

**Mesoskalige Simulation einer  
Verdunstungsklimatologie für ein  
semi-arides Untersuchungsgebiet  
in Südmarokko**

**Inaugural-Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Universität zu Köln**

**vorgelegt von  
Heike Hübener  
aus Leer**

**Köln, 2005**

**Berichterstatter: Prof. Dr. Michael Kerschgens  
Prof. Dr. Peter Speth**

**Tag der letzten mündlichen Prüfung: 14.12.2004**

**Mesoskalige Simulation einer  
Verdunstungsklimatologie für ein  
semi-arides Untersuchungsgebiet  
in Südmarokko**

**Heike Hübener**



<b>Inhalt:</b>	
<b>Zusammenfassung</b>	<b>iii</b>
<b>Abstract</b>	<b>iv</b>
<b>Liste der verwendeten Abkürzungen und Symbole</b>	<b>v</b>
<b>1. Einführung, Forschungsstand und Ziel der Arbeit</b>	<b>1</b>
1.1 Einführung	1
1.2 Stand der Forschung	3
1.2.1 Niederschlag	4
1.2.2 Klimaänderung und anthropogene Einflüsse	6
1.2.3 Bestimmung der Evapotranspiration in ariden und semi-ariden Gebieten	7
1.2.4 Wechselwirkung von Boden, Oberfläche und Atmosphäre	9
1.2.5 Methoden der Regionalisierung	12
1.3 Zielsetzung und Gliederung der Arbeit	14
<b>2. Untersuchungsgebiet und Kontext der Arbeit</b>	<b>17</b>
2.1 Das Untersuchungsgebiet Wadi Draa	17
2.2 Forschungsprojekt IMPETUS	23
<b>3. Methoden und Daten</b>	<b>27</b>
3.1 Das Modell FOOT3DK	27
3.2 Das SVAT-Modul in FOOT3DK	33
3.3 Beschreibung der Nestingkette	39
3.4 Statistische Methoden	40
3.5 Daten	46
<b>4. Bearbeitung der Boden- und Oberflächendaten</b>	<b>48</b>
4.1 Ausgangsbedingungen der Vergleichssimulationen	49
4.2 Simulation: Grundwasser	55
4.3 Simulation: Bewässerung	57
4.4 Vergleich mit Messdaten	60
4.5 Zusammenfassung: Bearbeitung der Boden- und Oberflächendaten	65
<b>5. Erstellung einer Verdunstungsklimatologie</b>	<b>67</b>

5.1 Statistik der Wetterlagen	68
5.2 Auswahl der Repräsentanten	76
5.3 Starkniederschlagsereignis 31.3. bis 1.4.2002	81
5.4 Ergebnisse für ausgesuchte Einzeljahre	85
5.5 Ergebnisse der Verdunstungsklimatologie	88
<b>6. Zusammenfassung, Diskussion und Ausblick</b>	<b>91</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>99</b>
<b>Bildanhang</b>	<b>115</b>
Danksagung	123

## Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird aus Simulationen mit dem mesoskaligen meteorologischen Modell FOOT3DK (**F**low **O**ver **O**rographically structured **T**errain, **3** **D**imensional, **K**öln Version) eine hochaufgelöste Verdunstungsklimatologie für ein semi-arides Untersuchungsgebiet in Südost-Marokko erstellt. Als Startwert und als seitliche und obere Randbedingungen werden Simulationen des LM (**L**okal **M**odell des Deutschen Wetterdienstes) genutzt, die an der Universität Bonn durchgeführt wurden. Die Klimatologie wird aus der gewichteten Rekombination von Simulationen einzelner Tage nach der Methode der statistisch-dynamischen Regionalisierung erstellt. Die Auswahl der Termine zur Rekombination orientiert sich an großskaligen Windrichtungsklassen (**C**irculation **W**eather **T**ypes – CWTs) aus Bodendruckdaten der Jahre 1958 bis 1997. Der Zusammenhang der Windrichtung und der Zirkulation mit dem Niederschlag an der Station Ouarzazate wird anhand von täglichen Niederschlagsdaten seit 1978 analysiert. LM-Antriebsdaten stehen für den Zeitraum von November 2001 bis Dezember 2002 zur Verfügung.

Zur Verbesserung der Wiedergabe der Evapotranspiration werden zwei Methoden eingeführt, die Bodenfeuchtefelder im Untersuchungsgebiet realistischer darzustellen. Eine Methode ermöglicht den Zugriff von Pflanzen auf Grundwasser unterhalb der unteren Grenze des Modells zur Transpiration. Die andere Methode approximiert die im Untersuchungsgebiet praktizierte Form der Bewässerung. Beide Methoden zeigen deutliche Verbesserungen der simulierten bodennahen Bedingungen im Vergleich mit gemessenen Werten der Temperatur, der Feuchte und des Windes in 2 m über Grund an vier im Untersuchungsgebiet gelegenen Klimastationen, sowie mit der Transpiration verschiedener standorttypischer Pflanzen.

Die Anwendung der statistisch-dynamischen Regionalisierung unter Einbeziehung dieser Methoden für das Jahr 2002 zeigt eine realistische Verteilung von Niederschlag und Evapotranspiration im Untersuchungsgebiet. Für extreme Trocken- und Feuchtjahre zeigt sich hingegen eine leichte Überschätzung der Feuchteprozesse im Trockenjahr und eine Unterschätzung im Feuchtjahr. Die statistisch-dynamische Regionalisierung sollte in dieser Region daher nur auf ausreichend lange Zeiträume angewendet werden. Die Ergebnisse der Klimatologie zeigen ein räumlich differenziertes und meteorologisch sinnvolles Bild der Evapotranspiration im Untersuchungsgebiet. Im Rahmen des Forschungsprojektes IMPETUS (Ein **I**ntegratives **M**anagement **P**rojekt für einen **E**ffizienten und **T**ragfähigen **U**mgang mit der **R**essource **S**üßwasser in **W**estafrika) können die Ergebnisse als obere Randbedingungen in ein hydrologisches Modell eingehen. Die Methode lässt sich auf Klimaszenarien anwenden und ermöglicht ebenfalls die Simulation von Änderungen der Landnutzung und Wasserverfügbarkeit in der Region.

## Abstract

In this work, a high resolution climatology of evapotranspiration for a semi-arid research site in south-eastern Morocco is obtained, using meso-scale meteorological simulations with the FOOT3DK (Flow Over Orographically structured Terrain, 3 Dimensional, Köln Version) model. Initial state and forcing conditions at the lateral and upper boundaries are taken from simulations with the LM (Lokal Modell of the German Weather Service), realised at the University Bonn. The climatology is obtained, using weighted recombination of single days according to the statistical-dynamical downscaling approach. Days for the recombination are selected taking into account daily wind direction classes (Circulation Weather Types – CWTs), based upon sea level pressure data of the years 1958 to 1997. To analyse the correlation of wind direction and circulation with the precipitation, daily rainfall measurements at the station Ouarzazate since 1978 are used. The LM simulations, taken as forcing condition, are available for November 2001 to December 2002.

To improve the simulated evapotranspiration, two methods are introduced, to depict more realistic soil moisture distributions in the investigation area. One of them enables the plants to draw on groundwater resources below the lower boundary of the model for transpiration. The other one approximates the type of irrigation, conducted in the area of research. Both methods significantly improve simulated near surface fields, when compared to measured temperature, humidity and wind in 2 m above ground at four climate stations in the research area, as well as to transpiration of several typical plants of this region.

Application of the statistical-dynamical downscaling approach, including the aforementioned methods, show realistic distributions of rainfall and evapotranspiration in the area under consideration for the year 2002. However, for extremely dry or wet years, this method leads to a slight overestimation of moist processes for the dry year and underestimation for the wet year. Therefore, in this region, statistical-dynamical downscaling should be only applied to sufficiently long time periods. The results of the climatology give a spatial distributed and meteorologically sensible picture of evapotranspiration in the research area.

In the scope of the interdisciplinary research project IMPETUS, the results of this study can be used as upper boundary conditions for a hydrological model. The method can be easily applied to climate scenarios, as well as to scenarios of changing land cover / land use or water availability in the region.

## Liste der verwendeten Abkürzungen und Symbole

Variable	Erklärung	Einheit
ASR	Station Asrir	-
B	Bodenwärmestrom	$W m^{-2}$
c	Spreizfaktor für Vertikalkoordinate $\eta$	-
$C_1$	Koeffizient für Bodenfeuchtemodell	-
$C_{1sat}$	Koeffizient für Bodenfeuchtemodell	-
$C_2$	Koeffizient für Bodenfeuchtemodell	-
$C_{2ref}$	Koeffizient für Bodenfeuchtemodell	-
CAPE	Convective Available Potential Energy	J
CCA	Kanonische Korrelationsanalyse	-
$c_s$	Wärmeleitfähigkeit des Bodens	$J K^{-1} m^{-3}$
CWT	Windrichtungsklasse (engl.: <i>Circulation Weather Type</i> )	-
$D_1$	Dicke der oberen Bodenschicht im Modell	m
$D_2$	Dicke der gesamten Bodenschicht im Modell	m
DWD	Deutscher Wetterdienst	-
E	Totale Evapotranspiration	$W m^{-2}$
$E_g$	Evaporation vom Boden	$W m^{-2}$
EMY	Station El Miyit	-
$E_r$	Reevaporation von Regenwasser von Pflanzenoberflächen	$W m^{-2}$
$E_{tr}$	Transpiration	$W m^{-2}$
$f$	Normalkomponente des Coriolisparameters	$s^{-1}$
F	Stärke der direktionalen Strömung	-
$F_1$	Faktor des Strahlungseinflusses auf den Stomatawiderstand	-
$F_2$	Faktor des Einflusses der Bodenfeuchte auf den Stomatawiderstand	-
$F_3$	Faktor des Einflusses der Luftfeuchte auf den Stomatawiderstand	-
$F_4$	Faktor des Temperatureinflusses auf den Stomatawiderstand	-
FAO	Food and Agriculture Organization of the United Nations	-
FOOT3DK	Flow Over Orographically structured Terrain, 3-Dimensional, Köln-Version	-
g	Schwerebeschleunigung der Erde	$m s^{-2}$
GME	Globalmodell des DWD	-
H	Höhe des Modelloberrandes	m

h	Höhe der Topographie	m
$h_u$	Formparameter	-
IMPETUS	Ein Integratives Management Projekt für den Effizienten und Tragfähigen Umgang mit der Ressource Süßwasser in Westafrika	-
IRK	Station Lac Iriki	-
JHB	Station Jebel Hussein ou Brahmin	-
K	Diffusionskoeffizient	$m^2 s^{-1}$
$l$	Mischungsweglänge	m
LAI	Blattflächenindex	$m^2 m^{-2}$
LM	Lokal Modell	-
$L_v$	Spezifische Verdampfungswärme von Wasser	$J kg^{-1}$
NAO	Nordatlantik-Oszillation	-
NCEP	National Centre of Environmental Prediction	-
$n_{ch}$	Bedeckungsgrad hoher Wolken	-
$n_{cl}$	Bedeckungsgrad niedriger Wolken	-
$n_{cm}$	Bedeckungsgrad mittelhoher Wolken	-
NN	Normal-Null: Meeresniveau	-
ORMVAO	Office Regionale de Mis en Valeur Agricole de Ouarzazate	-
ORZ	Station Ouarzazate	-
P	Niederschlag	mm
$P_b$	Auftriebsterm	$m^2 s^{-3}$
$P_g$	Anteil des Niederschlages, der auf den Boden fällt	mm
$P_r$	Anteil des Niederschlages, der auf Pflanzenoberflächen fällt	mm
$P_s$	Scherungsterm	$m^2 s^{-3}$
Q	Strahlungsbilanz am Erdboden	$W m^{-2}$
QMSL	Quasi-Monotones Semi-Lagrange Advektionsschema	-
$Q_s$	Kurzweilige Strahlungsbilanz am Erdboden	$W m^{-2}$
$q_s$	Spezifische Sättigungsfeuchte an der Erdoberfläche	$g kg^{-1}$
$q_l$	Spezifische Feuchte der untersten Atmosphärenschicht	$g kg^{-1}$
$R_a$	Aerodynamischer Widerstand	$s m^{-1}$
$R_s$	Stomatawiderstand	$s m^{-1}$
$R_{s \max}$	Maximaler Stomatawiderstand	$s m^{-1}$
$R_{s \min}$	Minimaler Stomatawiderstand	$s m^{-1}$
S	Südliche Strömung	-

