerodynamischen Widerstand betragen. Der Einfluss von  $r_a$  auf das Widerstandsverhältnis insgesamt ist jedoch gering, so dass auch die Auswirkung der Referenzniveauverschiebung in diesem Bereich auf den Entkopplungsfaktor  $\Omega$  klein ist (vgl. Tab. 4-1).

**Tabelle 4-1:** Differenzen des aerodynamischen und Bestandeswiderstandes sowie des Entkopplungsfaktors  $\Omega$  aufgrund der veränderten Höhe der Referenzschicht, berechnet für Fichte und Wiese, 21. Juni

	Fichte			Wiese		
$z_{cf}   z_{ref} [\text{m}]$	30,36	44,49	Differenz	0,17	2,02	Differenz
$r_a$ [s/m]	8,22	10,40	+ 2,18	7,92	16,74	+ 8,82
$r_c$ [s/m]	34,68	33,50	- 1,18	19,15	21,38	+ 2,23
$\Omega$ -Faktor	0,45	0,51	+ 0,06	0,62	0,75	+ 0,13

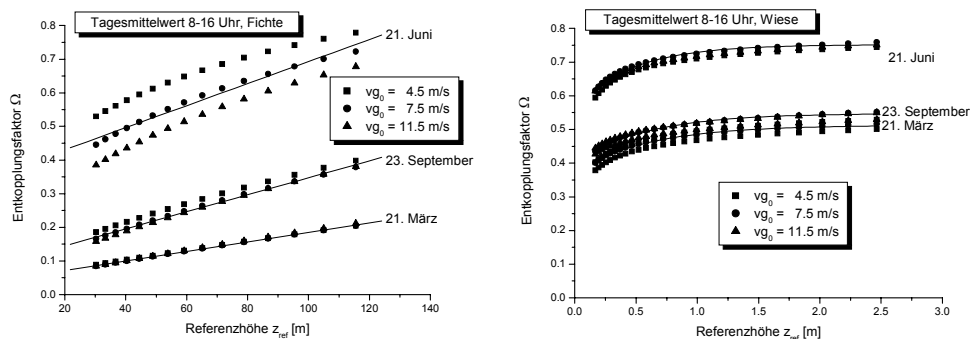
Das Widerstandsverhalten über Wiese zeigt eine exponentielle Zunahme der Werte, die ab einer bestimmten Referenzhöhe zu einer Annäherung der Widerstände an einen Grenzwert führt. Die Vertikalgradienten des Bestandeswiderstandes sind dabei sehr gering. Auch die im Vergleich zur Fichte kleinen Absolutwerte von  $r_c$  unterstreichen die weniger ausgeprägte Fähigkeit der Wiese, aktiv über die Stomata auf Änderungen des Wasserhaushaltes zu reagieren. Das Verhältnis  $r_c/r_a$  verkleinert sich mit zunehmender Entfernung vom Bestand, was hauptsächlich auf den größer werdenden aerodynamischen Widerstand zurückzuführen ist.

Eine Verschiebung des Referenzniveaus vom ersten Modellniveau innerhalb der Konstantstromschicht  $IE$  ( $= 0,17 \text{ m} = z_{cf}$ ) auf ein Referenzniveau im Bereich der allgemein üblichen Messhöhe ( $2 \text{ m} = z_{ref}$ ) zeigt eine größere relative Änderung von  $\Omega$  als bei Fichte. Dieser Effekt resultiert daraus, dass die Niveauverschiebung im Vergleich zur Vegetationshöhe zu einem größeren relativen Schichtabstandsverhältnis führt als bei hoher Vegetation. Im Ergebnis zeigt sich für den aerodynamischen Widerstand eine Zunahme von fast 9 s/m. Der daraus resultie-



rende  $\Omega$ -Wert ist etwa 20 % größer als in  $z_{cf}$  und entspricht eher den schlechten Kopplungseigenschaften der Wiese.

Um den Einfluss der Referenzhöhenverschiebung auf den  $\Omega$ -Faktor eingehender zu untersuchen, wurden an drei ausgewählten Tagen im Frühjahr, Sommer und Herbst, die ein unterschiedliches Strahlungs- und Temperaturumfeld repräsentieren sowie für variable geostrophische Windgeschwindigkeiten als Randbedingung für die Ausbildung des Turbulenzregimes Modelltests durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Abb. 4-14 dargestellt.



**Abb. 4-14:** Tagesmittelwert (8-16 Uhr) des Entkopplungsfaktors  $\Omega$  für die Landnutzungsarten Fichte (links) und Wiese (rechts) bzgl. verschiedener Referenzniveauhöhen, ausgewählter Tage im Jahr sowie unterschiedlicher geostrophischer Windgeschwindigkeiten

Der Entkopplungsgrad des Fichtenbestandes zeigt auch zu verschiedenen Jahreszeiten sowie bei unterschiedlichen geostrophischen Windgeschwindigkeiten einen fast linearen Anstieg der Werte bezüglich der Verschiebung des Referenzniveaus in größere Höhen. Absolutbeträge sowie Höhengradienten sind dabei abhängig von den jahreszeitlichen Bedingungen. Den geringsten Entkopplungsgrad, also die beste Kopplung mit der Atmosphäre, sowie den kleinsten Höhengradienten für den  $\Omega$ -Faktor weist der Fichtenbestand im Frühjahr auf. Die zu diesem Zeitpunkt noch geringen Einstrahlungs- und Temperaturwerte an der Erdoberfläche bewirken einen geringeren Energieumsatz. Der Verdunstungsanspruch der Atmosphäre ist gering. Die Stomata ist nur wenig geöffnet, so dass der Bestandeswiderstand sehr große Werte annimmt. Das Widerstandsverhältnis  $r_c/r_a$  ist aufgrund der hohen  $r_c$ -Werte generell hoch (vgl. Abb. 4-13), so dass sich der Rückgang beider Widerstände aufgrund zunehmender Turbulenz durch höhere Windgeschwindigkeiten  $vg_0$  kaum auf das Widerstandsverhältnis und damit auf

den  $\Omega$ -Faktor auswirkt. Dieser Einfluss ist wegen der vergleichbar kleinen Bestandeswiderstände bei Wiese deutlich zu spüren. Mit zunehmender Einstrahlung und den daraus resultierenden steigenden Temperaturen im Sommer erhöht sich der Verdunstungsanspruch der Atmosphäre. Die Transpiration des Bestandes nimmt zu. Der Bestandeswiderstand verkleinert sich so stark, dass das Widerstandsverhältnis im Vergleich zum Frühjahr auf ein Viertel absinkt. Die Folge ist ein Anstieg des  $\Omega$ -Faktors auf mehr als das Vierfache. Der Rückgang des Bestandeswiderstandes wegen zunehmender Turbulenz  $vg_0$  tritt aufgrund der Größenordnung des Widerstandsverhältnisses in den Werten des  $\Omega$ -Faktors deutlicher hervor.

Ein ähnliches Verhalten im zeitlichen Bezug zeigt sich in den  $\Omega$ -Faktoren für Wiese. Prinzipiell lassen sich jedoch zwei wesentliche Unterschiede im Vergleich zur Fichte herausstellen. Das betrifft zum einen den:

- Wertebereich des Entkopplungsfaktors.

Die Größenordnung der  $\Omega$ -Werte markiert eine eindeutige Trennung zwischen gut gekoppelten rauen Beständen und der eher schlechten Kopplung von glatten Oberflächen. Betrachtet man die Werte in der Modellschicht des jeweiligen Referenzniveaus  $z_{ref}$  ist in Abhängigkeit von der Jahreszeit sowie den atmosphärischen Bedingungen für den Fichtenbestand eine Kopplung zwischen Vegetation und Atmosphäre von 60 % bis 90 % möglich. Die beste Kopplung der Wiesenfläche mit der Atmosphäre erreicht dagegen nur maximal 45 % und kann bis zu 20 % absinken.

Der zweite wichtige Aspekt beinhaltet den:

- funktionalen Zusammenhang des Entkopplungsfaktors bezüglich der Höhe des Referenzniveaus.

In den Ergebnissen in Abb. 4-14 zeichnet sich für Wiese sehr klar eine exponentielle Annäherung des  $\Omega$ -Faktors an einen Grenzwert mit zunehmendem Abstand von der Bestandesoberfläche ab. Das bedeutet, dass die durch Zustandsänderungen an der Oberfläche hervorgerufenen Veränderungen im vertikalen Austauschverhalten keine Auswirkung auf die Zustände im Referenzniveau sowie die darüberliegenden Schichten der Atmosphäre haben. Dieses Verhalten widerspiegelt die Form der Oberflächenrückkopplung und bestätigt die Aussage in Abschnitt 3.3.2, dass diese Form der Rückkopplung für niedrige Bestände mit kleinem Widerstandsverhältnis  $r_c/r_a$  zutrifft. Interessant ist hierbei die Tatsache, dass sich der Grenzwert des  $\Omega$ -Faktors zu unterschiedlichen Zeitpunkten und atmosphärischen Bedingungen in einer Höhe von etwa 2 m einpegelt bzw. die Gradienten des Entkopplungsfaktors ab dieser Höhe

minimal sind. Dadurch fällt die Referenzniveauhöhe im Modell mit dem praktisch genutzten Messniveau über Wiese zusammen.

Bei Fichte dagegen zeigt sich eine stetige Zunahme der  $\Omega$ -Werte bis über die theoretische Obergrenze der atmosphärischen Grenzschicht hinaus. Veränderungen der vertikalen Flüsse bewirken dementsprechend eine Abwandlung der Zustände in der gesamten Grenzschicht und damit auch im Referenzniveau. Auch hier bestätigt sich die Aussage aus Abschnitt 3.3.2, dass diese Form des vertikalen Austausches, die sogenannte Grenzschichtrückkopplung, für hohe Bestände, deren Widerstandsverhältnis  $r_c/r_a$  große Werte aufweist, gültig ist.

Resultierend aus der Untersuchung zur Lage des Referenzniveaus und dem Einfluss auf die Modellergebnisse, wurde eine Verschiebung der im Modell festgelegten Höhe des Referenzniveaus vorgenommen. Die weiteren Simulationsläufe mit dem Modell HIRVAC erfolgten unter Verwendung der Referenzhöhe:

- $z(IE) = 44,49 \text{ m} \approx z_{ref}$  für die Landnutzungsart Fichte und
- $z(IE) = 2,02 \text{ m} \approx z_{ref}$  für die Landnutzungsart Wiese.

#### 4.3.3 Quantifizierung des Einflusses vegetationspezifischer Größen auf den Entkopplungsfaktor und die Verdunstung

Nach der Festlegung eines geeigneten Referenzniveaus im Modell sollten die Auswirkungen einer veränderten Modellparametrisierung auf das Kopplungs- und Verdunstungsverhalten der Vegetation bestimmt werden. Dazu wurden der Einfluss und das Zusammenspiel einer Variation von Bestandeshöhe  $hp$  und Blattflächenindex  $LAI$  bzw. Kronenschlussgrad  $n_w$ , welche die größten vegetationspezifischen Einflussfaktoren bezüglich des Entkopplungsgrades  $\Omega$  und der Verdunstung  $ET$  darstellen, untersucht. Die Modellläufe erfolgten unter Berücksichtigung verschiedener Schließungsansätze (vgl. Abschnitt 4.2.3.3) und Randbedingungen (vgl. Abschnitt 4.2.3.2) für die Landnutzungsarten Wiese und Fichte. Die in den Teilabschnitten dargestellten exemplarischen Ergebnisse wurden unter folgenden Bedingungen durchgeführt:

- $doy$ : 173
- $vg_0$ : 7,5 m/s
- $T_0$ : 293,15 K
- $A$ :  $0^\circ$
- $S$ :  $0^\circ$
- $bdg$ : 0

Die Variation der Vegetationsparameter wurde folgendermaßen vorgenommen:

**Fichte:**

- $1 \leq LAI \leq 8$
- $15 \text{ m} \leq hp \leq 30 \text{ m}$
- $0,1 \leq n_w \leq 1,0$

**Wiese:**

- $1 \leq LAI \leq 5$
- $0,1 \text{ m} \leq hp \leq 0,5 \text{ m}$
- $0,1 \leq n_w \leq 1,0$

Generell zeigt sich das Modell HIRVAC sehr sensitiv gegenüber einer Veränderung der Bestandesparameter außerhalb bestimmter Grenzen. So treten z.B. leichte, mit steigendem  $LAI$  sich verstärkende Sprünge in den Ergebniswerten für Fichte bei Bestandeshöhen  $hp < 17 \text{ m}$  auf. Es ist zu erwarten, dass sich an dieser Stelle Konflikte in der Modellierung junger Bestände ergeben. Auch die Berücksichtigung eines veränderten Kronenschlussgrades in Abhängigkeit von der Bestandeshöhe zeigt keinen entscheidenden Einfluss hinsichtlich einer Dämpfung dieser Wertesprünge, so dass hier von einer tieferen Ursache in der Modellstruktur ausgegangen werden muss, die in weiteren Arbeiten überprüft werden sollte. Ein ähnlicher Effekt ergibt sich bei Wiese für Vegetationshöhen  $hp > 0,4 \text{ m}$ . Die anschließend dargestellten und parametrisierten Abhängigkeiten des Entkopplungsfaktors und der Verdunstung beziehen sich daher auf Bestandeshöhen von:

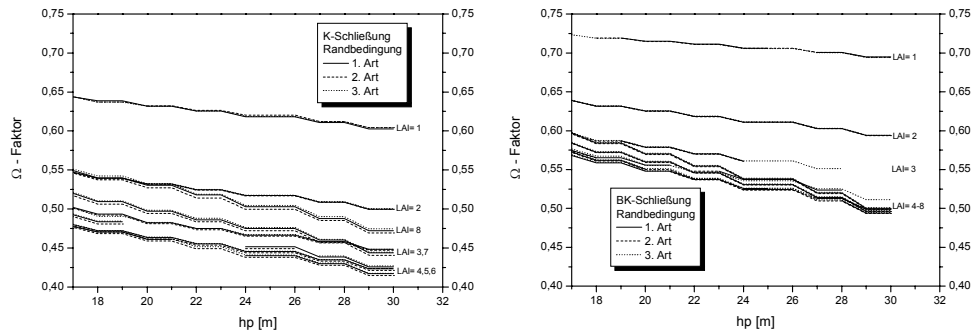
- $17 \text{ m} \leq hp \leq 30 \text{ m}$  für Fichte
- $0,1 \text{ m} \leq hp \leq 0,4 \text{ m}$  für Wiese

#### 4.3.3.1 Einfluss von Vegetationshöhe und $LAI$ bei Fichte

Die Abb. 4-15 zeigt die für Fichte in Abhängigkeit von der Bestandeshöhe und dem  $LAI$  berechneten Entkopplungsfaktoren unter Verwendung des K-Schließungs- (links) und BK-Schließungsansatzes (rechts) sowie der Randbedingungen 1.-3. Art.

Auf den ersten Blick lassen sich generell höhere Werte für die BK-Schließung erkennen. Die bei der BK-Schließung herbeigeführte Dämpfung des Turbulenzkoeffizienten  $K_M$  (vgl. Abschnitt 4.2.3.3) bewirkt eine Verringerung des turbulenten Austausches mit der Atmosphäre, was eine abnehmende atmosphärische Kopplung des Bestandes zur Folge hat. Die Verwendung der unterschiedlichen Modellrandbedingungen bei beiden Schließungsansätzen zeigt

keinen Einfluss auf die Ergebniswerte. Aus den Entkopplungsfaktoren lässt sich eine lineare Abnahme der Werte, also eine zunehmende Kopplung zwischen Vegetation und Atmosphäre, mit wachsender Bestandeshöhe ablesen. Dieser Effekt spiegelt den stärkeren Einfluss größerer Bestände auf das Turbulenzverhalten der Atmosphäre wieder. Mit zunehmendem Blattflächenindex zeigt sich ebenfalls eine Abnahme der Absolutbeträge der  $\Omega$ -Faktoren. Die größte Variation ergibt sich erwartungsgemäß für den Bereich  $1 \leq LAI \leq 3$ . Dieser Werterückgang kehrt sich ab einem  $LAI > 4$  wieder um und verursacht einen geringfügigen (BK-Schließung) bzw. deutlichen (K-Schließung) Anstieg der  $\Omega$ -Beträge für steigende  $LAI$ . Eine optimale Kopplung des Fichtenbestandes mit der Atmosphäre wäre somit für den Bereich  $3 \leq LAI \leq 7$  gegeben, welcher durchaus in der Praxis üblichen Bestandeswerten entspricht.



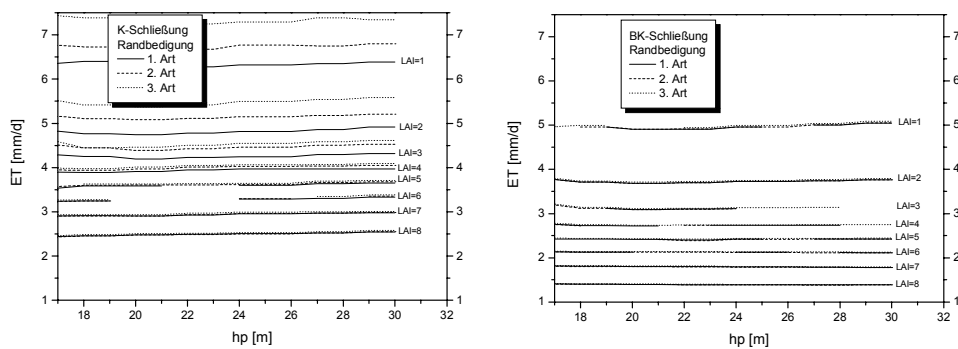
**Abb. 4-15:** Entkopplungsfaktor  $\Omega$  in Abhängigkeit von der Bestandeshöhe  $hp$ , dem LAI sowie der Randbedingungen 1.-3. Art, für die K-Schließung (links) und BK-Schließung (rechts), Landnutzungsart Fichte, 21.6.

Die Parametrisierungen der Ergebnisse (Gl. 4-1, Gl. 4-2) unterstreichen die vorangestellten Aussagen. Erkennbar ist sowohl der  $LAI$ -abhängige, einer quadratischen Funktion folgende Verlauf der Ordinatenmittelpunkte der Kurvenschar als auch die geringfügige Zunahme des negativen Gradienten der einzelnen Funktionen von  $\Omega$  mit wachsendem Blattflächenindex.

$$\Omega_K = (0,761(-0,0917LAI) + 0,0099LAI^2) - (0,0026 + 0,00042LAI)hp \quad (4-1)$$

$$\Omega_{BK} = (0,813(-0,0695LAI) + 0,0075LAI^2) - (0,0016 + 0,00077LAI)hp \quad (4-2)$$

Die aufgrund des verminderten turbulenten Austausches zwischen Bestand und Atmosphäre simulierte schlechtere Kopplung für die BK-Schließung spiegelt sich auch in den geringeren Verdunstungswerten für diesen Schließungsansatz wider. So liegen die Verdunstungssummen der BK-Schließung an diesem Tag knapp 1 mm unter den ohne Turbulenzdämpfung berechneten Evapotranspirationswerten (vgl. Abb. 4-16). Die Verdunstungssummen sind fast unabhängig von der Bestandeshöhe. Die Größenordnung der Werte richtet sich hauptsächlich nach dem Blattflächenindex. Auch hier zeigen sich die größten Variationen der Absolutwerte für Blattflächenindizes von  $1 \leq LAI \leq 3$ . Die generelle, nicht unbedingt zu erwartende Abnahme der Größenordnung der Verdunstungswerte mit steigendem Blattflächenindex ist darauf zurückzuführen, dass bei kleinem  $LAI$  die Einstrahlung im Bestand und am Boden aufgrund des aufgelockerten Blätterdaches größer ist. Damit steigt bei ausreichender Wasserversorgung, wie sie im Modell realisiert wird, der Anteil der Bodenverdunstung stark an und erhöht die Werte der Gesamtverdunstung. Die Verdunstungswerte für kleine  $LAI$  entsprechen daher nicht der Realität. Auf die Gesamtverdunstung sehr dichter bis geschlossener Bestände hat der Anteil der Bodenverdunstung nur sehr geringen Einfluss bzw. kann vernachlässigt werden, so dass die Ergebnisse für Blattflächenindizes  $LAI > 4$  den realen Verdunstungssummen durchaus entsprechen (vgl. Abschnitt 6.3.2).



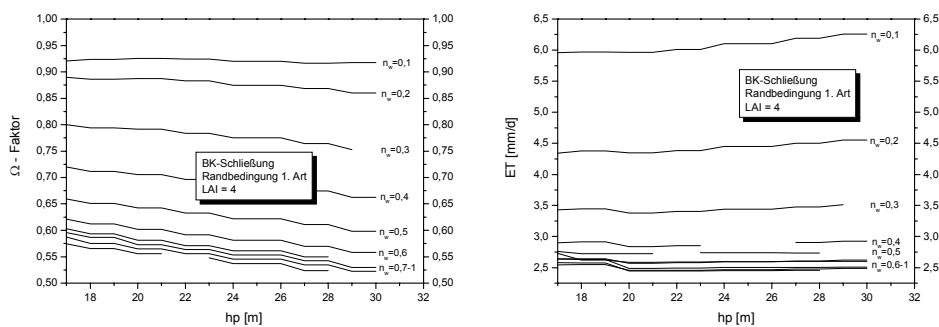
**Abb. 4-16:** Tagessumme der Verdunstung ( $ET$ ) in Abhängigkeit von der Bestandeshöhe  $hp$ , dem  $LAI$  sowie der Randbedingungen 1.-3. Art, für die K-Schließung (links) und BK-Schließung (rechts), Landnutzungsart Fichte, 21.6.

Eine funktionale Quantifizierung der Ergebnisse hinsichtlich ihrer  $LAI$ -Abhängigkeit soll aufgrund der angesprochenen Probleme nicht durchgeführt werden. Die hohen Verdunstungswerte der aufgelockerten Vegetation gegenüber den Verdunstungsraten geschlossener Bestände weisen eindeutig auf eine Überschätzung der Bodenverdunstung hin. Diese ist mit großer

Wahrscheinlichkeit auf die vereinfachte Modellierung der Feuchteanteile im Boden zurückzuführen. An dieser Stelle ergibt sich Forschungsbedarf als Grundlage für nachfolgende Untersuchungen. So erweist sich eine Überprüfung bzw. Erweiterung des Bodenwasseransatzes im HIRVAC als notwendig. Außerdem ist eine detailliertere Beschreibung der Rückkopplung zwischen Bodenwasserhaushalt und Bestand erforderlich. In diesem Zusammenhang sollte auch die Modellierung der Strahlungsverteilung im Bestand überprüft werden.

#### 4.3.3.2 Einfluss von Vegetationshöhe und Pflanzenbedeckungsgrad für Fichte

Eine weitere wichtige Einflussgröße auf das Kopplungs- und Verdunstungsverhalten des Fichtenbestandes mit der Atmosphäre stellt der Kronenschlussgrad  $n_w$  dar. In Abb. 4-17 sind exemplarische Ergebnisse zum Verlauf des  $\Omega$ -Faktors und der Evapotranspirationssummen des Fichtenbestandes in Abhängigkeit von der Bestandeshöhe und dem Kronenschlussgrad für die BK-Schließung, Randbedingung 1. Art sowie einen Blattflächenindex von  $LAI = 4$  dargestellt.



**Abb. 4-17:** Tageswerte des  $\Omega$ -Faktors sowie der Verdunstung in Abhängigkeit von der Bestandeshöhe  $hp$  und dem  $LAI$ , für die Randbedingungen 1. Art und die BK-Schließung, Landnutzungsart Fichte, 21.6.

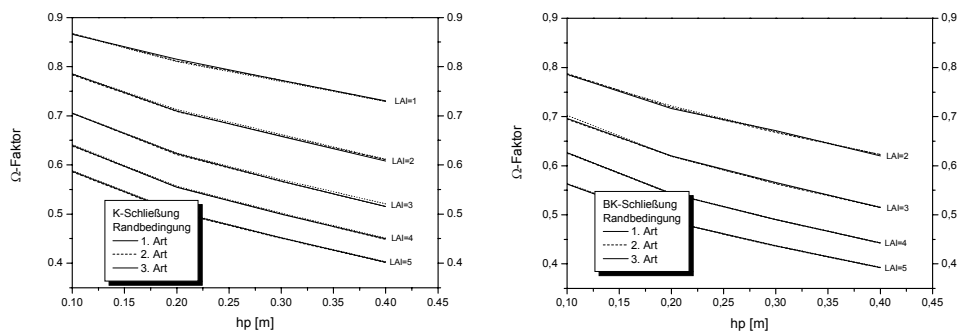
Die zu erwartende Zunahme des  $\Omega$ -Faktors bei abnehmendem Kronenschlussgrad wird in der linken Abbildung sichtbar. Sie unterliegt einem exponentiellen Verlauf mit geringen Wertesteigerungen für dicht geschlossene Kronen über ansteigende Gradienten bis hin zu einem fast entkoppelten Bestand bei nur noch 10-prozentigem Kronenschlussgrad. Dieser Verlauf lässt sich wie folgt parametrisieren:

$$\Omega_K = \left( 0,629 + 0,606e^{\left(\frac{-n_w}{0,299}\right)} \right) + \left( -0,0048 + 0,0126e^{\left(\frac{-n_w}{0,124}\right)} \right) hp \quad (4-3)$$

In den Evapotranspirationswerten in der rechten Abbildung zeichnet sich ein gleiches Verhalten wie in Abhängigkeit vom Blattflächenindex ab (vgl. Abb. 4-16). Auch hier ergibt sich eine exponentielle Zunahme der Verdunstungssummen für einen abnehmenden Kronenschlussgrad, welche nur der ansteigenden Bodenverdunstung zuzurechnen ist. Dieser Effekt ist ebenfalls auf die stärkere Einstrahlung am Boden, die durch den geringeren Kronenschlussgrad möglich wird, sowie die im Modell erzeugte ausreichende Wasserversorgung zurückzuführen. Auch an dieser Stelle zeigt sich die Notwendigkeit für weiterführende Untersuchungen der Verdunstungsmodellierung.

#### 4.3.3.3 Einfluss von Vegetationshöhe und LAI bei Wiese

Die im Vergleich zur Fichte hohen  $\Omega$ -Werte widerspiegeln die eher schlechten Kopplungseigenschaften der Wiesenfläche mit der Atmosphäre (Abb. 4-18).



**Abb. 4-18:** Entkopplungsfaktor  $\Omega$  in Abhängigkeit von der Bestandeshöhe  $hp$ , dem LAI sowie der Randbedingungen 1.-3. Art, für die K-Schließung (links) und BK-Schließung (rechts), Landnutzungsart Wiese, 21.6.

Der Verlauf des  $\Omega$ -Faktor für diese Landnutzungsart weist eine ähnlich eindeutige Abhängigkeit zur Bestandeshöhe und dem Blattflächenindex auf wie bei der Fichte. Die steigende Wuchshöhe der Vegetation führt dabei zu einem größeren negativen Gradienten, also zu einer stärkeren Verbesserung des Kopplungsgrades als bei Fichte. Auch der Einfluss des LAI ist bei der Wiese bedeutend höher, führt aber ebenfalls zu einer verbesserten atmosphärischen Kopplung des Bestandes mit ansteigendem Blattflächenindex.

Die Variation der Modellrandbedingungen in den einzelnen Simulationsläufen zeigt vergleichbar zur Fichte keinen Einfluss auf die Ergebnisse der Entkopplungsfaktoren. Auch die Verwendung der unterschiedlichen Schließungsansätze führt nur zu minimalen Differenzen.

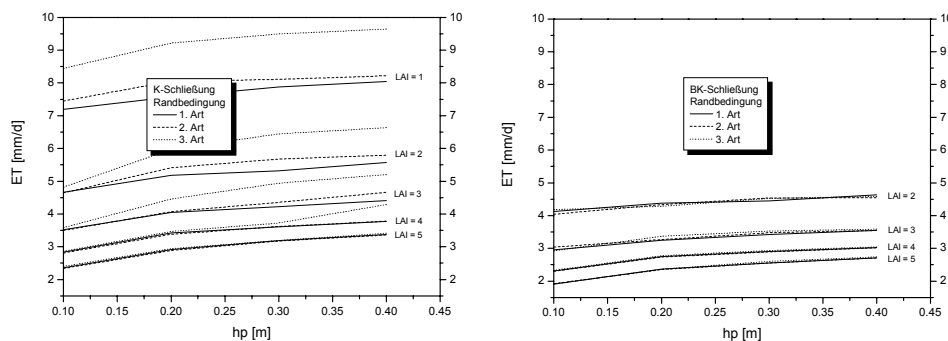


Die funktionale Abhängigkeit der  $\Omega$ -Faktoren von den Bestandesparametern  $LAI$  und  $hp$  kann folgendermaßen dargestellt werden:

$$\Omega_K = (-0,307(-0,173LAI) + 0,0228LAI^2)hp + (0,971 - (0,0682LAI)) \quad (4-4)$$

$$\Omega_{BK} = (-0,274(-0,187LAI) + 0,0259LAI^2)hp + (0,980 - (0,0749LAI)) \quad (4-5)$$

Der Einfluss der beiden Bestandesparameter auf die Evapotranspirationswerte gestaltet sich ähnlich wie beim Fichtenbestand. Die Dämpfung des turbulenten Austauschkoefizienten  $K_M$  bei der BK-Schließung verursacht eine sichtbare, jedoch im Vergleich zur Fichte geringere, Verkleinerung des Verdunstungsstromes gegenüber den Ergebnissen der K-Schließung (vgl. Abb. 4-19).



**Abb. 4-19:** Tagessumme der Verdunstung (ET) Abhängigkeit von der Bestandeshöhe  $hp$ , dem LAI sowie der Randbedingungen 1.-3. Art, für die K-Schließung (links) und BK-Schließung (rechts), Landnutzungsart Wiese, 21.6.

Die Einfluss der unterschiedlichen Modellrandbedingungen erzeugt Differenzen bei der K-Schließung, die sich jedoch mit steigendem LAI extrem verringern. Der bei der Wiese stärker ausgeprägte, von der Bestandeshöhe abhängige, Anstieg des Kopplungsvermögens zieht einen größeren Gradienten des Verdunstungsstromes nach sich im Vergleich zur Fichte. Auch für die Wiese zeigt sich eine Abnahme der Verdunstungssummen mit zunehmendem LAI, der dem realen Verhalten so nicht entspricht.

Unter Berücksichtigung der für Fichte ähnlichen Ergebnisse im Verdunstungsverhalten zeichnet sich die Notwendigkeit einer Überprüfung der Verdunstungsmodellierung ab. Diese sollte insbesondere hinsichtlich einer besseren Parametrisierung des *LAI*-Einflusses auf die Verdunstung durchgeführt werden.