$S_0$	Solarkonstante	$W m^{-2}$
SV	Südliche Scherungsvorticity	-
SVAT	Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer	-
SVD	Eigenwertzerlegung (engl.: <i>Singular Value Decomposition</i> )	-
$T_{as}$	Transmissivität der wolkenfreien Atmosphäre für kurzwellige Strahlung	-
$T_{as}^*$	Transmissivität der bewölkten Atmosphäre für kurzwellige Strahlung	-
$T_d$	Temperatur am Unterrand der gesamten Bodenschicht	K
TKE	Turbulent kinetische Energie	$m^2 s^{-2}$
$T_m$	Temperatur am Unterrand der oberen Bodenschicht	K
$T_s$	Erdoberflächentemperatur	K
u	Zonale Windkomponente	$m s^{-1}$
$u_g$	Geostrophischer Wind, zonale Komponente	$m s^{-1}$
V	Gesamte Scherungsvorticity	-
v	Meridionale Windkomponente	$m s^{-1}$
$v_g$	Geostrophischer Wind, meridionale Komponente	$m s^{-1}$
veg	Vegetationsbedeckungsgrad	%
W	Westliche Strömung	-
w	Vertikale Windkomponente	$m s^{-1}$
$W_2$	Bodenwassergehalt in gesamter Bodenschicht	$m^3 m^{-3}$
$W_{fl}$	Feldkapazität der Bodenfeuchte: $W_{fl} = 0,75 W_{sat}$	$m^3 m^{-3}$
$W_g$	Bodenwassergehalt in oberster Bodenschicht	$m^3 m^{-3}$
$W_{geq}$	Gleichgewichts-Bodenwassergehalt	$m^3 m^{-3}$
WMO	World Meteorological Organization	-
$W_r$	Regenwassergehalt auf Pflanzenoberflächen	$kg m^{-2}$
$W_{r max}$	Maximaler Regenwassergehalt auf Pflanzenoberflächen	$kg m^{-2}$
$W_{sat}$	Sättigungsbodenfeuchte	$m^3 m^{-3}$
WV	Westliche Scherungsvorticity	-
$W_{wilt}$	Bodenfeuchte am Welkepunkt	$m^3 m^{-3}$
z	Kartesische Vertikalkoordinate	m
$z_0$	Rauhigkeitslänge	m
$\alpha$	Albedo	-
$\Delta z_{min}$	Schichtdicke der untersten Atmosphärenschicht	m

---

$\delta_r$	Prozentsatz mit Regenwasser benetzter Pflanzenoberflächen	%
$\partial$	Partielle Ableitung	-
$\varepsilon$	Dissipation	$\text{m}^2 \text{s}^{-3}$
$\eta$	Geländefolgende Vertikalkoordinate	-
$\vartheta_m$	Mitteltemperatur der gesamten Bodenschicht	K
$\vartheta_s$	Mitteltemperatur der oberen Bodenschicht	K
$\theta_v$	Virtuelle potentielle Temperatur	K
$\lambda$	Wärmeleitfähigkeit	$\text{W K}^{-1} \text{m}^{-3}$
$\rho$	Luftdichte	$\text{kg m}^{-3}$
$\rho_s$	Dichte des Bodens	$\text{kg m}^{-3}$
$\rho_w$	Dichte von Wasser	$\text{kg m}^{-3}$
$\rho_{xy}$	Korrelationskoeffizient zwischen x und y	-
$\sigma$	Standardabweichung	-
$\psi$	Auftrittshäufigkeit	%
$\Psi_{\text{sat}}$	Hydraulisches Potential des Bodens bei Sättigung	m

---

# 1 Einführung, Forschungsstand und Ziel der Arbeit

## 1.1 Einführung

Die Oberfläche der Erde ist zu ca. 70% von Wasser bedeckt, allerdings handelt es sich dabei überwiegend um Salzwasser. Lediglich 3% des Wassers auf der Erde ist Süßwasser, wovon wiederum 3/4 in Form von Eis an den Polen oder in Gletschern gebunden ist. Nur ca. 1% der globalen Wasservorkommen liegt als Fluss-, See- oder Grundwasser vor. Dieser Teil stellt den im jetzigen Klimazustand wesentlichen Teil des für den Menschen nutzbaren hydrologischen Kreislaufs der Atmosphäre dar. Diese Wasservorkommen werden durch Niederschlag regelmäßig aufgefüllt und stehen als Trinkwasserressource zur Verfügung.

Das verfügbare Süßwasser der Welt ist regional sehr unterschiedlich verteilt. Während in Island 600.000 m<sup>3</sup> pro Kopf und Jahr zur Verfügung stehen, sind es z. B. in Kuwait nur 75 m<sup>3</sup>. Aber auch innerhalb eines Landes können die Unterschiede gravierend sein. In Mexiko liefern 10% der Landoberfläche mehr als die Hälfte des jährlichen Oberflächenabflusses von Regenwasser. Die durchschnittliche Wasserverfügbarkeit lag 1990 bei 4.000 m<sup>3</sup> pro Kopf und Jahr. Dieser Wert ist nicht repräsentativ für das ganze Land, denn 90% des Landes sind arid und die Wasserverfügbarkeit liegt dort deutlich unterhalb des mittleren Wertes (*Population Reports*, 1998). Nicht nur der Niederschlag ist regional sehr unterschiedlich verteilt, sondern auch andere Komponenten des hydrologischen Kreislaufs. Verdunstung und Transpiration (zusammen Evapotranspiration genannt) stellen einen wesentlichen Teil dieses Kreislaufs dar. Wasserdampf wird durch die Atmosphäre transportiert und kann nach Kondensationsprozessen als Niederschlag ausfallen. Die Transportprozesse führen dazu, dass das Verhältnis von Niederschlag (P) zu Evapotranspiration (E) regional sehr unterschiedlich ausfällt. Gerade in den Subtropen wird durch die Evapotranspiration ein erheblicher Teil des verfügbaren Boden- und Oberflächenwassers an die Atmosphäre abgegeben und aus den Gebieten heraustransportiert; die Bilanz von Niederschlag minus Evapotranspiration (P-E) ist deutlich negativ.

Die Regionen der Welt, in denen das Verhältnis von mittlerem jährlichem Niederschlag zu mittlerer jährlicher potentieller Evaporation (Verdunstung von einer offenen Wasserfläche) geringer ist als 0,65 werden Trockengebiete genannt (*Solh et al.*, 2001). Dies beinhaltet hyper-aride, aride, semi-aride und mediterrane Ökosysteme, sowie Savannen und Grasland-Ökosysteme. Sie machen zusammen etwa 41% der Landoberflächen der Erde aus und werden von einem Sechstel der Weltbevölkerung bewohnt (*Solh et al.*, 2001). Zwei Drittel der Weltbevölkerung leben in Regionen, in denen nur ein Viertel des weltweiten jährlichen Niederschlages fällt. Besonders problematisch stellt sich die Situation in Afrika dar: Kontinentweit sind 65% der Landoberfläche als

Trockengebiete einzustufen (*Darkoh*, 2003). Darunter fällt auch die Region Südmarokko, die in dieser Studie beispielhaft betrachtet wird. Insbesondere hier führt starkes Bevölkerungswachstum zwischen 1,8% (*Population Reports*, 1998) und 2,0% (*Auswärtiges Amt der Bundesrepublik Deutschland*, 2004) zu steigendem Druck auf die Wasser- und Landschaftsressourcen. Vor diesem Hintergrund erweist sich die Untersuchung des hydrologischen Kreislaufs in ariden und semi-ariden Gebieten wie Südmarokko als essentiell.

Einige Arbeiten beschäftigen sich mit dem Niederschlag in der Region, andere Arbeiten behandeln den Bewässerungsbedarf für Kulturpflanzen oder den Zusammenhang zwischen Niederschlag und Biomasseproduktion. Welcher Teil des Bodenwassers durch Evapotranspiration wieder an die Atmosphäre abgegeben wird, ist jedoch noch nicht ausreichend untersucht. Realistische Abschätzungen der Evapotranspiration für unterschiedlich lange Zeiträume (von Stunden bis zu klimatologischen Zeiträumen von 30 Jahren) sind unabdingbare Voraussetzungen für hydrologische Modellierungen, für Berechnungen des Wasserbedarfes der Pflanzen zur Transpiration, sowie zur Abschätzung, welcher Anteil des Bewässerungswassers vom Boden selbst wieder verdunstet, ohne zur Produktion von Biomasse beizutragen.

Probleme der Quantifizierung der Evapotranspiration in ariden und semi-ariden Gebieten resultieren zum einen aus der Tatsache, dass diese Größe schwierig direkt zu messen ist. Hinzu kommt, dass gerade in ariden und semi-ariden Gebieten der Welt nur wenige Messstationen vorhanden sind und kontinuierlich betrieben werden. Die Bestimmung der Evapotranspiration aus hochaufgelösten Satellitendaten erfordert Überflüge der entsprechenden Satelliten (z. B: NOAA-AVHRR oder LANDSAT) und ist nur für wolkenfreie Atmosphären möglich, was durch die in den Subtropen häufig auftretenden hohen Zirruswolken problematisch ist (*Granger*, 2000). Eine mögliche Lösung bieten Modellsimulationen, allerdings liegen hierbei Probleme unter anderem in der groben Auflösung vieler Modelle, oder in den kurzen Simulationszeiträumen feiner aufgelöster Modelle. Darüber hinaus sind viele Atmosphärenmodelle nicht dazu geeignet Wasser in großer Bodentiefe zu simulieren. Die Simulation von Bewässerungspraktiken in meteorologischen Modellen ist ebenfalls noch nicht weit verbreitet. Es besteht daher Forschungsbedarf bei der Anpassung meteorologischer Modelle an die spezifischen Bedingungen in ariden und semi-ariden Gebieten, sowie in der Erstellung von Simulationen mit hoher räumlicher Auflösung für lange Zeiträume.

Im Rahmen des interdisziplinären Forschungsprojektes IMPETUS (Ein **I**ntegratives **M**anagement-**P**rojekt für einen **E**ffizienten und **T**ragfähigen Umgang mit der Ressource Süßwasser in Westafrika) wird der hydrologische Kreislauf mit all seinen Aspekten und Akteuren in zwei ausgewählten Flusseinzugsgebieten in Westafrika untersucht. Bei den beiden Flusseinzugsgebieten

handelt es sich um den Ouémé in Benin und den Wadi Drâa in Marokko. Die in IMPETUS beteiligten Disziplinen umfassen Meteorologie, Geologie, Geographie (darin auch Hydrologie und Fernerkundung), Biologie, Agrarökonomie, sowie Anthropologie und in Benin auch Medizin. Die Zielsetzung des Projektes ist das Verständnis des hydrologischen Kreislaufs in diesen Gebieten, die realitätsnahe Abschätzung möglicher künftiger Änderungen und die Entwicklung von Management-Strategien, die das Konfliktpotential um diese knappe Ressource minimieren. Um dieses Ziel zu erreichen ist eine enge Zusammenarbeit der beteiligten Disziplinen erforderlich. Forschungsergebnisse jeder Disziplin müssen in die Analysen der anderen Disziplinen einfließen, um ein umfassendes Bild der komplexen Zusammenhänge zu liefern. Ein wesentlicher Aspekt dieser Arbeit liegt daher in der Zusammenarbeit mit den anderen beteiligten Disziplinen.

Die vorliegende Arbeit behandelt die Evapotranspiration in einem Teil des Drâa-Einzugsgebietes südlich der Stadt Ouarzazate. Die Untersuchungsregion ist karg, nur entlang des Wadi befinden sich mehrere Flussoasen. Zur Berechnung der Evapotranspiration sind detaillierte Informationen über die relevanten Boden- und Oberflächenparameter im Untersuchungsgebiet erforderlich. Dies umfasst nicht nur den natürlichen Pflanzenbewuchs und den Bodenwassergehalt außerhalb der Oase, sondern auch die Anbau- und Bewässerungsstrategien der Oasenbewohner. Atmosphärische Messwerte in 2 m über Grund an vier im Untersuchungsgebiet liegenden Klimastationen, sowie Transpirationmessungen an einigen typischen Pflanzen werden zur Kalibrierung des Modells herangezogen. Die Ergebnisse dieser Arbeit werden als obere Randbedingung für hydrologische Modellierungen benötigt. Darüber hinaus liefern sie wesentliche Anhaltspunkte für agrarökonomische Überlegungen zur verbesserten Nutzung der vorhandenen Ressourcen des Wassers und der Anbaufläche. In weiterführenden Arbeiten kann mit der hier entwickelten Methode der Einfluss von Klimaänderungen auf die Verdunstung aus globalen Szenarienrechnungen ermittelt werden. Zusätzlich lassen sich Änderungen der Landnutzung (Beweidung, Anbaupflanzen, Bewässerungsmethoden etc.) im Untersuchungsgebiet simulieren und deren Einfluss auf die Verdunstung abschätzen. Dies ist zur Erstellung von Managementstrategien für die Region unerlässlich.

## **1.2 Stand der Forschung**

In diesem Kapitel wird der aktuelle Forschungsstand beschrieben, auf den diese Arbeit aufbaut. Zunächst wird ein Überblick über Arbeiten gegeben, die sich mit dem Niederschlag als Quelle des in der Region verfügbaren Wassers beschäftigen. Daran anschließend wird kurz auf die Frage des Einflusses von Klimaänderungen in der Region und der anthropogenen Einflüsse, die solche Änderungen verursachen können, eingegangen. Das Problem der Bestimmung der

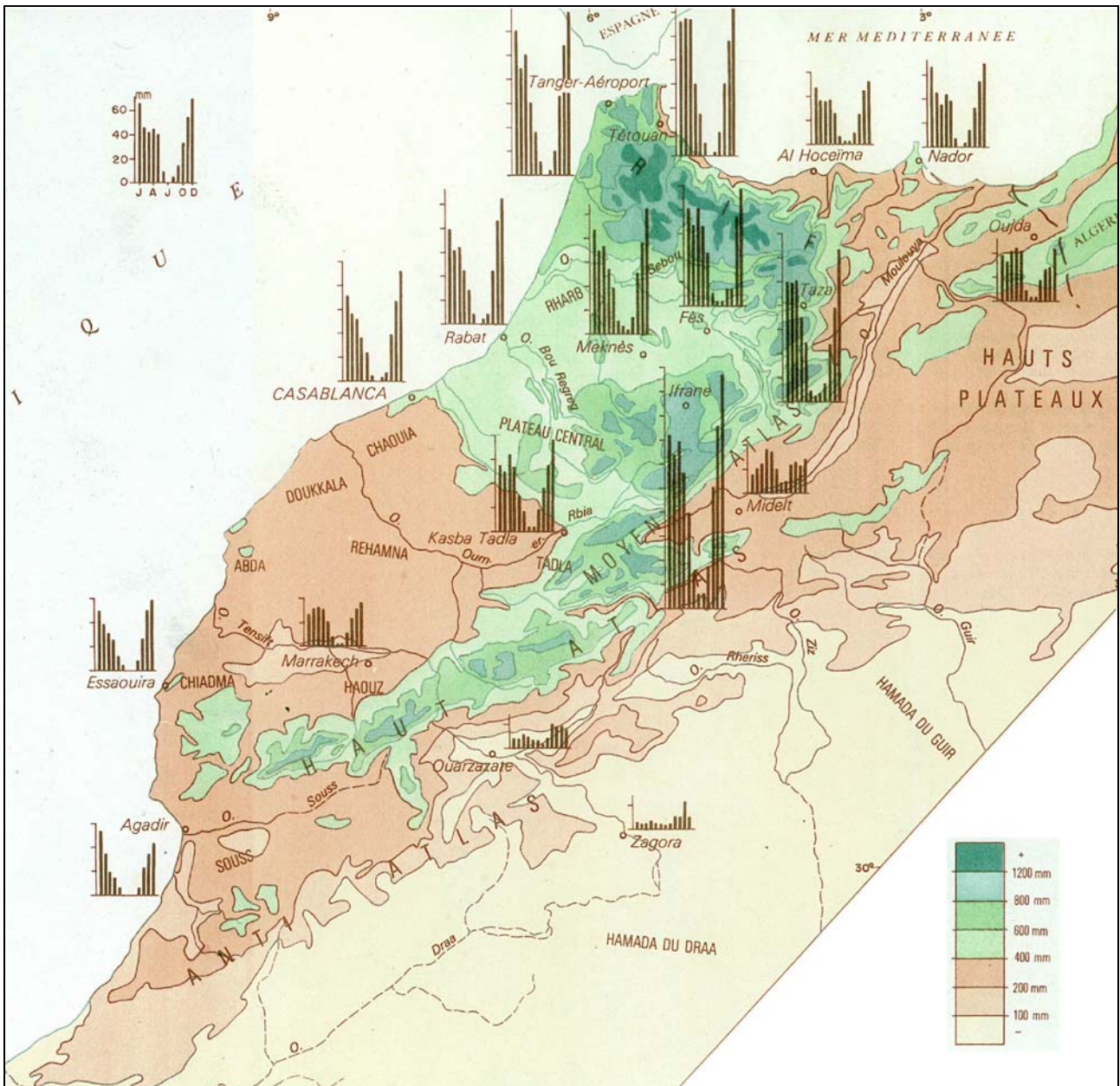
Evapotranspiration in ariden und semi-ariden Gebieten wird im darauffolgenden Unterkapitel dargestellt. In diesem Zusammenhang kommt der Verwendung von Modellsimulationen große Bedeutung zu. Hierbei stellen die Wechselwirkungen zwischen Boden und Atmosphäre die zentralen Mechanismen dar. Daher wird in einem weiteren Unterkapitel auf diese Wechselwirkungen und ihre Repräsentation in meteorologischen Modellen eingegangen. Schließlich werden statistische Methoden vorgestellt, die es ermöglichen, eine Klimatologie aus hochaufgelösten Episoden-Simulationen zu erstellen.

### 1.2.1 Niederschlag

In ariden und semi-ariden Gebieten ist der Niederschlag der bestimmende Faktor für die biologische Produktivität einer Region. Nach Untersuchungen von *Le Houerou und Hoste (1977)* werden in Nordafrika pro 1 mm mittlerem Jahresniederschlag 2 kg pflanzliche Biomasse produziert und somit die Kapazität der Region für Landwirtschaft und Viehhaltung bestimmt.

Der mittlere jährliche Niederschlag in Marokko ist räumlich sehr unterschiedlich verteilt (vgl. Abb. 1.1). Während in einigen Gegenden des Rif-Gebirges über 1.200 mm Niederschlag pro Jahr und in den Hochlagen des Atlas-Gebirges über 800 mm pro Jahr fallen, liegt der mittlere Jahresniederschlag am Rand der Sahara unter 100 mm. Generell fällt nördlich des Atlas-Gebirges etwas mehr Niederschlag, als südlich davon (*Hasler, 1980; Nicholson und Kim, 1997*).

Neben der räumlichen Verteilung der Niederschläge sind auch deren zeitliche Verteilung und die physikalischen Prozesse, die zur Niederschlagsbildung beitragen, von Bedeutung. Die Niederschläge nördlich des Atlas werden oft durch Zyklonen im Zusammenhang mit der Polarfront ausgelöst und weisen Maxima in den Wintermonaten auf. Sie zeigen eine deutliche Korrelation mit der Nordatlantik-Oszillation (NAO – Druckdifferenz zwischen Stationen in Island und den Azoren, Lissabon oder Gibraltar, je nach Index-Definition, z.B. *Knippertz et al., 2003c*). Ein hoher NAO-Index ist durch die Verstärkung der Antizyklone über den Azoren mit negativen Niederschlagsanomalien in Südeuropa und Nordafrika assoziiert (*Nicholson und Kim, 1997; Knippertz et al., 2003a,c; Luterbacher und Xoplaki, 2003*). Darüber hinaus weisen einige Autoren (*Nicholson und Kim, 1997; Knippertz et al., 2003c*) Korrelationen der winterlichen El Niño / Southern Oscillation Bedingungen mit dem Niederschlag in Südeuropa und Nordafrika nach. Ein positiver NIÑO3-Index (positive Anomalie der Meeresoberflächentemperatur im Ostpazifik) im Winter steht demnach mit reduziertem Niederschlag im folgenden Frühjahr in Verbindung.



**Abbildung 1.1: Ausschnitt aus der Niederschlagsverteilung Marokko [mm/Jahr] (farbig) der Jahre 1925-1949 und mittlere Monatsniederschläge an einzelnen Stationen [mm/Monat] (Histogramme) der Jahre 1933-1963. Aus: *Royaume du Maroc*, 1990: Atlas des Ressources Naturelles.**

An den Südhängen des Atlas-Gebirges und am Nordrand der Sahara weist die saisonale Niederschlagsverteilung Maxima während der Übergangsjahreszeiten auf. Diese Niederschläge können in vielen Fällen in Zusammenhang mit tropisch-extratropischen Wechselwirkungen und Höhenträgen gebracht werden (Knippertz, 2003b; Knippertz et al., 2003b). Sie treten häufig bei Anströmungen aus südlichen Richtungen auf, was auf die Bedeutung orographischer Effekte für die Niederschlagsbildung hinweist (Hasler, 1980; Knippertz, 2003a). Darüber hinaus kann bei nördlichen Windrichtungen Zyklongenese im Lee des Atlas stattfinden. Ähnlich wie bei der Entstehung der sog. Sharav-Zyklonen oder Saharischen Tiefdruckgebiete, deren Entstehungsgebiet nach Alpert und Ziv (1989) östlich der hier behandelten Region liegt, können sich durch den

Transport von positiver Vorticity über den Atlas kleinskalige Zyklonen entwickeln. Sharav-Zyklonen treten besonders häufig im Frühjahr auf und können bei Feuchteadvektion aus dem Mittelmeergebiet mit Niederschlägen im Entstehungsgebiet und entlang ihrer Zugbahn nach Osten (über dem Kontinent, parallel zur afrikanischen Mittelmeerküste, z. T. bis nach Israel) verbunden sein (*Alpert und Ziv, 1989; Egger et al., 1995*).

In Südmarokko fallen Niederschläge häufig in Form von einzelnen, lokal begrenzten, dafür aber mitunter sehr intensiven Niederschlagsereignissen (*Nicholson und Kim, 1997*). Dadurch ist die Gefahr von Überflutungen und Bodenerosion durch Wasser nicht vernachlässigbar, obwohl die Region unter Wasserknappheit leidet. Der hydrologische Kreislauf und die damit einhergehenden Prozesse sind ohne die Berücksichtigung der verschiedenen Mechanismen der Generierung von Niederschlag in der Region nicht zu verstehen.

Die semi-ariden subtropischen Gebiete in Afrika und speziell Südmarokko weisen eine hohe interannuelle Niederschlagsvariabilität auf (*Nicholson et al., 1997; Ward et al., 1998*). Diese wird z. T. zusätzlich von dekadischer Variabilität überlagert (*Chbouki et al., 1995; Knippertz et al., 2003c*). Da die Niederschläge sehr spärlich sind und das Auftreten von mehreren Trockenjahren in Folge die Vegetation erheblich belastet, ist das Gebiet besonders sensitiv für Klimaänderungen, die zu einem gehäuften Auftreten solcher Trockenjahre oder Trockenperioden führen können (*Bullock und Le Houerou, 1996*). Nach Untersuchungen von *Hulme (1992)* hat die Niederschlagsvariabilität für die Region am Nordrand der Sahara, südlich des Atlas Gebirges, in der Klimaperiode 1961-1990 im Vergleich zu der Klimaperiode 1931-1960 zugenommen. Da mehrjährige Pflanzen ein einzelnes oder wenige Trockenjahre überstehen können, wirkt die Vegetation auf der Zeitskala von einzelnen Jahren abschwächend auf Niederschlagsschwankungen. Dauert eine Trockenperiode jedoch mehrere Jahre an, so leiden auch die robusteren Pflanzen und ein positiver Rückkopplungsmechanismus zwischen Vegetation und Niederschlag bildet sich aus (*Zeng et al., 1999*).

### **1.2.2 Klimaänderung und anthropogene Einflüsse**

Zusätzlich zur Variabilität auf Skalen von einigen Jahren bis Jahrzehnten lassen sich auch Unterschiede auf paläoklimatischen Zeitskalen feststellen. Im holozänen Klimaoptimum (d. h. vor ca. 6.000 Jahren) war das Klima in weiten Teilen Westafrikas feuchter als heute und die Sahara deutlich stärker bewachsen (z. B. *Street und Grove, 1976; Yu und Harrison, 1996*). Die Gründe, die zur Desertifikation in diesem Gebiet geführt haben, sind noch nicht vollständig verstanden. Während ein Teil dieser Entwicklung externen Faktoren, wie der Änderung der Solarkonstante und der Neigung der Erdrotationsachse zur Äquatorebene zugeschrieben werden kann (*Kutzbach und*

*Street-Perrott*, 1985; *COHMAP Members*, 1988), werden zusehends Wechselwirkungen zwischen Klima und Vegetation als wichtige Auslöser dieser Entwicklung belegt (z. B. *De Noblet-Ducoudré*, 2000; *Doherty et al.*, 2000; *Claussen et al.*, 2003). Ein wichtiger Faktor ist dabei, dass das Klima als ein Gleichgewichtssystem mit mehreren Ruhezuständen betrachtet werden kann. Nicht jeder dieser Zustände ist gegen kleine Störungen stabil. Geringfügige Veränderungen können das System aus seinem Ruhezustand bewegen und zu weitreichenden Änderungen, hin zu einem neuen Gleichgewichtszustand führen (*Kubatzki und Claussen*, 1998; *Wang und Eltahir*, 2001a,b). Daraus ergibt sich die Frage, wie sich mögliche zukünftige Klimaänderungen auf die Region auswirken werden. *Desanker und Magadza* (2001) weisen auf bereits eingetretene Klimaänderungen in Afrika in Form einer Erwärmung des Kontinents hin und konstatieren eine Abnahme der Niederschlagsmengen für mehrere Klimaszenarien bei Verdoppelung des atmosphärischen CO<sub>2</sub> Gehaltes. Dagegen leitet *Petit-Maire* (1990) aus theoretischen Überlegungen und Parallelen zu paläoklimatischen Bedingungen eine Zunahme der Vegetationsbedeckung in der Sahara und einen Anstieg der Niederschläge ab. *Claussen et al.* (2003) stellen eine solche Tendenz in Simulationen mit dem CLIMBER-2 (Climate-Biosphere) Modell für steigende atmosphärische CO<sub>2</sub> Konzentrationen ebenfalls fest, wenn auch in geringerem Maß. Die Auswirkungen von Klimaänderungen werden auch im Gebiet des Hohen Atlas wesentliche Bedeutung für Viehhaltung, Obstanbau und Tourismus haben (*Parish und Funnell*, 1999). Neben globalen Klimaänderungen spielen weitere anthropogene Faktoren wie z.B. Änderungen der Landnutzung oder der Bevölkerungsdichte eine Rolle (*Gleick*, 1992; *Bullock und Le Houerou*, 1996). Hierbei ist der Einfluss von Anbau- und Beweidungsstrategien von zentraler Bedeutung (*Le Houerou*, 2002). Durch starkes Bevölkerungswachstum erhöht sich der Nutzungsdruck auf die Landschaft, bei gleichbleibenden oder sogar sinkenden Niederschlägen. Die Intensivierung der Beweidung und der landwirtschaftlichen Nutzung sowie die Verstärkung der Variabilität der Niederschläge führt zur Reduzierung der Biodiversität in ariden und semi-ariden Ökosystemen (*Solh et al.*, 2001; *Le Houerou*, 2002).