#### **4.4 Bewertung der Ergebnisse**

Die durchgeführten Studien zum Aufbau der vertikalen Schichtung im Modell HIRVAC (Abschnitt 4.3.1) zeigen, dass eine Veränderung des vertikalen Schichtaufbaus im Hinblick auf die Einsparung von Rechenzeit prinzipiell möglich jedoch nicht unbedingt sinnvoll ist. So kann zum Teil durch die Veränderung des Schichtabstandfaktors eine Programmbeschleunigung erreicht werden. Allerdings wird dadurch die hohe vertikale Auflösung des Modells, insbesondere innerhalb des Bestandes, um mindestens 30 % reduziert. Die dadurch veränderten physikalischen Zustände im Modell ziehen jedoch zu große Abweichungen in den Ergebnissen nach sich, die eine korrekte Simulation der atmosphärischen Größen nicht mehr garantieren. Der veränderte Schichtaufbau verringert außerdem die numerische Stabilität des Modells. Aus diesem Grunde wurden die Simulationsläufe unter der Standardeinstellung zum vertikalen Schichtaufbau ohne Einsparung von Rechenzeit durchgeführt.

In den Untersuchungen zur Simulation des Kopplungsverhaltens mit HIRVAC zeigt sich, dass die Festlegung einer geeigneten Modellschicht als repräsentatives Referenzniveau für die Ermittlung der Transportwiderstände, des Entkopplungsfaktors oder der turbulenten vertikalen Flüsse über dem Bestand zwingend notwendig ist (Abschnitt 4.3.2). Für die Berechnung der turbulenten Stoff- und Energieflüsse ist eine Festlegung des Referenzniveaus von mindestens 2 Modellschichten über der Vegetationsobergrenze (bei variabler Bestandeshöhe) ausreichend, um in die untere Region der sich im Modell ausbildenden Konstantstromschicht zu gelangen, in welcher die physikalisch begründete Erfassung der turbulenten vertikalen Flüsse gesichert ist (vgl. Abschnitt 3.1.3). Dem nahezu konstanten Flussverlauf steht jedoch eine weitere höhenabhängige Veränderung der Transportwiderstände und des darüber abgeleiteten Kopplungsverhaltens zwischen Vegetation und Atmosphäre gegenüber. Die Höhenprofile der Widerstände widerspiegeln sehr gut den Übergang von der Kontrolle des Bestandes (Abnahme von  $r_c$ ) zur Dominanz atmosphärischer Einflussgrößen (Zunahme von  $r_a$ ) auf den Stoff- und Energietransport mit zunehmender Höhe.

In den Beträgen des  $\Omega$ -Faktors lässt sich eindeutig das unterschiedliche atmosphärische Kopplungsverhalten von rauen und glatten Vegetationsformen nachweisen. Die Entkopplungswerte reflektieren ausgezeichnet die unterschiedliche Form der rückkoppelnden Wirkung der durch Änderungen im Temperatur- und Feuchteregime mitveränderten Atmosphäre auf das Verdunstungsverhalten der Pflanzen (vgl. Abschnitt 3.3.1). Die relativ hohen  $\Omega$ -Werte für Wiese sprechen für das eher schlechte Kopplungsvermögen dieser Vegetationsform mit der Atmosphäre. Die Verdunstung wird hauptsächlich durch Oberflächenprozesse, wie die Strahlungsbilanz, gesteuert (Oberflächenrückkopplung). Der Fichtenbestand dagegen weist kleine Werte der Entkopplung auf, die für eine gute Kopplung von Beständen mit größerer Bestandeshöhe und Oberflächenrauigkeit, wie sie bei Wald zu finden ist, stehen. In diesen Werten widerspiegelt sich das besser ausgeprägte Vermögen zur Erzeugung von Turbulenz über rauen Beständen gegenüber der Vegetation mit glatter Oberfläche. Die Turbulenz ermöglicht den turbulenten Austausch von Wasserdampf, so dass die Verdunstung der Pflanze hauptsächlich durch eine aktive Regelung der Stomata über den Bestandeswiderstand  $r_c$ , auf ein bestehendes atmosphärisches Sättigungsdefizit reagieren kann (Grenzschichtrückkopplung). Der Grad der Kopplung wird dabei entscheidend vom Zustand der Atmosphäre (z.B. Jahreszeit, Turbulenzcharakteristik) beeinflusst.

Diese unterschiedlichen Formen der Rückkopplung werden auch ausgezeichnet im funktionalen Höhenverlauf des Entkopplungsfaktors reflektiert. Die mit zunehmender Höhe ansteigenden Werte des  $\Omega$ -Faktors nähern sich über der Wiesenfläche ab einem Höhengniveau von ca. 2 m an einen Grenzwert an. Veränderungen der Unterlage bzw. der davon ausgehenden Stoff- und Energieflüsse bewirken keine Veränderungen im Temperatur- und Feuchteregime über dieser Höhenschicht. Der Zustand der Atmosphäre oberhalb dieses Referenzniveaus ist somit nahezu konstant (Oberflächenrückkopplung). Über dem Fichtenbestand dagegen steigt der  $\Omega$ -Faktor mit zunehmender Höhe linear an. Dieser Effekt zeugt von einer fortschreitenden Veränderung des atmosphärischen Zustandes über das Referenzniveau hinaus bis an den oberen Rand der atmosphärischen Grenzschicht und entspricht damit der Form der Grenzschichtrückkopplung.

Die in Abschnitt 4.3.3 durchgeführten Sensitivitätsstudien zum Einfluss vegetationspezifischer Parameter und verschiedener Modellrandbedingungen zeigen sehr unterschiedliche Ergebnisse. Anhand der Ergebnisse des  $\Omega$ -Faktors kann sehr genau die zunehmende Entkopplung der Vegetation für einen Bestand mit abnehmender Blattflächendichte und fortschreiten-

der Auflockerung des Kronenschlusses nachvollzogen werden. Die Zunahme der Bestandeshöhe führt zu einer Intensivierung des Kopplungsprozesses. Es wird auch ersichtlich, dass die generell schlechter gekoppelte Wiesenfläche auf diese Veränderung der Bestandesparameter sensibler reagiert.

Die Werte der Gesamtverdunstung zeigen sowohl für die Wiesenfläche als auch für den Fichtenbestand eine nicht zu erwartende Steigerung der Evapotranspirationswerte mit zunehmender Auflockerung des Blätterdaches. Ein sinkender  $LAI$  wie auch ein verringerter Kronenschlussgrad führen zu einem annähernd linearen Anstieg der Verdunstungswerte. Die Ursache dafür liegt in der überproportional steigenden Bodenverdunstung, die aufgrund des erhöhten Strahlungsanteils am Boden bei zunehmender Auflockerung im Kronenraum des Bestandes und einer vom Modell simulierten ausreichenden Bodenfeuchtigkeit entsteht. Dieser Effekt sollte unbedingt weiteren Untersuchungen unterzogen werden. Die Größenordnung der Verdunstungswerte für Bestände mit dichtem Kronenschluss und Blattflächenindizes von  $3 \leq LAI \leq 7$  deckt sich jedoch mit gemessenen Werten (vgl. Abschnitt 6.3.2), so dass der Fehlereinfluss auf Simulationsrechnungen mit diesen Parametereinstellungen gering bleibt und exemplarische Berechnungen trotzdem gute Ergebnisse liefern.

Die Verwendung der unterschiedlichen oberen Modellrandbedingungen (vgl. Abschnitt 4.2.3.2) zeigt keine entscheidenden Auswirkungen auf die berechneten Entkopplungsfaktoren und Evapotranspirationswerte. Die Reaktionen des Modells auf die unterschiedlichen Schließungsansätze sind jedoch deutlich in den Ergebnissen zu erkennen. So führt die Dämpfung des turbulenten Austauschcoeffizienten für Impuls in der BK-Schließung (vgl. Abschnitt 4.2.3.3) zu einem Rückgang des Kopplungsgrades und einem damit verbundenen Absinken der Verdunstungswerte. Während das generell schlechte Kopplungsvermögen der Wiese dadurch nur wenig beeinflusst wird, ist die Wirkung auf die Verdunstung umso ausgeprägter. Für die Anwendung des Modells auf einzelne Gebiete sollte deshalb die Auswahl des Schließungsansatzes in Abhängigkeit von der Turbulenzcharakteristik des jeweiligen Standortes erfolgen.

## **5 GIS - gestütztes Regionalisierungskonzept zur Landoberflächenrückkopplung**

### **5.1 Motivation und Zielstellung**

Die Auswirkungen des globalen Klimawandels haben die Sensibilität der Bevölkerung gegenüber klimatologischen Belangen erhöht. Die gestiegenen Anforderungen an lokale Wettervorhersagen oder auch an die Optimierung der Energie- und Ressourcenausnutzung und dem damit verbundenen Einsatz moderner, klimaorientierter Technologien, führen zu einem steigenden Bedarf an gebietspezifischen, flächenhaften Klimainformationen.

Der regionale Klimaeinfluss wird durch die kleinräumigen Effekte von Relief und Landnutzung auf Strahlung, Temperatur und Niederschlag überlagert. Die zu geringe Dichte bzw. ungleichmäßige Verteilung von Klima-Messstationen lässt jedoch eine hochaufgelöste und präzise Wiedergabe der Rückkopplungseffekte von Gelände und Landnutzung in den Klimadaten nicht zu. In der Praxis verwendete Interpolationsmethoden zur Übertragung der punkthaften Messwerte in die Fläche, z.B. im Modell PROMET (SCHÄDLICH, 1998; LUDWIG, 2000) haben den Nachteil, dass sie im Ergebnis nur statische, zeitlich verzögerte Informationen liefern. Die Verwendung von klimatologischen Oberflächendaten aus der Satellitenaufnahme scheitert im kleinräumigen Gelände wiederum an der zu geringen horizontalen Auflösung (1000 m) sowie dem mangelnden Informationsgehalt bei gestörter Atmosphäre, z.B. durch Bewölkung. Somit sind Mess- und Satellitendaten für die kleinräumige Analyse mehr oder weniger nur als Stützwerte geeignet. Als vorteilhaft erweist sich in dieser Frage eine Kopplung meso- bzw. mikroskaliger Modelle zur Berechnung topoklimatisch beeinflusster Größen (z.B. Strahlung, Temperaturen, Verdunstung) mit einem Geographischen Informationssystem (GIS).

Die Zielstellung der Arbeit bestand darin, das gekoppelte Strahlungs- und Grenzschichtmodell HIRVAC (Abschnitt 4) mit dem Geographischen Informationssystem ArcView zu verknüpfen. Damit sollte eine Basis für die Ermittlung flächenhafter, hochaufgelöster klimatologischer Größen geschaffen werden, die neben dem direkten Einfluss der kleinräumig komplexen Landoberfläche auf die klimatologischen Größen auch die Rückkopplungseffekte zwischen Landoberfläche und Atmosphäre berücksichtigt.

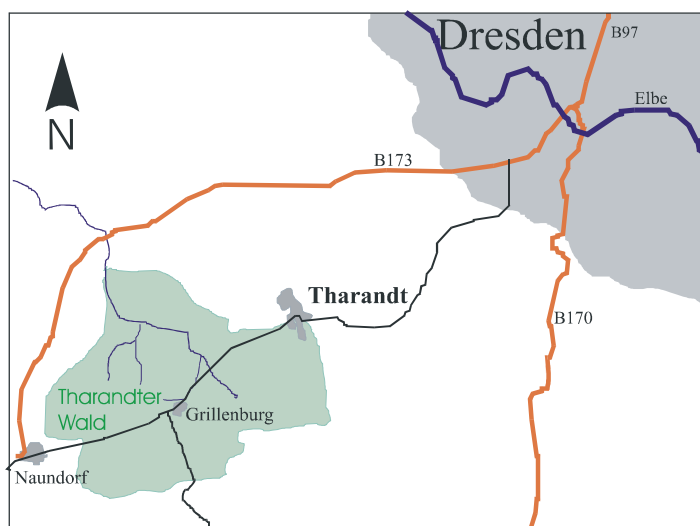
Anhand zweier landschaftlich unterschiedlich geprägter Gebietsausschnitte, der Umgebung des Tharandter Waldes (Abschnitt 5.2.1) und des Teileinzugsgebietes Sperrgraben im Einzugs-

gebiet der Halbammer (Abschnitt 5.2.2), wurde die Fähigkeit dieses GIS-gestützten Modellsystems HIRGIS getestet, Klimagrößen im kleinräumig heterogenen Gelände in Abhängigkeit von der Geländeoberfläche prinzipiell richtig zu simulieren und darzustellen. Messdaten der Klimastationen Ammer sowie der Ankerstation Tharandter Wald dienen sowohl als Inputdaten für die Simulationsberechnungen als auch für die Validierung der Berechnungsergebnisse (vgl. auch Abschnitt 5).

## 5.2 Material und Methoden

### 5.2.1 Der Tharandter Wald

#### 5.2.1.1 Gebietsbeschreibung



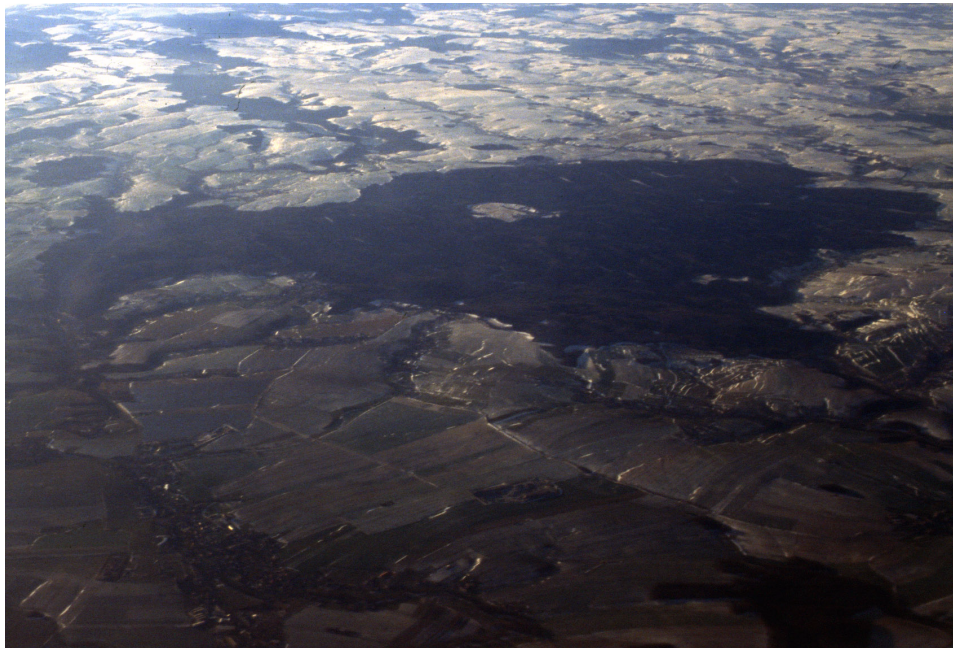
**Abb. 5-1:** Lage des Tharandter Waldes

Das Landschaftsschutzgebiet Tharandter Wald erstreckt sich im Vorland des Osterzgebirges auf einer Fläche von ca. 6000 Hektar und ist damit das größte zusammenhängende Waldgebiet Sachsens. Es reicht im Norden bis an das Lommatzsch-Meißener-Lößhügelland heran und wird im Osten und Nordosten durch die Kerbsohlentäler der Wilden Weißeritz sowie ihrer Zuflüsse begrenzt. Im Osten trennt das Freital-Döhlener Rotliegende den Tharandter Wald von der Elbtallandschaft. Das Landschaftsschutzgebiet besitzt eine geschlossene Waldoberfläche, die nur durch die alte Rodungsfläche Grillenburg unterbrochen wird (siehe Abb. 5-4). Die

Geländeoberfläche des Tharandter Waldes wird bestimmt durch eine seichte Hügelform, in der nur einige Basalt- und Sandsteinkuppen zu finden sind.

Steil abfallende Geländestücke gibt es nur in Teilgebieten der Flüsse Colmnitzbach und Triebisch sowie im Breiten Grund und in den Grenzgebieten zum Naturschutzgebiet Weißeritztalhänge.

Der zentrale Bereich des Geländes besteht hauptsächlich aus flachen, aber breiten Muldentälern. Viele Hügel übersteigen eine Höhe von 400 m ü.NN (siehe Abb. 5-3). Das östliche Plateau befindet sich zwischen 300 m und 450 m ü.NN. Tiefster Punkt ist der auf der Sohle eines Kerbtals liegende Ort Tharandt (214 m ü.NN) im Osten des Waldgebietes. Die daran angrenzenden Hochflächen sind um bis zu 140 m höher (NEBE, 1982).



*Abb. 5-2: Der Tharandter Wald im Winter; Blick von Nordosten*

Das Klima des Gebietes entspricht dem Übergang vom maritimen zum kontinentalen Bereich. Das langjährige Jahresmittel der Lufttemperatur liegt bei 7,7° C. Die mittlere jährliche Niederschlagssumme beträgt 819 mm. Beide Werte beziehen sich auf Messungen an der Ankerstation Tharandter Wald für den Zeitraum von 1959-2000. Die extrem gegensätzlichen (unkorrigierten) Niederschlagssummen der Jahre 2002 mit 1098 mm (Jahrhundertflut) und

2003 mit 501 mm (extreme Trockenheit) sind nicht enthalten. In der o.g. 41-jährigen Beobachtungsperiode wurden durchschnittlich 101 Frosttage pro Jahr registriert.

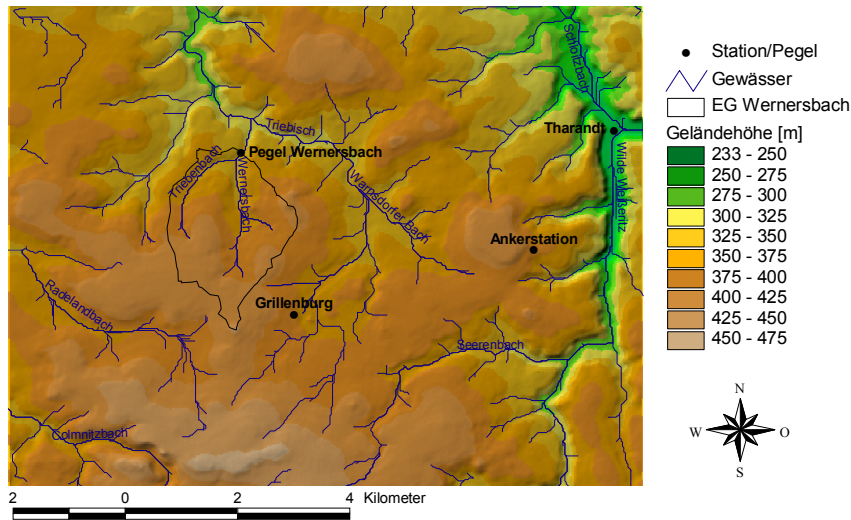


Abb. 5-3: Digitale Geländehöhen im Gebiet des Tharandter Waldes

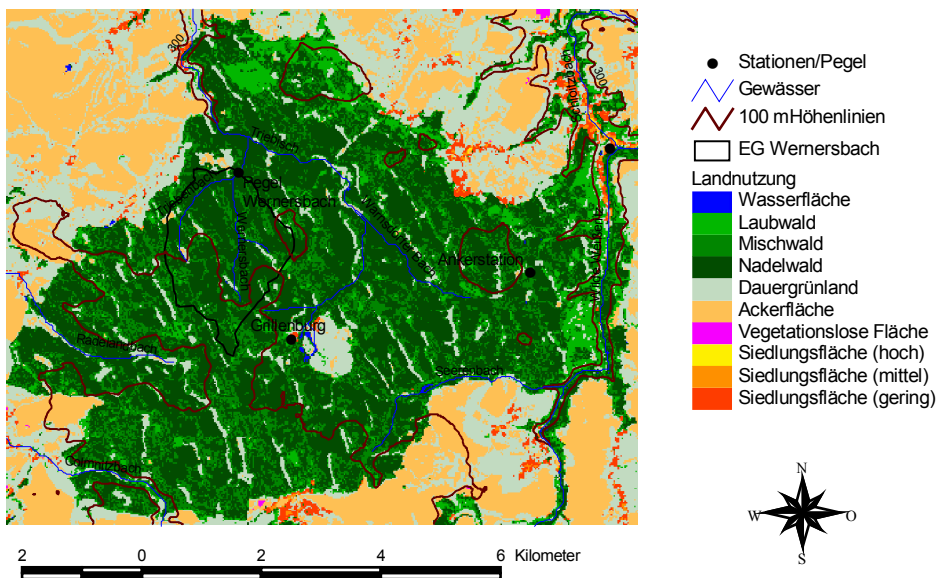


Abb. 5-4: Landnutzungsverteilung im Gebiet des Tharandter Waldes



Südwestlich von Tharandt befindet sich die Ankerstation Tharandt (50°57'49" n.Br., 13°34'01" ö.L., 380 m ü.NN). Sie besteht aus einem 40 m hohen Stahlmessturm, der sich in einem 106-jährigen, etwa 28 m hohen Fichtenaltbestand befindet. Über und im Bestand werden seit 1990 wichtige Klimaelemente wie:

- Lufttemperatur /Luftfeuchte
- PAR-Strahlung
- Niederschlag
- Nettostrahlung
- Windgeschwindigkeit / Windrichtung

in verschiedenen Höhen gemessen.

Seit 1996 wird mittels Eddy-Kovarianz-Messung der turbulente Austausch von Kohlendioxid sowie fühlbarer und latenter Wärme bestimmt. Dazu erfolgen hochfrequente Messungen von:

- Horizontal- und Vertikalgeschwindigkeiten
- Lufttemperatur
- Kohlendioxid- und Wasserdampfkonzentrationen

in einer Messhöhe von 42 m.

#### 5.2.1.2 Digitale Datengrundlage

Für dieses Gebiet liegen Höhendaten des digitalen Höhenmodells DHM/M 745 sowie digitale Landnutzungsdaten im Rasterformat mit einer Auflösung von 25 m vor. Die digitalen Höhendaten entstanden durch eine Reliefdigitalisierung der Militärtopographischen Karte 1:50000 (LANDESVERMESSUNGSAMT SACHSEN, 1996). Die Landnutzungsdaten entstammen einer multispektralen Klassifizierung von Satellitenaufnahmen und sind in 17 Landnutzungs-klassen unterteilt (Landsat TM 1992/93, Sächsisches Ministerium für Umwelt und Landwirtschaft, Institut für Kartographie der TU Dresden; PRECHTL, 1996).

Abb. 5-3 zeigt einen Überblick über die Geländehöhen im Gebiet des Tharandter Waldes. Die zentrale Fläche des Gebietes, in dem sich das Einzugsgebiet Wernersbach befindet, weist eine mäßig geneigte Hügellandschaft mit Geländeneigungen bis max. 5-10 Grad auf. Große Höhengradienten dagegen sind an den Flusstälern der Wilden Weißeritz, der Triebisch bzw. am Colmnitzbach zu finden.

Abb. 5-4 zeigt die zehn wichtigsten Landnutzungsarten für diesen Gebietsausschnitt. Den Hauptbestandteil des Waldgebietes bildet Fichte, durchsetzt von einigen Mischformen und

kleineren Wiesenflächen. Im Außengebiet dominieren landwirtschaftliche Nutz- sowie Wiesenflächen.

## 5.2.2 Einzugsgebiet Sperrgraben

### 5.2.2.1 Gebietsbeschreibung

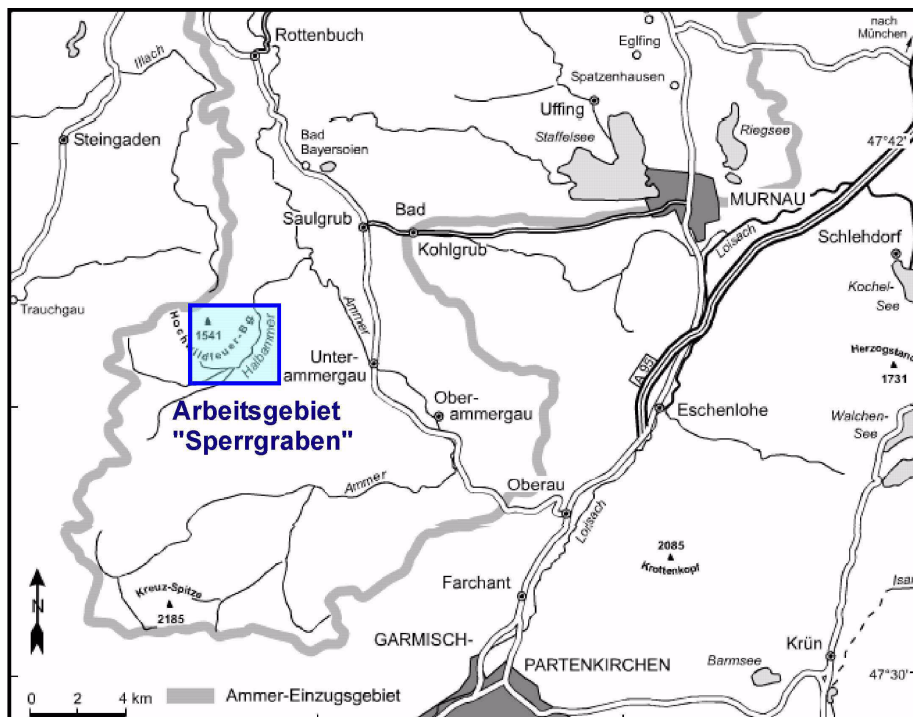


Abb. 5-5: Lage des Einzugsgebietes Sperrgraben aus HUWE und ENGELHARDT (2003)

Das Teileinzugsgebiet Sperrgraben befindet sich im Einzugsgebiet der Halbammer in den Bayerischen Alpen, ca. 60 km südwestlich von München. Das Einzugsgebiet der Halbammer umfasst einen Höhenunterschied von mehr als 1000 m zwischen der höchsten Erhebung, der Großen Klammspitze (1924 m ü.NN) und dem tiefstgelegenen Punkt, der Pegelmesssstelle Unternogg (849 m ü.NN). Vergleicht man diese Angaben mit den digitalen Höhendaten in Abb. 5-8, zeigen sich auch hier Differenzen in den Höhenangaben, die mit größter Wahrscheinlichkeit auf Aufnahmefehler bzw. Generalisierungseffekte bei der Modellerstellung zurückzuführen sind.



**Abb. 5-6:** Sperrgraben in Pegelnähe am Einfluss in die Halbammer

Im nördlichen Teil, wo sich das EG Sperrgraben befindet, existieren sandig-mergelige Flyschböden, wogegen im Süden kalkhaltige Böden zu finden sind. In den Bereichen der Hangverflachungen kommt es durch Staunässe aufgrund der hohen Niederschläge mit Jahressummen von 1500-2000 mm zu Vermoorungen. Die Jahresmitteltemperaturen im Bereich der Täler beträgt etwa 4,5° C. Die höher gelegenen Gebiete dagegen weisen etwa 160 Frosttage auf. Insgesamt gesehen kommt es aufgrund des ausgeprägten Reliefs zu starken Höhengradienten aller Klimaelemente (DFG, 2000).

Im Rahmen eines Verbundprojektes zur Untersuchung der Kopplung hydrologischer und biologischer Prozesse auf der Landschaftsebene (IGBP/BAHC) erfolgte die Einrichtung eines Testgebietes (EG Sperrgraben) im Einzugsgebiet der Halbammer.



**Abb. 5-7:** Klimastation Ammer im EG Sperrgraben

Zur Untersuchung der klimatischen Verhältnisse im Einzugsgebiet Sperrgraben wurde am 2. Oktober 1998 eine Klimastation (10° 56' 47" ö.L., 47° 37' 40" n.Br., 1215 m ü.NN) zur Messung von:

- Globalstrahlung
- Temperatur
- relativer Luftfeuchte
- PAR-Strahlung
- Niederschlag
- Schneehöhe
- Windgeschwindigkeit / Windrichtung

in Betrieb genommen.

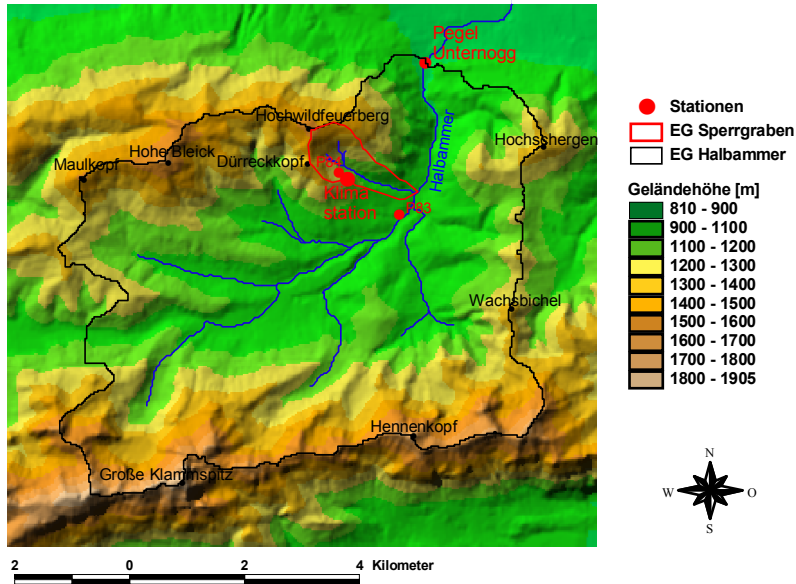


Abb. 5-8: Geländehöhen im Einzugsgebiet der Halbammer mit Einzugsgebiet Sperrgraben, Klimastation, Pegel

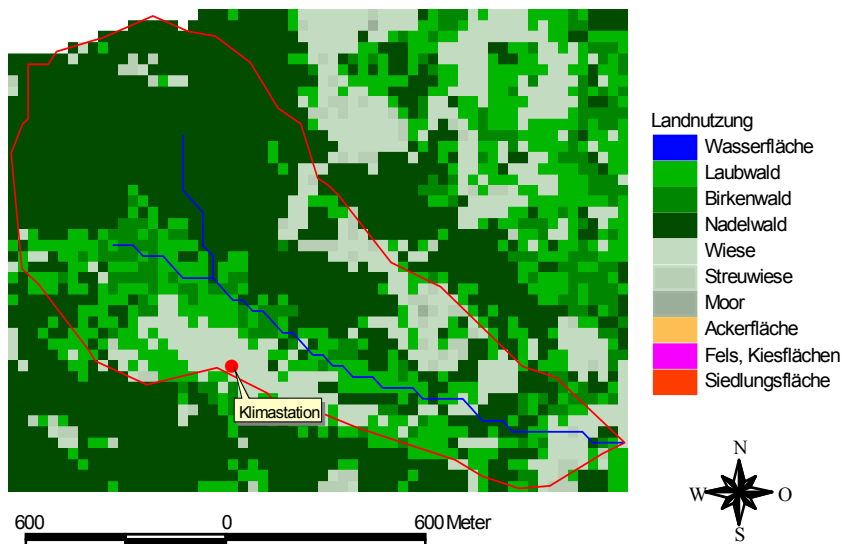


Abb. 5-9: Landnutzungsverteilung im Einzugsgebiet Sperrgraben

Da die verwendete Niederschlagswippe (ARG100, Cambell) nicht zur Messung von festem Niederschlag geeignet war und somit in der Winterperiode der Niederschlag nur in Form der Schneehöhe gemessen werden konnte, wurden im April 2001 zusätzlich zwei wägende Niederschlagsgeber (Pluvio, OTT) installiert. Die Aufstellung des einen Niederschlagsgebers (P84) erfolgte in unmittelbarer Nähe der Klimastation, die des anderen (P83) in ca. 1300 m Entfernung in einer Höhe von 914 m ü.NN. Die Messungen wurden bis Oktober 2002 kontinuierlich durchgeführt.