### **1.2.3 Bestimmung der Evapotranspiration in ariden und semi-ariden Gebieten**

Ein zentrales Problem der meteorologischen Forschung in ariden und semi-ariden Regionen der Erde stellt die mangelhafte Datenverfügbarkeit dar. Meteorologische Messungen liegen entweder nicht oder nur in großen räumlichen Abständen und oftmals in Form nicht kontinuierlicher Zeitreihen vor. Verschiedene Autoren haben deutliche Unterschiede in der Quantifizierung sensibler und latenter Wärmeflüsse für verschiedene Mess- und Berechnungsmethoden in semi-ariden Regionen festgestellt. Für ein semi-arides Untersuchungsgebiet in der Türkei wurde

Evapotranspiration mit acht verschiedenen Methoden gemessen, berechnet oder simuliert (*Kite und Droogers, 2000*). Verglichen wurden mehrere Berechnungsmethoden, von denen einige unter dem Begriff FAO-24 zusammengefasst werden (vereinfachte Berechnungen, die sich für Bedingungen eignen in denen nur wenige Messdaten oder Abschätzungen von Werten vorliegen: entweder nur tägliche Solarstrahlung, nur Monatsmitteltemperatur und Sonnenscheinstunden, nur mittlere Tagestemperatur und tägliche Extremtemperaturen oder nur potentielle Evaporation und ein Pflanzenkoeffizient; *Beyazgül et al., 2000; Fontenot, 2004*). Diese und zusätzlich herangezogene Satellitenmessungen zeigten eine erhebliche Streuung der ermittelten Werte. Die Ergebnisse unter Verwendung einer komplexeren Berechnungsmethode (FAO-56 Methode: Nettostrahlung, Bodenwärmestrom, Sättigungsdampfdruck, aktueller Dampfdruck, Tagesmitteltemperatur und mittlere tägliche 2 m Windgeschwindigkeit müssen bekannt sein; *Allen, 2000*), Messungen mit einem Szintillometer (optische Messung von Turbulenz über eine Strecke zur Ermittlung des sensiblen Wärmeflusses, latenter Wärmefluss wird aus Energiebilanz abgeleitet; *Meijninger und De Bruin, 2000*) und die Ergebnisse der hydrologischen Modelle (SWAP und SLURP; *Droogers, 2000; Kite, 2000*) erweisen sich als konsistenter. Eine klare Aussage, welche Methode die exaktesten Ergebnisse produziert, kann von den Autoren jedoch nicht getroffen werden. Unterschiede zwischen der Bestimmung des latenten Wärmeflusses als Residuum der Energiebilanzgleichung und aus 1-dimensionalen Eddy-Korrelationsmessungen (Produkt der Verdampfungswärme und der Kovarianz zwischen vertikaler Windgeschwindigkeit und Feuchtefluktuationen) für ein semi-arides Untersuchungsgebiet in Arizona (USA) liegen unter  $50 \text{ W/m}^2$  für 20 min Mittelwerte, wobei sich die Abweichungen im Tagesverlauf durch Mittelung reduzieren (*Kustas et al., 1991*). Für drei Vegetationsbarrieren in Burkina Faso ermitteln *Ringersma und Sikking (2001)* Transpiration aus Saftflussmessungen und Evaporation des Bodens aus Bodenfeuchtemessungen und vergleichen die Ergebnisse mit Berechnungen nach der FAO-56 Methode. Sie kommen zu dem Schluss, dass die Berechnung nach der FAO-56 Methode die reale Evapotranspiration z.T. deutlich überschätzt. All diese und weitere Autoren (z. B. *Lloyd et al., 1997; Van den Hurk, 2001, Leuning et al., 2004*) betonen die Differenzen, insbesondere im sensiblen und latenten Wärmefluss, bei Verwendung verschiedener Bestimmungsmethoden. Die Ursachen für mangelnde Übereinstimmung zwischen Messungen und Modellergebnissen können in Schwächen des verwendeten Modells, aber auch in nicht gegebener Repräsentativität einer Punktmessung für die Fläche einer simulierten Gitterbox begründet sein (*Noilhan et al., 1991*). *Brotzge (2000)* führt Unterschiede von fast  $100 \text{ W/m}^2$  zwischen zeitgleichen Messungen des Bodenwärmestromes an, die nur 100 m voneinander entfernt vorgenommen wurden. Darüber

hinaus können z. B. Instrumentenfehler oder die fehlende Schließung des Energiehaushaltes die Interpretierbarkeit von Messdaten limitieren (*Brotzge und Weber, 2002*).

Eine realitätsnahe Abschätzung der turbulenten Flüsse ist besonders schwierig, wenn flächige Daten benötigt werden (z. B. *Watts et al., 2000*). Für ein Untersuchungsgebiet in Australien wurden während einer Feldkampagne die Komponenten der Energiebilanz am Boden durch Bodenmessungen und durch Messungen mit einem niedrig fliegenden Flugzeug verglichen (*Isaac et al., 2004; Leuning, et al., 2004*). Große räumliche Unterschiede in den Messungen der sensiblen und latenten Wärmeflüsse ergaben sich in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte, dem Blattflächenindex, der durch den Niederschlag in den drei vorherigen Monaten gesteuert wurde, und durch Inhomogenität der Bewölkung.

Die Extrapolation von Punktmessungen auf flächige Werte ist mit großen Unsicherheiten behaftet (vgl. *Infante et al., 1997*). Aus diesem Grund kommt gerade in datenarmen Gebieten der Simulation atmosphärischer Felder mit meteorologischen Modellen große Bedeutung zu. In viele dieser Modelle werden sogenannte SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer) Module implementiert, was zu einer Verbesserung der Wiedergabe der Energiebilanz am Erdboden führt (z. B. *Sen et al., 2001; Federer et al., 2003*). Jedoch sind auch die Unterschiede zwischen Ergebnissen verschiedener Modelle mitunter erheblich (z. B. *Cleugh et al., 2004*).

#### **1.2.4 Wechselwirkung von Boden, Oberfläche und Atmosphäre**

Die realistische Annahme verschiedener Boden- und Vegetationsparameter und ihrer Interaktion mit der Atmosphäre ist essentiell für die Qualität meteorologischer Simulationen. Bereits seit den Arbeiten von *Charney (1975)* und *Charney et al. (1977)* ist die Bedeutung der unterschiedlichen Albedo bewachsener und unbewachsener Flächen für das Klima bekannt. In diesen Arbeiten wird ein positiver Rückkopplungseffekt zwischen einer Reduktion der Vegetation und einem Rückgang des Niederschlages in semi-ariden Gebieten an Grenzen zwischen Wüsten und Monsunregionen belegt. In der Folge entstand eine Reihe von Arbeiten, die die Ergebnisse weiter verfeinerten (z. B. *Knorr et al., 2001; Myhre und Myhre, 2003*) und auf weitere Parameter der Vegetation, insbesondere den Feuchteeintrag in die Atmosphäre durch Transpiration, ausweiteten (z. B. *Zeng et al., 1999; Knorr et al., 2001; Narisma und Pitman, 2003*). Änderungen der Landnutzung und damit der Vegetation führen zu Änderungen der Konvektion (z. B. *Perlin und Alpert, 2001; Sogalla et al., 2001; Lyons, 2002*) und der Feuchtewiederverwertung (engl.: *recycling*) in semi-ariden Regionen (*Savenije, 1995*). Die Rauigkeitslänge einer Oberfläche ist von wesentlicher Bedeutung für die Entstehung von Turbulenz und damit für die Entwicklung von Konvektion (z. B. *Lyons, 2002*).

Neben der Albedo verschiedener Oberflächen und Vegetationsparametern (z. B. Vegetationsbedeckungsgrad, Blattflächenindex und Rauigkeitslänge) sind auch Bodenparameter (z. B. Bodenwärmekapazität, Kapillarität und Speichervermögen für Bodenwasser) von zentraler Bedeutung für die Simulationsergebnisse meteorologischer Modelle. In einer Untersuchung von *Brotzge und Weber* (2002) für ein semi-arides Untersuchungsgebiet in Oklahoma (USA) werden substantielle Einflüsse von Bodenart, Vegetationsbedeckung und Rauigkeitslänge auf die Komponenten der Energiebilanz, insbesondere die turbulenten Flüsse sensibler und latenter Wärme, nachgewiesen. Simulationen des Energiehaushalts am Erdboden für das semi-aride HAPEX-Sahel Gebiet mit einem mesoskaligen Modell zeigen erhebliche räumliche Variabilität in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte (*Taylor et al.*, 1997). Der Einfluss der turbulenten Flüsse auf die Grenzschicht war in dieser Untersuchung gering, da in der betrachteten Wettersituation Advektion dominierte. Nach eindimensionalen Ensemblestudien von *Sogalla et al.* (2001) für Westafrika übt die Bodenfeuchte den größten Einfluss auf das Niederschlagsaufkommen aus und steuert damit auch das zur Verdunstung bereitstehende Wasser. Bei ausreichendem Angebot an Bodenfeuchte modulieren hauptsächlich die Albedo und die Rauigkeitslänge über die Turbulenz die Niederschlagstätigkeit. In Situationen, in denen die Verdunstung durch geringe Bodenfeuchte begrenzt ist, trägt eine hohe Vegetationsbedeckung über die Transpiration und die Verdunstung von Niederschlagswasser aus vorangegangenen Niederschlagsereignissen maßgeblich zur Erhöhung der Niederschlagstätigkeit bei (*Sogalla et al.*, 2001). Die Bodenfeuchte an der Oberfläche und in unterschiedlichen Bodentiefen wird auch von anderen Autoren (z. B. *Kustas et al.*, 1991; *Taylor et al.*, 1997; *Domingo et al.*, 1999) als essentiell für die Evapotranspiration genannt. Dies trifft besonders auf geringe Bodenwassergehalte und spärlich bewachsene Böden zu (*Dirmeyer et al.*, 2000). Gerade in ariden und semi-ariden Gebieten wird durch einzelne lokale Niederschlagsereignisse eine stark heterogene Bodenfeuchteverteilung erzeugt, die zu erheblichen Unterschieden in der räumlichen Struktur der Energiebilanz am Boden führt. Darüber hinaus treten Probleme bei der realistischen Wiedergabe der Evapotranspiration in Situationen auf, in denen die obere Bodenschicht trocken ist, die Pflanzen durch große Wurzeltiefe aber trotzdem transpirieren (*Taylor et al.*, 1997). In Savannen, tropischem Grasland, Wüsten und Halbwüsten können Wurzeltiefen von bis zu 70 m gemessen werden (*Kleindon und Heimann*, 1998). Starke Heterogenität der Bodenfeuchte wird neben der Niederschlagsverteilung auch durch Bewässerung verursacht. Die Simulation von Bewässerung findet sich bislang nur in agrarökonomischen oder hydrologischen Modellen (z. B. *Mailhol et al.*, 1999; *Droogers*, 2000), nicht aber in meteorologischen Modellen.

Für ein Untersuchungsgebiet in der Köln-Bonner-Bucht wurde von *Braun et al.* (2001) eine Studie mit dem Lokalmmodell (LM) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) durchgeführt. Um die Simulationsergebnisse an gemessene Werte anzunähern, wurden in der Studie von *Braun et al.* (2001) zwei Testsimulationen durchgeführt, in denen die Bodenfeuchte im Modell um 50%, bzw. 100% höher als in der ursprünglichen Simulation angenommen wurde. Dies verbesserte die Wiedergabe von sensiblem und latentem Wärmefluss, führte aber gleichzeitig zu einer Unterschätzung der maximalen Tagestemperaturen, verursacht durch eine reduzierte Aufheizung der Grenzschicht und damit zu einer Verschlechterung der Simulationsergebnisse.

Die erreichbare Messgenauigkeit für die turbulenten Flüsse sensibler und latenter Wärme liegt bei ca.  $\pm 10 \text{ W/m}^2$  (*Dirmeyer et al.*, 2000). Da die Evapotranspiration sehr sensitiv auf die Bodenfeuchte reagiert, muss die Bodenfeuchte möglichst exakt bekannt sein (*Dirmeyer et al.*, 2000), um die turbulenten Flüsse an der Erdoberfläche zu simulieren. Durch die oft starke räumliche Heterogenität der Bodenfeuchte liegen selbst in gut ausgestatteten Messgebieten die Bodenfeuchtemessungen i.A. nicht in ausreichender Dichte vor, um die Felder in ihrer Komplexität wiederzugeben.

Neben der Qualität kommt auch der Auflösung der Oberflächendaten große Bedeutung zu (z. B. *Zeng et al.*, 2002). Der Stellenwert der Gitterauflösung und die Behandlung subskaliger Oberflächenheterogenität für die realistische Wiedergabe turbulenter und sensibler Wärmeflüsse wird von *Shao et al.* (2001) in einer Untersuchung mit dem auch in dieser Arbeit verwendeten Modell FOOT3DK (Flow Over Orographically structured Terrain, 3-Dimensional, Köln-Version) für den Raum Köln/Bonn thematisiert. Der Aggregationseffekt, der durch die Mittelwertbildung von Boden- und Oberflächenparametern, wie z.B. Bodenfeuchte, für eine Gitterzelle in der Berechnung nicht-linearer Austauschprozesse am Boden zustande kommt, ist schon länger bekannt (z. B. *Hu und Islam*, 1997; *Hahmann und Dickinson*, 2001; *Nykanen et al.*, 2001; *Giorgi et al.*, 2003). Möglichkeiten, die einfache Mittelung von Parameterwerten zu verfeinern sind z.B. die Verwendung sogenannter effektiver Oberflächenparameter (z. B. *Hu et al.*, 1999) oder von Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen (engl.: probability density function, pdf) (*Avissar*, 1992; *Zeng et al.*, 2002). Gerade für nichtlineare Wechselwirkungen können jedoch deutlich Unsicherheiten resultieren (*Niyogi et al.*, 2002), wobei *Ács* (2003) eine stärkere Nichtlinearität bei der Transpiration, als bei der Evaporation von unbewachsenem Boden findet. Eine mögliche Lösung dieses Problems stellt der sogenannte Mosaik-Ansatz dar, bei dem alle Gebiete mit gleicher Landnutzung innerhalb einer Gittermasche vor der Berechnung zusammengefasst werden und die berechneten Größen danach anteilig gewichtet werden (*Boulet et al.*, 1999; *Molod und Salmun*, 2002). Eine weitere Möglichkeit ist die explizite Methode, bei der die Erdoberfläche feiner

aufgelöst wird als das Atmosphärenmodell. Die Austauschprozesse, insbesondere die turbulenten Flüsse am Boden, werden in diesem Fall für die feiner aufgelösten Bodengitterzellen berechnet, bevor sie an das atmosphärische Modell übergeben werden (*Koster und Suarez, 1992; Giorgi, 1997; Hu et al., 1999*). Die explizite Methode ist dabei dem Mosaik-Ansatz in stark heterogenem Gelände überlegen (*Mölders et al., 1996*). Bei homogenen Oberflächen kann auch die Methode der dominanten Klasse (als einheitlicher Wert für die ganze Gitterzelle) zu realistischen Simulationsergebnissen führen (*Molod und Salmun, 2002*). Zusätzlich zum Aggregationseffekt finden *Shao et al. (2001)* noch einen dynamischen Effekt, der durch subskalige turbulente Bewegungen zu erklären ist. Der dynamische Effekt führt zu einer Unterschätzung der turbulenten kinetischen Energie (TKE) und erfordert eine Umformulierung der Parameterisierung der TKE für das Modell. *Hasler et al. (2002)* weisen zusätzlich auf die Bedeutung der Anordnung unterschiedlich bewachsener Flächenanteile für die Evapotranspiration der einzelnen Flächenanteile und damit auch der Gesamtfläche hin.

### 1.2.5 Methoden der Regionalisierung

In den bisherigen Forschungen zur Evapotranspiration in ariden und semi-ariden Gebieten liegen in vielen Fällen nur Fallstudien, zeitlich begrenzte Messkampagnen oder Simulationen für kurze Zeiträume vor. In Anbetracht der hohen intra- und interannuellen Variabilität der Niederschläge und damit des hydrologischen Kreislaufs in diesen Gebieten, besteht die Notwendigkeit von Untersuchungen auf langen Zeitskalen. Da hierfür nur Methoden wie Fernerkundung mittels Satelliten oder Modellsimulationen in Frage kommen, müssen Methoden entwickelt werden, um solche längerfristigen Untersuchungen durchführen zu können. Globale Zirkulationsmodelle liefern lange klimatologische Zeitreihen zur Untersuchung unterschiedlicher Phänomene in der Atmosphäre. Um jedoch Aspekte zu betrachten, deren horizontale Skala wesentlich kleiner ist als die Auflösung der Modelle (vgl. z. B. *von Storch, 1995*), ist eine Regionalisierung (engl.: downscaling) der Ergebnisse notwendig. Hierzu gibt es prinzipiell drei verschiedene Ansätze.

Die **statistische Regionalisierung** basiert auf der Kenntnis empirischer Zusammenhänge zwischen der globalen und der regionalen Skala, die aus Beobachtungsdaten abgeleitet sind. Diese Beobachtungsdaten müssen in hinreichend langen Zeitreihen vorliegen (z.B. *Fuentes, 1998: 30 Jahre*). In einigen Untersuchungen werden mittels Kanonischer Korrelationsanalyse (CCA) oder Eigenwertzerlegung (Singular Value Decomposition, SVD) optimal korrelierte Größen auf den verschiedenen Skalen ermittelt (z. B. *Wallace et al., 1992; Busuioc et al., 1999; Krüger, 2002*). Viele Studien nutzen Wetterlagen oder Zirkulationsklassen (z. B. *Trigo und DeCamara, 2000, Knippertz, 2003a*) als steuernde Information auf der großen Skala. Dieser Steuerparameter auf der

großen Skala wird als Antrieb für kleinereskalige Prozesse angenommen, die Gegenstand der Untersuchung sind. Mit der klimatologischen Verteilung des Steuerparameters lassen sich die damit zusammenhängenden Parameter auf der regionalen Skala gewichten (von *Storch et al.*, 1993; *Zorita et al.*, 1995; *Enke und Spekat*, 1997).

Die **dynamische Regionalisierung** erfolgt durch das sogenannte Nesting<sup>1</sup> von Regionalmodellen oder allgemein feiner aufgelösten Modellen in ein Klimamodell. Gegenüber der statistischen Methode hat dieses Verfahren den Vorteil der physikalischen Kopplung der Ergebnisse an das antreibende Modell. Die Methode ist allerdings außerordentlich rechenzeitintensiv. Die dynamische Regionalisierung wurde daher hauptsächlich für Zeiträume von wenigen Monaten angewandt (z. B. *Giorgi*, 1990; *Christensen et al.*, 1997) und nur selten für Simulationen von mehreren Jahren (z. B. *Jones et al.*, 1995; *Jones et al.*, 1997). Ein weiterer Ansatz ist die Simulation mit Modellen, die unterschiedliche horizontale Auflösungen in verschiedenen Regionen erlauben (*Déqué und Piedelievre*, 1995). Ein möglicher Nachteil dieser Methode ist, dass Fehler des großskaligen Modells an das regionale Modell weitergegeben werden.

Die **statistisch-dynamische Regionalisierung** bietet die Möglichkeit einige Vorteile der beiden oben genannten Methoden zu kombinieren. Bei diesem Verfahren wird zunächst ein Parameter auf der Skala des Globalmodells gesucht, der physikalisch sinnvoll und signifikant mit dem zu untersuchenden Phänomen auf der regionalen Skala korreliert ist. Daran schließt sich eine Klasseneinteilung von Ereignissen oder Episoden nach Maßgabe des gewählten großskaligen Parameters an. Die Länge der Episoden hängt vom zu untersuchenden Zusammenhang ab. Aus den resultierenden Klassen, Clustern oder Gruppen werden daraufhin Repräsentanten ausgesucht, die die Situation möglichst gut darstellen. Diese werden dann mit einem durch das Globalmodell angetriebenen Regionalmodell simuliert. Aus einer gewichteten Rekombination der simulierten Episoden lässt sich schließlich eine Klimatologie erstellen, die die Vorteile der dynamischen Regionalisierung (physikalische Kopplung an das antreibende Modell) mit einem deutlich reduzierten Rechenaufwand nutzbar macht. Die Methode basiert auf Untersuchungen über den Zusammenhang von mesoskaligen Windcharakteristika und geostrophischen Windfeldern (*Wippermann und Gross*, 1981; *Heimann*, 1986).

Häufig werden **Wetterlagen** aus Bodendruckfeldern bestimmt und als steuernder Parameter auf der großen Skala genutzt (z. B. *Trigo und DaCamara*, 2000). Die sogenannten „Grosswetterlagen“ wurden ursprünglich von *Baur et al.* (1944) für Deutschland definiert und von *Hess und Brezowsky*

---

<sup>1</sup> Nesting (engl.): Verkettung und Antrieb von Modellen mit unterschiedlichen Auflösungen und Abmessungen. Beim passiven (oder one-way) Nesting wird nur das kleinereskalige Modell mit Daten des größerskaligen Modells angetrieben. Beim aktiven (oder two-way) Nesting werden Ergebnisse des Modells mit der feineren Auflösung an das Modell mit größerer Auflösung zurückgegeben und in den nächsten Simulationsschritt einbezogen.

(1977) weiterentwickelt. Diese Wetterlagen stellen typische Witterungssituationen dar, die mit bestimmten Wettererscheinungen in Deutschland verknüpft sind. Um diese Methode auf andere Gebiete übertragbar zu machen, entwickelte *Lamb* (1972) eine Klassifikation von Windrichtungsklassen (Circulation Weather Types, CWTs). Zu diesem Zweck wird die mittlere Strömungssituation einer Episode von mehreren Tagen Dauer mittels der durch den Gradienten des Bodendruckfeldes approximierten Strömungsrichtung ausgedrückt. Daraus ergeben sich acht direktionale (N, NO, O, SO, S, SW, W, NW) und zwei zirkuläre (zyklonal, antizyklonal) Klassen und deren Mischformen. Das Verfahren der subjektiven Bestimmung solcher Windrichtungsklassen wurde von *Jones et al.* (1993) durch eine objektive Berechnung ersetzt. Diese Analysemethoden setzt die Annahme voraus, dass sich eine Wetterlage mehrere Tage quasistationär hält, bevor sie in einem vergleichsweise kurzen Zeitraum von etwa einem Tag in eine andere Wetterlage übergeht. Dadurch stellen die Wetterlagen oder CWTs zwar die großskalige atmosphärische Lage gut dar, sie können aber die Entwicklungen und Zugbahnen kleinerer Tiefdruckgebiete oder Randstörungen, sowie den Durchzug von Frontensystemen nicht wiedergeben. Um auch instationäre Situationen repräsentieren zu können, werden von *Fuentes und Heimann* (2000) und *Weimer* (2003) multivariate Analysemethoden für Episoden von mehreren Tagen Dauer angewendet, die eine zeitliche Entwicklung der Felder berücksichtigen.

### **1.3 Zielsetzung und Gliederung der Arbeit**

In dieser Arbeit wird beispielhaft für aride und semi-aride Gebiete ein Teil des hydrologischen Kreislaufs im Drâa-Tal in Südmarokko untersucht. Eine realistische Abschätzung der Evapotranspiration ist in ariden und semi-ariden Gebieten für die Untersuchung des hydrologischen Kreislaufs essentiell. Da Messungen der Evapotranspiration i. A. nicht in ausreichender räumlicher Auflösung und zeitlicher Kontinuität vorliegen, bietet die Simulation mit meteorologischen Modellen die beste Möglichkeit, räumliche Felder dieser Größe zu erstellen. Für die Qualität der Modellergebnisse ist die Repräsentation der Interaktion von Atmosphäre und Oberfläche (Boden und Bewuchs) von entscheidender Bedeutung. Probleme bei der realistischen Simulation der Evapotranspiration treten z. B. durch die nicht vorhandene Wiedergabe tief liegender Grundwasserreservoirs auf, die den Pflanzen zur Transpiration zur Verfügung stehen. Ebenso ist die Darstellung von Bewässerungsmaßnahmen in meteorologischen Modellen noch nicht ausreichend untersucht. Um den hydrologischen Zyklus in ariden und semi-ariden Gebieten zu erfassen, sind Untersuchungen auf unterschiedlichen Zeitskalen, von Stunden bis zu Jahrzehnten, notwendig. Eine Methode längerfristige Untersuchungen durchzuführen, ist die statistisch-dynamische Regionalisierung. In der hier vorgelegten Untersuchung werden Windrichtungsklassen

als Steuerparameter auf der großen Skala für die statistisch-dynamische Regionalisierung verwendet. Dadurch können die unterschiedlichen Niederschlagsmechanismen berücksichtigt werden, die in der Region von Bedeutung sind. Darüber hinaus kann die Methode auf Klimaszenarien angewendet werden und bietet die Möglichkeit der Repräsentation geänderter Landoberflächen. Die Untersuchungsmethoden von Klimafaktoren, wie z. B. der Evapotranspiration, sollen auch auf Klimaszenarien anwendbar sein, um zukünftige Entwicklungen abschätzen zu können. Auch die Möglichkeit der Repräsentation geänderter Landoberflächen zur Untersuchung künftiger Entwicklungen ist von großer Bedeutung.