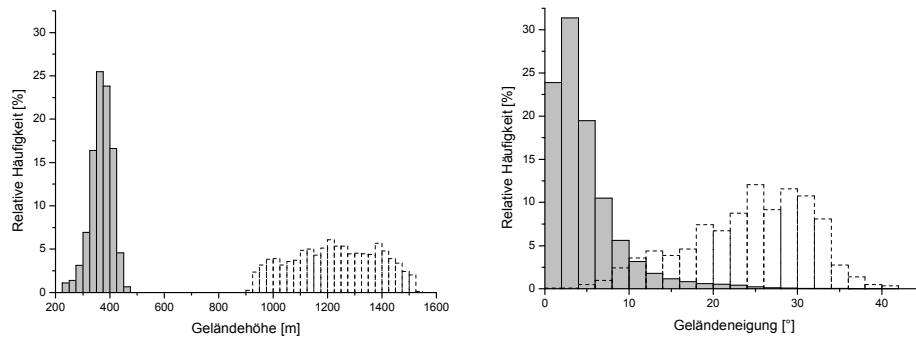
#### *5.2.2.2 Digitale Datengrundlage*

Als Datengrundlage dienen digitale Höhen- und Landnutzungsdaten mit der Auflösung 30 m für das Ammergebiet (Institut für Geographie, LMU München).

Die Abb. 5-8 zeigt das Höhenrelief des EG Halbammer und Abb. 5-9 eine Darstellung der Landnutzungsinformationen überlagert mit ausgewählten Geländehöhen des Testgebietes. Als weitere Informationen sind wichtige Ortschaften, die Hauptflüsse, markante Höhenpunkte und die Lage der Klimastationen bzw. Pegelmessstellen eingetragen.

Das gewählte Testgebiet des Sperrgrabens umfasst eine Höhenamplitude von etwa 600 m mit einem ausgeprägten Höhengradienten im Bereich der Klimastation. Die maximale Geländeneigung im 30 m-Raster des DGM liegt bei 42°.

In Abb. 5-10 sind die Höhen- (links) und Neigungsverteilung (rechts) vergleichsweise für die Gebiete EG Sperrgraben und Tharandter Wald dargestellt. Dabei tritt sehr deutlich der Unterschied in der Reliefenergie zwischen Mittel- und Hochgebirgsregion hervor. Während der Tharandter Wald eine mittlere Gebietshöhe von 368 m aufweist, liegt das EG Sperrgraben im Mittel knapp 900 m höher. Etwa 90 % aller Geländepunkte im Tharandter Wald sind weniger als 10° geneigt. Im EG Sperrgraben dagegen sind 90 % der Standorte steiler als 10°. Die Exposition des Geländes im EG Sperrgraben unterteilt sich hauptsächlich in drei Zonen. Eine südlich ausgerichtete Fläche nördlich des Sperrgrabens, eine südöstlich geneigte Fläche am Flussoberlauf sowie eine Fläche mit östlicher bis nordöstlicher Exposition südlich des Sperrgrabens. Die Orientierung der mindestens 10° geneigten Geländeabschnitte im Tharandter Wald liegt über alle Azimute verteilt mit einer deutlichen Überzahl an westlich orientierten Hängen.



**Abb. 5-10:** Höhen- (links) und Neigungsverteilung (rechts) für das EG Sperrgraben (farblos, unterbrochene Linie) im Vergleich zur Geländeverteilung im Tharandter Wald (grau)

### 5.2.3 Einfluss von Ungenauigkeiten in den digitalen Geländedaten

Bei Vergleichen mit der realen Geländeumgebung werden immer wieder Ungenauigkeiten bzw. Fehler in den digitalen Geländedaten aufgedeckt, welche wiederum die Qualität der Modellergebnisse beeinflussen (SERVIGNE et al., 2000, DUBAYAH und RICH, 1995). Diese können bei der Geländeaufnahme oder durch Generalisierungseffekte aufgrund der jeweiligen Rasterweite entstanden sein. RIEGER (1992) setzt sich ausführlich mit den geometrischen Auswirkungen fehlerhaft digitalisierter Geländehöhen auf die abgeleiteten Neigungs- und Expositionswerte auseinander. Diese Effekte wurden anhand der digitalen Geländedaten für das Gebiet des Tharandter Waldes in WINKLER (1999) diskutiert.

Während bei den digitalen Geländehöhen fast ausschließlich der geometrische Effekt eine Rolle spielt, muss bezüglich der Landnutzungsinformationen auch die zeitliche Variation der realen Landnutzungsflächen berücksichtigt werden. Entscheidend ist deshalb die Aktualität der Landnutzungsdaten. Kurz- und auch längerfristige Änderungen der Vegetationsstruktur sind meist nicht ausreichend erfasst und führen zu inhaltlichen Fehlern, die je nach Verwendungszweck unterschiedliche Auswirkungen haben können. Für exemplarische Anwendungen spielen diese Faktoren jedoch nur eine untergeordnete Rolle.

Probleme bei Modellrechnungen entstehen insbesondere durch fehlerhaft klassifizierte Landnutzungsinformationen, die den eigentlichen Gebietscharakter falsch wiedergeben. So ist z. B. im EG Sperrgraben der Bereich der Stationsumgebung anstatt von Wiese als Fichte deklariert (siehe Abb. 5-9). Solche Fehler können nur durch Ortskenntnis aufgedeckt werden, was sich

jedoch bei größeren Gebieten als schwierig erweist.

Ein weiteres Problem sind die "harten" Übergänge bei Rasterzellen mit unterschiedlicher Landnutzungsinformation. Der abrupte Landnutzungswechsel verursacht Wertesprünge in den Ergebnissen der HIRGIS-Simulationen, die die Landnutzungsänderung überbetont wiedergeben und in dieser Form nicht der Realität entsprechen.

Außerdem ist zu bemerken, dass die scheinbare Homogenität der einzelnen Landnutzungsflächen in den digitalen Daten, die auch den Modellannahmen im HIRVAC bzw. HIRGIS entspricht, im realen Gelände nur selten vorhanden ist (z.B. unbewegte Wasseroberflächen).

#### 5.2.4 Geoinformationssysteme

##### 5.2.4.1 Allgemeine Anforderungen

Die allgemeinen Anforderungen, die an ein GIS gestellt werden, umfassen die:

- *Datenerfassung/Datenbeschreibung:*  
Digitalisierung von verschiedensten Informationen mit Raumbezug
- *Datenverwaltung:*  
Bereitstellung und Speicherung von gelände- und landnutzungsspezifischen Geoinformationen.
- *Analyse-/Auswertefunktionen:*  
Bereitstellung von Auswerte- und Abfragewerkzeugen zur räumlichen Analyse.
- *Visualisierung:*  
Georeferenzierte Darstellung der Berechnungsergebnisse.

##### 5.2.4.2 Anwendungsbereiche

Der heutige Stand an verfügbaren digitalen Daten und Informationen sowie die hohe Leistungsfähigkeit der Computertechnik haben dazu geführt, dass sich Geoinformationssysteme in den verschiedensten Bereichen als feste Größe etabliert haben. So sind GIS-Anwendungen im Vermessungs-, Kataster- und Planungswesen (Stadtplanung, Raumplanung, Funknetzplanung), in Umweltbereichen (Hydrologie, Geologie, Meteorologie), der Logistik (Ver-/Entsorgungsleitungen, Routenplanung, Fahrzeugnavigation), der Finanzdienstleistung oder auch in der Land- und Forstwirtschaft (Nutzflächen-Monitoring) zu finden. Insgesamt betrachtet hat sich heute ein aktiver "Geo-Markt" herausgebildet, auf dem sowohl digitale Geoinformationen als auch die entsprechenden Systemlösungen angeboten werden. Das hat dazu geführt, dass mittlerweile über die Festsetzung von Standards auf diesem Gebiet diskutiert wird.

#### 5.2.4.3 Gekoppelte und integrierte Systeme

Das Potential der Verknüpfung von Geoinformationssystemen, z.B. mit Modellen zur Umweltsimulation, wurde schon in den 80er Jahren erkannt. Seither wurden zahlreiche Systeme entwickelt, die in unterschiedlicher Weise miteinander verbunden sind. Nach BURROUGH et al. (1996) sollte dabei unterschieden werden, ob es sich um integrative oder gekoppelte Systeme handelt. Eine Integration eines Simulationsmodells in ein GIS baut auf der Nutzung eines gemeinsamen Daten- und Methodenbestandes auf. Gekoppelte Systeme tauschen die Daten zwischen definierten Schnittstellen aus, übernehmen jedoch keine Methoden. Der Begriff Integration setzt somit voraus, dass Methoden und Funktionen der Modelle in die Entwicklersprache des GIS übernommen werden.

Da der konzeptionelle Schwerpunkt Geographischer Informationssysteme auf der Verarbeitung geometrischer bzw. topologischer Elemente liegt, reicht die Funktionalität der systemeigenen Makrosprachen oft nicht aus, um die komplexe Struktur von Simulationsmodellen (z.B. von Grenzschnittmodellen) nachzubilden bzw. Lösungen komplizierter mathematischer Ansätze innerhalb des GIS durchzuführen. Der überwiegende Teil der Verknüpfungen zwischen GIS und Simulationsmodell, wie auch bei dem Modell HIRGIS (Abschnitt 5.3), basiert somit auf einer Kopplung beider Systeme.

#### 5.2.5 Strahlungsmodellierung im Modul GISRAD

Den energetischen Antrieb für die Energieumsätze an natürlichen oder synthetischen Oberflächen (z.B. Vegetation, Gebäude-, Wasserflächen) liefert primär die kurzwellige Einstrahlung. Die Verteilung der Strahlungsflüsse im komplexen Gelände ist vom Einstrahlungsvektor  $S_D$  zwischen Sonne und Geländepunkt und damit hauptsächlich von der Geländeneigung und -ausrichtung, der geographischen Breite des Standortes sowie der Tages- und Jahreszeit abhängig. Sie lässt sich über eine Verknüpfung von geometrischen und trigonometrischen Ansätzen, z.B. nach (KONDRATYEV, 1977), beschreiben.

Die höchsten Einstrahlungswerte sind dann zu erwarten, wenn der Einstrahlungsvektor der Normalen des Flächenelements entspricht  $r^\circ = f^\circ$  (vgl. Abb. 5-11). Allerdings unterliegt der Einstrahlungsverlauf noch zusätzlichen Einflüssen, wie z.B. der Lufttrübung, Bewölkung und Verteilung des umliegenden Geländes, die eine Veränderung von Betrag und Richtung des Strahlungsflusses bewirken können.



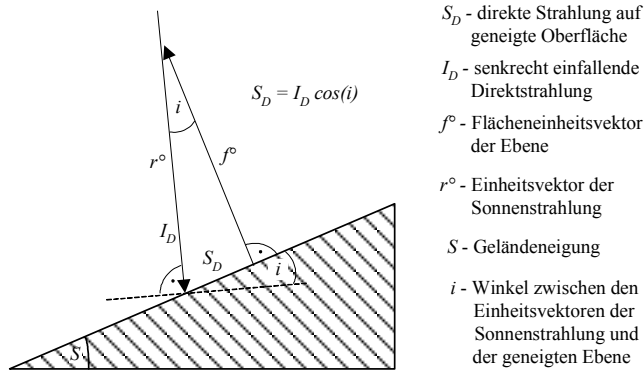


Abb. 5-11: Schematische Darstellung zur Herleitung der direkten Einstrahlung  $S_D$  mit Geometriefaktor  $\cos(i)$

Unter Berücksichtigung dieser Faktoren ist es möglich, die Intensität der kurzwelligigen Einstrahlung als Summe von direkter Einstrahlung, diffuser Himmelstrahlung und Reflexstrahlung des umliegenden Geländes mit dem im Modell HIRGIS implementierten Strahlungsmodul GISRAD (vgl. Abb. 5-13) für jedes einzelne Oberflächenelement separat zu bestimmen. Eine ausführliche Übersicht der verwendeten Gleichungen zur Strahlungsmodellierung gibt GOLDBERG (1999).

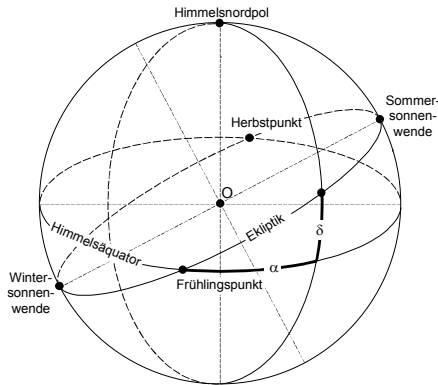
Der vorrangige Einfluss des Sonnenstandes auf die Ausbildung der klimatologischen Faktoren eines Gebietes macht es sinnvoll, deren Untersuchung anhand ausgewählter Tages- und Jahreszeiten durchzuführen. So ändert sich der Einstrahlungsvektor der Sonne mit der Tageszeit. Die Sonne erreicht ihren Höchststand um die Mittagszeit, was die Bestrahlung fast aller Hanglagen ermöglicht. Nachts dagegen ist keine direkte, kurzwellige Einstrahlung vorhanden.

Ähnliche Auswirkungen sind in Abhängigkeit von der Jahreszeit zu beobachten. Die Unterschiede aufgrund des jährlichen Einstrahlungsverhaltens lassen sich sehr gut an Tagen mit maximaler bzw. minimaler Sonnenscheindauer verdeutlichen. Ein großer Teil der nachfolgenden Modellierungsergebnisse wird daher anhand der Tage:

- Frühlingspunkt (Tag-und Nachtgleiche), 21. März
- Sommersonnenwende, 21. Juni

diskutiert.

Abb. 5-12 zeigt die ausgewählten Punkte im Astronomischen Äquatorsystem. Ihre Definition ergibt sich aus der Bewegung der Erde um die Sonne. Die Schnittpunkte der Ekliptik (scheinbare Sonnenbahn) mit dem Himmelsäquator ergeben die Tag- und Nachtgleichen. An diesen Punkten steht die Sonne senkrecht über dem Äquator, so dass für alle Orte der Erde Tag und Nacht gleich lang sind. Damit ist für diese beiden Tage, in Abhängigkeit von der atmosphärischen Trübung, ein ähnliches Einstrahlungsverhalten zu erwarten.



**Abb. 5-12:** Definierte Punkte an der Himmelskugel im Astronomischen Äquatorsystem

hier mit einer maximalen Einstrahlungsintensität sowie der längsten Einstrahlungsdauer zu rechnen. Minimale Einstrahlungswerte und kürzeste Sonnenscheindauer für die nördliche Halbkugel treten dagegen zur Wintersonnenwende ein.

Der Schnittpunkt, den die Sonne von Süd nach Nord überschreitet, wird als Frühlingspunkt bezeichnet. Den Herbstpunkt überquert die Sonne auf ihrem "Rückweg" von Nord nach Süd. In der Ekliptikebene liegen dazu um  $90^\circ$  versetzt die beiden Wendepunkte der scheinbaren Sonnenbahn. Am nördlichen Wendepunkt (Sommer-sonnenwende) erreicht die Sonne ihren größten nördlichen Abstand vom Himmelsäquator. Dieser Tag ist der längste Tag im Jahr auf der Nordhalbkugel. Somit ist

## 5.3 Ergebnisse

### 5.3.1 Das Modell HIRGIS

Zur Modellierung gebietsbezogener meteorologischer Flächendaten unter Berücksichtigung der Auswirkung kleinräumiger Heterogenitäten der Landoberfläche erfolgte im System HIRGIS (Abb. 5-13) die Kopplung des Vegetations-Grenzschichtmodells HIRVAC mit dem GIS ArcView (GOLDBERG und HÄNTZSCHEL, 2002).

#### 5.3.1.1 Grundlegende Gedanken zur Modellstruktur

Der entscheidende Vorteil dieser Art der Modellentwicklung besteht darin, dass die Geoinformationen innerhalb eines Systems erfasst bzw. simuliert sowie analysiert und visualisiert werden können. Das trägt wesentlich dazu bei, den Bearbeitungszeitraum der Datenaufbereitung und Zusammenführung zu verkürzen. Gleichzeitig lässt sich die Komplexität der Auswertung steigern und somit der Informationsgehalt der erhobenen bzw. simulierten Daten intensiv nutzen.

Die Gründe für eine Modellkopplung von HIRVAC mit der GIS Plattform ArcView, sind folgende:

- *Verbreitung:*  
ArcView ist ein weit verbreitetes System, so dass HIRGIS für Anwender einfach zu übernehmen ist.
- *Kombinierbarkeit:*  
Das Erzeugen von Schnittstellen sowie die Möglichkeit der Einbindung von dynamischen Bibliotheken (dll) über die systemeigene Skriptsprache *Avenue* ist unkompliziert.
- *Anwenderfreundlichkeit:*  
Die Oberfläche sowie die Systemwerkzeuge von ArcView sind einfach zu bedienen und lassen sich schnell anderen Zielstellungen anpassen. Die Visualisierung der Ergebnisse ist schnell und einfach möglich.

Die im ArcView genutzte tabellarische Datenablage bzw. die Möglichkeit der Kopplung an leistungsfähige SQL-Datenbanken machen die Verwaltung und einen schnellen, effektiven Zugriff auf große Datenmengen möglich und verhindern außerdem beim Einsatz der relationalen Datenstruktur die Redundanz der Geoinformationen.

Die bereits im Abschnitt 5.2.4.3 dargelegten Gründe für den Vorzug der Modellkopplung des Grenzschichtmodells mit einem GIS gegenüber einer Integration in das GIS bestätigten sich in der anfänglichen Entwicklungsphase (vgl. Abschnitt 5.3.1.2). Daher wurde im Modell HIRGIS eine Kopplung beider Systeme realisiert.

#### 5.3.1.2 Modellentwicklung

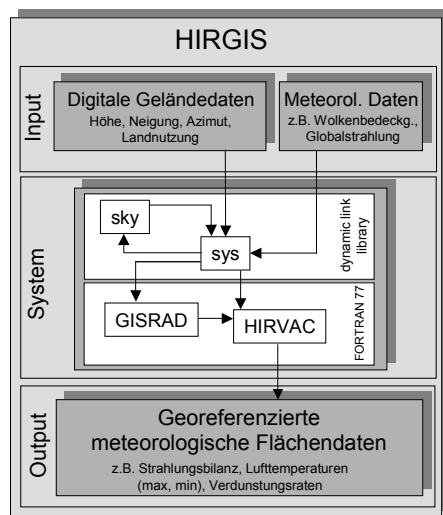
Die Vorstellung, den gesamten Prozessablauf durch ArcView zu steuern, sämtliche notwendigen Berechnungsalgorithmen (z. B. *sky view* -Faktor) und Formatierungsaufgaben sowie die komplette Bereitstellung der Schnittstellen über die Skriptsprache *Avenue* zu organisieren und das Modell HIRVAC nur als ausführbare Datei anzukoppeln, erwies sich als nicht durchführbar. Denn als ein Nachteil von ArcView zeigte sich die:

- *begrenzte Leistungsfähigkeit:*  
Die konzeptionelle Struktur von ArcView erschwert die Durchführung komplexer mathematischer Berechnungsalgorithmen. Die Verarbeitung sehr großer Datenmengen bringt das System an vielen Stellen zum Erliegen.

Prinzipiell sind in ArcView alle Organisations- und Berechnungsaufgaben zu lösen. Aber schon bei der Berechnung des *sky view* -Faktors aus den digitalen Höhendaten für den Gebietsausschnitt des Tharandter Waldes (359x459 Pixel) kam das System zum Absturz. Da die in

Avenue programmierten Routinen nur einfache mathematische Funktionen sowie Vergleichsoperationen enthielten, ist dieser Absturz nicht auf die eingeschränkte Fähigkeit der Skriptsprache, sondern auf die Überlastung des Systems durch die großen Datenmengen zurückzuführen.

Als bessere Strategie zur Modellkopplung erwies sich hier das Zwischenschalten einer dynamischen Bibliothek (*dynamic link library*), die die komplette Steuerung des Systems, die Bereitstellung der Schnittstellen zwischen Modell und GIS, die Anpassung der Datenformate sowie alle notwendigen Berechnungsaufgaben übernimmt. Diese Bibliothek enthält eine kompilierte Zusammenstellung der dafür notwendigen Prozeduren bzw. Funktionen.



**Abb. 5-13:** HIRGIS, Schematische Darstellung der Kopplung einzelner Module (GISRAD, HIRVAC) des Vegetations-Grenzschichtmodells HIRVAC mit ArcView

Abb. 5-13 zeigt das Kopplungsschema von HIRGIS. Dargestellt ist der Programmfluss von den Eingangsgrößen über das Programmsystem zu den Ergebnisdaten. Zur Repräsentation des Geländes dienen die digitalen Gelände- und Landnutzungsdaten. Für eine geeignete Anpassung des Modells an die klimatologischen Rahmenbedingungen können zusätzlich zur verwendeten Parametrisierung Messwerte (z.B. Globalstrahlung, Wolkenbedeckungsgrad) in verschiedenen zeitlichen Auflösungen eingebunden werden. Die kleinste mögliche Zeiteinheit liegt bei 15 min, was dem kürzesten Modellzeitschritt von HIRVAC entspricht.

Bei der Verwendung von Globalstrahlungsmesswerten wird der Modelltakt auf die zeitliche Auflösung der Strahlungsdaten abgestimmt.

Die dynamische Bibliothek enthält eine Funktion *sky* zur Berechnung des *sky view*-Faktors (Abschnitt 5.3.2.1) einschließlich der sektorbezogenen Höhenwinkel, die für die Abschattungsuntersuchung (Abschnitt 5.3.2.2) benötigt werden. Unter dem Begriff *sys* sind weitere Funktionen zusammengefasst, deren Hauptfunktion verantwortlich für das Einlesen der verschiedenen Eingangsdaten und deren Zuordnung zueinander, sowie für die anschließende

Abstimmung und Durchführung des Programmablaufes ist. So erfolgt die Modellierung nur für Gebiete, in denen die digitalen Gelände- und Landnutzungsdaten deckungsgleich vorliegen. Des Weiteren werden die Klimamessdaten hinsichtlich der zeitlichen Auflösung überprüft und zugeordnet. Werden nur Globalstrahlungsmesswerte ohne Bewölkungsinformation verwendet, erfolgt eine Ableitung des Wolkenbedeckungsgrades anhand der gemessenen Globalstrahlungswerte und der im GISRAD bezüglich einer Ebene modellierten, potentiellen kurzwelligen Einstrahlung (Abschnitt 5.3.2.4). Dieser Wolkenbedeckungsgrad wird zusätzlich zu den gemessenen Globalstrahlungswerten in die HIRGIS-Simulation einbezogen. Nach der Abstimmung der Eingangswerte und -parameter wird der Modelllauf des gekoppelten Strahlungs- (GISRAD) und Grenzschichtmodells (HIRVAC), welches als ausführbare Datei (FORTRAN 77) vorliegt, für die ausgewählten Geländepunkte gestartet. Zwei weitere Funktionen transformieren die in GISRAD/HIRVAC einfließenden Eingangsdaten sowie die Ergebniswerte vom bzw. ins GRID-Format, in welchem die Darstellung der georeferenzierten Flächendaten im ArcView erfolgt. Abb. 5-14 gibt einen Überblick über die angepasste Benutzeroberfläche im ArcView.

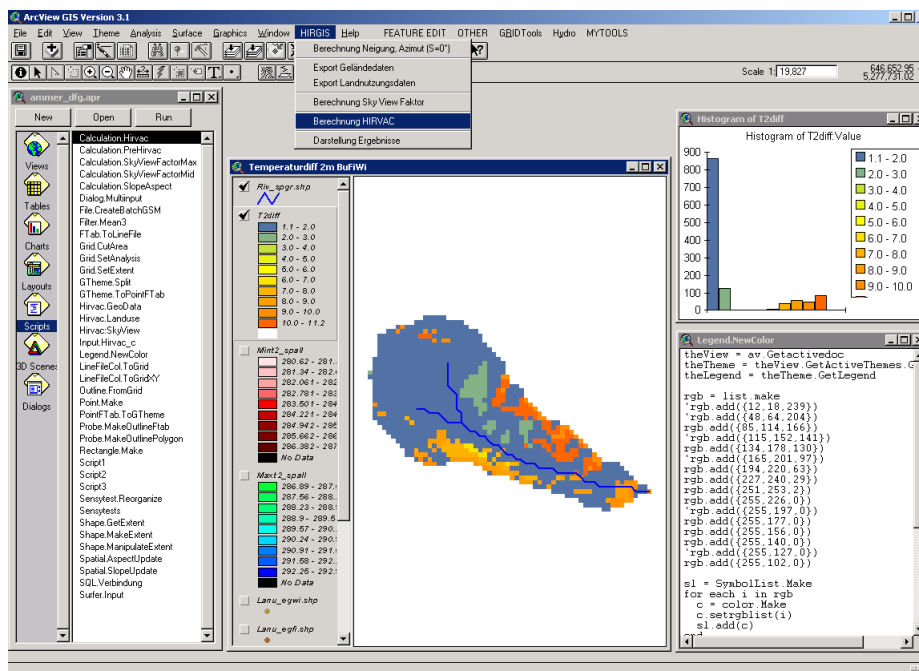


Abb. 5-14: Programmoberfläche im GIS (ArcView) mit angepasster Menüleiste

Unter Verwendung der vorhandenen digitalen Gelände- und Landnutzungsinformationen lassen sich somit die topographischen Einflüsse, wie z. B. Geländegeometrie und Horizont einschränkung, bzw. die Effekte der unterschiedlichen Landnutzungsarten auf die klimatologischen Größen eines Gebietes modellieren. Eine Erweiterung im HIRGIS ermöglicht z. B. die Einbeziehung von Messwerten der Globalstrahlung einer nahegelegenen Klimastation. Diese Strahlungsdaten werden in ihrer vollen zeitlichen Auflösung in Abhängigkeit von der Geländegeometrie auf das Gelände übertragen (Kap. 5.3.2.3). Damit steht für jeden Geländepunkt ein indirekter "Messwert" zur Verfügung, der zum einen als solcher in die Modellierung mit einfließt und zum anderen in Verbindung mit der zusätzlich berechneten, potentiellen kurzwelligen Einstrahlung eine Abschätzung über die zu jedem Zeitschritt vorherrschende Wolkenbedeckung zulässt. Beide Aspekte tragen dazu bei, die Randbedingungen des Modelllaufes näher an die natürlichen Gegebenheiten anzupassen.

### 5.3.2 Erweiterungen des Strahlungsmoduls GISRAD

Mit den Modellansätzen nach Kap. 5.2.5 ist die Intensität der direkt einfallenden Strahlung für jeden Geländepunkt bestimmbar. Mögliche Effekte einer Horizontüberhöhung durch das umliegende Gelände oder durch Selbstabschattung aufgrund der Geländeneigung bzw. –ausrichtung des jeweiligen Punktes werden dabei jedoch nicht ausreichend, sondern nur in vereinfachter Form beachtet.

Zur Erfassung von Modifikationen der einfallenden Strahlung durch die Umgebung erweist sich der Einsatz eines GIS als vorteilhaft, da sich über die digitalen Datensätze die Nachbarschaftsbeziehungen zwischen den einzelnen Geländepunkten leicht ermitteln lassen. Somit können folgende strahlungsbeeinflussende Effekte für jeden Geländepunkt zusätzlich abgeleitet werden:

- Abschattung der direkten Einstrahlung durch die Geländeüberhöhung
- Selbstabschattung des Geländepunktes aufgrund der Geländeneigung bzw. –ausrichtung gegenüber dem Einstrahlungsvektor
- Beeinträchtigungen der diffusen Himmelsstrahlung durch das umliegende Gelände

#### 5.3.2.1 Modifikation der diffusen Strahlung durch das Geländes

Eine Maßzahl zur Quantifizierung der diffusen Strahlung in Abhängigkeit von der Geländegeometrie stellt der *sky view* -Faktor dar. Für einen geneigten Geländepunkt ohne Sichtein-

schränkung durch umliegendes Gelände kann er in Abhängigkeit von der Geländeneigung  $S$  des jeweiligen Standpunktes beschrieben werden:

$$svf = \cos^2\left(\frac{S}{2}\right) \quad (5-1)$$

Durch den Einsatz der digitalen Geländedaten ist der zusätzliche Einfluss des umliegenden Geländes erfassbar. In Abhängigkeit von der Auflösung der digitalen Geländedaten kann der  $svf$  für jeden Standort wie folgt berechnet werden (DOZIER und FREW, 1990):

$$svf = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} [\cos S \sin^2 H_\Phi + \sin S \cos(\Phi - A) \cdot (H_\Phi - \sin H_\Phi \cos H_\Phi)] d\Phi \quad (5-2)$$

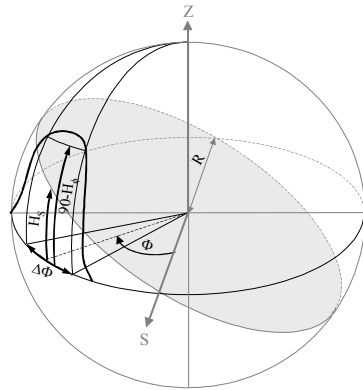
Diese Beziehung schließt neben der Neigung  $S$  sowohl die Exposition  $A$  des Geländepunktes als auch den mittleren Zenitwinkel  $H_\Phi$  der einzelnen Sektoren des umliegenden Geländes als Repräsentativmaß für den Anteil des sichtbaren Himmels vom Geländepunkt aus ein. Der Wert  $\Phi$  entspricht der mittleren Himmelsrichtung (von Süd, entgegen dem Uhrzeigersinn) des jeweiligen Sektors.

Der  $svf$  trägt somit Rechnung für die Neigung und Exposition des Geländepunktes sowie den Anteil des sichtbaren Himmelsausschnittes über dem Standort. Er kann als Verhältnis der diffusen Strahlung an einem Geländepunkt bzgl. einer horizontalen, uneingeschränkten Oberfläche betrachtet werden. Der Einfluss dynamischer Effekte auf die Strahlung, z.B. durch Wolkenfelder, wird durch den  $svf$  nicht erfasst und muss als zusätzlicher Faktor in der Strahlungsmodellierung berücksichtigt werden.