Die vorliegende Arbeit setzt bei der Simulation der Evapotranspiration und der Erstellung einer Verdunstungsklimatologie in einem semi-ariden Untersuchungsgebiet folgende Schwerpunkte:

1. Um die Bodenfeuchte in ariden und semi-ariden Gebieten angemessen darzustellen, werden in dieser Arbeit zwei Modellerweiterungen entwickelt und vorgestellt, die fehlenden Prozesse mit einfachen Mitteln in meteorologische Modelle zu implementieren. Dies gilt für tief liegender Grundwasserreservoirs, die zur Transpiration angezapft werden, sowie für die Wiedergabe von Bewässerungsstrategien.
2. In dieser Arbeit wird mit der Methode der statistisch-dynamischen Regionalisierung ein Verfahren genutzt und bewertet, das es ermöglicht, aus großskaligen Datenreihen eine Klimatologie für das Untersuchungsgebiet zu erstellen. Dafür werden meteorologische Felder der beteiligten Skalen miteinander verknüpft, die für die Bestimmung der Evapotranspiration von wesentlicher Bedeutung sind.
3. Die vorgestellte Methode der Klimatologieerstellung ist in weiterführenden Arbeiten auf Klimaszenarien anwendbar und bietet zusätzlich die Möglichkeit, den Einfluss von Landnutzungsänderungen auf das Klima zu untersuchen.

Für das Untersuchungsgebiet werden meteorologische Simulationen mit dem nicht-hydrostatischen mesoskaligen Modell FOOT3DK realisiert. Zu diesem Zweck wird eine meteorologische Modellkette eingeführt, mittels derer globale atmosphärische Analysen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) in zwei Nestingschritten auf das Flusseinzugsgebiet des Wadi Drâa verfeinert werden. Die Simulation mit FOOT3DK liefert hochaufgelöste Felder der Evapotranspiration für das Untersuchungsgebiet. Aus diesen Simulationen wird mittels statistisch-dynamischer Regionalisierung die aktuelle klimatologische Evapotranspiration für die Region berechnet.

Im zweiten Kapitel dieser Arbeit wird zunächst das Untersuchungsgebiet vorgestellt und seine wesentlichen Eigenschaften besprochen. Daran anschließend wird das Forschungsprojekt

IMPETUS vorgestellt, in dessen Rahmen diese Arbeit eingebettet ist, und eine Einordnung der Arbeit in diesen Kontext gegeben. Das dritte Kapitel erläutert die verwendeten Methoden und Daten. Hier wird das Modell FOOT3DK beschrieben, die Nestungskette erläutert und die Methode der statistisch-dynamischen Regionalisierung näher betrachtet. Anschließend werden die für die Untersuchung genutzten Daten beschrieben.

Im Ergebnisteil werden zunächst Simulationen für einen konkreten Termin gezeigt und das Problem der begrenzten Datenverfügbarkeit für Boden- und Oberflächenparameter bearbeitet (Kap. 4). Neue Datensätze der Bodenart und Landnutzung im Untersuchungsgebiet werden vorgestellt und implementiert. Um dem Problem einer trockenen oberen Bodenschicht bei gleichzeitig stattfindender Transpiration der Pflanzen im Untersuchungsgebiet Rechnung tragen zu können, wird eine Methode zur realistischeren Darstellung tiefer Grundwasservorkommen im Modell entwickelt und angewandt. Darüber hinaus findet eine Methode Verwendung, die es ermöglicht, die im Untersuchungsgebiet stattfindende Form der Bewässerung der Oase wiederzugeben.

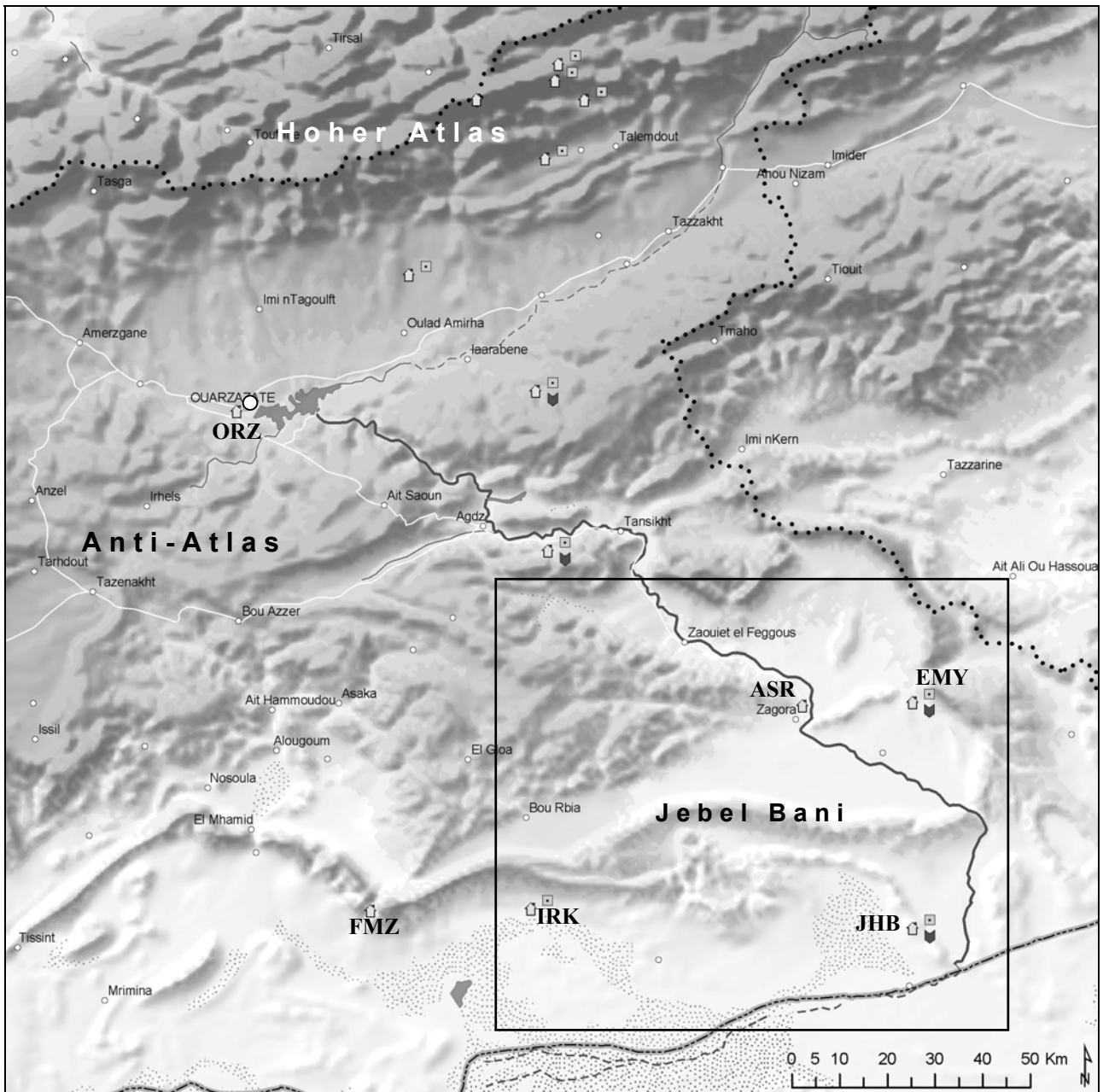
Zur Erstellung einer Klimatologie der Verdunstung im Untersuchungsgebiet wird die Methode der statistisch-dynamischen Regionalisierung verwandt. Dazu wird zunächst in Kapitel fünf auf der Basis von täglichen Feldern des Bodendrucks eine klimatologische Verteilung von atmosphärischen Strömungsmustern in der betrachteten Region erstellt. Die meteorologische Interpretierbarkeit der ermittelten Klassen, die jahreszeitliche Verteilung ihres Auftretens und besonders ihr Zusammenhang mit Niederschlag in der Untersuchungsregion werden in diesem Kapitel ebenfalls dargestellt. Anschließend wird die Auswahl der Repräsentanten der resultierenden Strömungsklassen dargestellt und die Simulationen für diese Termine werden beschrieben. Ein im Untersuchungszeitraum liegendes Starkniederschlagsereignis wird in einem Unterkapitel gesondert betrachtet. Die Ergebnisse der Klimatologie werden ebenfalls im Kapitel fünf vorgestellt. Zuletzt werden in Kapitel sechs die Ergebnisse der Arbeit zusammengefasst und ihre Bedeutung für die Forschung diskutiert. Als Ausblick werden mögliche Anwendungen der Untersuchungsergebnisse dargestellt, sowie noch offene Fragen thematisiert und verschiedene weiterführende Arbeiten vorgeschlagen.

## 2 Untersuchungsgebiet und Kontext der Arbeit

### 2.1 Das Untersuchungsgebiet Wadi Drâa

Die räumliche Verteilung des Niederschlages in Marokko wird durch die Atlas-Gebirgsketten (Hoher und Mittlerer Atlas, AntiAtlas, TellAtlas und SaharaAtlas) dominiert. Sie verlaufen von ca. 10°W, 29°N bis ca. 10°E, 37°N von Südwest nach Nordost mit einer maximalen Höhe von 4.165 m (Jebel Toubkal) und stellen dadurch eine ausgeprägte orographische Barriere dar. Der mittlere jährliche Niederschlag zeigt ein Maximum in der Gebirgsregion und generell etwas höhere Niederschläge nördlich als südlich des Kamms (siehe Abb. 1.1). Die Höhenzüge des Atlasgebirges stellen eine zentrale Wetter- und damit auch Wasserscheide für Nordafrika dar. Während an den Nordhängen und in den Hochlagen des Hohen Atlas Niederschläge durch Tiefdruckgebiete in Verbindung mit der Polarfront verursacht werden, spielen südlich dieser Gebirgskette zunehmend subtropische Systeme und tropische Luftmassen eine wesentliche Rolle bei der Niederschlagsgenerierung (Hasler, 1980; Knippertz, 2003a). Die Atlas-Gebirgsketten markieren eine Klimagrenze zwischen der mediterranen Winterregenzone und der subtropischen Trockenzone (Hasler, 1980). Die erneuerbaren Wasserressourcen betragen in Marokko 30km<sup>3</sup> pro Jahr (Gleick, 1998), das verfügbare Wasser pro Person lag 1995 unter 1.700m<sup>3</sup> pro Jahr und wird bei einem Bevölkerungswachstum von 1,8% im Jahr 2025 bei weniger als 1.000m<sup>3</sup> pro Jahr liegen (Population Reports, 1998). Auf Grund der stark unterschiedlichen Verteilung der Wasserressourcen innerhalb Marokkos (vgl. Abb. 1.1) ist die Wasserverfügbarkeit pro Person jedoch in den Regionen südlich des Hohen Atlas als deutlich geringer anzunehmen.

Bei dem in dieser Arbeit betrachteten Untersuchungsgebiet handelt es sich um einen Teil des Einzugsgebietes des Wadi Drâa in Südost-Marokko. Das Flusseinzugsgebiet erstreckt sich vom Südhang des Atlas-Gebirges bis an den Rand der Sahara und wird durch die gestrichelte Linie in Abb. 2.1 begrenzt. In diesem Gebiet werden 13 Messstationen von IMPETUS betrieben. Sie sind mit den zugehörigen Symbolen ebenfalls in Abb. 2.1 zu finden. Darüber hinaus sind zwei Klimastationen des Marokkanischen Wetterdienstes eingezeichnet, deren Niederschlagsdaten in der Arbeit verwendet werden. Das Einzugsgebiet des Drâa ist überwiegend karg, lediglich entlang des Flusslaufes finden sich Oasen. Südlich des Stausees „El Mansour Ed Dahbi“ bei der Stadt Ouarzazate wird Bewässerungswasser durch ein System von Kanälen entlang der Flussoase verteilt. Der Focus der hier vorliegenden Arbeit liegt auf dem mittleren und unteren Draâ, südlich der Stadt Ouarzazate. Das FOOT3DK-Simulationsgebiet ist als schwarzes Rechteck in Abb. 2.1 eingezeichnet.



**Abbildung 2.1:** Ausschnitt des Drâa-Einzugsgebietes (gepunktet: Ränder des Einzugsgebietes) mit FOOT3DK Simulationsgebiet (Rechteck) und Messstationen (Hütte: Klimastation) Ouarzazate (ORZ), El Miyit (EMY), Asrir (ASR), Jebel Hussein ou Brahmin (JHB), Lac Iriki (IRK) und Foum Zguid (FMZ). Weiße Punkte sind Siedlungen, der Stausee ist als dunkelgraue Fläche östlich von Ouarzazate dargestellt. Weiße Linien sind Straßen, graue Linien markieren hydrologische Oberflächenabflusslinien. Der Verlauf des Wadi Drâa ist durch die dickere schwarze Linie gekennzeichnet.

Die Orographie des Drâa Einzugsgebietes ist im Norden durch die steilen Hänge des Hohen Atlas geprägt. Südlich davon befindet sich zwischen dem Hohen Atlas und dem Anti-Atlas das Becken von Ouarzazate. Hier liegt Grundwasser z.T. erst in Tiefen von 20 m vor (Steuer, 2002). Südlich des Anti-Atlas' durchfließt der Drâa ein ausgedehntes Becken, das von steilen Hängen eingefasst ist. Südlich des Durchstoßes durch den Jebel Bani (Geländeschwelle zwischen den Stationen EMY und JHB, siehe Abb. 2.1) fließt der Drâa durch ein Gelände mit geringen Höhenunterschieden. Die

steilen Hänge, die im Untersuchungsgebiet vorkommen, beeinflussen sowohl die bodennahen Winde als auch teilweise die lokale Niederschlagsverteilung.