In Abb. 5-16 ist der nach Gl. 5-2 berechnete *sky view*-Faktor für das östliche Gebiet des Tharandter Waldes dargestellt. Die meisten Flächen besitzen ein Sichtfenster mit geringen Einschränkungen von weniger als 10 %. Das betrifft vor allem die höher gelegenen, weniger geneigten Flächen (vgl. Abb. 5-3). Die geländeabhängige Modifikation der diffusen Strahlung an den steilen Talhängen am Flussverlauf der Wilden Weißeritz, die sich ganz im Osten des Gebietes befinden, kann dagegen bis zu 30 % gegenüber Gebieten mit uneingeschränktem Sichtfenster betragen.

### 5.3.2.2 Abschattungseffekte durch das Gelände

Über die berechneten Zenit- bzw. Höhenwinkel kann als weiter Schritt das Nachbarschaftsverhalten hinsichtlich der Selbst- bzw. Fremdauschattung des Geländepunktes in Abhängigkeit vom Stand der Sonne für jeden Zeitschritt ermittelt werden (VDI-RICHTLINIEN 3789, 1994).



**Abb. 5-15:** Darstellung zur Horizonteinschränkung (nach VDI RICHTLINIEN 3789, 1994)

Betrachtet man einen Geländepunkt mit der Neigung  $S$  und Exposition  $A$  bezüglich seiner Umgebung im Abstand  $R$  ergibt sich eine (in Abb. 5-15 grau dargestellte) Fläche, die schräg im Raum liegt. Zur Überprüfung einer Abschattung des Geländepunktes wird für den Sektor der Sonneneinstrahlung  $\Phi$  der Höhenwinkel der Kreisfläche  $H_S$  bestimmt und mit dem mittleren Höhenwinkel des Sektors ( $90^\circ - H_\phi$ ) sowie dem Vektor der Sonneneinstrahlung ver-

glichen. Der sektorbezogene Höhenwinkel der Kreisfläche wird nach folgender Beziehung berechnet:

$$\tan H_S = -\tan S \cdot \cos(\Phi - \Delta H_\phi) \quad (5-3)$$

Es können sich folgende Abschattungseffekte bezüglich des Vektors der Sonneneinstrahlung ergeben:

- Selbstabschattung aufgrund der Neigung und Exposition des Geländepunktes  
für:  $H_S > (90^\circ - H_\phi)$  und  $H_S >$  Höhenwinkel Einstrahlungsvektor
- Abschattung durch das umliegende Gelände  
für:  $H_S < (90^\circ - H_\phi)$  und  $(90^\circ - H_\phi) >$  Höhenwinkel Einstrahlungsvektor



Der Einfluss des umliegenden Geländes auf die einfallende Strahlung lässt sich sehr gut anhand der potentiellen kurzwelligen Einstrahlung veranschaulichen. Dazu sind in Abb. 5-17 die Ergebnisse der HIRGIS Berechnungen mit unterschiedlich parametrisiertem Geländeeinfluss für das im Tharandter Wald liegende Weißeritztal in der Tagessumme (21.6.) dargestellt. Das linke Bild enthält den Geländeeinfluss in Form der einfachen Parametrisierung des *sky view* -Faktors (Gl. 5-1). In der rechten Abbildung wurden neben dem erweiterten *sky view* -Faktor (Gl. 5-2) außerdem die Effekte der Selbst- bzw. Fremdabschattung durch das umliegende Gelände berücksichtigt.

Im Vergleich der beiden Abbildungen zeigen sich für die ebenen, freiliegenden Flächen des westlichen Gebietsteiles kaum Unterschiede zwischen den Einstrahlungswerten. Sichtbare Differenzen dagegen sind an den steilen Hängen des Weißeritztales in der östlichen Umgebung der Ankerstation zu erkennen, die sich auf die neigungsbedingte, in der Modellierung besser erfasste Abschattung der direkten Einstrahlung zurückführen lassen.

Es wird deutlich, dass die südlich geneigten Flusshänge das größte Einstrahlungspotential besitzen. Maximale Differenzen in den kurzwelligen Einstrahlungswerten von bis zu  $50 \text{ J}/(\text{cm}^2\text{d})$  treten an den steilsten Geländeabschnitten mit Neigungswerten von ca.  $40^\circ$  auf. Diese sind auf eine geringfügige Erhöhung der von der Umgebung reflektierten Strahlungsanteile aufgrund eines veränderten des *sky view* -Faktors zurückzuführen.

Die größten Einstrahlungsunterschiede zwischen den ganztägig strahlungsbenachteiligten Nordhängen beider Abbildungen sind ebenfalls in den Bereichen maximaler Geländeneigung zu finden. So erreichen z.B. die Differenzbeträge des südlich der Ankerstation liegenden, nördlich ausgerichteten Talhanges an einzelnen extrem steilen Stellen ebenfalls knapp  $50 \text{ J}/(\text{cm}^2\text{d})$ . Ein ähnlich deutlicher Effekt zeigt sich im Bereich des Weißeritzknies an den Flächen mit südwestlicher bzw. nord-östlicher Ausrichtung. Die verbesserte Erfassung der Abschattung zeigt an den generell schlecht bestrahlten Nordhängen weniger Einfluss.

Die größten Auswirkungen der erweiterten Einstrahlungsmodellierung zeigen sich an den Ost- und Westhängen der Wilden Weißeritz. Unter Berücksichtigung der Geländeabschattung sinken die Einstrahlungswerte in der rechten Abbildung um bis zu  $200 - 400 \text{ J}/(\text{cm}^2\text{d})$  gegenüber dem linken Bild, wobei die Minimalwerte neigungsbedingt an den Osthängen auftreten. Dieser Effekt lässt sich damit erklären, dass aufgrund des maximalen Sonnenstandes und des steilen Geländes der Winkel zwischen dem Einstrahlungsvektor und der Flächennormalen auch in den Morgenstunden sehr ungünstig ist. Der damit verbundene starke Intensitätsverlust

der Einstrahlung sowie die im weiteren Tagesverlauf wirkenden Abschattungen schlagen sich sichtbar in der Summe der potentiellen, kurzwelligen Einstrahlung nieder.

### 5.3.2.3 Übertragung von Messwerten der Globalstrahlung in das Gelände

Zur besseren Anpassung der Modellumgebung an reale Verhältnisse ist es möglich, Messwerte atmosphärischer Größen (Globalstrahlung  $R_G$ , Oberflächentemperatur  $T_0$ , Wolkenbedeckungsgrad  $bdg$ ) als Eingangsdaten in die Berechnung mit einzubeziehen. Die Messreihen liegen allerdings nur punktuell für die Standorte der einzelnen Klimastationen vor.

Die Verwendung von Strahlungsdaten als Eingangsgrößen für flächenhafte Simulationsrechnungen setzt jedoch eine Übertragung dieser Messwerte in die Fläche voraus. Räumliche Interpolationsmethoden, die dafür in der Praxis angewandt werden, sind nicht in der Lage, die keinräumigen Geländeeffekte in den interpolierten Werten für mesoskalige Untersuchungen ausreichend wiederzugeben. Auch an dieser Stelle lässt sich die geländeabhängige Übertragung der Messwerte mit Hilfe der digitalen Geländedaten sehr gut lösen. Unter Berücksichtigung des aktuellen bzw. modellierten Wolkenbedeckungsgrades (vgl. Abschnitt 5.3.2.4) werden dazu für jeden Geländepunkt die kurzwellige Einstrahlung  $R_S$  sowie die Globalstrahlung  $R_G$  berechnet, aus deren Quotienten ein Normierungsfaktor:

$$q_{glob} = \frac{R_S}{R_G} \quad (5-4)$$

zur Übertragung der Globalstrahlungsmesswerte in das Gelände ermittelt werden kann.

Für exemplarische Berechnungen im Einzugsgebiet Sperrgraben erfolgte die Übertragung von Globalstrahlungsmesswerten (zeitliche Auflösung 30 min) der Klimastation Hohenpeissenberg in das Testgebiet. Der aus dem Vergleich von gemessener und simulierter potentieller Globalstrahlung ermittelte Wolkenbedeckungsgrad wurde in die Berechnung mit einbezogen. Die für diesen Strahlungstag sehr geringen Werte zeigen allerdings kaum Auswirkung auf die Ergebnisse.

In Abb. 5-18 ist die projizierte Globalstrahlung in Form von Tagessummen der kurzwelligen Einstrahlung für den Sperrgraben am 21. Juni 2001 (Sommersonnenwende) dargestellt. Deutlich erkennbar ist die starke Differenzierung zwischen den steilen Nord-Ost-Hanglagen, insbesondere im Bereich der Klimastation Ammer (vgl. Abb. 5-8), und den gegenüberliegenden,

südlich geneigten Hängen. Der maximale Unterschied für einzelne Geländepunkte beider Flächen beträgt fast 60 Prozent. Die Einstrahlungsdifferenzen zwischen den Südhängen nördlich des Sperrgrabens und den Südosthängen am oberen Flusslauf sind mit Werten von ca. 100 J/(cm<sup>2</sup>d) nur gering.

Eine Einstrahlungsvariabilität untereinander benachbarter Geländepunkte auf den exponierten, generell stark geneigten Flächen, ist kaum vorhanden. Insgesamt zeigt sich der kleinräumige Einfluss der Geländeneigung auf die Verteilung der kurzwelligen Einstrahlung am deutlichsten an den generell strahlungsbenachteiligten Nord-Ost-Hängen.

Im Vergleich mit den Tageswerten der potentiellen, kurzwelligen Einstrahlung für den Tharandter Wald (Abb. 5-17) lässt sich deutlich der Einfluss von Exposition und Neigung der Geländepunkte auf die kurzwellige Einstrahlung erkennen. So liegen die Einstrahlungswerte der wenig geneigten, ganztägig besonnten Flächen im Tharandter Wald mehr als 200 J/(cm<sup>2</sup>d) über den maximalen Einstrahlungssummen an den wesentlich steileren Südhängen im EG Sperrgraben. Die Differenzen der stark geneigten, südlich ausgerichteten Flächen zwischen beiden Gebieten ergeben einen Strahlungsüberschuss von mehr als 400 J/(cm<sup>2</sup>d) im Weißeritztal. Ein deutlicher expositionsabhängiger Unterschied ist auch in den minimalen kurzwelligen Einstrahlungssummen zu erkennen. Die überwiegend ost-westlich ausgerichteten, sehr steilen Geländeabschnitte im Weißeritztal unterliegen im Tagesverlauf einer längeren Einstrahlungsdauer als die nord-westlich geneigte Fläche in der Stationsumgebung im Ammergebirge, so dass auch für die minimalen Tagessummen Differenzen von ca. 500 J/(cm<sup>2</sup>d) zugunsten des Weißeritztales entstehen.

#### 5.3.2.4 Ermittlung eines Wolkenbedeckungsgrades

Sind keine Messwerte für den Wolkenbedeckungsgrad *bdg*, der eine wesentliche Einflussgröße auf den Strahlungsverlauf darstellt, vorhanden, kann dieser auf der Grundlage von gemessener und modellierter potentieller Globalstrahlung berechnet werden.

Dazu wird ein Normierungsfaktor:

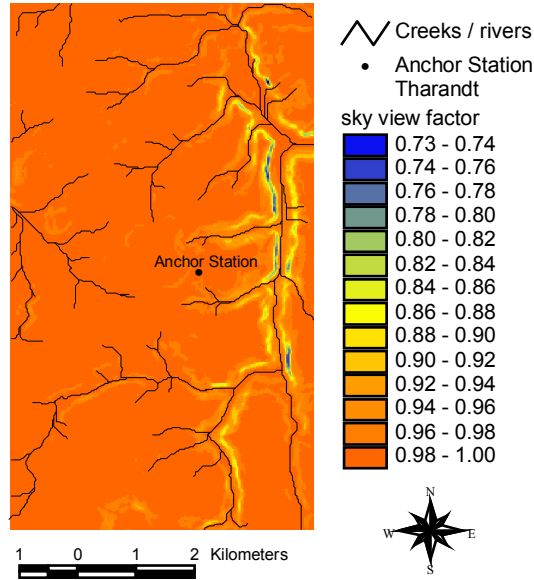
$$q_{bdg} = \frac{R_G \text{ gemessen } (bdg \geq 0)}{R_G \text{ modelliert } (bdg = 0)} \quad (5-5)$$

gebildet und nach folgender Beziehung in einen Wert für den Wolkenbedeckungsgrad übertragen:

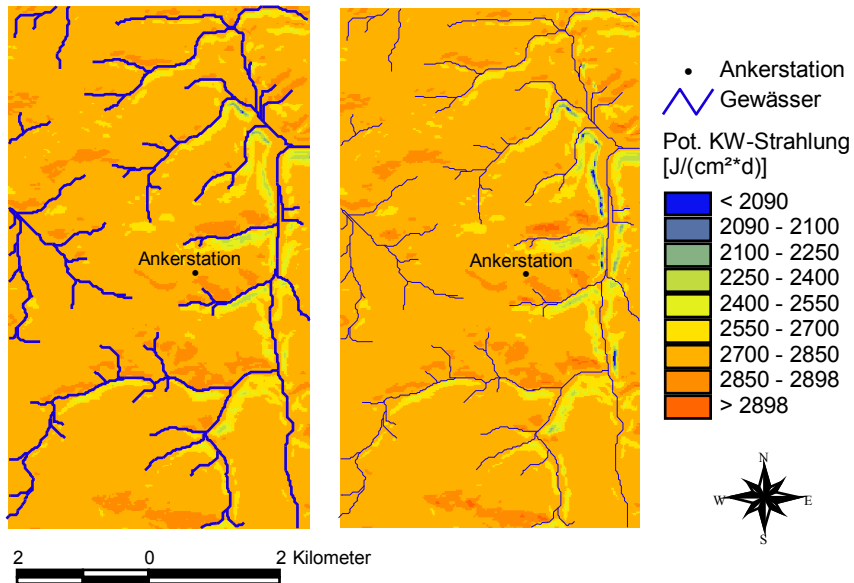
$$\begin{aligned} (q_{bdg} = 1.0 \Leftrightarrow bdg = 0) \\ (q_{bdg} = 0.2 \Leftrightarrow bdg = 8) \end{aligned} \Rightarrow bdg = 10 - (10 \cdot q_{bdg}) \quad (5-6)$$

In Abb. 5-19 sind Momentanwerte der modellierten kurzwelligen Einstrahlung am 21. März, 12:00 Uhr für den östlichen Teil des Tharandter Waldgebietes dargestellt.

Die linke Abbildung enthält die Momentanwerte der maximal möglichen (potentiellen), kurzwelligen Einstrahlung für diesen Zeitpunkt. Die Einstrahlungswerte in der rechten Abbildung zeigen die in das Gelände projizierten Messwerte der Ankerstation Tharandter Wald unter Berücksichtigung eines nach Gl. 5-5 und Gl. 5-6 berechneten Wolkenbedeckungsgrades ( $bdg = 7/8$ ). Der Einfluss der starken Bewölkung zu diesem Zeitpunkt widerspiegelt sich deutlich in einer sichtbaren Dämpfung der Absolutbeträge. Die stärkste Abschwächung der Einstrahlung von mehr als  $500 \text{ W/m}^2$  zeigt sich zu diesem Zeitpunkt an den einstrahlungsbevorzugten Südhängen. Die geringsten Differenzen von etwa  $80 \text{ W/m}^2$  finden sich an den nördlich exponierten, stärker abgeschatteten Hangflächen. Diese Unterschiede ergeben sich hauptsächlich aus der starken Abschwächung der direkten Strahlungsanteile durch die Bewölkung. Geländepunkte mit hoher Einstrahlung sind davon anteilmäßig stärker betroffen als Flächen, die generell weniger direkter Einstrahlung ausgesetzt sind. Die außerdem durch die Bewölkung erhöhten diffusen und reflektierten Strahlungsanteile bewirken bei den strahlungsbenachteiligten Flächenelementen eine Verringerung der Differenzen, während diese Anteile an den Südhängen kaum Einfluss auf die gesamte kurzwellige Einstrahlung haben.



**Abb. 5-16:** Sky view -Faktor für das Weißeritztal im Osten des Tharandter Waldes



**Abb. 5-17:** Tagessumme der potentiellen, kurzwelligen Einstrahlung am 21. Juni für das Weißeritztal im Tharandter Wald unter Verwendung des vereinfachten (links) bzw. erweiterten sky view -Faktors und Berücksichtigung von Abschattungseffekten durch das Gelände (rechts)

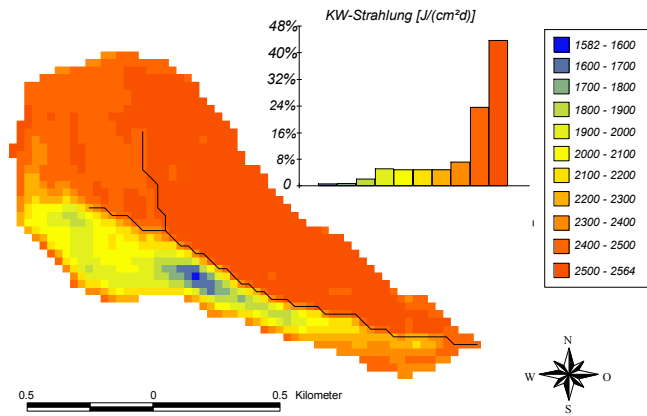


Abb. 5-18: Tagessumme der kurzwelligen Einstrahlung für die auf das Gelände projizierten Globalstrahlungsmesswerte der Klimastation Hohenpeißenberg (nach Gl. 5-4), 21. Juni 2001

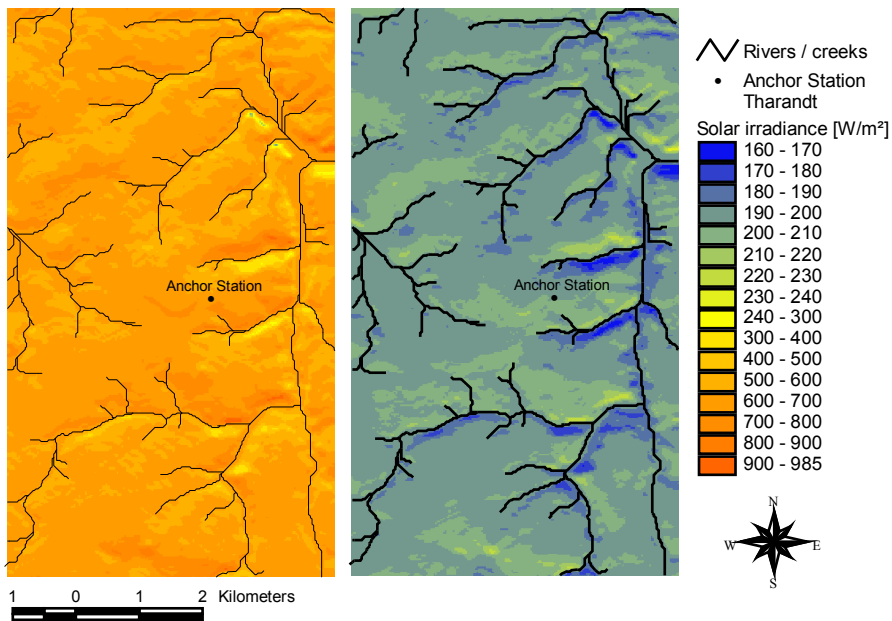


Abb. 5-19: Kurzwellige Einstrahlung, 21. März, 2001, 12:00 Uhr; links: ohne Bewölkung (simuliert), rechts: bewölkt bdg = 7/8 (projizierte Messwerte)

#### 5.4 Bewertung der Ergebnisse

Das Modell HIRGIS ermöglicht einmal die Berechnung flächenhafter Klimawerte, z.B. kurzweilige Einstrahlung, Strahlungsbilanz, Lufttemperatur und Verdunstung (vgl. auch Abschnitt 5) und außerdem die Übertragung lokaler Messwerte geländeabhängiger, meteorologischer Größen, wie die kurzweilige Einstrahlung, in ein beliebiges Gebiet. Die Ergebnisse beinhalten aktuelle Informationen gebietsspezifischer Klimatelemente, in denen die Wechselwirkungen sowohl im physikalischen als auch im geometrischen Zusammenspiel von Geländeoberfläche, Pflanzenbestand und Atmosphäre zeitlich korrekt abgebildet und die dabei auftretenden Rückkopplungseffekte erfasst sind. Damit wurde mit HIRGIS eine nützliche Basis für die Regionalisierung von Klimagrößen im kleinräumig komplexen Gelände geschaffen. Die im HIRGIS realisierte Kopplung des Modells HIRVAC mit einem Geographischen Informationssystem bietet insbesondere für die Einstrahlungsmodellierung entscheidende Vorteile.

So sind durch die Verwendung der digitalen Geländedaten detaillierte Informationen über die Geländeoberfläche für ein gesamtes Gebiet vorhanden. Auf der Grundlage dieser Daten können im GIS nicht nur die topographischen Eigenschaften (Höhe, Neigung, Azimut) der Geländepunkte, sondern auch die Effekte der komplexen Geländestruktur auf die atmosphärischen Größen (Abschattungen, Sichteinschränkungen, Reflexionsverhalten) abgeleitet und als zusätzliche Einflussfaktoren in die Modellrechnung einbezogen werden. So bestätigt der *sky view*-Faktor im Weißeritztal (Abschnitt 5.3.2.1), dass die Wirkung des umliegenden Geländes auf die diffuse Einstrahlung für freiliegende, leicht geneigte Flächenelemente fast keine Rolle spielt, während diese an den engen, steilen Flusshängen eine Verminderung der diffusen Strahlungsanteile von fast 30 % bewirken kann.

Die Vorteile der besseren Erfassung geometrisch bedingter Abschattungseffekte der direkten kurzweiligen Einstrahlung in der Modellierung zeigen sich im Vergleich der potentiellen kurzweiligen Einstrahlungswerte (Abschnitt 5.3.2.2). In den Ergebnissen der maximal möglichen, kurzweiligen Einstrahlungssummen für den Tag der Sommersonnenwende wird ersichtlich, dass die Abschattung der direkten Strahlungsanteile aufgrund des Verhältnisses von Einstrahlungsvektor und Hangnormaler und damit zwischen Sonnenstand und Geländeneigung den größten Einfluss spielt. Aber auch die Anteile der von der Umgebung reflektierten Strahlung werden in der Tagessumme sichtbar und sind daher zu berücksichtigen. Die diffuse Einstrahlung für diesen Strahlungstag kann vernachlässigt werden.

Die Ergebnisse in Abschnitt 5.3.2.4 dagegen widerspiegeln den beachtlichen Einfluss der dif-

diffusen Strahlungsanteile in Situationen mit starker Bewölkung. Die im HIRGIS zusätzlich entwickelte Möglichkeit, simultan für jeden Strahlungsmesswert einen Wert für den Wolkenbedeckungsgrad zu ermitteln, erlaubt eine exaktere Bestimmung der direkten, diffusen und reflektierten Strahlungsanteile. So werden die hohen Verluste in der kurzwelligen Einstrahlung, die vorrangig auf die starke Abschwächung der direkten Einstrahlung zurückzuführen sind, durch den zunehmenden Anteil diffuser und reflektierter Strahlung sichtbar vermindert. Das macht sich insbesondere an Talhängen, die ein geringeres Einstrahlungspotential besitzen, bemerkbar.

Die in Abschnitt 5.3.2.3 dargelegte Methode, Einstrahlungsmesswerte anhand geometrischer Beziehungen auf jeden Geländepunkt zu übertragen, bietet einen weiteren Vorteil in der Strahlungsmodellierung. Auf dieser Grundlage können die Strahlungswerte, die eine direkte Abhängigkeit von der Topographie eines Gebietes aufweisen, ohne Informationsverlust, wie er z.B. bei der Verwendung statistischer Übertragungsmethoden durch methodisch bedingte Generalisierungseffekte auftritt, und horizontal hochaufgelöst auf die Fläche übertragen werden. Die Aussagekraft und Genauigkeit der Flächeninformationen sind dabei abhängig von der Qualität und der Auflösung der digitalen Geländedaten.



## 6 Anwendung auf das Versuchsgebiet

### 6.1 Motivation und Zielstellung

Ein grundlegender Schwerpunkt des BAHC-Forschungsprogrammes, in dessen Rahmen die vorliegende Arbeit erstellt wurde, bestand in der Erfassung von Wechselwirkungen zwischen der Vegetation und den physikalischen Prozessen des Wasserhaushaltes. Als wichtige Aufgabe wurde dabei die Modellierung des Energie- und Wasserflusses im System Boden-Pflanze-Atmosphäre in allen räumlichen und zeitlichen Skalen gesehen (HUTJES et al., 1998).

Im Ergebnis des BAHC-Ammer Projektes (vgl. Abschnitt 1.2) sollte anhand von Simulationen mit dem Modell HIRGIS (Abschnitt 5) abgeschätzt werden, welche Bedeutung die Rückkopplung für den Wasserhaushalt von mitteleuropäischen Landschaften hat (BERNHOFER, 1999). Aus dieser Aufgabenstellung wurden die folgenden Teilziele abgeleitet, die die Grundlage der in diesem Kapitel durchgeführten Untersuchungen bildeten.

Die auf den typischen Mittelgebirgsstandort Tharandter Wald eingestellte Modellparametrisierung von HIRGIS war an einen Hochgebirgsstandort anzupassen. Mit den anschließenden Modelltests für ein Gebiet mit sichtbar anderen regionalen Eigenschaften sollte die Anwendbarkeit des Modells auf andere Gebiete getestet werden. Die in diesem Zusammenhang durchzuführenden exemplarischen Berechnungen zielten auf das Teileinzugsgebiet Sperrgraben, das sich im Einzugsgebiet der Halbammer (Abschnitt 5.2.2) in den Bayerischen Alpen befindet, ab.

Des Weiteren sollte eine Modellvalidierung anhand des Ergebnisvergleichs von simulierten und aus Messwerten bestimmten Verdunstungswerten für das EG Sperrgraben erfolgen, um eine hohe Aussagekraft der Modellergebnisse zu einzelnen Wasserhaushaltselementen im Sperrgraben zu sichern.

Der dritte Betrachtungsschwerpunkt war ausgerichtet auf die Erfassung der Wechselwirkungen zwischen Vegetation und Atmosphäre im EG Sperrgraben sowie auf die Abschätzung des Einflusses dieser Rückkopplungseffekte auf den Gebietswasserhaushalt. Die dazu durchgeführten Modellsimulationen erfolgten aufbauend auf die in Abschnitt 4 dargelegten Untersuchungen.

Detaillierte Angaben zu den verwendeten Gebietsparametern und zur Lage der Versuchsflächen sind in Abschnitt 6.2 zu finden. Exemplarische Ergebnisse der Berechnungen werden

in Abschnitt 6.3 vorgestellt und diskutiert. Durch die unterschiedlichen inhaltlichen Anforderungen der einzelnen Berechnungen entstanden Ergebnisse in differenten zeitlichen und räumlichen Skalenbereichen.

Weitere Ergebnisse für die Testgebiete Tharandter Wald und EG Sperrgraben sowie eine alternative Anwendungsmöglichkeit der Strahlungsmodellierung im Bereich der Bauökologie sind in den Veröffentlichungen im Anhang aufgeführt.

## **6.2 Material und Methoden**

Die zur standortgerechten Anpassung der Modellrahmenbedingungen notwendigen Klimagrößen, pflanzenphysiologischen Parameter und Geländedaten entstammen hauptsächlich den eigenen Messungen im Gebiet bzw. wurden von den Kooperationspartnern des Verbundprojektes:

- AG MATYSSEK: Prof. Dr. Rainer Matyssek und Mitarbeiter, Lehrstuhl für Ökophysiologie der Pflanzen der LMU München, Freising
- AG TENHUNEN: Prof. Dr. J. Tenhunen und Mitarbeiter, Lehrstuhl für Pflanzenökologie der Universität Bayreuth
- AG MAUSER: Prof. Dr. W. Mauser und Mitarbeiter, Lehrstuhl für Geographie und Geographische Fernerkundung der LMU München.

bereitgestellt.

### **6.2.1 Mess- und Modellstandort Sperrgraben**

Wie bereits erwähnt, wurden für den Standort EG Sperrgraben Modellsimulationen mit unterschiedlicher Zielstellung durchgeführt. Die hier aufgeführten Ergebnisse zeigen den:

- Jahrgang auf der Basis von Tageswerten für einen diskreten Standort (Klimastation Ammer)
- Tageswerte als Standortsflächenmittel (Untersuchungsfläche) in einem festgelegten Zeitraum
- Tageswerte in der Fläche (EG Sperrgraben).

Der betrachtete zeitliche Rahmen sowie die Anpassung der Modellparameter sind jeweils in den Abschnitten zu den einzelnen Ergebnissen (Abschnitt 6.3 ff.) dokumentiert. Abb. 6-1 zeigt die räumliche Lage der Klimastation sowie der Untersuchungsflächen im EG Sperrgraben.

Die pflanzenphysiologischen Untersuchungsflächen der AG MATYSSEK befinden sich sowohl unterhalb (Mischbestand) als auch oberhalb (Reinbestand) der Klimastation Ammer in extremer, nordöstlich ausgerichteter Hanglage. Neigungsmessungen zeigten Werte von mehr

als 40° Geländeneigung. Die projizierte Fläche des Buchen/Fichten Mischbestandes beträgt 3897 m<sup>2</sup>, die des Fichtenreinbestandes 3066 m<sup>2</sup>. Vergleicht man diese Flächen mit den Informationen der digitalen Landnutzungsdaten, werden Fehler für diesen Gebietsausschnitt sichtbar. Ein großer Teil der Pixel in den Untersuchungsflächen, insbesondere in der Umgebung der Klimastation, ist fälschlicherweise als Wiese deklariert. Außerdem enthalten die digitalen Landnutzungsdaten keine Informationen über Nadelwald, der an dieser Stelle eine dominante Rolle spielt. Die digitalen Landnutzungsdaten wurden aus diesem Grund nur für die exemplarischen Berechnungen in der Fläche (Abschnitt 6.3.4) verwendet. Die Bestandesaufteilung innerhalb der Messfläche für die Berechnungen in Abschnitt 6.3.2 und Abschnitt 6.3.3 erfolgte anhand der Untersuchungsergebnisse der AG MATYSSEK. Detaillierte Angaben zu den Modelleingangsgrößen sind in den jeweiligen Abschnitten zu finden.

### 6.2.2 Anpassung der Modellparametrisierung an den Standort Sperrgraben

Die Anpassung der Modellrahmenbedingungen an die Hochgebirgsregion erforderte die Ableitung gebietspezifischer Größen zur Beschreibung des Standortes. Wichtige gebietsbeschreibende Eingangsparameter für die Modellierung im HIRGIS sind Angaben über die räumliche Lage des Standortes, die vorherrschende Vegetation und die klimatischen Verhältnisse. Klimagrößen und pflanzenphysiologische Parameter konnten teilweise durch Messungen im Gebiet bestimmt werden. Die Lage- und Geländeinformationen beziehen sich auf Angaben von Karten bzw. der digitalen Geländedaten. Die genaue Verwendung der einzelnen Parameter ist in den folgenden Unterabschnitten beschrieben.

#### 6.2.2.1 Geländeparameter

Die Modellierung am Punkt (Abschnitt 6.3.1) erfolgte in Bezug auf die Klimastation im EG Sperrgraben (siehe Abschnitt 5.2.2.1). Dazu wurden folgende Geländeparameter verwendet:

- Höhe: 1215 m
- Neigung: 21,2°
- Exposition (S = 0°): 233,7°
- *sky view* -Faktor: nach (5-2)
- mittlere geographische Breite: 47,6°.

Die Anpassung an die ortsspezifischen Gegebenheiten bei den Modellrechnungen bezüglich der Messfläche bzw. des gesamten EG Sperrgraben erfolgte in gleicher Weise. Die Informatio-

nen über die Geländehöhe, Neigung und Exposition wurden den digitalen Geländedaten (Abschnitt 5.2.2.2) entnommen.

#### 6.2.2.2 Landnutzungsparameter

Die Modellierung am diskreten Standort bzw. die Berechnung von Flächenmitteln erfolgte je nach Zielstellung über eine subjektive Zuweisung der Landnutzungsart. Für die flächenhafte Modellierung des gesamten Einzugsgebietes wurden die digitalen Landnutzungsdaten (siehe Abschnitt 5.2.2.2) verwendet. Da zum Zeitpunkt der Modellierung für das Photosynthesemodul PSN6 nur Parameterdatensätze für Fichte, Buche und Wiese zur Verfügung standen, erfolgte eine Anpassung der Geländedaten hinsichtlich dieser drei Landnutzungsformen:

- Fichte (Nadelwald)
- Buche (Laubwald, Birkenwald) und
- Wiese (Wiese, Streuwiese, Moor).

Bezüglich ihrer Größe Einfluss nehmende Wasser-, Acker-, Fels- und Siedlungsflächen sind laut Klassifizierung der digitalen Geländedaten im EG Sperrgraben nicht vorhanden.

#### 6.2.2.3 Pflanzenphysiologische Parameter

Die Repräsentation des gebietstypischen Baumbestandes (Fichte, Buche) erfolgte im Allgemeinen anhand der Parameter:

- LAI
- $\xi_{\text{fac}}$
- Vegetationshöhe  $h_p$
- Kronenschlussgrad  $n_w$ ,

die im Rahmen des BAHC-Projektes von der AG MATYSSEK für das Einzugsgebiet bestimmt wurden. Die Werte für Wiese sind der Literatur entnommen.

Die pflanzenphysiologischen Eingangsparameter:

- Bestandeshöhe  $h_p$
- LAI
- kurzweilige Albedo des Bestandes  $\alpha_w$

für die diskreten Standortberechnungen in Abschnitt 6.3.1 wurden aus der PROMET-Parametrisierung übernommen. Die Parameter für Fichte fließen dabei als konstante Werte für

das gesamte Sommerhalbjahr in die Berechnungen ein. Die zeitliche Variation der Parameter für Wiese folgt dem jährlichen Wachstumsverlauf inklusive zweier Mahden (vgl. Abb. 6-2).

Die pflanzenphysiologischen Parameterdatensätze für das

- Modul PSN6 (Abschnitt 4.2.1)

für die Landnutzungsarten Buche, Fichte und Wiese stellte die AG TENHUNEN bereit.

#### 6.2.2.4 Klimaparameter

Die Anpassung der Modellrahmenbedingungen an die klimatischen Gegebenheiten erfolgte durch die Verwendung von Messwerten der:

- Globalstrahlung (30min-Werte der DWD Station Hohenpeißenberg)
- Temperatur am Erdboden (Tagesmittelwert)
- Wolkenbedeckungsgrad (modelliert, vgl. Abschnitt 5.3.2.4).

Aufgrund einer standortsbedingten, nicht vernachlässigbaren nachmittäglichen Abschattung der Klimastation, konnten die Messwerte der Globalstrahlung nicht als Modelleingangsparameter verwendet werden. Sie wurden deshalb durch die Globalstrahlungswerte der benachbarten DWD Station Hohenpeißenberg ersetzt.

Die Berechnung der Widerstandsreihe in Abschnitt 6.3.1 basierte auf der Grundlage einer wolkenlosen Atmosphäre mit dem:

- Wolkenbedeckungsgrad  $bdg = 0$

Da die an der Klimastation Ammer gemessene Temperaturzeitreihe zur Ermittlung eines gesicherten Jahresganges zum damaligen Zeitpunkt nicht ausreichend war, wurde ein Jahresgang der:

- Temperatur am Erdboden  $T_0$

aus dem mittleren Tagesmittel einer 30-jährigen Temperaturmessreihe (MÜLLER-WESTERMEIER, 1990) der benachbarten Klimastation Bad Kohlgrub (47°40' n. Br., 11°3' ö. L., 904 m ü.NN) abgeleitet:

$$T_0 = 14,8 \sin\left(\pi \cdot \frac{doy - 2,4}{9,5}\right) \quad (6-1)$$

Zum Zeitpunkt der Berechnungen ermöglichte der Entwicklungsstand von HIRGIS keine Berücksichtigung des Interzeptionsspeichers und damit keine Berechnung der Interzeptionsverdunstung. Außerdem beinhaltete der in dieser Modellversion verwendete Bodenteil nur einfache Ansätze zur Ermittlung des Bodenwassergehaltes und erlaubte damit keine Berücksichtigung der Infiltration von Niederschlag. Aus beiden Gründen konnte:

- Niederschlag

in keiner der Modellrechnungen berücksichtigt werden.

## 6.3 Ergebnisse

### 6.3.1 Modellierter Jahresgang des aerodynamischen Widerstandes für einen Fichten- bzw. Wiesenstandort im EG Sperrgraben

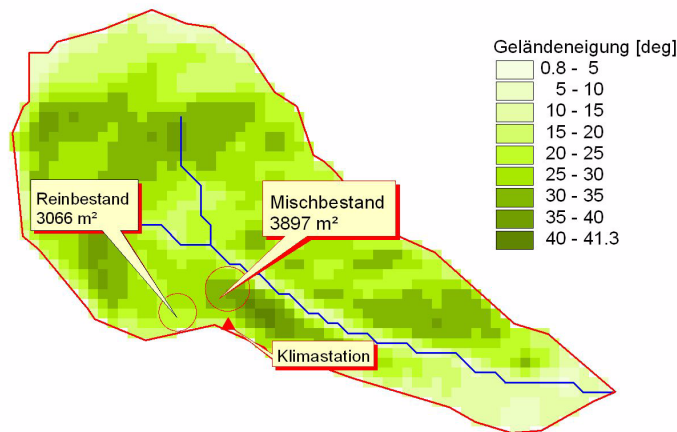
Die Modellierung einer Zeitreihe für den aerodynamischen Widerstand erfolgte mit dem Ziel, einen verbesserten Eingangsdatensatz für das mesoskalige meteorologische Modell PROMET zu erstellen. Bei PROMET handelt es sich um ein prozessorientiertes multiskaliges SVAT-Modell, das die flächenverteilte, aktuelle Verdunstung heterogener Landoberflächen als Funktion von Wasserverfügbarkeit, Strahlungsbilanz und pflanzenspezifischer, physiologischer Regulierungsmechanismen berechnet. Der Kern der Modellfunktionen basiert dabei auf der Penman-Monteith-Gleichung (3-26). Der darin einfließende aerodynamische Widerstand  $r_a$  zwischen Verschiebungshöhe und einem Niveau  $z$  wird über die aerodynamische Methode aus der Windgeschwindigkeit  $v$  berechnet (LUDWIG, 2000). Für die Bereitstellung der Windgeschwindigkeit sowie anderer meteorologischer Eingangsgrößen wurden die Messdaten umliegender Klimastationen von drei Zeitpunkten pro Tag zu einer stündlichen Auflösung interpoliert.

Ein entscheidender Nachteil der Interpolation besteht jedoch darin, dass der im Messwert enthaltene Rückkopplungseinfluss von Vegetation und Atmosphäre verloren geht bzw. die auf die interpolierten Werte übertragenen Informationsanteile den realen Zuständen nicht entsprechen. Bei der Berechnung im Modell HIRGIS dagegen wird die Kopplung zwischen Vegetation und Atmosphäre zu jedem Modellzeitschritt realisiert und ist somit in jedem Ergebniswert enthalten. Außerdem wird der aerodynamische Widerstand aus dem *bulk*-Ansatz über den aufgrund von Temperaturdifferenzen entstehenden fühlbaren Wärmestrom nach (3-21) und (3-24) berechnet. Er entspricht damit in physikalischer Hinsicht der Formulierungsgrundlage der Pen-

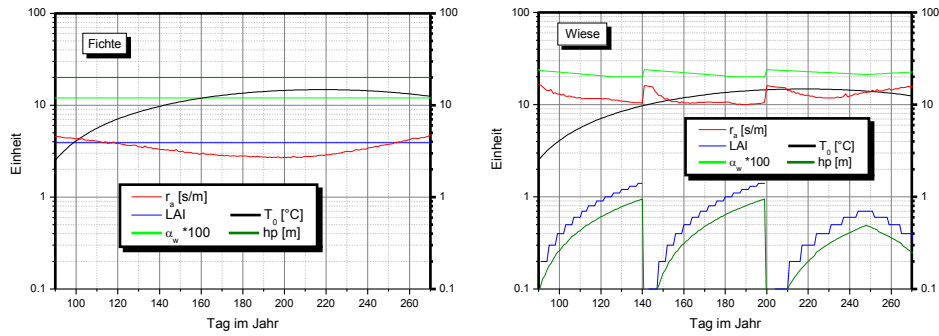
man-Monteith-Gleichung. Die Verwendung des aerodynamischen Widerstandes aus Windmessungen in der Penman-Monteith-Gleichung ist aus praktischer Sicht einfacher zu realisieren. Sie erfolgt jedoch unter der theoretischen Annahme, dass die turbulenten Austauschkoefizienten für Wärme  $K_H$  und Impuls  $K_M$  gleich sind, und kann somit zu Fehlern führen.

In Abb. 6-2 sind die Zeitreihen der Eingangsdaten sowie des modellierten aerodynamischen Widerstandes für die Landnutzungsarten Wiese und Fichte dargestellt. Die beiden Graphiken enthalten die im HIRGIS modellierten Tagesgänge des aerodynamischen Widerstandes für die Landnutzungsarten Fichte (links) und Wiese (rechts) in der Wachstumsperiode. Prinzipiell lässt sich anhand des viel kleineren  $r_a$  über Fichte die bessere aerodynamische Kopplung des Bestandes gegenüber der Wiese erkennen.

Die Widerstandswerte für Fichte zeigen außerdem eine klar definierbare Abhängigkeit vom Temperaturverhalten  $T_0$  (vgl. auch Abb. 6-3), die sich aus der Berechnungsvorschrift ergibt und aufgrund der konstanten Werte für  $hp$ ,  $LAI$  und  $\alpha_w$  deutlich hervorhebt. Bei den wechselnden Bestandeseigenschaften der Wiese lassen sich atmosphärische und Vegetationseinflüsse in Bezug auf das Widerstandsverhalten nicht eindeutig trennen. Die zwei Mahden der Wiese verursachen jeweils einen sprunghaften Anstieg des Widerstandes und somit einen Abriss der im Vergleich zur Fichte generell schlechteren aerodynamischen Kopplung zwischen Oberfläche und Atmosphäre.

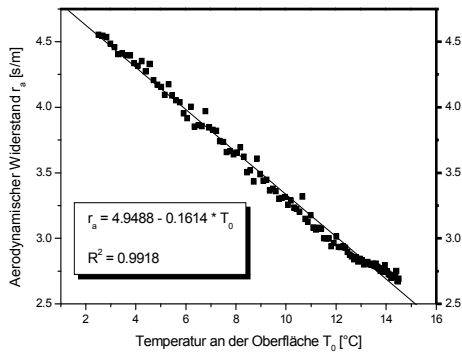


**Abb. 6-1:** Lage der Klimastation sowie der Versuchsflächen im EG Sperrgraben mit hinterlegter Geländeneigung (digitale Geländedaten), vgl. Abb. 5-8



**Abb. 6-2:** Modellierter jahreszeitlicher Verlauf des aerodynamischen Widerstandes (Tagesmittelwerte) und weiterer Modelleingangsgrößen für einen Fichten- (links) bzw. Wiesenstandort (rechts) im Ammergebirge

Mit zunehmender Vegetationshöhe bzw. größer werdendem Blattflächenindex baut sich die aerodynamische Kopplung langsam wieder auf und führt zu einem Absinken von  $r_a$ .



**Abb. 6-3:** Abhängigkeit des aerodynamischen Widerstandes (Fichte) von der Temperatur an der Erdoberfläche  $T_0$  innerhalb der Wachstumsperiode

Der jahreszeitlich bedingte Temperaturanstieg in der zweiten Wachstumsperiode bewirkt einen schnelleren Rückgang des Widerstandswertes als im Frühjahr. Durch das nur noch spärliche Wachstum und die anschließende Rückbildung der Vegetation im Spätherbst wird eine Rückkopplung zwischen Wiese und Atmosphäre innerhalb der dritten Wachstumsperiode immer schwieriger und führt dadurch zu generell höheren Widerstandswerten, die zum Ende des Herbstes weiter ansteigen.



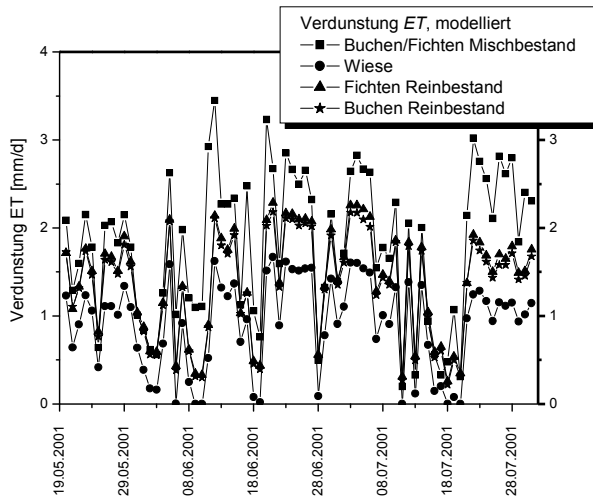
### 6.3.2 Vergleich der Flächenmittel von modellierten und gemessenen Tageswerten der Verdunstung für einen festgelegten Zeitraum

Der in der Zielstellung aufgeführten und in Abschnitt 6.2.2 beschriebenen Anpassung der Modellrahmenbedingungen an den Hochgebirgsstandort Sperrgraben folgen in den nächsten Abschnitten die Darlegung und Bewertung exemplarischer Ergebnisse aus den anschließenden Modellläufen. Speziell in diesem Abschnitt soll anhand eines Vergleiches zwischen modellierten und im EG Sperrgraben bestimmten Verdunstungswerten eine Validierung der Modellergebnisse und damit eine Beurteilung der Übertragbarkeit des Modells HIRGIS an den Hochgebirgsstandort vorgenommen werden.

Bei den Vergleichswerten handelte es sich um modellierte Evapotranspirationswerte  $ET$  aus dem Modell HIRGIS und aus Xylemflussmessungen ermittelte Transpirationswerte  $Tr$  für Fichte und Buche, die von der AG MATYSSEK bereitgestellt wurden. Da es sich im Bereich der Messflächen im EG Sperrgraben (vgl. Abb. 6-1) um geschlossene Bestände handelt, sollte der Anteil der Bodenverdunstung in den Ergebnissen gering sein, so dass die modellierten Evapotranspirationswerte direkt mit den Transpirationsergebnissen aus den Xylemflussmessungen verglichen werden können. Die dargestellten Ergebnisse beziehen sich auf den Modellierungszeitraum 20.5. – 31.7. 2001. Dieser wurde unter der Bedingung einer überlappenden Datenbasis aller Projektpartner ausgewählt.

Die Berechnung der Evapotranspirationswerte für die Landnutzungsarten Buche und Fichte erfolgte im HIRGIS als Flächenmittel bezüglich der Untersuchungsflächen der AG MATYSSEK. Die weiteren Simulationsläufe für die Landnutzungsart Wiese wurden vergleichsweise für die Fläche des Fichtenreinbestandes durchgeführt. Aufgrund der fehlerhaften Landnutzungsklassifizierung (vgl. Abschnitt 6.2.1) kamen an dieser Stelle die digitalen Landnutzungsdaten nicht zum Einsatz. Die Verdunstungsanteile wurden für jede Landnutzungsart separat berechnet und innerhalb der Buchen/Fichten Mischfläche anhand der gemessenen Transpirationsverteilung der AG MATYSSEK übertragen.

In Abb. 6-4 sind die modellierten Tagessummen der Verdunstung  $ET$  für die Landnutzungsarten Buche, Fichte, Wiese und Buchen-Fichten Mischbestand dargestellt. Von den Werten für Buche und Fichte, beide im Mittel 1,3 mm, heben sich die im Mittel um 0,4 mm geringeren Wiesenwerte ab. Sehr gut zu erkennen ist auch das veränderte Verdunstungsverhalten des Mischwaldes gegenüber dem Einzelbestand, der sich mit deutlich höheren Werten von den anderen Landnutzungsarten abhebt und eine mittlere Verdunstungsrate von 1,8 mm erreicht.



**Abb. 6-4:** Tagessumme der Verdunstung ET im Zeitraum 20.5.-31.7.01 für die Landnutzungsarten Buche, Wiese und Fichte sowie einen Buchen/Fichten Mischbestand

Ähnliche Ergebnisse finden sich in den Transpirationswerten der AG MATYSSEK, die einen mittleren Verdunstungswert von 1,7 mm für den Mischbestand ergeben. Auf der Grundlage der pflanzenphysiologischen Untersuchungen sowie der Saftflussmessungen im EG Sperrgraben bestätigt PATZNER (2004) die geringen Verdunstungsunterschiede zwischen Fichten und Buchen im Mischbestand und verweist auch auf den erhöhten Wasser-

verbrauch dominierender Fichten im Mischbestand gegenüber gleichartiger Bäume im Reinbestand, welcher zu erhöhten Verdunstungsraten im Mischbestand führt.

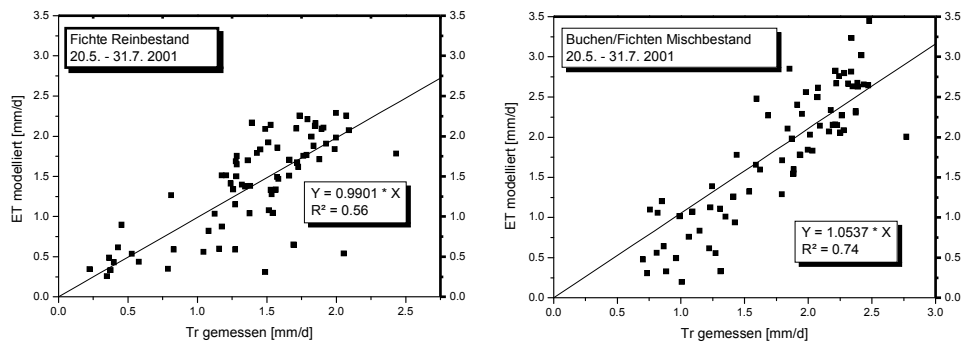
In der Literatur sind für vergleichbare Bestände in angemessener Lage ähnliche Ergebnisse für Saftfluss- bzw. Kammermessungen zu finden. So ergaben Messungen über einem Buchenbestand Transpirationswerte von 0,62 – 2,97 mm/d (MAGNANI et. al., 1998) und 2 - 3 mm/d für ein entsprechendes maximales Sättigungsdefizit für Buche bzw. 1 - 2,5 mm/d über Fichte (KÖSTNER 2001). Bei TATARINOV et. al. (2000) und MORÈN et. al. (2000) erreichen die Tagessummen der Fichtentranspiration Maximalwerte von 3,5 mm/d.

In der Gesamtsumme (Tabelle 6-1) zeigt sich für den Vergleichszeitraum 2001 eine sehr gute Übereinstimmung zwischen Modell- und Messergebnissen.

**Tabelle 6-1:** Gesamtsummen der Verdunstung für den Zeitraum 20.5. - 31.7.01, Ergebnisse aus Xylemflussmessungen (Transpiration) und Berechnungen im HIRGIS (Evapotranspiration)

	Mischbestand			Reinbestand	
	Gesamt	Buche	Fichte	Fichte	Buche
Transpiration $T_r$ [mm]	128,6	62,9	65,6	102,3	-
Evapotranspiration ET [mm]	132,6	63,8	68,7	102,2	98,5

Abb. 6-5 enthält eine graphische Gegenüberstellung der Verdunstungstagesummen im Untersuchungszeitraum für den Fichtenreinbestand (links) und Buchen/Fichten Mischbestand (rechts). In beiden Funktionen widerspiegeln die Ergebnisse die gute Anpassung der Modellrahmenbedingungen an die Gebietseigenschaften. Die geringfügige Unterschätzung der modellierten Verdunstungswerte im Fichtenreinbestand ist dabei hauptsächlich auf die Auswirkung der großen Streuung von Einzelereignissen zurückzuführen. Diese könnten auf eine ungenügende Reaktion des Modells auf starke Schwankungen im Wasserverbrauch der Bäume zurückzuführen sein. Sie haben jedoch wenig Einfluss auf das Gesamtergebnis. Die modellierten Verdunstungswerte für den Mischbestand zeigen eine geringfügige Überschätzung gegenüber der gemessenen Transpiration, die sich hauptsächlich aus relativ hohen Modellergebnissen bei Verdunstungswerten von größer als 2,5 mm ergeben. Unterhalb dieser Grenze tritt ebenfalls eine modellmäßige Unterschätzung der Verdunstung ein.



**Abb. 6-5:** Vergleich der modellierten und aus Saftflussmessungen abgeleiteten Tagessummen der Verdunstung im Zeitraum 20.5.-31.7.01 für den Fichten Reinbestand sowie den Buchen/Fichten Mischbestand

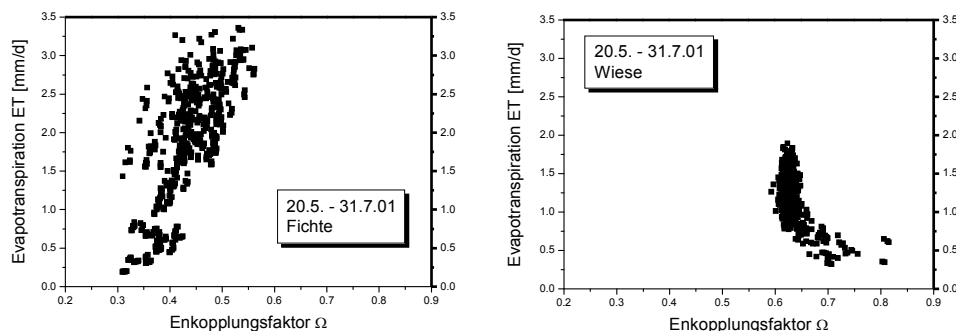
Insgesamt gesehen bestätigen die gemessenen Transpirationswerte die Modellergebnisse im Untersuchungszeitraum und zeigen damit, dass bei ausreichender Kenntnis gebietsspezifischer Größen und deren Übernahme als Modelleingangsparameter eine Anwendung des Modells HIRGIS auf Gebiete mit stark unterschiedlichen regionalen Eigenschaften prinzipiell möglich ist.

### 6.3.3 Entkopplungsfaktor $\Omega$ und Tageswerte der Verdunstung $ET$ für einen Fichtenbestand und eine Wiesenfläche

Zur Abschätzung der Bedeutung der Rückkopplung zwischen Landoberfläche und Atmosphäre wurden die Berechnungsergebnisse des Modells HIRGIS aus Abschnitt 6.3.2 auf einen

Zusammenhang zwischen der Kopplung von Vegetation und Atmosphäre, ausgedrückt durch den Entkopplungsfaktor  $\Omega$  (vgl. Abschnitt 3.3.2), und der Verdunstung  $ET$  untersucht. Als Berechnungsgrundlage wurde jeweils eine vollständig mit Fichte bzw. Gras bewachsene Fläche, die der unteren Messfläche entspricht, angenommen. Aus diesem Grund unterscheiden sich die Verdunstungswerte im Vergleich zu Abschnitt 6.3.2.

Abb. 6-6 enthält eine Gegenüberstellung der Evapotranspirationswerte und Entkopplungsfaktoren für die Landnutzungsarten Fichte (links) und Wiese (rechts). Eine deutliche Abgrenzung der unterschiedlichen Landnutzung zeigt sich um den Wert  $\Omega = 0,58$ . Die unterhalb dieser Grenze liegenden Fichtenwerte unterstreichen das bessere atmosphärische Kopplungsvermögen der Bäume. Der Bestand regelt seinen Wasserhaushalt über die Stomata. Die  $\Omega$ -Werte für Wiese liegen ausnahmslos über diesem Schwellwert und erreichen maximale Beträge von etwa 0,8. Die Größenordnung dieser  $\Omega$ -Werte deutet darauf hin, dass das Verdunstungsverhalten der Wiese in diesem Bereich kaum noch vom Sättigungsdefizit der Atmosphäre abhängt sondern nur noch von Oberflächenprozessen wie der Einstrahlung gesteuert wird.

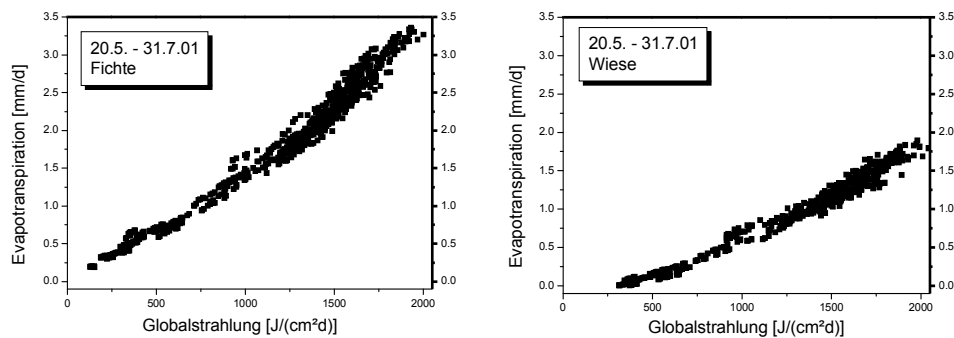


**Abb. 6-6:** Entkopplungsfaktor  $\Omega$  und Evapotranspiration  $ET$  für die Landnutzungsarten Fichte (links) und Wiese (rechts), Tageswerte für den Modellierungszeitraum 20.5.-31.7.01

Ein direkter Zusammenhang zwischen Entkopplungsfaktor  $\Omega$  und der Verdunstung lässt sich aus den Ergebnissen nicht klar ableiten. Generell zeigt sich, dass die Verdunstungswerte der Fichte bei einem  $\Omega < 0,45$  über einen größeren Wertebereich verteilt liegen. Die Evapotranspirationswerte über dieser Grenze, also bei schlechterer Kopplung zwischen Bestand und Atmosphäre, sinken nicht mehr unter 1,5 mm. Das bedeutet, dass der Bestand die aktive Kontrolle über seinen Wasserverbrauch verringert und bei ausreichender Wasserversorgung höhere Verdunstungsbeträge zulässt. Unter Berücksichtigung der Messwerte von Niederschlag und

Bodenfeuchte kann von einer ausreichenden Wasserversorgung in der ersten Hälfte bzw. einer wiederholten Speicherauffüllung des Bodens in der zweiten Hälfte des Untersuchungszeitraums ausgegangen werden (HÄNTZSCHEL et al., 2003). Für den Untersuchungszeitraum zeigt sich außerdem ein im Mittel kleines Sättigungsdefizit der Atmosphäre, welches keinen nachweislichen Einfluss auf das Verdunstungsverhalten des Bestandes ausübt. Die ebenfalls geringen Windgeschwindigkeiten im mittleren Tagesverlauf sind Ausdruck für nur geringe Turbulenz und einer damit verbundenen schlechten Kopplung zwischen Bestand und Atmosphäre, was sich auch in den nicht allzu kleinen  $\Omega$ -Werten für Fichte niederschlägt. Der Verdunstungsanspruch der Atmosphäre kann somit nicht als Hauptursache für den Wasserverbrauch der Vegetation angesehen werden.

Bezieht man die Werte der Globalstrahlung in die Betrachtung ein (Abb. 6-7) wird ersichtlich, dass der Verdunstungsverlauf beider Bestände direkt an die Globalstrahlungsverhältnisse gekoppelt ist. Daraus lässt sich ableiten, dass die Verdunstung hauptsächlich vom Einfluss der Einstrahlungsvariabilität abhängt und die Kopplungsprozesse zwischen Bestand und Atmosphäre im Untersuchungszeitraum davon völlig überlagert werden. Die fast lineare Abhängigkeit zwischen Einstrahlung und Verdunstung bei der Wiese sowie deren große  $\Omega$ -Werte unterstreichen dabei die Abhängigkeit der Wiesenverdunstung von Oberflächenprozessen als Ausdruck der Oberflächenrückkopplung.



**Abb. 6-7:** Zusammenhang zwischen Globalstrahlung und Evapotranspiration ET für die Landnutzungsarten Fichte (links) und Wiese (rechts), Tageswerte für den Modellierungszeitraum 20.5.-31.7.01

#### **6.3.4 Modellierung von gelände- und landnutzungsabhängigen Klimagrößen im EG Sperrgraben**

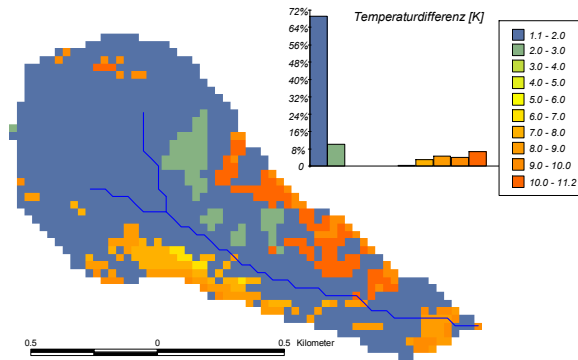
Die folgenden Modellergebnisse beinhalten Flächenwerte wasserhaushaltsbeeinflussender Größen wie Strahlungsbilanz, Lufttemperatur und Verdunstung sowie des Entkopplungsfaktors  $\Omega$ . Die Berechnungen erfolgten auf der Grundlage der digitalen Geländedaten mit dem Ziel, die Anwendung von HIRGIS als Regionalisierungswerkzeug zu testen und die berechneten, flächenhaften Verteilungen einzelner Klimagrößen im Gelände zu analysieren.