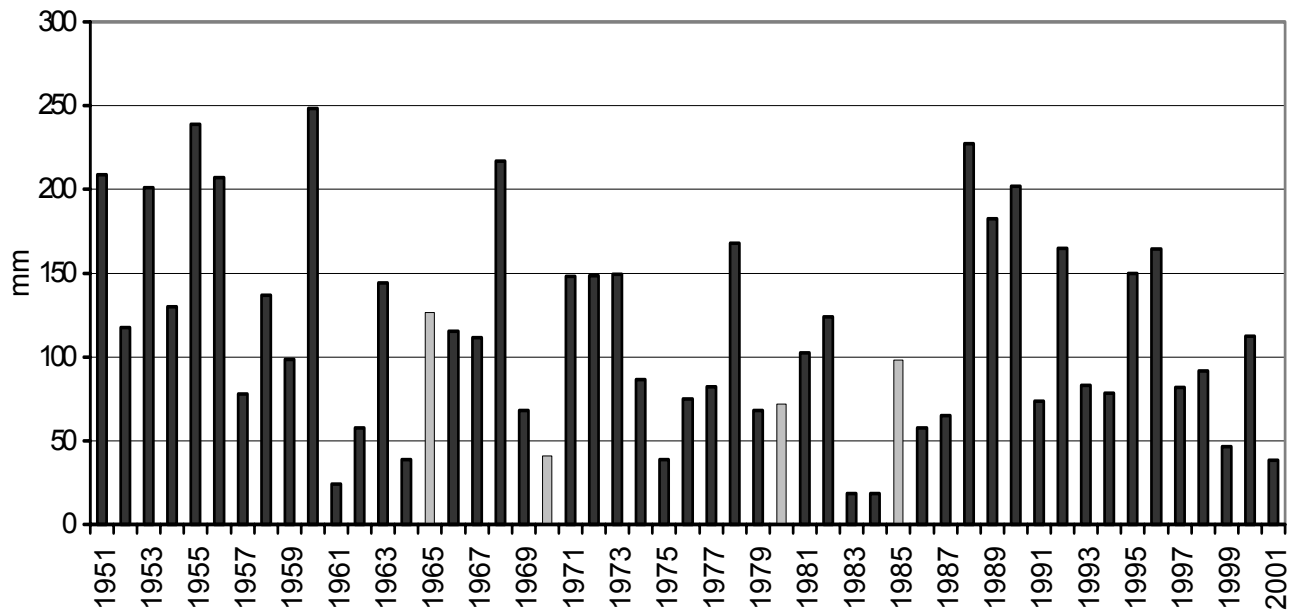


Abbildung 2.2: Niederschlagsverteilung Ouarzazate (30°56'N; 6°54'W; 1140 m ü. NN, WMO Nr. 60265) für die hydrologischen Jahre 1951 bis 2001. Hellere Balken stellen unvollständige Jahresdaten dar

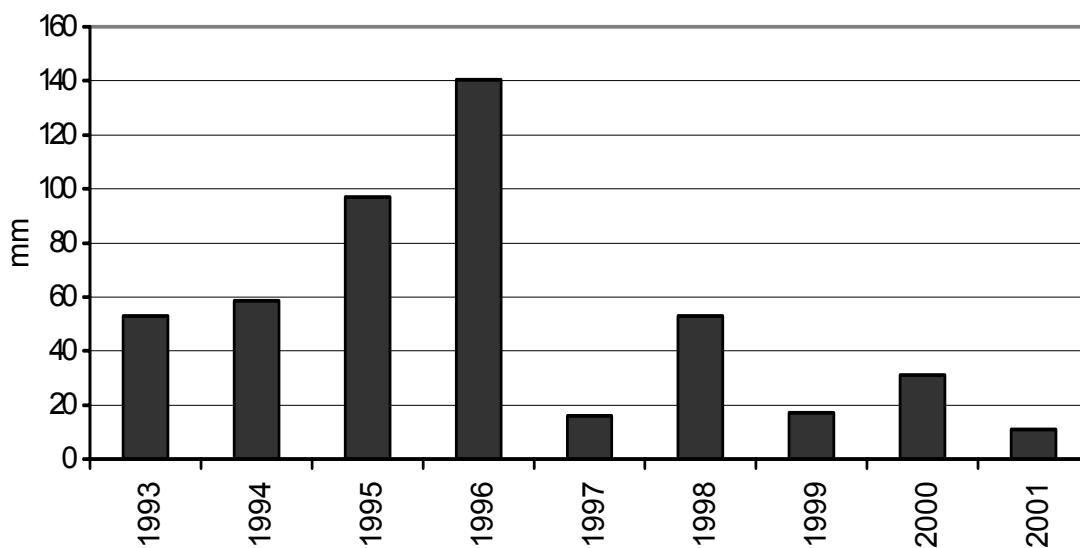


Abbildung 2.3: Wie Abbildung 2.2 für Foug-Zguid (30°05'24''N, 6°52'30''W, 670 m ü. NN) für die hydrologischen Jahre 1992 bis 2001

In Abb. 2.2 ist eine Niederschlagsverteilung für die Jahre 1951 bis 2001 (hydrologische Jahre: jeweils Sept. des Vorjahres bis Aug. des unter dem Balken angegebenen Jahres) für die Stadt Ouarzazate (30°56'N; 6°54'W; 1140 m ü. NN, WMO Nr. 60265) dargestellt. Die mittlere Niederschlagsmenge liegt bei 114 mm/Jahr, sie ist jedoch von einer ausgeprägten interannuellen Variabilität überlagert ist. (Die grauen Balken stellen Jahre dar, in denen nicht für alle Monate

Niederschlagsmessungen vorliegen; die Balken stellen in diesen Fällen nur die in den vorhandenen Monaten gemessenen Niederschläge dar.) Südlich des Beckens von Ouarzazate sind die Niederschläge noch geringer. In Abb. 2.3 sind Niederschläge der hydrologischen Jahre 1992 bis 2001 für die Station Foum Zguid (30°05'24''N, 6°52'30''W, 670 m ü. NN) abgebildet. Der Mittelwert liegt bei 53 mm/Jahr. Auch hier ist eine große interjährliche Variabilität zu erkennen.



**Abbildung 2.4: Blick von der Klimastation El Miyit (EMY, 30°21'50''N, 5°37'44''W, 792 m ü. NN) nach Osten**

Der nördliche Teil des Drâa Einzugsgebietes ist von Winterregen und mediterranem Klima geprägt. Dies hat seine Ursache in Niederschlagssystemen, die zu einem Teil die Atlas-Kette überwinden und auch die südlichen Berghänge beregnen. Im mittleren und südlichen Einzugsgebiet ist neben deutlich geringeren Niederschlagsmengen ein bimodales Frühjahrs- und Herbstregenregime festzustellen (Knippertz, 2003a). Dies führt zu deutlich unterschiedlichen Vegetationstypen. Während in den Hochlagen des Atlas Pflanzen der mediterranen Vegetation wachsen (z. B. Dornpolster- und Wacholderheiden), finden sich in den Halbwüstenlandschaften im Süden Pflanzen, die der saharischen Vegetation zuzuordnen sind, z. B. Akazien (*Accacia Panicum*, *Accacia Ziziphus*, siehe Abb. 2.4). Lediglich auf den Salzböden am Südrand des Untersuchungsgebietes finden sich *Zygophyllum* (*Zygophyllum gaetulum*) und Tamarisken (*Tamarix Aphylla*, *Tamarix Africana*) (Finckh und Staudinger, 2002). In der Flussoase, die sich durch das Gebiet zieht, werden im wesentlichen Dattelpalmen (*Phoenix dactylifera*) und dazwischen, bzw. darunter Getreide, Gemüse oder Henna angebaut. Die Gebiete außerhalb der Oase werden als Weidegebiete für Ziegen und zum Sammeln von Feuerholz genutzt. Die mechanischen Schäden durch Tritt und Verbiss führen bei hohem und lang andauerndem Weidedruck zum allmählichen Ausfall sensibler Arten (Finckh und Staudinger, 2002). Von den ca.

4500 verschiedenen Pflanzen, die in Marokko zu finden sind, sind ca. 600 endemisch und 194 bedroht (*Solh et al.*, 2001).

Das Flusseinzugsgebiet des Wadi Drâa stellt eine typische semi-aride Landschaft der subtropischen Breiten dar. Der hydrologische Kreislauf ist durch die Begrenzung des Niederschlages limitiert. Gleichzeitig ist die Verdunstung sehr groß. Durch hohe Temperaturen, starke Einstrahlung, geringe Luftfeuchte und besonders in den Hochlagen der Gebirgszüge hohe Windgeschwindigkeiten liegen optimale Bedingungen für die Verdunstung vor. Oftmals verdunstet Niederschlag bereits wieder bevor er den Boden erreicht. In den Gipfelregionen des Hohen Atlas' fällt ein wesentlicher Teil des Niederschlages in Form von Schnee. Durch die genannten Bedingungen sublimiert ein bisher nicht exakt bekannter Anteil des Schnees direkt wieder und kommt somit dem Grundwasserhaushalt im Untersuchungsgebiet nicht zugute (*Beaty*, 1975; *Schulz et al.*, 2003). Es bildet sich sogenannter „Büßerschnee“ (Schneereste bilden Spitzen und scharfe Kanten, wie Scherben, vgl. *Troll*, 1942). Trotzdem bildet das Schmelzwasser eine wichtige Quelle des verfügbaren Wassers im Untersuchungsgebiet. Unterhalb der Schneefallgrenze kann Niederschlag in den Boden einsickern und die Wasserreservoirs auffüllen. Entlang der oberflächlich abfließenden Wässer bilden sich Flussoasen, die stark landwirtschaftlich genutzt sind. Obwohl die Niederschläge insbesondere im mittleren und unteren Bereich des Drâa selten und spärlich sind, wird nach einem Niederschlagsereignis Regenfeldbau in den Gebieten betrieben, deren Böden das Wasser lange genug halten können, um eine Ernte zu ermöglichen. Der überwiegende Teil des Wassers wird zur Bewässerung der Anbauflächen genutzt, nur ein geringer Teil wird im häuslichen Bereich verbraucht. Ein Teil des Bewässerungswassers versickert, der Rest wird über Transpiration und Evaporation wieder an die Atmosphäre abgegeben.

Im Becken von Ouarzazate sammeln sich die Oberflächenwässer im Stausee „El Mansour Ed Dahbi“ östlich der Stadt Ouarzazate. Er hat ein Fassungsvermögen von max. 560 Mio. m<sup>3</sup>, das jedoch seit dem Bau des Staudammes 1972 noch nicht voll aufgefüllt wurde. Von der Oberfläche des Stausees verdunstet Wasser mit der Rate der potentiellen Verdunstung. Im Rahmen einer Lâcher (aus dem Französischen) wird Wasser aus dem Stausee abgelassen und in die tieferliegenden Teile der Flussoase als Bewässerungswasser eingeleitet. Bei diesem Prozess wird auch Energie aus Wasserkraft erzeugt.

Bei einer Lâcher werden über einen Zeitraum von bis zu 20 Tagen bis zu 50 Mio. m<sup>3</sup> Wasser aus dem Stausee durch ein Kanalsystem mit insgesamt ca. 400 km Länge in die Flussoase eingeleitet, wo es durch ein System von fünf kleineren Staudämmen in den einzelnen Oasen des unteren Drâa für eine gewisse Zeit gestaut wird. Innerhalb der Oase wird das Wasser durch Hauptkanäle (sog. Saqyas) in die einzelnen Dörfer verteilt. Dort wird es durch sog. sekundäre und tertiäre Kanäle in

ummauerte, landwirtschaftlich genutzte Parzellen verteilt. Die Anzahl und das Volumen von Lâcher pro Jahr hängt von der Füllhöhe des Stausees ab und ist für den Zeitraum 1998 bis 2002 in Abb. 2.5 dargestellt. In sehr trockenen Jahren (z. B. 2001) werden nur zwei Lâcher ausgelöst, in regenreicheren Jahren können es bis zu zehn sein (z. B. 1998). Lâcher mit einer Wassermenge von weniger als 35 Mio. m<sup>3</sup> (unterhalb der dicken Linie in Abb. 2.4) sind im wesentlichen zur Auffüllung des Grundwasserreservoirs vorgesehen und reichen nicht zur Bewässerung aller landwirtschaftlich genutzten Parzellen (pers. Mitteilung *F. Gresens*). In den Jahren 1998 bis 2000 wurden zwar viele Lâcher ausgelöst, jedoch waren in den Jahren 1998 und 2000 nur drei Lâcher groß genug, um Bewässerung in der ganzen Oase zuzulassen, im Jahr 1999 vier. Im Jahr 2001 gab es nur zwei Lâcher, die beide nicht ausreichend Wasser zur Bewässerung führten, in 2002 erfolgte eine Lâcher. Nach einem ergiebigen Niederschlagsereignis sammelt sich das Regenwasser ebenfalls in der Abflussrinne des Wadi Drâa und kann durch das Kanalsystem der Saqyia verteilt werden. Nach einer extremen Trockenperiode im Drâa Tal in den Jahren 2001 bis 2003, in der nicht einmal die trockenheitsresistenten Dattelpalmen Früchte trugen, lieferten im Zeitraum von September 2003 bis April 2004 zwei Lâcher und zwei aus Niederschlagswasser unterhalb des Staudamms bei Ouarzazate gespeiste Bewässerungsaktionen genug Wasser in den Unterlauf des Drâa, um dort wieder eine Ernte zu ermöglichen (pers. Mitteilung *B. Casciarri*). Ein Starkniederschlagsereignis, das eine solche Bewässerungsaktion ermöglicht wird in Kapitel 5.3 beschrieben.