In Abschnitt 5.3.2.3 wurde bereits die Übertragung von Messwerten der Globalstrahlung in die Fläche diskutiert (Abb. 5-18). Die Wirkung der sich ergebenden kleinräumigen Heterogenität im Strahlungsregime auf die Temperatur zeigt sich in Abb. 6-8. Die Darstellung enthält die Differenzen zwischen Temperaturmaximum und -minimum im Niveau der Energieumsatzfläche am Tag der Sommersonnenwende für die Vegetationstypen Buche, Fichte und Wiese.

Auf den ersten Blick lässt sich sofort der Waldbestand, dessen Temperaturdifferenzen maximal 3 K erreichen, von den Wiesenflächen trennen. Diese kleinen Temperaturunterschiede widerspiegeln die Pufferwirkung des Waldbestandes (vgl. Abb. 5-4), der für geringe Amplituden zwischen den Extremwerten der Temperatur sorgt.

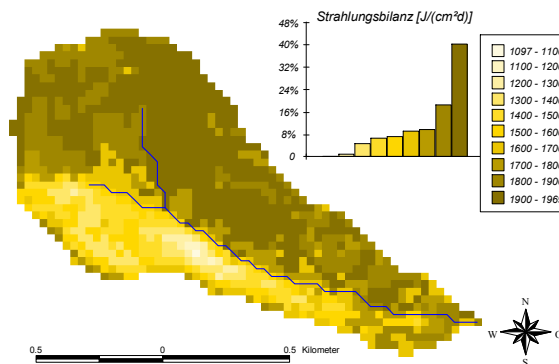
So heben sich die Wiesenflächen durch wesentlich größere Temperaturdifferenzen ab. Die Ursache dafür liegt in der besseren aerodynamischen Kopplung des Buchen- bzw. Fichtenbestandes mit der Atmosphäre, die zu einer besseren Durchmischung im Bereich der Energieumsatzfläche und damit zu einem effektiveren Abtransport von Wärme führt. Die größten Differenzen von mehr als 10 K entstehen an steilen, südlich exponierten Wiesenhängen und sind doppelt so hoch wie an den mit Gras bewachsenen Nordhängen. Das ist darauf zurückzuführen, dass auf extremen Nordhanglagen bei fehlender direkter Sonneneinstrahlung die langwelligeren Strahlungsprozesse dominieren. Das sich dadurch ausbildende niedrige Temperaturniveau über Wiese führt wiederum zu geringeren Amplituden in der Temperaturverteilung.

Die aus der Überlagerung der differenzierten Einstrahlungswerte mit der unterschiedlichen Landnutzung resultierenden Oberflächentemperaturen spiegeln sich in den Werten der Strahlungsbilanz wider (Abb. 6-9). Im Vergleich mit Abb. 5-18 wird der hauptsächliche Einfluss der kurzwelligen Einstrahlung auf die Nettostrahlung deutlich. Die feinere Strukturierung der Werte ist abhängig von den Eigenschaften der jeweiligen Vegetationsart.



**Abb. 6-8:** Differenzen zwischen Tagesmaximum und Tagesminimum der Lufttemperatur im Niveau der Energieumsatzfläche, 21. Juni 2001

Südhängen geringere Werte aufweist als bei der Wiese, nicht gänzlich erklärbar. So unterliegt der größte Teil der südwestlich exponierten Fläche einer ähnlich hohen kurzwelliger Einstrahlung. Die Modellparametrisierung beider Landnutzungsarten enthält den gleichen Wert für die kurzwellige Albedo des Bestandes, weshalb der kurzwellige Einstrahlungsbetrag an Flächen mit vergleichbarer Geländemorphologie nur geringe Unterschiede aufweisen müsste.



**Abb. 6-9:** Tagessumme der Strahlungsbilanz, 21. Juni 2001

Geländepunkten unabhängig von der Landnutzung. Bei Geländeneigungswerten unter 35° hebt sich der unterschiedliche Einfluss der Landnutzung in den Nettostrahlungswerten sichtbar ab. Auch hier sind die Werte für Buche kleiner als für Fichte. Diese Ergebnisse weisen auf eine unzureichende Adaption der Buchenparametrisierung an den Standort hin. Sie deuten aber

So sorgt die geringe Albedo des Fichtenbestandes für hohe Strahlungsbilanzwerte, die am Südhang in der Tagessumme bis zu fast 2000 J/(cm² d) betragen können. Durch eine deutlich geringere Nettostrahlung heben sich dagegen sowohl die Buchen- als auch die Wiesenflächen ab. Dabei ist der Fakt, dass die Strahlungsbilanz der Buche an den einstrahlungsbevorzugten

Die mittlere Tagestemperatur im Kronenraum und die langwellige Ausstrahlung des Buchenbestandes sind geringer als bei Wiese. Die Strahlungsbilanzwerte der Buche sollten deshalb über den Wiesenwerten liegen. An der nordöstlich geneigten Geländefläche zeigen sich die geringsten Strahlungsbilanzwerte an den steilsten

auch auf Probleme in der Berechnung der spezifischen Luftfeuchte, deren Werte in den Term der atmosphärischen Gegenstrahlung einfließen.

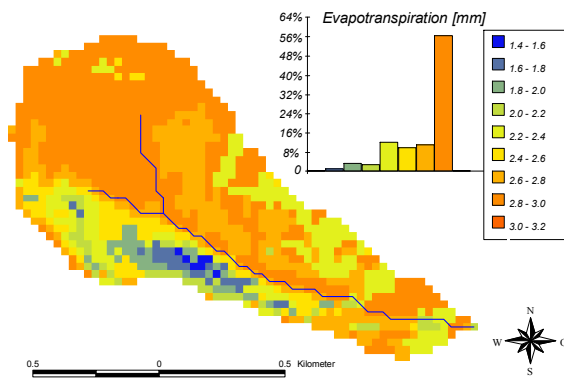


Abb. 6-10: Tagessumme Verdunstung ET, 21. Juni 2001

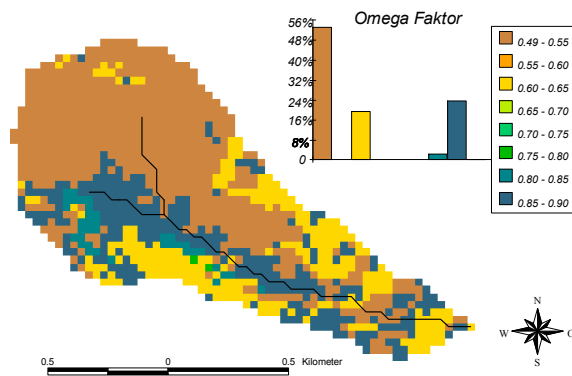


Abb. 6-11: Entkopplungsfaktor  $\Omega$  21. Juni 2001

bedeckten Geländes zu finden. Auch die Evapotranspirationswerte der Buche zeigen hier geringe Beträge, liegen aber deutlich über der Wiesenverdunstung. Für Flächen mit vergleichbaren Gelände- bzw. Einstrahlungseigenschaften unterscheiden sich die Verdunstungswerte von Fichte und Buche nicht signifikant voneinander.

In der Abb. 6-10 sind die Tagessummen der Verdunstung für das Einzugsgebiet des Sperrgrabens dargestellt. In den Verdunstungswerten treten sowohl die gelände- als auch die landnutzungsabhängigen Einflüsse sehr stark zum Vorschein. So heben sich die Wiesenflächen durch deutlich geringere Verdunstungsbeträge an allen Expositionen eindeutig von den Waldflächen ab.

Die Differenzwerte zwischen Wiese und Fichte an wenig geneigten Geländeabschnitten liegen für diesen leicht bewölkten Tag bei 1 mm, während an gegensätzlich geneigten, steilen Hängen generell höhere, bis fast 2 mm große, Differenzen auftreten können. Minimale Verdunstungsbeträge sind dabei an den steilsten Abschnitten des nordöstlich ausgerichteten, mit Wiese



Die Verteilung des in Abb. 6-11 dargestellten Entkopplungsfaktors  $\Omega$  spaltet sich in drei Hauptgruppen, die fast vollständig den drei modellierten Landnutzungsarten zugeordnet werden können. Im Vergleich mit den  $\Omega$ -Faktoren aus Abschnitt 6.3.3 zeigen sich prinzipiell ähnliche Ergebnisse für Wiese und Fichte. Die Fichtenflächen im EG Sperrgraben sind besser gekoppelt als die Wiesenflächen, jedoch mit geringerer Intensität als z.B. im Gebiet der Ankerstation Tharandter Wald. Hier kommt sowohl der Einfluss der hohen Reliefenergie als auch des ausreichenden Feuchteangebotes auf den Strahlungs- und Wasserhaushalt im Ammergebirge zum Tragen. Die Buchenflächen dagegen weisen eine hohe Entkopplung auf.

Diese  $\Omega$ -Werte sind mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit auf eine ungünstige Überlagerung von Unstimmigkeiten in der pflanzenphysiologischen Parametrisierung mit der nicht korrekten Berechnung der spezifischen Feuchte im HIRGIS zurückzuführen. Dieser Aspekt bestätigt sich dadurch, dass das in den  $\Omega$ -Faktor einfließende Widerstandsverhältnis  $r_c/r_a$  für Buche im Vergleich zur Fichte zu geringe Werte aufweist. Aufgrund der starken Abhängigkeit der Verdunstung von der kurzwelligen Einstrahlung innerhalb des Untersuchungszeitraumes (vgl. Abb. 6-7) bestätigt sich der Verdacht, dass die Reaktion der Buchenpflanzen auf die einfallende Strahlung für das EG Sperrgraben einer veränderten Parametrisierung bedarf. Diese könnte auch als Ursache für die zu kleinen Strahlungsbilanzwerte bei der Buche (vgl. Abb. 6-9) gesehen werden. An dieser Stelle sind weiterführende Untersuchungen notwendig, die sich insbesondere auf die genauere Analyse des Feuchteregimes im Modell HIRGIS sowie auf eine bessere Anpassung der Buche-Eingangsparameter sowohl im HIRGIS als für das pflanzenphysiologische Modul PSN6 an Bedingungen, wie sie im EG Sperrgraben zu finden sind, erstrecken sollten.

#### 6.4 Bewertung der Ergebnisse

Die nach Anpassung der Modellparametrisierung von HIRGIS auf einen Hochgebirgsstandort durchgeführten Modellstudien zeigen, dass eine Anwendung des Modells auf Gebiete mit signifikant unterschiedlichen Eigenschaften gut möglich ist. Die Simulation klimatologischer Größen für diskrete Lokalisationen bzw. als Flächendaten für ganze Gebiete liefert unter Voraussetzung von optimal angepassten Modelleingangs- und -randwerten in den verschiedenen zeitlichen und räumlichen Auflösungen prinzipiell richtige Ergebnisse.

So geben die in Abschnitt 6.3.1 berechneten Tagesmittelwerte des aerodynamischen Widerstandes  $r_a$  innerhalb einer Vegetationsperiode für einen Standort im EG Sperrgraben eine sehr gute Beschreibung des Widerstandsverhaltens gegen den turbulenten Austausch von sensibler und latenter Wärme in der Atmosphäre. Die auf dem *bulk*-Ansatz beruhende Berechnungsvorschrift des aerodynamischen Widerstandes liefert gegenüber der aerodynamischen Bestimmungsmethode den physikalisch "korrekteren" Ansatz. Eine Verwendung des in dieser Form berechneten aerodynamischen Widerstandes als Eingangsgröße für andere Modelle, z.B. zur Verdunstungsberechnung mit Hilfe der Penman-Monteith-Gleichung im Modell PROMET, hat den entscheidenden Vorteil, dass die zeitliche Variabilität der Aerodynamik in der Atmosphäre in die Modellrechnung einfließen kann und im physikalischen Einklang mit dem Verdunstungsansatz steht. Die Rahmenbedingungen des Modells können somit besser an die natürlichen Gegebenheiten angepasst werden.

Die im HIRGIS zu jedem Zeitschritt simulierte Kopplung zwischen Vegetation und Atmosphäre ermöglicht die Bereitstellung zeitlich hoch aufgelöster Modellergebnisse, in denen die Rückkopplungseffekte vollständig und in aktueller Form enthalten sind. Dies ist ein entscheidender Vorteil gegenüber der Diskretisierung von Modelleingangsgrößen durch statistische Übertragungsmethoden wie die Interpolation von Messdaten. Der gleiche Effekt zeigt sich in der räumlichen Skala hinsichtlich der Regionalisierung von Klimagrößen, wie die Ergebnisse in Abschnitt 6.3.4 belegen. Die Regionalisierungsergebnisse in diesem Abschnitt liefern hochaufgelöste Flächendaten, in denen die zum jeweiligen Zeitpunkt aktuellen Wechselwirkungen zwischen Vegetation und Atmosphäre enthalten sind. Sie tragen außerdem dazu bei, vorhandene Unzulänglichkeiten in der Parametrisierung von Modelleingangsgrößen sowie in den Modellgleichungen schnell zu erkennen und zu lokalisieren. So heben sich solche Fehler, wie z.B. in den Werten der Strahlungsbilanz und des Entkopplungsfaktors  $\Omega$ , deutlich hervor, während ihre Auswirkung auf die Verdunstung unter den gegebenen Bedingungen eher gering und in den Evapotranspirationsergebnissen nicht sofort zu erkennen ist. So zeigt auch die Validierung der modellierten Evapotranspirationswerte mit aus Saftflussmessungen bestimmten Transpirationsraten für Fichte und Buche im EG Sperrgraben innerhalb eines festgelegten Untersuchungszeitraumes eine sehr gute Übereinstimmung (Abschnitt 6.3.2).

Das prinzipiell unterschiedliche Kopplungsverhalten zwischen Landoberfläche und Atmosphäre für Wiese und Fichte kann anhand der Größenordnung der  $\Omega$ -Faktoren eindeutig nachgewiesen werden (Abschnitt 6.3.3). Eine deutliche Abgrenzung in den Absolutwerten des

Entkopplungsfaktors bestätigt das bessere Kopplungsvermögen des Fichtenbestandes gegenüber den Wiesenflächen.

Eine Quantifizierung des Einflusses der Rückkopplung zwischen Landoberfläche und Atmosphäre auf die Verdunstung erweist sich jedoch für den untersuchten Zeitraum im EG Sperrgraben als schwierig. So weisen schon die relativ hohen  $\Omega$ -Werte für Fichte darauf hin, dass die Verdunstung des Bestandes nicht über den Verdunstungsanspruch der Atmosphäre geregelt wird, sondern dem Einfluss von Oberflächenprozessen unterliegt. Insbesondere im untersuchten Zeitraum hängt die Verdunstung des Bestandes in der Hauptsache von den Einstrahlungsverhältnissen im Gebiet ab, so dass Transpirationsreaktionen des Bestandes auf den atmosphärischen Verdunstungsanspruch größtenteils nicht nachzuweisen sind. Eine Ursache kann in dem geringen Sättigungsdefizit der Atmosphäre, der ausreichenden Wasserverfügbarkeit und den wenig turbulenten Bedingungen, die eine aktive Kopplung zwischen Bestand und Atmosphäre nicht erfordern bzw. ermöglichen, während dieses Zeitraumes gesehen werden. Ein wesentlicher Einfluss auf das Verdunstungsverhalten durch die sich abzeichnenden Probleme in der Feuchtemodellierung kann aufgrund der dadurch entstehenden geringen Abweichungen in den Verdunstungswerten ausgeschlossen werden. Diese Aussage bestätigt sich außerdem durch die sehr gute Übereinstimmung zwischen den simulierten Verdunstungsraten und den aus Gebietsmessungen abgeleiteten Transpirationswerten sowie Ergebnissen aus der Literatur.

## 7 Schlussfolgerungen und Ausblick

Aus den dargelegten Untersuchungsergebnissen wird ersichtlich, dass die Analyse der Landoberflächenrückkopplung mit der Atmosphäre in Verbindung mit dem gekoppelten Vegetations-Grenzschichtmodell HIRVAC sowie der GIS-gestützten Variante HIRGIS grundsätzlich gut möglich ist. Die Abschätzung des Einflusses der atmosphärischen Rückkopplung auf die Verdunstung als Wasserhaushaltskomponente im Einzugsgebiet (EG) Sperrgraben erweist sich sowohl im Hinblick auf die allgemeinen Gebietseigenschaften als auch auf den ausgewählten Modellierungszeitraum als schwierig.

Mit dem gekoppelten Vegetations-Grenzschichtmodell HIRVAC können die Wechselwirkungen zwischen Landoberfläche und Atmosphäre zu jedem Modellzeitschritt und für jede der bis zu einer Höhe von 2 km reichenden 120 Modellschichten nachgebildet werden (GOLDBERG und BERNHOFER, 2001). In den Ergebnissen der Simulationsrechnungen sind somit die aktuellen Rückkopplungseffekte zwischen Landoberfläche und Atmosphäre enthalten. Die Modellstudien zu HIRVAC bestätigen, dass der Entkopplungsfaktor  $\Omega$  ein geeignetes Maß zur Beschreibung des Einflusses veränderter atmosphärischer Temperatur- und Feuchtebedingungen auf das Verdunstungsverhalten der Vegetation ist (JARVIS und MCNAUGHTON, 1986). Es wird aber auch deutlich, dass die Ermittlung der Transportwiderstände und des daraus abgeleiteten Entkopplungsfaktors in einem geeigneten Referenzniveau über dem Bestand erfolgen muss, um den physikalischen Voraussetzungen der Turbulenztheorie zu entsprechen. Angaben in der Literatur über die Höhe des Referenzniveaus zur Ermittlung der Stoff- und Energieflüsse über dem Bestand beziehen sich meist auf ein Vielfaches der Bestandeshöhe, z.B. 2-3hp (RAUPACH et al., 1996), bzw. es werden die Höhen der bereits vorhandenen Messeinrichtungen angegeben. Für ausgewachsene Waldbestände mit Bestandeshöhen von mehr als 25 m, wie sie z.B. an der Ankerstation Tharandter Wald oder im EG Sperrgraben zu finden sind, ist die Einrichtung eines Referenzniveaus in dieser Höhe aus technischen Gründen nicht durchführbar. Nach GOLDBERG und BERNHOFER (2001) sollte das Referenzniveau zur Ermittlung der turbulenten Stoff- und Energieflüsse bzw. der Widerstände gegen den turbulenten vertikalen Austausch innerhalb der dynamischen Grenzschicht liegen, welche sich im unteren Teil der Konstantstromschicht befindet. Anhand der im HIRVAC berechneten Vertikalprofile zu den Turbulenzgrößen konnte die Untergrenze der Konstantstromschicht festgelegt werden. Diese entspricht unabhängig von der Bestandeshöhe der 2. Modellschicht über der Vegetationsober-

grenze. Um Konflikte durch die Überlappung eines in  $3hp$  liegenden Referenzniveaus mit der Obergrenze der Konstantstromschicht (max. 100 m), die bei einem 30 m hohen Bestand theoretisch auftreten könnte, zu vermeiden, sollte eine Obergrenze für die Lage des Referenzniveaus ermittelt werden. Zu diesem Aspekt konnten in der Literatur jedoch keine verwendbaren Angaben gefunden werden. Auch in den simulierten Vertikalprofilen der Turbulenzgrößen waren keine sichtbaren Anzeichen auf eine obere Abgrenzung der dynamischen Grenzschicht zu finden. Aus diesem Grund wurde auf eine Beziehung nach MONIN und JAGLOM (1965) zurückgegriffen, die die Dicke der dynamischen Grenzschicht über einer unbewachsenen Oberfläche näherungsweise abschätzt. In Verbindung mit der für den Tharandter Wald ermittelten Verschiebungshöhe (GRÜNWARD, 2003) konnte der Tagesverlauf der Schichtdicke ermittelt werden. Die Ergebnisse waren allerdings nicht zufriedenstellend, so dass diese Beziehung nicht als obere Höhenbegrenzung für die dynamische Unterschicht verwendet werden kann. Allerdings zeigte die generelle Größenordnung dieser Höhenmarke im Tagesverlauf, dass eine prinzipielle Anwendung der Beziehung zur Abschätzung der Obergrenze der dynamischen Grenzschicht mit einer verbesserten, bestandesabhängigen Parametrisierung prinzipiell möglich ist. Dies bedarf aber einer genaueren Untersuchung und kann als Aufgabe für weiterführende Projekte angesehen werden.

Die endgültige Festlegung des Referenzniveaus erfolgte daher über eine bestmögliche Anpassung an die Höhe in der Praxis genutzter Niveaus zur Erfassung turbulenter Größen. Der Höhenverlauf des  $\Omega$ -Faktors über Wiese zeigt eine Annäherung an einen Grenzwert ab einer Höhe von etwa 2 m. Diese fällt mit dem allgemeinen Messniveau über Wiese zusammen. Die Unterschiede der Entkopplungsfaktoren zwischen dem 1. Modellniveau innerhalb der Konstantstromschicht und dem darüberliegenden Messniveau der Ankerstation Tharandter Wald über Fichte (42 m) sind kleiner als 5 % und können damit vernachlässigt werden. Im Ergebnis erfolgte eine Verschiebung der modellinternen Referenzhöhen auf etwa 2 m über Grund für Wiese und ca. 44 m über Grund für Fichte.

Über die höhenabhängige Ausbildung des  $\Omega$ -Faktors konnten sehr gut die qualitativen und quantitativen Unterschiede im Kopplungsverhalten zwischen hohen Vegetationsformen mit rauer Oberfläche und niedrigen, glatten Beständen herausgearbeitet werden. So können Wiese und Fichtenbestand anhand der Größenordnung der nach MONTEITH und UNSWORTH (1990) berechneten  $\Omega$ -Faktoren eindeutig in besser gekoppelte (kleine  $\Omega$ -Werte) und schlechter gekoppelte (hohe  $\Omega$ -Werte) Bestände unterteilt werden. Das Verdunstungsverhalten der

schlechter gekoppelten Wiesenflächen wird in der Hauptsache durch Oberflächenprozesse gesteuert. Die relativ geringen Entkopplungswerte der Fichte dagegen weisen auf eine gute atmosphärische Kopplung des Bestandes hin. Nach MARTIN (1989) und DAUDET et al. (1999) wird die Verdunstung dieser Bestände hauptsächlich durch den Bestandeswiderstand und das Sättigungsdefizit zwischen Vegetationsoberfläche und Atmosphäre kontrolliert. Die dabei auftretenden Formen der Oberflächenrückkopplung bei Wiese und Grenzschichrückkopplung bei Fichte (JACOBS und DEBRUIN, 1992) lassen sich zudem sehr deutlich am höhenabhängigen Verlauf des  $\Omega$ -Faktors nachvollziehen.

Die Sensitivitätstests zum Einfluss vegetationspezifischer Größen (Bestandeshöhe, Blattflächenindex, Kronenschlussgrad) und bestimmter Parametereinstellungen des Modells HIRVAC (Obere Randbedingungen, Schließungsansätze) zeigen für den Entkopplungsfaktor klare, prinzipiell richtige Ergebnisse, so dass eine Parametrisierung der Abhängigkeiten vorgenommen werden konnte. Die Ergebnisse zu den Evapotranspirationswerten, insbesondere in Abhängigkeit vom  $LAI$ , weichen allerdings von den Erwartungen ab. Es wird deutlich, dass das Verdunstungsverhalten überprüft werden muss. So steigt der Einfluss der Bodenverdunstung aufgrund einer Auflichtung des Kronenraumes, die durch eine Verringerung des Blattflächenindexes sowie des Kronenschlussgrades erzeugt wurde, im Verhältnis überproportional an. Daraus resultieren zwangsläufig höhere Beträge in der Gesamtverdunstung des Bestandes. Die Größenordnung der Verdunstungswerte für Bestände mit dichtem Kronenschluss und Blattflächenindizes von  $3 \leq LAI \leq 7$  decken sich im allgemeinen mit Messwerten (vgl. Abschnitt 6.3.2). Der Fehlereinfluss auf die Verdunstungsberechnung mit dieser Parametereinstellung sollte daher nur gering sein.

Die Kopplung des Modells HIRVAC mit einem GIS (ArcView) liefert eine gute Basis für die Regionalisierung von Klimagrößen sowie die Untersuchung des Kopplungsverhaltens von Gebieten auf lokaler Ebene. Insbesondere in der Modellierung der kurzwelligen Einstrahlung, die den Antrieb für die Energieumsätze an der Landoberfläche und in der Atmosphäre leistet, können mit Hilfe der digitalen Geländedaten die Wechselwirkungen im kleinräumigen, komplexen Gelände erfasst werden. Durch die Kenntnis umliegender Geländeformationen können geländebedingte Abschattungen der direkten Einstrahlung (VDI RICHTLINIEN 3789, 1994) sowie Modifikationen der diffusen und reflektierten Strahlungsanteile (DOZIER und FREW, 1990) im Modell besser nachgebildet werden.

Durch den Vergleich von modellierter und im Gebiet gemessener Globalstrahlung lässt sich für jeden Modellzeitschritt bzw. für jeden Strahlungsmesswert eine Information über den Wolkenbedeckungsgrad, für welchen objektive "Messwerte" in dieser hohen zeitlichen Auflösung kaum vorliegen, abschätzen. Mit dieser Zusatzinformation ist es möglich, zu jedem Zeitschritt und für jeden Geländepunkt einen mit der ebenfalls simulierten Globalstrahlung normierten Wert für die kurzweilige Einstrahlung zu berechnen, der neben der Geländeinformation und dem Wolkenbedeckungsgrad die Wechselwirkungen zwischen beiden Größen und der kurzweiligen Einstrahlung enthält. Anhand dieses Strahlungsfaktors ist eine anschließende Übertragung der Globalstrahlungsmesswerte einer Klimastation in das gesamte Gebiet durchführbar. Die so ermittelten indirekten "Messwerte" können als Eingangsgrößen in die weiteren Modellsimulationen im HIRGIS mit einfließen, um die bessere Anpassung der Rahmenbedingungen des Modells an die natürlichen Gegebenheiten eines Gebietes zu sichern. Außerdem steht mit diesen zeitlich und räumlich hochaufgelösten Strahlungswerten eine Datenbasis regionaler Klimagrößen für weitere Anwendungen (z.B. in der Bauökologie, siehe Anhang) zur Verfügung.

Die Simulation mit HIRGIS liefert für jedes Flächenelement Ergebniswerte zu den Klimagrößen und turbulenten Stoff- und Energieflüssen, in denen die Rückkopplungseffekte zwischen Landoberfläche und Atmosphäre vollständig und in aktueller Form enthalten sind. Diese Art der Regionalisierung hat gegenüber statistischen Übertragungsmethoden außerdem den entscheidenden Vorteil, dass der Informationsverlust durch Generalisierungseffekte, wie sie z.B. bei der Interpolation auftreten, vermieden werden kann.

Die Bestimmung von Strahlungsbilanzgrößen in anderen Modellen wird oft unter Verwendung von Temperaturmesswerten der entsprechenden Geländeabschnitte (NIE et al., 1992, OLIPHANT et al., 2003), die den Einfluss der Landoberfläche widerspiegeln bzw. durch deren Modellierung über ein SVAT-Modell (MILLER, 1995) realisiert. Das Modell HIRGIS ist dagegen in der Lage, messwertunabhängige Ergebnisse zu allen Strahlungsbilanzgrößen zu liefern. Damit ist der Einsatz von HIRGIS in Gebieten mit unterschiedlichem Charakter prinzipiell einfacher möglich.

Die Anwendung von HIRGIS im EG Sperrgraben erfolgte mit dem Ziel, den Einfluss der Rückkopplung zwischen Landoberfläche und Atmosphäre auf die Verdunstung als Wasserhaushaltsgröße abzuschätzen. Dazu war die Parametrisierung des Modells auf den Hochgebirgsstandort anzupassen, wofür im Gebiet erhobene Daten zu den klimatologischen

Bedingungen und Bestandesparametern für die Vegetationsarten Fichte und Buche sowie digitale Gelände- und Landnutzungsinformationen zur Verfügung standen. Die im HIRGIS simulierten exemplarischen Werte zu den Strahlungsbilanzgrößen liefern im allgemeinen plausible Ergebnisse. Die Validierung der berechneten Evapotranspirationswerte für einen Fichten- sowie einen Buchen-/Fichten-Mischbestand mit aus Saftflussmessungen bestimmten Transpirationswerten zeigt für den Untersuchungszeitraum eine sehr gute Übereinstimmung. Die Ergebnisse decken sich auch mit Verdunstungswerten aus der Literatur (vgl. Abschnitt 6.3.2). Die im HIRGIS mögliche Darstellung der Ergebniswerte in Form einer Karte hat zudem den Vorteil, dass Modellierungsfehler schon durch optische Analyse lokalisiert werden können. So konnten z.B. in der Strahlungsbilanzkarte Probleme bei der Parametrisierung der Landnutzungsart Buche sowie bei der Feuchtemodellierung aufgedeckt werden, die einer weiteren Untersuchung unterzogen werden müssen.

Die exemplarischen Ergebnisse zu den  $\Omega$ -Faktoren liefern gute Ergebnisse für Wiese und Fichte. Die zu hohen Werte für Buche reflektieren die unzureichende Adaption der Parametrisierung dieser Vegetationsart an den Standort. Der Kopplungsgrad der Fichte ist nicht sehr hoch. Die Größenordnung der  $\Omega$ -Werte deutet aber trotzdem auf eine allgemein gute Kopplung des Bestandes mit der Atmosphäre hin. Allerdings kann der erwartete Effekt der Grenzschicht-rückkopplung aus den im Untersuchungszeitraum gewonnenen Daten nicht nachgewiesen werden. Aus den Ergebnissen lässt sich keine konkrete Beziehung zwischen dem  $\Omega$ -Faktor und der Verdunstung erkennen. Es zeigt sich im Gegenteil eine eindeutige Abhängigkeit der Verdunstung von der Einstrahlung. Auch eine verstärkte Datenfilterung nach Tagen mit geringerer Globalstrahlung bestätigt diese Ergebnisse. Das heißt, dass als Ursache für die Gebietsverdunstung im untersuchten Zeitraum die Einstrahlung zu sehen ist und eine Wechselwirkung zwischen Landoberfläche und Atmosphäre in Form der Oberflächenrückkopplung besteht. Dieses Verhalten kann auf unterschiedliche Ursachen zurückzuführen sein. So waren die atmosphärischen Bedingungen im Untersuchungszeitraum hauptsächlich durch hohe Einstrahlungswerte und eine geringe Turbulenzcharakteristik geprägt. Die im Untersuchungszeitraum gefallenen Niederschläge führten zu einer wiederholten Auffeuchtung des Bestandes sowie des Bodens, so dass von einer überwiegend ausreichenden Wasserverfügbarkeit in diesem Zeitraum ausgegangen werden kann. Aufgrund dieser Tatsachen und den vorherrschenden gemäßigten Lufttemperaturen konnte sich in diesem Zeitraum kein ausgeprägtes atmosphärisches Sättigungsdefizit herausbilden. Auf diesen geringen Verdunstungsanspruch der Atmosphäre ist



eine Reaktion des Bestandes in Form einer Grenzschichtrückkopplung generell nicht zu erwarten.

Hinzuweisen ist in diesem Zusammenhang auch auf Modelleinschränkungen, deren möglicher Einfluss auf die Ergebnisse nicht auszuschließen ist. So ist die Modellphysik von HIRVAC bzw. HIRGIS ausgelegt auf die Modellierung des turbulenten Austausches über homogenen Oberflächen. Diese sind jedoch im komplexen Gelände in dieser Form nicht vorhanden. Außerdem erfolgt die Berücksichtigung der advektiven Rückkopplung nur über einfache Terme in den Modellgleichungen.

Offengeblieben ist dadurch die Frage, ob die Landoberflächenrückkopplung mit der Atmosphäre einen entscheidenden Einfluss auf den Wasserhaushalt eines typisch mitteleuropäischen Einzugsgebietes besitzt. Mit den in der Arbeit geschaffenen Werkzeugen und Ergebnissen konnte auf jeden Fall ein wichtiger Beitrag zur Analyse dieser Problemstellung geleistet werden. Ob die Quantifizierung des Rückkopplungseinflusses auf die Verdunstung im EG Sperrgraben nur den ungünstigen Umständen der Untersuchungsperiode zuzurechnen ist, kann nicht definitiv ausgeschlossen werden. Weiterführende Untersuchungen zu diesem Thema sollten auf längere Zeiträume ausgedehnt werden. Bei der Auswahl der Testgebiete sollte auf Regionen mit ausgeprägten Schwankungen in der Wasserverfügbarkeit sowie im atmosphärischen Verdunstungsanspruch zurückgegriffen werden, da nur unter solchen Bedingungen grenzschichtrückkoppelnde Verdunstungsreaktionen des Bestandes erwartet und nachgewiesen werden können.

Die in der Arbeit aufgetretenen Probleme in der Feuchtemodellierung im HIRVAC bzw. HIRGIS konnten teilweise behoben werden. Außerdem erfolgte eine Weiterentwicklung und Verbesserung der Verdunstungsmodellierung. Dazu wurden der Mehrschicht-Bodenwasser-Ansatz aus dem Wasserhaushaltsmodell BROOK90 sowie ein zusätzlicher Interzeptionsansatz (HBVEVATH) integriert, die eine Berücksichtigung von Niederschlag und der damit verbundenen Bestandesinterzeption ermöglichen. Erste Ergebnisse zu dieser erweiterten Modellierung sind in BAUMS et al. (2005) zu finden. Das Ziel weiterführender Arbeiten sollte sich insbesondere auf eine verbesserte Modellierung der Rückkopplung zwischen Bodenwasserhaushalt und Transpirationsverhalten der Vegetation richten. Auch die Untersuchung und verbesserte Beschreibung advektiver Einflüsse und deren Auswirkung auf den turbulenten Stoff- und Energietransport wäre ein wichtiger Schritt in der Weiterentwicklung von HIRVAC.



---

**Literaturverzeichnis**

- ÀCS, F., 1994: A coupled soil-vegetation scheme: Description, parameters, validation, and sensitivity studies. *J. Appl. Meteorol.* **33**, 268-284.
- ALBERT, H.-F., BERNHARDT, K., MIX, W., 1988: Ergebnisse und erfahrungen bei der halbempirischen Modellierung der Vertikalprofile von Wind und Turbulenzkoeffizient in der planetaren Grenzschicht. In: Grenzschichtmodellierung und Klimaforschung. *Abh. des Meteorol. Dienstes der DDR*, Nr. **140**, Akademie-Verlag-Berlin, 7-19.
- BALDOCCHI, D.D., 1988: A multi layer model for estimating sulphur dioxide deposition to a deciduous oak forest canopy. *Atmos. Environ.* **21**, 91-101.
- BAUMS, A.B., GOLDBERG, V., BERNHOFER, CH., 2005: Upgrading the coupled vegetation boundary layer model HIRVAC by new soil water and interception modules. *Meteorol. Zeitschrift* **14** (2, 1-3), in print.
- BERGER, F.H., 2001: Die Bestimmung des Energiehaushaltes am Erdboden mit Hilfe von Satellitendaten. *Tharandter Klimaprotokolle* **5**, Technische Univ. Dresden, 206 S.
- BERNHOFER, CH., GOLDBERG, V., TENHUNEN, J. D., FALGE, E., 1997: Modellierung der atmosphärischen Rückkoppelung von Vegetation als Beitrag zur Wasserhaushaltsmodellierung auf Bestandesebene. In: G.H. Schmitz (Hrsg.): Modellierung in der Hydrologie. Symposium aus Anlaß des 30-jährigen Bestehens der Dresdner Schule der Hydrologie 22.-24.9.97, Technische Univ. Dresden, 119-130.
- BERNHOFER, CH., 1999: Meteorologische Aspekte des Wasser- und Kohlenstoffhaushaltes auf Landschaftsebene. 4. Fachtagung BIOMET, 19./20.4.99 in München, *Annalen der Meteorologie* (Sonderheft).
- BERNHOFER, CH., GOLDBERG, V., 2003: Meteorologische Aspekte des Hochwassers 2002. *AFZ/Der Wald* **58** (5), 220-222.
- BLANKEN, P.D., 2003: Canopy Processes. In Holton, J.R., Curry, J.A., Pyle, J.A. (eds.): Encyclopedia of Atmospheric Sciences, *Academic Press*, Amsterdam, 1121-1130.
- BRUTSAERT, 1982: Evaporation into the Atmosphere. Theory, History, and Applications. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 299 p.
- BURROUGH, P.A., VAN RIJN, R., RIKKEN, M., 1996: Spatial data quality and error analysis issues: GIS functions and environmental modelling. In: Goodchild, L.T., Steyaert, L.T., Parks, B.O. (Hrsg.). GIS and environmental modelling: Progress and research issues. *GIS World Books*, 29-34.
- CHEHBOUNI, A., WATTS, C., KERR, Y.H., DEDIEU, G., RODRIGUEZ, J-C., SANTIAGO, F., CAYROL, P., BOULET, G., GOODRICH, D.C., 2000: Methods to aggregate turbulent fluxes over heterogeneous surfaces: application to SALSA data set in Mexico. *Agric. and Forest Met.* **105**, 133-144.
- CLAUSSEN, M., KLAASSEN, W., 1992: On regional surface fluxes over partly forested areas. *Beitr. Phys. Atmosph.* **65**, 243-248.

- COOPS, N.C., WARING, R.H., MONCRIEFF, J.B., 2000: Estimation mean monthly incident solar radiation on horizontal and inclined slopes from mean monthly temperature extremes. *Int. J. Biometeorol.* **44**, 203-211.
- COX, P., BETTS, R., BUNTON, C., ESSERY, R., ROWNTREE, P., SMITH, J., 1999: The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. *Clim. Dyn.* **15**, 183-203.
- DAUDET, F.A., LE ROUX, X., SINOQUET, H., ADAM, B., 1999: Wind speed and leaf boundary layer conductance variation within tree crown. Consequences on leaf-to-atmosphere coupling and tree functions. *Agric. and Forest Met.* **97**, 171-185.
- DEARDORFF, J.W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.* **83**, 1889-1903.
- DELLWIK, E., 2003: Surface layer characteristics and SVAT modelling of a fetch-limited forest. PhD thesis, Risoe National Laboratory, Roskilde, Denmark.
- DFG, 2000: Zwischenbericht zum DFG-Forschungsprojekt "Analyse und Simulation der Rolle der atmosphärischen Rückkoppelung von Landoberflächen für den Wasserhaushalt auf Landschaftsebene anhand des Ammergebietes", Förderkennzeichen BE 1721/2-1.
- DICKINSON, R.E., HENDERSON-SELLERS, A., KENNEDY, P.J., WILSON, M.F., 1986: Biosphere-atmosphere transfer scheme for the NCAR community climate model. *NCAR Technical Note*, NCAR/TN-275+STR, 69 pp.
- DLUGI, R., MASCART, P., 1990: Physical, Chemical and Biological Processes in the Atmospheric Boundary Layer. Report of Workshop held during the EUROPEAN GEOPHYSICAL SOCIETY XV General Assembly Copenhagen, 37 p.
- DOMS, G., SCHÄTTLER, U., SCHULZ, J.-P., 2003: Kurze Beschreibung des Lokal-Modells LM und seiner Datenbanken auf dem Datenserver (DAS) des DWD. *Deutscher Wetterdienst*, 61 S.
- DOZIER, J., FREW, J., 1990: Rapid calculation of terrain parameters for radiation modeling from digital elevation data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **28**, 963-969.
- DUBAYAH, R., RICH, P.M., 1995: Topographic solar radiation models for GIS. *International Journal of Geographical Information Systems* **9** (4), 405-419.
- DYCK, S., PESCHKE, G., 1995: Grundlagen der Hydrologie. *Verl. für Bauwesen*, Berlin, 536 S.
- EYMARD, L., TACONET, O., 1995: The methods interferring surface fluxes from satellite data, and their use for atmosphere model validation. *Int. J. remote sensing* **16**, 1907-19030.
- FALGE, E., GRABER, W., SIEGWOLF, R., TENHUNEN, J.D., 1996: A model of the gas exchange response of *Picea abies* to habitat conditions. *Trees* **10**, 277-287.
- FALGE, E., RYEL, R.J., ALSHEIMER, M., TENHUNEN, J.D., 1997: Effects of stand structure and physiology on forest gas exchange: A simulation study for Norway spruce. *Trees* **11**, 436-448
- FALGE, E., S RETH, N. BRÜGGEMANN, K. BUTTERBACH-BAHL, V. GOLDBERG, A. OLTCHEV, S. SCHAAF, G. SPINDLER, B. STILLER, R. QUECK, B. KÖSTNER, CH. BERNHOFER, 2005:

- Comparison of surface energy exchange models in VERTIKO. *Ecological Modeling*. In print.
- FLATO, G.M., BOER, G.J., LEE, W.G., MCFARLANE, N.A., RAMSDEN, D., READER, M.C., WEAVER, A.J., 2000: The Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis Global Coupled Model and its Climate. *Climate Dynamics*, **16**, 451-467.
- FU, H., TAJCHMANN, S.J., KOCHENDERFER, J.N., 1995: Topography and radiation exchange of a mountainous watershed. *J. Appl. Meteorol.* **34**, 890-901.
- GOLDBERG, V., 1997: Regionalisierung meteorologischer Größen im Osterzgebirge. *Wetter und Leben* **49** (4), 153-167.
- GOLDBERG, V., 1999: Zur Regionalisierung des Klimas in den Hochlagen des Osterzgebirges unter Berücksichtigung des Einflusses von Wäldern. *Tharandter Klimaprotokolle* **2**, Technische Univ. Dresden, 193 S.
- GOLDBERG, V., BERNHOFER, CH., 2001: Quantifying the coupling degree between land surface and the atmospheric boundary layer with the coupled vegetation-atmosphere model HIRVAC. *Annales Geophysicae* **19**, 581-587.
- GOLDBERG, V., 2002: Verlauf der Hochwasserkatastrophe vom 12.-14. August in Tharandt. *DMG-Mitteilungen* **3/2002**, 3-4.
- GOLDBERG, V., HÄNTZSCHEL, J., 2002: Application of a radiation model for small-scale complex terrain in a GIS environment, *Meteorol. Zeitschrift* **11** (2), 119-128.
- GORDON, C., COOPER, C., SENIOR, C.A., BANKS, H., GREGORY, J.M., JOHNS, T.C., MITCHELL, J.F.B., WOOD, R.A., 2000: The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics* **16**, 147-168.
- GROß, G., 1988: A numerical estimation of the deforestation effects on local climate in the area of the Frankfurt International Airport. *Beitr. Phys. Atmos.* **61**, 219-231.
- GROß, G., 1993: Numerical simulation of canopy flows. Springer Verlag, Berlin, 167 p.
- GRÜNWARD, T., 2003: Langfristige Beobachtung von Kohlendioxidflüssen mittels Eddy-Kovarianz-Technik über einem Altlichtenbestand im Tharandter Wald. *Tharandter Klimaprotokolle* **7**, Technische Univ. Dresden, 148 S.
- HÄNTZSCHEL, J., GOLDBERG, V., BERNHOFER, CH., 2003: Analyse und Simulation der Rolle der atmosphärischen Rückkopplung von Landoberflächen für den Wasserhaushalt auf Landschaftsebene anhand des Ammergebietes, Abschlussbericht zum DFG-Projekt, Geschäftszeichen BE 1721/2-1-4.
- HÄNTZSCHEL, J., GOLDBERG, V., BERNHOFER, CH., 2004: Atmosphärisches Strahlungsangebot im komplexen Gelände als Planungsvoraussetzung für ökologisches Bauen. Bauökologie - Wissenschaft nachhaltigen Bauens. In: *Wiss. Z. TU Dresden* **53** (1-2), 145-150.
- HÄNTZSCHEL, J., GOLDBERG, V., BERNHOFER, CH., 2005: GIS based regionalisation of radiation, temperature and coupling measures in complex terrain for low mountain ranges, *Meteorological Applications* **148**, 12 (1).

- HASAGER, C.B., JENSEN, N.O., OLIOSO, A., 2002: Land cover, surface temperature and leaf area index maps from satellites used for the aggregation of momentum and temperature roughnesses. In: Proceedings. 1. International symposium on recent advances in quantitative remote sensing. Torrent (ES), 16-20 Sep 2002, *Publicacions de la Universitat de Valencia*, Valencia, 466-473.
- HENDERSON-SELLERS, A., MCGUFFI, K., GROSS, C., 1995: Sensitivity of regional transpiration to landsurface characteristics: Significance of feedback. *J. Climate* **5** (7), 683-698.
- HOFF, H., TENHUNEN, J. D., 1998: Biospheric aspects of the hydrological cycle (BAHC). In: Ehlers, E. and T. Krafft (Ed.): German Global Change Research. Nat. Committee on Global Change Res., Bonn, 40-42.
- HUTJES, R.W.A., KABAT, P., RUNNING, S.W., SHUTTLEWORTH, W.J., FIELD, C., BASS, B., DA SILVA DIAS, M.A.F., AVISSAR, R., BECKER, A., CLAUSSEN, M., DOLMAN, A.J., FEDDES, R.A., FOSBERG, M., FUKUSHIMA, Y., GASH, J.H.C., GUENNI, L., HOFF, H., JARVIS, P.G., KAYANE, I., KRENKE, A.N., CHANGMING LIU, MEYBECK, M., NOBRE, C.A., OYEBANDE, L., PITMAN, A., PIELKE SR., R.A., RAUPACH, M., SAUGIER, B., SCHULZE, E.D., SELLERS, P.J., TENHUNEN, J.D., VALENTINI, R., VICTORIA, R.L., VÖRÖSMARTY, C.J., 1998: Biospheric Aspects of the Hydrological Cycle. *Journal of Hydrology* **212-213**, 1-21.
- HUWE, B., ENGELHARDT, S., 2003: Modellierung der Wasser-, Wärme- und Stickstoffdynamik von Böden in Landschaften: Analyse zu Komplexität, Dimensionalität und Parameterqualität. Abschlussbericht an die DFG, Geschäftszeichen HU 636/6-3.
- INCLÁN, M.G., FORKEL, R., DLUGI, R., STULL, R.B., 1996: Application of transient turbulent theory to study interactions between the atmospheric boundary layer and forest canopies. *Boundary-Layer Meteorology* **79** (4), 315-344.
- JACOBS, C.M.J., DEBRUIN, H.A.R., 1992: The sensitivity of regional transpiration to land-surface characteristics: significance of feedback. *J. Climate* **5** (7), 683-698.
- JACOBS, C.M.J., DEBRUIN, H.A.R., 1997: Predicting Regional Transpiration at Elevated Atmospheric CO<sub>2</sub>: Influence of PBL-Vegetation Interaction. *J. Appl. Meteorol.* **36**, 1663-1675.
- JACOBS, J.M., WANG, M.H., 2003: Atmospheric momentum roughness applied to stage-discharge relationships in flood plains. *Journal of Hydrologic Engineering* **8** (2), 99-104.
- JARVIS, P. G., MCNAUGHTON, K. G., 1986: Stomatal control of transpiration: scaling up from leaf to region. *Advances in Ecological Research* **15**, 1-45.
- JUNGHANS, H., 1963: Zur Besonnung von Hanglagen. *Wiss. Z. d. Techn. Univ. Dresden* **12**, 1969-1974.
- JUNGHANS, H., 1965: Der Geometriefaktor der Sonnenstrahlung. *Wiss. Z. d. Techn. Univ. Dresden* **14**, 1051-1056.
- KABAT, P. (ED.), 1999: The role of biospheric feedbacks in the hydrological cycle. The IGBP-BAHC Special Issue. *Global Change Newsletter* **39**, 31 p.
- KATUL, G., ALBERTSON, J., HSIEH, C., CONKLIN, P., SIGMON, J., PARLANGE, M., KNOERR, K., 1996: The "Inactive" Eddy Motion and the Large-Scale Turbulent Pressure Fluctuations in the Dynamic Sublayer. *Journal of the Atmospheric Sciences* **53** (17), 2512-2524.

- KATUL, G., HSIEH, C., BOWLING, D., CLARK, K., SHURPALI, N., TURNIPSEED, A., ALBERTSON, J., TU, K., HOLLINGER, D., EVANS, B., OFFERLE, B., ANDERSON, D., ELLSWORTH, D., VOGEL, CH., OREN, R., 1999: Spatial variability of turbulent fluxes in the roughness sublayer of an even-aged pine forest. *Boundary-Layer Meteorology* **93** (1), 1-28.
- KONDO, J., WATANABE, T., 1992: Studies on the bulk transfer coefficients over a vegetated surface with a multilayer energy budget model. *J. Atmos. Sci.* **49**, 2183-2199.
- KONDRATYEV, K., YA., 1977: Radiation regime of inclined surfaces. *WMO Techn. Note* **152**, 82 S.
- KÖSTNER, B., 2001: Evaporation and transpiration from forests in Central Europe – relevance of patch-level studies for spatial scaling. *Meteorol. Atmos. Phys.* **76**, 69-82.
- KUMAR, L., SKIDMORE, A.K., KNOWLES, E., 1997: Modelling topographic variation in solar radiation in a GIS environment. *Int. of Geogr. Inform. Science* **11**, 475-497.
- LAI, C.-T., KATUL, G., ELLSWORTH, D., OREN, R., 2000: Modelling Vegetation-Atmosphere CO<sub>2</sub> Exchange by a Coupled Eulerian-Lagrangian Approach. *Boundary-Layer Meteorol.* **95**, 91-122.
- LANDESVERMESSUNGSAMT SACHSEN, 1996: Verzeichnis der Karten und digitalen Daten. *Landesvermessungsamt Sachsen*, Dresden, 31 S.
- LANGE, H.-J., 2002: Die Physik des Wetters und des Klimas. Ein Grundkurs zur Theorie des Systems Atmosphäre, Dietrich Reimer Verlag, Berlin, 625 S.
- LEE, X., 1998: On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. *Agr. Forest Meteorol.* **91**, 39-49.
- LEE, T.J., PIELKE, R.A., KITTEL, T.G.F., WEAVER, J.F., 1993: Atmospheric Modeling and Its Spatial Representation of Land Surface Characteristics. In: Goodchild, M.F. (Ed.): Environmental modeling with GIS. *Oxford University Press*, New York, 488 p.
- LEFEBRE, F., GALLE, H., VAN YPERSELE, J.-P., GREUEL, W., 2003: Modeling of snow and ice melt at ETH Camp (West Greenland): A study of surface albedo. *Journal of Geophysical Research* **108** (D8), 4231.
- LI, Z.J., MILLER, D.R., LIN, J.D., 1985: A first-order closure scheme to describe counter gradient momentum transport in plant canopy. *Boundary-Layer Meteorol.* **33**, 77-80.
- LUDWIG, R., 2000: Die flächenhafte Modellierung von Wasserhaushalt und Abflußbildung im Einzugsgebiet der Ammer, *Münchener Geographische Abhandlungen*, Reihe B, Band **B 32**, Institut für Geographie der Universität München, Geobuch-Verlag München.
- MAGNANI, F., LEONARDI, S., TOGNETTI, R., GRACE, J., BORGHETTI, M., 1998: Modelling the surface conductance of a broad-leaf canopy: effects of partial decoupling from the atmosphere. *Plan, Cell & Environment* **21** (8), 867ff.
- MAHRT, L., 1998: Flux sampling errors for aircraft and towers. *J. Ocean Atmos.* **15**, 416-429.
- MARTIN, P., 1989: The significance of radiative coupling between vegetation and the atmosphere. *Agric. and Forest Met.* **49**, 45-53.

- MASON, P.J., THOMSON, D.J., 2003: Boundary Layers. Overview. In: Holton, J.R., Curry, J.A., Pyle, J.A. (Ed.): Encyclopedia of Atmospheric Sciences. *Academic Press*, Amsterdam, 221-228.
- MENZEL, L., 1997: Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. Dissertationsschrift, *Zürcher Geographische Schriften* **67**, Geographisches Institut ETH Zürich, 128 S.
- MEYERS KLEINES LEXIKON, 1987: Meteorologie, *Meyers Lexikonverlag*, Mannheim.
- MIHAILOVIC, D., KALLOS, G., 1997: A sensitivity study of a coupled soil-vegetation boundary layer scheme for use in mesoscale Modeling. *Boundary-Layer Meteorol.* **82**, 283-315.
- MIHAILOVIC, D.T., LEE, T.J., PIELKE, R.A., LALIC, B., ARSENIC, I.D., RAJKOVIC, B., VIDALE, P.L., 2000: Comparison of different boundary layer surface schemes using single point micrometeorological field data. *Theoret. Appl. Climatol.* **67**, 135-151.
- MILLER, N.L., 1995: Sensitivity of surface heat and moisture fluxes due to topographic slope and azimuth. *J. Geophys. Res.* **100** (D9), 18669-18685.
- MIX, W., 1991: Grenzschichtmodelle für die Umweltüberwachung. *Meteorol. Rdsch.* **44**, 43-55.
- MIX, W., GOLDBERG, V., BERNHARDT, K.-H., 1994: Numerical experiments with different approaches for boundary layer modeling under large-area forest canopy conditions. *Meteorol. Zeitschrift* **3**, 187-192.
- MÖLDER, M., GRELE, A., LINDROTH, A. HALLDIN, S., 1999: Flux-Profile relationships over a boreal forest - roughness sublayer corrections. *Agricultural and Forest Meteorology* **98-99**, 645-658.
- MONIN, A.S., JAGLOM, A.M., 1965: Statistical Hydromechanics. V.1. Nauka, Moscow.
- MONTEITH, J.L., UNSWORTH, M., 1990: Principles of environmental physics. Routledge, New York, 291 S.
- MORÉN, A-S., LINDROTH, A. FLOWER-ELLIS, J. CIENCIALA, E., MÖLDER, M., 2000: Branch transpiration of pine and spruce scaled to tree and canopy using needle biomass distributions. *Trees* **14**, 384-397.
- MÜLLER-WESTERMEIER, G., 1990: Klimadaten der Bundesrepublik Deutschland, Zeitraum 1951-1980, (Temperatur, Luftfeuchte, Niederschlag, Sonnenschein, Bewölkung), *Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes*, Offenbach am Main, S. A147.
- NEBE, W., 1982: Natürliche Grundlagen des Waldwachstums und der Waldentwicklung, Der Tharandter Wald, Beschreibung des Naturlehrpfades Tharandt, *Beiträge zur Heimatgeschichte* **7**, Gemeindeverband Tharandt, Kulturbund der DDR, Ortsgruppe Tharandt.
- NIE, D., DEMETRIADES-SHAH, T., KANEMASU, E.T., 1992: Surface energy fluxes on four slope sites during FIFE 1988. *J. Geophys. Res.* **97**, 641-649.
- NOILHAN, J., MAHFOUF, J.-F., 1996: The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change* **13**, 145-159.
- OKE, T.R., 1987: Boundary Layer Climates, 2nd Edition, Methuen, London.



- OLIPHANT, A.J., SPRONKEN-SMITH, R.A., STURMAN, A.P., OWENS, I.F., 2003: Spatial Variability of Surface Radiation Fluxes in Mountainous Terrain. *J. Appl. Meteor.* **42**, 113-128.
- PANIN, G.N., TETZLAFF, G., RAABE, A., 1998: Inhomogeneity of the land surface and parameterization problems of surface fluxes in natural conditions. *Theoret. Appl. Climat.* **60**, 163-178.
- PATTON, E.G., SHAW, R.H., JUDD, M.J., RAUPACH, M.R., 1998: Large-Eddy Simulation of Windbreak Flow. *Boundary-Layer Meteorol.* **87**, 275-306.
- PATZNER, K., 2004: Die Transpiration von Waldbäumen als Grundlage der Validierung und Modellierung der Bestandestranspiration in einem Wassereinzugsgebiet des Flusses Ammer, Dissertationsschrift, Technische Universität München.
- PICHLER, H., 1997: Dynamik der Atmosphäre. Spektrum Akademischer Verlag GmbH, Heidelberg, 572 S.
- PIELKE, R.A., 2002: Mesoscale Meteorological Modelling, Academic Press, San Diego.
- PIELKE, R.A., MARLAND, G., BETTS, R.A., CHASE, T.N., EASTMAN, J.L., NILES, J.O., NIYOGI, D.D.S., RUNNING, S.W., 2002: The influence of land-use change and landscape dynamics on the climate system: relevance to climate-change policy beyond the radiative effect of greenhouse gases. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* **360**, 1705-1719.
- PODLASY, C., BERGER, F.H., 2002: Insolation estimates for the LITFASS area derived from high resolution satellite data. *Theor. Appl. Climat.* **73**, 19-34.
- PRECHTL, N., 1996: Flächennutzungskartierung mit Satellitendaten, *Wissenschaftliche Zeitung der TU Dresden* **45**, 62-66.
- PROCLIM, 2002: Dritter Wissensstandsbericht des IPCC (TAR). Klimaänderung 2001: Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger, Bern.
- QUECK, R., 2004: Fraktionierung und zeitliche Differenzierung von Depositionsraten in Waldbestände. *Tharandter Klimaprotokolle* **11**, Technische Univ. Dresden, 243 S.
- RAASCH, S., SCHRÖTER, M., 2001: A Large-Eddy Simulation Model performing on Massively Parallel Computers. *Z. Meteorol.* **10**, 363-372.
- RANDALL, D.A., DAZLICH, D.A., ZHANG, C., DENNING, A.S., SELLERS, P.J., TUCKER, C.J., BOUNOUA, L., BERRY, J.A., COLLATZ, G.J., FIELD, C.B., LOS, S.O., JUSTICE, CH.O., FUNG, I., 1996: A revised land surface parametrization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part III: The greening of the Colorado State University General Circulation Model. *Journal of Climate* **9** (4), 738-763.
- RAUPACH, M.R., FINNIGAN, J.J., BRUNET, Y., 1996: Coherent Eddies and Turbulence in Vegetation Canopies: The Mixing-Layer Analogy. *Boundary-Layer Meteorology Vol.* **78**, 351-382.
- RIEGER, W., 1992: Hydrologische Anwendungen des digitalen Geländemodells. *Geowissenschaftliche Mitteilungen* **39**, Technische Universität Wien, Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung.

- ROECKNER E., BENGTTSSON, L., FEICHTER, J., LELIEVELD J. AND RODHE, H., 1999: Transient climate change simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM including the tropospheric sulfur cycle. *J. Climate* **12**, 3004-3032.
- SCHAAB, G., LENZ, R., 1998: Modellierung der Sonneneinstrahlung in einem GIS: das "Solar Radiation Model" (SORAM), *GIS* **4**, 8-14.
- SCHÄDLICH, S., 1998: Regionalisierung von aktueller Verdunstung mit Flächenparametern aus Fernerkundungsdaten. *Münchener Geographische Abhandlungen*, Reihe B, Band **B 27**, Institut für Geographie der Universität München, Geobuch-Verlag München.
- SHAW, R., SCHUMANN, U., 1992: Large Eddy Simulation of turbulent flow above and within a forest. *Boundary Layer Meteorol.* **61**, 47-64.
- SCHLÜNZEN, K.H., 1994: Mesoscale Modelling in Complex Terrain - An Overview on the German Nonhydrostatic Models. *Beitr. Phys. Atmosph.* **67**, 243-253.
- SCHMETZ, J., 1989: Towards a surface radiation climatology: Retrieval of downward irradiances from satellite. *Atmospheric Research* **23**, 287-321.
- SEINFELD, J.H., PANDIS, S.N., 1998: Atmospheric Chemistry and Physics - From Air Pollution to Climate Change, John Wiley & Sons, Inc., USA.
- SELLERS, P.J., RASOOL, S.I., BOLLE, H.-J., 1990: A Review of Satellite Data Algorithms for Studies of the Land Surface. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **71** (10), 1429-1447.
- SELLERS, P.J., LOS, S.O., TUCKER, C.J., JUSTICE, CH.O., DAZLICH, D.A., COLLATZ, G.J., RANDALL, D.A., 1996a: A revised land surface parametrization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part II: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data. *Journal of Climate* **9** (4), 706-737.
- SELLERS, P.J., RANDALL, D.A., COLLATZ, G.J., BERRY, J.A., FIELD, C.B., DAZLICH, D.A., ZHANG, C., COLLELO, G.D., BOUNOUA, L., 1996b: A revised land surface parametrization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. *Journal of Climate* **9** (4), 676-705.
- SERVIGNE, S., UBEDA, T., PURICELLI, A., LAURINI, R., 2000: A Methodology for Spatial Consistency Improvement of Geographic Databases. *GeoInformatica* **4**, 7-34.
- SIMPSON, I.J., THURTELL, G.W., NEUMANN, H.H., DEN HARTOG, G., EDWARDS, G.C., 1998: The validity of similarity theorie in the roughness sublayer above forests. *Boundary-Layer Meteorology* **87**, 69-99.
- SOGACHEV, A., MENZHULIN, G.V., HEIMANN, M., LLOYD, J., 2002: A simple three-dimensional canopy-planetary boundary layer simulation model for scalar concentrations and fluxes. *Tellus* **54B**, 784-819.
- STULL, R.B., 1998: An Introduction to Boundary Layer Meteorology, Kluwer Academic Publishers, 670 p., Netherlands.
- TACONET, O., BERNHARD, R., VIDAL-MADJAR, D., 1986: Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA-AVHRR data. *J. Clim. Appl. Meteorol.* **25**, 284-307.

- TATARINOV, F., KUCERA, J., CERMAK, J., 2000: Transpiration of a Spruce Monoculture in Rajec (Southern Moravia) Free of Drought Stress. Spruce Monocultures in Central Europe - Problems and Prospects. *EFI Proceedings* **33**, 199-202.
- TENHUNEN, J.D., SIEGWOLF, R.A., OBERBAUER, S.F., 1994: Effects of phenology, physiology and gradients in community composition, structure, and microclimate on tundra ecosystem CO<sub>2</sub> exchange. In: Schulze, E.D. and Caldwell, M.M. (eds.), *Ecophysiology of Photosynthesis*, *Ecol. Studies* **100**, 433-460.
- TIAN, Y.Q., DAVIES-COLLEY, R.J., GONG, P., THORROLD, B.W., 2001: Estimating solar radiation on slopes of arbitrary aspect. *Agric. and Forest Met.* **109**, 67-74.
- VALENTINI, R., BALDOCCHI, D.D., TENHUNEN, J.D., 1999: Ecological controls on land-surface atmospheric interactions. In: Tenhunen, J.D., Kabat, P. (eds.): *Integrating Hydrology, Ecosystem Dynamics, and Biogeochemistry in Complex Landscapes*. John Wiley and Sons, West Sussex, 117-145.
- VDI RICHTLINIEN 3789, 1994: VDI-Handbuch, Reinhaltung der Luft, Bd. 1, Umweltmeteorologie, Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Oberflächen, Berechnung der kurz- und langwelligen Strahlung, Beuth Verlag GmbH, Berlin, 51 S.
- VOGT, R., GAY, L.W., TENHUNEN, J.D., BERNHOFER, CH., KESSLER, A., 1996: HartX92-Vegetation Atmosphere Coupling of a Scots Pine Plantation. *Theor. Appl. Climatol.* **53**, 1-183.
- WALKO, R.L., BAND, L.E., BARON, J., KITTEL, T.G.F., LAMMERS, R., LEE, T.J., OJIMA, D., PIELKE, R.A., TAYLOR, C., TAGUE, C., TREMBACK, C.J., VIDALE, P.L., 2000: Coupled Atmosphere-Biophysics-Hydrology Models for Environmental Modeling. *Journal of Applied Meteorology*. **39** (6), 931-944.
- WATANABE, T., 1993: The bulk transfer coefficients over a vegetated surface based on K-theory and a 2nd-order closure model. *J. Meteorol. Soc. Japan* **71**, 33-42.
- WATANABE, T., 2004: Large-Eddy Simulation of Coherent Turbulence Structures Associated with Scalar Ramps over Plant Canopies. *Boundary-Layer Meteorol.* **112**, 307-341.
- WEIHS, P., 2002: Influence of ground reflectivity and topography on erythemal UV radiation on inclined planes, *Int. J. Biometeorol.* **46** (2), 95-104.
- WENG, W., TAYLOR, P.A., 2003: On Modelling the One-Dimensional Atmospheric Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorol.* **107** (2), 371-400.
- WINKLER, J., 1999: GIS-gestützte Evaluierung der Bedeutung von Exposition, Neigung und Landnutzung für den Strahlungs- und Wasserhaushalt in den unteren Lagen des Osterzgebirges. Diplomarbeit, TU Dresden, unveröffentlicht, 79 S.
- YANG, R., FRIEDL, M.A., 2003: Determination of roughness length for heat and momentum over boreal forests. *Boundary-Layer Meteorology* **107** (3), 581-603.
- Zeng, X.-M., Zhao, M., Yu, R.-C., Lin, N.-S., Zheng, Y.-Q., Zhang, L.-J., Zhang, R.-J., 2003: Application of a "Big-Tree" model to regional climate modeling: a sensitivity study. *Theor. Appl. Climatol.* **76**, 203-218.

- ZIEMANN, A., 1998: Numerical simulation of meteorological quantities in and above forest canopies. *Meteorol. Zeitschrift*. **7**, 120-128.

## Abbildungsverzeichnis

Abb. 3-1:	Vertikaler Aufbau der atmosphärischen Grenzschicht (ohne Vegetation) . . . . .	11
Abb. 3-2:	Ausprägung der Konstantstromschicht in und über Vegetation, nach BRUTSAERT (1982), MONTEITH und UNSWORTH (1990) sowie JACOBS und DEBRUIN (1992) . . . . .	13
Abb. 3-3:	Widerstandsnetzwerk in und über dem Bestand, abgeleitet nach BLANKEN (2003) . . . . .	22
Abb. 3-4:	Mittlerer Tagesgang des Bestandeswiderstandes (links) bzw. aerodynamischen Widerstandes (rechts) der Monate Mai-September an der Ankerstation Tharandter Wald für ausgewählte Jahre . . . . .	23
Abb. 3-5:	Wirkung der Oberflächenrückkopplung (nach JACOBS und DEBRUIN, 1992) . . . . .	24
Abb. 3-6:	Wirkung der Grenzschichtrückkopplung (nach JACOBS und DEBRUIN, 1992) . . . . .	25
Abb. 4-1:	Schematische Darstellung des gekoppelten Vegetations-Grenzschichtmodells HIRVAC (nach GOLDBERG und BERNHOFER, 2001) . . . . .	33
Abb. 4-2:	Programmstruktur des gekoppelten Vegetations-Grenzschichtmodells HIRVAC . . . . .	39
Abb. 4-3:	HIRVAC, vertikale Modellschichtung oberhalb der Erdoberfläche . . . . .	41
Abb. 4-4:	LAD-Profil für Wald . . . . .	42
Abb. 4-5:	Veränderte Anzahl der Modellschichten (links) und daraus resultierende Änderung der Rechenzeit (rechts) in Abhängigkeit von der Variation des Schichtabstandsfaktors $QH$ sowie der Höhe der Ausgangsschicht $z_0$ . . . . .	43
Abb. 4-6:	Auswirkungen der veränderten vertikalen Modellschichtung durch Variation des Vergrößerungsfaktors $QH$ (links) bzw. der Ausgangsschichthöhe $z_0$ (rechts) auf den Tagesgang des fühlbaren Wärmestroms im Kronenraum $H_{hp}$ am 21. Juni für die Landnutzungsart Fichte . . . . .	44
Abb. 4-7:	Auswirkung der veränderten vertikalen Modellschichtung durch Vergrößerung der Höhe der Ausgangsschicht $z_0$ und des Vergrößerungsfaktors $QH$ auf die Tagessummen des fühlbaren Wärmestroms im Kronenraum $H_{hp}$ am 21. Juni für die Landnutzungsart Fichte . . . . .	45
Abb. 4-8:	Vertikalprofile der Schubspannung zu verschiedenen Zeitpunkten (links) und unter verschiedenen Randbedingungen bzw. Schließungsansätzen (rechts) für Fichte . . . . .	47
Abb. 4-9:	Vertikalprofil des Turbulenzkoeffizienten für Impuls (durchgezogene Linie) und Modellschichten (unterbrochene Linien) für Fichte, $h_p = 28$ m . . . . .	47
Abb. 4-10:	Vertikalprofile des fühlbaren ( $H$ ) und latenten Wärmestroms ( $LE$ ) sowie der Schubspannung ( $\tau$ ) für Fichte (links) sowie $\tau$ für Wiese (rechts), Standardeinstellung HIRVAC . . . . .	48
Abb. 4-11:	Tagesgang der Schichthöhenbegrenzung der dynamischen Grenzschicht über Fichte nach Gl. 4-2 . . . . .	49
Abb. 4-12:	Tagesmittelwert (8-16 Uhr) des aerodynamischen und Bestandeswider-	

	standes für die Landnutzungsarten Fichte (links) und Wiese (rechts) bzgl. verschiedener Höhen des Referenzniveaus, 21. Juni . . . . .	51
Abb. 4-13:	Verhältnis Bestandeswiderstand / aerodynamischer Widerstand für die Landnutzungsarten Fichte (links) und Wiese (rechts) bzgl. verschiedener Höhen des Referenzniveaus an ausgewählten Tagen . . . . .	51
Abb. 4-14:	Tagesmittelwert (8-16 Uhr) des Entkopplungsfaktors $\Omega$ für die Landnutzungsarten Fichte (links) und Wiese (rechts) bzgl. verschiedener Referenzniveauhöhen, ausgewählter Tage im Jahr sowie unterschiedlicher geostrophischer Windgeschwindigkeiten . . . . .	53
Abb. 4-15:	Entkopplungsfaktor $\Omega$ in Abhängigkeit von der Bestandeshöhe $hp$ , dem $LAI$ sowie der Randbedingungen 1.-3. Art, für die K-Schließung (links) und BK-Schließung (rechts), Landnutzungsart Fichte, 21.6. . . . .	57
Abb. 4-16:	Tagessumme der Verdunstung ( $ET$ ) in Abhängigkeit von der Bestandeshöhe $hp$ , dem $LAI$ sowie der Randbedingungen 1.-3. Art, für die K-Schließung (links) und BK-Schließung (rechts), Landnutzungsart Fichte, 21.6. . . . .	58
Abb. 4-17:	Tageswerte des $\Omega$ -Faktors sowie der Verdunstung in Abhängigkeit von der Bestandeshöhe $hp$ und dem $LAI$ , für die Randbedingungen 1. Art und die BK-Schließung, Landnutzungsart Fichte, 21.6. . . . .	59
Abb. 4-18:	Entkopplungsfaktor $\Omega$ in Abhängigkeit von der Bestandeshöhe $hp$ , dem $LAI$ sowie der Randbedingungen 1.-3. Art, für die K-Schließung (links) und BK-Schließung (rechts), Landnutzungsart Wiese, 21.6. . . . .	60
Abb. 4-19:	Tagessumme der Verdunstung ( $ET$ ) Abhängigkeit von der Bestandeshöhe $hp$ , dem $LAI$ sowie der Randbedingungen 1.-3. Art, für die K-Schließung (links) und BK-Schließung (rechts), Landnutzungsart Wiese, 21.6. . . . .	61
Abb. 5-1:	Lage des Tharandter Waldes . . . . .	66
Abb. 5-2:	Der Tharandter Wald im Winter, Blick von Nordosten. . . . .	67
Abb. 5-3:	Digitale Geländehöhen im Gebiet des Tharandter Waldes . . . . .	68
Abb. 5-4:	Landnutzungsverteilung im Gebiet des Tharandter Waldes . . . . .	68
Abb. 5-5:	Lage des Einzugsgebietes Sperrgraben aus HUWE und ENGELHARDT (2003). . . . .	70
Abb. 5-6:	Sperrgraben in Pegelnähe am Einfluss in die Halbammer . . . . .	71
Abb. 5-7:	Klimastation Ammer im EG Sperrgraben . . . . .	71
Abb. 5-8:	Geländehöhen im Einzugsgebiet der Halbammer mit Einzugsgebiet Sperrgraben, Klimastation, Pegel . . . . .	72
Abb. 5-9:	Landnutzungsverteilung im Einzugsgebiet Sperrgraben. . . . .	72
Abb. 5-10:	Höhen- (links) und Neigungsverteilung (rechts) für das EG Sperrgraben (farblos, unterbrochene Linie) im Vergleich zur Geländeverteilung im Tharandter Wald (grau). . . . .	74
Abb. 5-11:	Schematische Darstellung zur Herleitung der direkten Einstrahlung $S_D$ mit Geometriefaktor $\cos(i)$ . . . . .	77
Abb. 5-12:	Definierte Punkte an der Himmelskugel im Astronomischen Äquatorsystem . . . . .	78
Abb. 5-13:	HIRGIS, Schematische Darstellung der Kopplung einzelner Module (GISRAD, HIRVAC) des Vegetations-Grenzschichtmodells HIRVAC mit ArcView . . . . .	80

Abb. 5-14: Programmoberfläche im GIS (ArcView) mit angepasster Menüleiste .	81
Abb. 5-15: Darstellung zur Horizonteinschränkung (nach VDI RICHTLINIEN 3789, 1994) . . . . .	84
Abb. 5-16: <i>Sky view</i> -Faktor für das Weißeritztal im Osten des Tharandter Waldes	89
Abb. 5-17: Tagessumme der potentiellen, kurzwelligen Einstrahlung am 21. Juni für das Weißeritztal im Tharandter Wald unter Verwendung des vereinfachten (links) bzw. erweiterten <i>sky view</i> -Faktors und Berücksichtigung von Abschattungseffekten durch das Gelände (rechts) . . . . .	89
Abb. 5-18: Tagessumme der kurzwelligen Einstrahlung für die auf das Gelände projizierten Globalstrahlungsmesswerte der Klimastation Hohenpeißenberg (nach Gl. 5-4), 21. Juni 2001 . . . . .	90
Abb. 5-19: Kurzwellige Einstrahlung, 21. März, 2001, 12:00 Uhr, links: ohne Bewölkung (simuliert), rechts: bewölkt $bdg = 7/8$ (projizierte Messwerte). . . . .	90
Abb. 6-1: Lage der Klimastation sowie der Versuchsflächen im EG Sperrgraben mit hinterlegter Geländeneigung (digitale Geländedaten), vgl. Abb. 5-8. . . . .	99
Abb. 6-2: Modellierter jahreszeitlicher Verlauf des aerodynamischen Widerstandes (Tagesmittelwerte) und weiterer Modelleingangsgrößen für einen Fichten- (links) bzw. Wiesenstandort (rechts) im Ammergebirge . . .	100
Abb. 6-3: Abhängigkeit des aerodynamischen Widerstandes (Fichte) von der Temperatur an der Erdoberfläche $T_0$ innerhalb der Wachstumsperiode. . . . .	100
Abb. 6-4: Tagessumme der Verdunstung $ET$ im Zeitraum 20.5.-31.7.01 für die Landnutzungsarten Buche, Wiese und Fichte sowie einen Buchen/Fichten Mischbestand . . . . .	102
Abb. 6-5: Vergleich der modellierten und aus Saftflussmessungen abgeleiteten Tagessummen der Verdunstung im Zeitraum 20.5.-31.7.01 für den Fichten Reinbestand sowie den Buchen/Fichten Mischbestand . . . . .	103
Abb. 6-6: Entkopplungsfaktor $\Omega$ und Evapotranspiration $ET$ für die Landnutzungsarten Fichte (links) und Wiese (rechts), Tageswerte für den Modellierungszeitraum 20.5.-31.7.01 . . . . .	104
Abb. 6-7: Zusammenhang zwischen Globalstrahlung und Evapotranspiration $ET$ für die Landnutzungsarten Fichte (links) und Wiese (rechts), Tageswerte für den Modellierungszeitraum 20.5.-31.7.01 . . . . .	105
Abb. 6-8: Differenzen zwischen Tagesmaximum und Tagesminimum der Lufttemperatur im Niveau der Energieumsatzfläche, 21. Juni 2001 . .	107
Abb. 6-9: Tagessumme der Strahlungsbilanz, 21. Juni 2001 . . . . .	107
Abb. 6-10: Tagessumme Verdunstung $ET$ , 21. Juni 2001 . . . . .	108
Abb. 6-11: Entkopplungsfaktor $\Omega$ 21. Juni 2001 . . . . .	108

## Tabellenverzeichnis

Tabelle 3-1:	Atmosphärenmodelle mit unterschiedlicher räumlicher Skalierung und differenzierter Behandlung der Vegetation (nach SCHLÜNZEN, 1994; ZIE-MANN, 1998; RAASCH und SCHRÖTER, 2001) . . . . .	29
Tabelle 4-1:	Differenzen des aerodynamischen und Bestandeswiderstandes sowie des Entkopplungsfaktors $\Omega$ aufgrund der veränderten Höhe der Referenzschicht, berechnet für Fichte und Wiese, 21. Juni . . . . .	52
Tabelle 6-1:	Gesamtsummen der Verdunstung für den Zeitraum 20.5. - 31.7.01, Ergebnisse aus Xylemflussmessungen (Transpiration) und Berechnungen im HIRGIS (Evapotranspiration) . . . . .	102



---

**Formelverzeichnis**

$A$	Exposition des Geländepunktes	°
$a$	Empirischer Faktor im Mischungsweg-Ansatz	
$b$	Turbulente kinetische Energie	$\text{m}^2/\text{s}^2$
$bdg$	Wolkenbedeckungsgrad ( $0 \geq bdg \geq 8$ )	1/8
$B_{lw}$	Langwellige Strahlungsbilanz	$\text{W}/\text{m}^2$
$b_0$	Turbulente kinetische Energie im Bereich $z_0$	$\text{m}^2/\text{s}^2$
$c$	empirische Konstante ( $c = 0,463$ )	
$c_d$	Formwiderstand ( $c_d = 0,15$ )	
$c_p$	Spezifische Wärmekapazität trockener Luft bei konstantem Druck	$\text{J}/(\text{kg K})$
$\cos(i)$	Geometriefaktor	
$d$	Verschiebungshöhe	m
$doy$	Tag im Jahr	
$e$	Dampfdruck	hPa
$e_s$	Sättigungsdampfdruck	hPa
$EB$	Abkürzung für Energiebilanz	
$ET$	Evapotranspiration	mm
$f$	Coriolisparameter	1/s
$f^\circ$	Flächeneinheitsvektor der Ebene	
$G$	Bodenwärmestrom	$\text{W}/\text{m}^2$
$g$	Schwerebeschleunigung	$\text{m}/\text{s}^2$
$g_{fac}$	Kopplungsfaktor zwischen Photosynthese- und stomatärer Leitfähigkeit für Wasserdampf auf Blatt-/Zweigebene	
$G_H$	Gegenstrahlung	$\text{W}/\text{m}^2$
$H$	Fühlbarer Wärmestrom	$\text{W}/\text{m}^2$
$h$	Höhe der Modellobergrenze über dem Erdboden	m
$hp$	Bestandeshöhe	m

Formelverzeichnis

$H_S$	Höhenwinkel der Neigungsfläche des Geländepunktes im Richtungssektor $\Phi$	°
$H_F$	Mittlerer Zenitwinkel im Richtungssektor $\Phi$	°
$h(1)...h(n)$	Stärke der jeweiligen Modellschicht	m
$i$	Winkel zwischen den Einheitsvektoren $f^\circ$ und $r^\circ$	°
$I_D$	Senkrecht einfallende Direktstrahlung	W/m <sup>2</sup>
$IE$	Modellniveau der Referenzschicht	
$IH$	Modellniveau der Bestandeshöhe	
$ILMAX$	Modellniveau des LAD-Maximums	
$j$	Index zur Berücksichtigung des Vegetations-Zusatzterms in den Grundgleichungen	$j = 0; 1$
$K_b$	Turbulenzkoeffizient für turbulente kinetische Energie	m <sup>2</sup> /s
$K_{CO_2}$	Turbulenzkoeffizient für CO <sub>2</sub>	m <sup>2</sup> /s
$K_E$	Turbulenzkoeffizient für Feuchte	m <sup>2</sup> /s
$K_H, K_H^*$	Turbulenzkoeffizient für Wärme	m <sup>2</sup> /s
$K_M, K_M^*$	Turbulenzkoeffizient für Impuls	m <sup>2</sup> /s
$L$	Verdampfungswärme	J/kg
$l$	Mischungsweglänge	m
$LAD$	Blattflächendichte	m <sup>2</sup> /m <sup>3</sup>
$LAI$	Blattflächenindex	m <sup>2</sup> /m <sup>2</sup>
$LE$	Latenter Wärmestrom	W/m <sup>2</sup>
$L^*$	Monin-Obuchow-Länge	m
$n$	Indexnummer der jeweiligen Modellschicht (1...n)	
$n_w$	Kronenschlussgrad der Vegetation ( $0 \geq n_w \geq 1$ )	
$p$	Luftdruck	hPa
$q$	Spezifische Feuchte	kg/kg
$\bar{q}$	Mittelwert von $q$ (Reynolds-Zerlegung)	kg/kg
$q'$	Fluktuativer Anteil von $q$ (Reynolds-Zerlegung)	kg/kg
$q_{bdg}$	Normierungsfaktor für Wolkendeckung	

$q_G$	Spezifische Feuchte an der Erdoberfläche	kg/kg
$q_{glob}$	Normierungsfaktor für kurzwellige Einstrahlung	
$q_{ref}$	Spezifische Feuchte im Referenzniveau	kg/kg
$q_s$	Spezifische Feuchte (Sättigungsfeuchte bei $T_G$ )	kg/kg
$q_w$	Spezifische Feuchte in den Stomata-Öffnungen	kg/kg
$q_0$	Spezifische Feuchte im Bereich $z_0$	kg/kg
$QH$	Faktor zur Vergrößerung des Schichtabstandes im Modell Hirvac	
$R$	Entfernungsradius im Richtungsektor $\Phi$	m
$R_a$	Gaskonstante trockener Luft	J/(kg K)
$r_a$	Aerodynamischer Widerstand	s/m
$r_b$	Blatt-Grenzschicht-Widerstand	s/m
$r_c$	Bestandeswiderstand	s/m
$r_E$	Widerstand für turbulenten Feuchtetransport	s/m
$R_G$	Globalstrahlung, kurzwellige Einstrahlung bzgl. einer Ebene	W/m <sup>2</sup>
$r_H$	Widerstand für turbulenten Wärmetransport	s/m
$r_h$	relative Luftfeuchte	%
$R_n$	Strahlungsbilanz	W/m <sup>2</sup>
$R_S$	Kurzwellige Einstrahlung bzgl. des geneigten Geländes	W/m <sup>2</sup>
$r_s$	Stomatawiderstand	s/m
$r^\circ$	Einheitsvektor der Sonnenstrahlung	
$S$	Neigung des Geländepunktes	°
$s$	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve	hPa/K
$S_D$	Direkte Einstrahlung auf geneigte Oberfläche	W/m <sup>2</sup>
$svf$	<i>sky view</i> -Faktor ( $0 \geq svf \geq 1$ )	
$T$	Lufttemperatur	K
$T$	mittlere Lufttemperatur der jeweiligen Modellschicht	K
$t$	Zeitschritt	s

Formelverzeichnis

---

$T_{B,50}$	Bodentemperatur in 50 cm Tiefe	K
$T_G$	Bodentemperatur an der Erdoberfläche	K
$Tr$	Transpiration	mm
$T_{ref}$	Lufttemperatur im Referenzniveau	K
$T_v$	Virtuelle Lufttemperatur	K
$T_w$	Temperatur der Phytomasse	K
$T_0$	Lufttemperatur an der Erdoberfläche	K
$\bar{U}$	$= \bar{v}h$	m/s
$u, v, w$	$= v_x, v_y, v_z$	m/s
$\overline{u, v, w}$	Mittelwerte von $u, v, w$ (Reynolds-Zerlegung)	m/s
$u', v', w'$	Fluktuativer Anteil von $u, v, w$ (Reynolds-Zerlegung)	m/s
$\hat{u}$	mit der Dichte des Mediums gewogener Mittelwert für $u$	m/s
$u^*$	Schubspannungsgeschwindigkeit	m/s
$v_{x,y,z}$	Komponenten des Vektors der Windgeschwindigkeit	m/s
$vg_{x,y,z}$	Komponenten des Vektors der geostrophischen Windgeschwindigkeit	m/s
$vg_0$	Geostrophische Windgeschwindigkeit in $z_0$	m/s
$vh$	Horizontale Windgeschwindigkeit	m/s
$v_{ref}$	Windgeschwindigkeit im Referenzniveau	m/s
$w_B$	Bodenwassergehalt in einer 50 cm mächtigen Bodenschicht	m
$z$	Höhe über Grund	m
$z_{cf}$	Höhe der unteren Grenze der Konstanstromschicht	m
$z_L$	Höhe der oberen Grenze der dynamischen Grenzschicht	m
$z_{ref}$	Höhe des Referenzniveaus über Grund	m
$z_0$	Rauigkeitslänge	m
$z(1)...z(n)$	Höhe der jeweiligen Modellschichtobergrenze über Grund	m

$\alpha$	Rektaszension	°
$\alpha_b$	Verhältnis der Turbulenoeffizienten für TKE und Impuls	
$\alpha_E$	Verhältnis der Turbulenoeffizienten für Feuchte und Impuls (inverse Schmidt-Zahl)	
$\alpha_H$	Verhältnis der Turbulenoeffizienten für Wärme und Impuls (inverse Prandtl-Zahl)	
$\alpha_w$	kurzwellige Albedo des Bestandes	
$\alpha_e$	Konstante für Dissipation von TKE ( $\alpha_e = 0,046$ )	
$\Gamma$	Trockenadiabatischer Temperaturgradient	0,01K/m
$\gamma$	Psychrometerkonstante	hPa/K
$\delta$	Deklination (Abb. 5-12)	°
$\delta$	Symbol für partielle Ableitung	
$\varepsilon$	Dissipationsterm in der TKE Gleichung	m <sup>2</sup> /s <sup>3</sup>
$\theta$	Potentielle Temperatur	K
$\theta$	Mittelwert von $\theta$ (Reynolds-Zerlegung)	K
$\theta'$	Fluktuativer Anteil von $\theta$ (Reynolds-Zerlegung)	K
$\rho$	Luftdichte	kg/m <sup>3</sup>
$\tau$	Schubspannung, Impulsfluss	hPa
$\Phi$	mittlerer Winkel des Richtungssektors (von Süd, gegen Uhrzeigersinn)	°
$\kappa$	von Karman Konstante ( $\kappa = 0,4$ )	
$\Omega$	Entkopplungs-Faktor ( $0 \geq \Omega \geq 1$ )	
$\Omega_K$	Entkopplungs-Faktor unter Verwendung der K-Schließung	
$\Omega_{BK}$	Entkopplungs-Faktor unter Verwendung der BK-Schließung	
$\nabla$	Nabla Operator	

## Danksagung

Besonders bedanken möchte ich mich bei Prof. Dr. Christian Bernhofer für die Themenstellung, die stets großzügige Unterstützung und die wissenschaftliche Anleitung.

Großer Dank gilt Dr. Valeri Goldberg für die Diskussionsbereitschaft und den fachlichen Beistand. Für die tatkräftige Hilfe bei der Geländearbeit zur Aufrechterhaltung des Messbetriebes im Ammergebirge sowie die gewissenhafte Pflege der Datenbasis danke ich vor allem Uwe Eichelmann und Heiko Prasse. An alle "Ammeristen" richte ich ein herzliches Dankeschön für die stets angenehme Zusammenarbeit. Besonders bedanke ich mich bei Dr. Katja Patzner für die Bereitstellung der Transpirationsdaten und die Hilfe bei der Betreuung der Klimastation. Allen Mitarbeitern und Mitarbeiterinnen des Instituts sei gedankt für die immer angenehme und freundschaftliche Arbeitsatmosphäre sowie die vielen kleinen Hilfen im Arbeitsalltag.

Ein Dank gilt auch der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die diese Arbeit finanziell unterstützt hat.

Ich danke allen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

## Anmerkung

Die im Original eingereichte Dissertationsschrift enthält einen Anhang mit 3 zusätzlichen Abschnitten, welche dem Inhalt der nachfolgenden Veröffentlichungen entsprechen.

GOLDBERG, V., HÄNTZSCHEL, J., 2002: Application of a radiation model for small-scale complex terrain in a GIS environment, *Meteorol. Zeitschrift* **11** (2), 119-128.

HÄNTZSCHEL, J., GOLDBERG, V., BERNHOFER, CH., 2004: Atmosphärisches Strahlungsangebot im komplexen Gelände als Planungsvoraussetzung für ökologisches Bauen. Bauökologie - Wissenschaft nachhaltigen Bauens. In: *Wiss. Z. TU Dresden* **53** (1-2), 145-150.

HÄNTZSCHEL, J., GOLDBERG, V., BERNHOFER, CH., 2005: GIS based regionalisation of radiation, temperature and coupling measures in complex terrain for low mountain ranges, *Meteorological Applications* **148**, 12 (1).

# THARANDTER KLIMAPROTOKOLLE

(ISSN 1436-5235)

- Band 1 - Cathleen Frühauf, 1998:** Verdunstungsbestimmungen von Wäldern am Beispiel eines hundertjährigen Fichtenbestandes im Tharandter Wald. 185 Seiten (ISBN 3-86005-212-8).
- Band 2 - Valeri Goldberg, 1999:** Zur Regionalisierung des Klimas in den Hochlagen des Osterzgebirges unter Berücksichtigung des Einflusses von Wäldern. 193 Seiten inkl. 7 Farbtafeln (ISBN 3-86005-226-8).
- Band 3 - Anthony Illingworth, Robin Hogan, Andre van Lammeren, David Donovan, Franz H. Berger and Thomas Halecker, 2000:** Quantification of Synergy Aspects of the Earth Radiation Mission. 153 Seiten inkl. 26 Farbabbildungen (ISBN 3-86005-262-4).
- Band 4 - Günther Flemming, 2001:** Angewandte Klimatologie von Sachsen – Basis- und Zustandsklima im Überblick. 160 Seiten inkl. 1 Farbtafel (ISBN 3-86005-268-3).
- Band 5 - Franz H. Berger, 2001:** Bestimmung des Energiehaushaltes am Erdboden mit Hilfe von Satellitendaten. 198 Seiten inkl. 39 Farbabbildungen (ISBN 3-86005-269-1). Auch als CD-ROM erhältlich (ISBN 3-86005-270-5).
- Band 6 - Christian Bernhofer (Herausgeber), 2002:** Exkursions- und Praktikumsführer Tharandter Wald – Material zum „Hydrologisch-Meteorologischen Feldpraktikum“, 312 Seiten inkl. 14 Farbabbildungen (ISBN 3-86005-313-2).
- Band 7 - Thomas Grünwald, 2003:** Langfristige Beobachtungen von Kohlendioxidflüssen mittels Eddy-Kovarianz-Technik über einem Alt-fichtenbestand im Tharandter Wald. 148 Seiten inkl. 4 Farbabbildungen, (ISBN 3-86005-314-0).
- Band 8 - Christian Bernhofer (Herausgeber), 2003:** Flussbestimmung an komplexen Standorten. 113 Seiten, (ISBN 3-86005-356-6).
- Band 9 - Christian Bernhofer und Valeri Goldberg (Herausgeber), 2003:** 5. BIOMET-Tagung. Mensch-Pflanze-Atmosphäre, 243 Seiten, (ISBN 3-86005-396-5).
- Band 10 - Christian Bernhofer (Herausgeber), 2006:** Meteorologie in Dresden 1954-2003. Überblick incl. Bibliographie, (ISBN 3-86005-397-3).

**Band 11 - Ronald Queck, 2004:** Fraktionierung und zeitliche Differenzierung von Depositionsraten in Waldbestände, 243 Seiten (ISBN 3-86005-436-8).

**Band 12 - Christian Bernhofer und Barbara Köstner, 2006:** Vertikaltransporte von Energie und Spurenstoffen an Ankerstationen und ihre räumliche und zeitliche Extrapolation unter komplexen natürlichen Bedingungen (VERTIKO), (ISBN 3-86005-480-5).