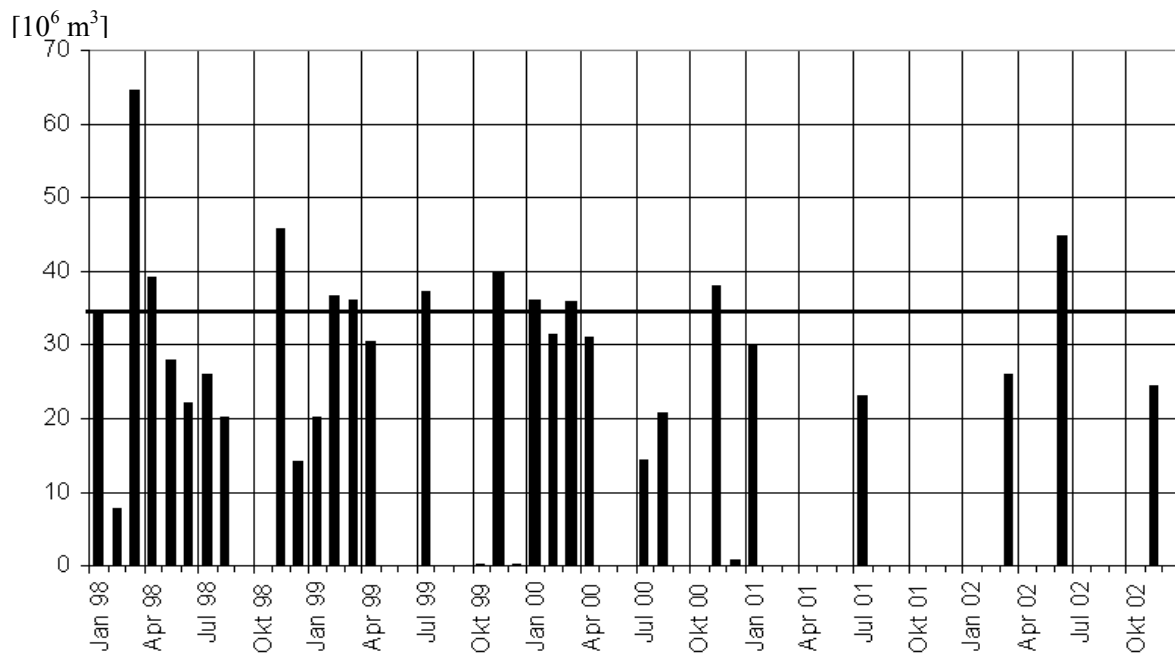


Abbildung 2.5: Volumen der Lâcher der Jahre 1998 bis 2002 in Mio. m<sup>3</sup>. Pro Balken ist i.A. eine Lâcher dargestellt, in einigen Fällen dauert eine Lâcher über den Monatswechsel an, der Balken für diese Lâcher ist dann entsprechend auf zwei Monate verteilt. (Quelle: ORMVAO)

Die Bewässerungstechnik in den Palmengärten ist die sogenannte Überschussbewässerung. Dabei wird auf das zu bewässernde Gebiet für einen bestimmten Zeitraum Wasser aus dem Kanalsystem geleitet, das dort versickern kann. Die Dauer der Bewässerung für einzelne Areale ist sehr unterschiedlich und hängt von den individuellen Wasserrechten des Anliegers ab. Sie kann von 15 Minuten bis zu 6 Stunden betragen, im Mittel liegt sie zwischen 45 Minuten und 1,5 Stunden. Die Wasserrechte werden i.A. innerhalb der Familien vererbt, in seltenen Fällen auch gekauft. Die Menge des Wassers, das in dem entsprechenden Zeitraum auf ein Feld gelangt, hängt jedoch nicht nur von der Dauer der Bewässerung, sondern auch von dem Gesamtvolumen der Lâcher und der Entfernung der Parzelle vom Hauptkanal, der Saqyia, ab. Liegt eine Parzelle weit von der Saqyia entfernt, können die Verluste durch Verdunstung aus dem offenen Kanal erheblich sein. In wasserarmen Jahren werden daher oft nicht alle Parzellen einer Familie bewässert, sondern nur diejenigen, die entweder besonders guten Boden haben und daher gute Ernte bringen, die mit den wertvollsten und widerstandsfähigsten Pflanzen, nämlich Dattelpalmen, bepflanzt sind und die am nächsten an der Saqyia liegen, um Verdunstungsverluste gering zu halten (pers. Mitteilung *B. Casciarri*).



**Abbildung 2.6: Palmengärten in der Oase bei Zagora ( 30°19'N, 5°52'W)**

Seit einigen Jahren sind vermehrt motorbetriebene Grundwasserpumpen in Betrieb, deren Einsatz die Abhängigkeit der Feldbesitzer von Lâcher und niederschlagsgespeister Bewässerung reduziert. Dadurch haben sich die Anbaugelände z. T. vom Wadi entfernt und zur Straße hin verlagert. Allerdings sind diese Pumpen nur für Familien erschwinglich, die ein monetäres Einkommen haben, das den Erwerb und Unterhalt einer solchen Pumpe ermöglicht. Wasser für den häuslichen

Gebrauch entstammt ebenfalls dem Grundwasser und wird z.T. von staatlichen Organisationen bereitgestellt, z. T. aus Brunnen geschöpft.

Der Verdunstung kommt in der Region zentrale Bedeutung im lokalen Wasserkreislauf zu. Durch die Verdunstung von offenen Wasserflächen (z. B. Stausee, Kanäle), von feuchtem Boden (nach Niederschlag oder Bewässerung) und durch Transpiration wird ein bisher nicht näher bekannter Teil des vorhandenen Grund- und Oberflächenwassers an die Atmosphäre abgegeben. In Form von Wasserdampf wird diese Feuchte überwiegend aus dem Untersuchungsgebiet heraustransportiert. Welcher Anteil in Form von Niederschlag im Drâa-Tal wiederverwertet (engl.: *recycled*) wird, ist noch unklar.

## **2.2 Forschungsprojekt IMPETUS**

Die hier vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des interdisziplinären Forschungsprojektes IMPETUS (Ein **I**ntegratives **M**anagement **P**rojekt für den **E**ffektiven und **T**ragfähigen Umgang mit der Ressource Süßwasser in West-Afrika) erstellt. Im Rahmen von IMPETUS werden zwei für die klimatische Region typische Flusseinzugsgebiete in Westafrika untersucht. Eines der Untersuchungsgebiete liegt südlich der Sahara, in Benin, und eines nördlich davon, in Marokko. Bei dem Untersuchungsgebiet in Benin handelt es sich um das Einzugsgebiet des Ouémé, das im Übergangsbereich von der semi-ariden Sahel-Zone zur sub-humiden Guinea-Küstenregion liegt. Bei dem Untersuchungsgebiet in Marokko handelt es sich um das im vorigen Unterkapitel ausführlich beschriebene Einzugsgebiet des Wadi Drâa, das sich von den Gebirgszügen des Hohen Atlas mit mediterranem Klima bis an den Rand der Sahara erstreckt.

Ziel des Projektes ist in einem ersten Schritt die Erfassung des hydrologischen Kreislaufes in den Untersuchungsgebieten. Im nächsten Schritt werden die Erkenntnisse über die Zusammenhänge im lokalen hydrologischen Kreislauf auf ihre Sensitivität für mögliche zukünftige Änderungen untersucht. Dadurch können die Auswirkungen unterschiedlicher Einflüsse im Vorfeld abgeschätzt und in Form von Szenarien dargestellt werden. Schließlich werden die Ergebnisse der Untersuchungen lokalen Entscheidungsträgern verfügbar gemacht, um damit die Wirkung verschiedener politischer oder wirtschaftlicher Maßnahmen vor deren Umsetzung bereits qualitativ und quantitativ bewerten zu können. Dies soll helfen, das Konfliktpotential über die begrenzte Ressource Süßwasser in der Region zu reduzieren.

Von zentraler Bedeutung für die Quantifizierung des hydrologischen Kreislaufes im Drâa-Tal ist die räumliche und zeitliche Verteilung des Niederschlages und insbesondere die Aufteilung in Schnee und Regen in den Hochlagen des Atlas-Gebirges. Im Rahmen des Projektes IMPETUS werden zwölf Klimamessstationen und zwei Schneemessfelder im Drâa-Einzugsgebiet betrieben.

Die Frage, welcher Anteil des Niederschlages direkt wieder verdunstet oder sublimiert und somit nicht in den Boden einsickert, wird mittels meteorologischer und hydrologischer Simulationen bearbeitet. Für den atmosphärischen Teil der Simulationen wird eine Modellkette, bestehend aus dem Global Modell (GME), dem regionalen Modell LM (Lokal Modell des Deutschen Wetterdienstes) und dem mesoskaligen Modell FOOT3DK betrieben, um Ergebnisse mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung zu erzielen. Durch Verdunstung vom feuchten Boden nach Niederschlag oder Bewässerung und durch die Transpiration der Pflanzen wird Wasser in Form von Wasserdampf an die Atmosphäre abgegeben.

Kenntnisse der Tiefe und Ganglinien des Grundwassers, sowie der Durchflussmengen der Oberflächengewässer sind notwendig, um zu erfassen, wie, wohin und in welcher Zeit das Bodenwasser verteilt wird. Zu diesem Zweck werden im Rahmen von IMPETUS vier Messpegel in Fließgewässern installiert. Chemische Analysen von Quell- und Brunnenwässern liefern Informationen über die Herkunft und die Abflusslinien, sowie die Qualität (insbesondere Salinität) des Grundwassers (pers. Mitteilung *S. Cappy*). Mit der Methode der Radiomagnetotellurik wurde die Tiefe der grundwasserführenden Schicht in einem Transekt<sup>2</sup> im Becken von Ouarzazate ermittelt (*Steuer, 2002*).

Da das Wasser überwiegend zur Bewässerung genutzt wird, sind Informationen über Bewässerungstechniken und den Verbrauch von Bewässerungswasser für verschiedene Anbaukulturen erforderlich. Der Wasserbedarf der landwirtschaftlichen Anbaupflanzen, sowie verschiedener Pflanzen der natürlichen Vegetation im Untersuchungsgebiet bestimmt die Wassernutzungseffizienz, mit der das aufgenommene Wasser von den Pflanzen in Biomasse umgesetzt wird. Zur Ermittlung dieser Größe werden Transpirationmessungen an verschiedenen standorttypischen Pflanzen im Untersuchungsgebiet durchgeführt. Aus Satellitendaten wurde eine Vegetationskarte erstellt, die die Bewuchsarten und Vegetationsdichte im Drâa-Tal flächig beschreibt. Informationen über den Anteil grüner oder trockener Biomasse, über Bewuchshöhen und sonstige Pflanzencharakteristiken entstammen Bodenbeobachtungen (pers. Mitteilungen *F. Gresens* und *M. Staudinger*). In Weideausschlussexperimenten an den Klimastationen wird die natürliche Regenerationsfähigkeit der Vegetation ermittelt, wenn keine Biomasseverluste durch Abweidung eintreten.

Der geringere Anteil des verfügbaren Wassers deckt den häuslichen Wasserverbrauch. Er beinhaltet Wasser für Hygiene, zum Kochen und Trinken. Zur Bestimmung des häuslichen Wasserverbrauches werden Bevölkerungsdaten und Informationen über die Wassernutzung in den Familien benötigt, welche durch ethnologische Untersuchungen im Rahmen des Projektes

---

<sup>2</sup> Transekt: Zweidimensionaler Querschnitt; hier: entlang einer Linie nach unten in den Boden

gewonnen werden. Der überwiegende Teil der Bewohner des Drâa-Tales lebt in den städtischen Zentren, besonders in Ouarzazate. Außerhalb der urbanen Zentren sind im wesentlichen die Flussoasen besiedelt. Abseits der Flussoasen finden sich keine permanenten Siedlungen, hier ziehen lediglich nomadische oder transhumante (jahreszeitliche Wanderung zwischen Sommer- und Winterweidegründen) Teile der Bevölkerung mit ihren Herden durch. Der industrielle Wasserverbrauch ist im Drâa-Tal derzeit vernachlässigbar klein. Der Wasserverbrauch im Tourismussektor ist noch nicht genau bekannt.

Die Nutzung des Wassers durch den Menschen stellt die einzige Möglichkeit dar, steuernd in den hydrologischen Kreislauf einzugreifen. Von der Bewässerung und den landwirtschaftlichen Anbaupflanzen über die Beweidung und die Nutzung verschiedener Energieträger (Brennholz, Gas, Strom), bis zum Verbrauch von Wasser für Hygiene und sonstigen häuslichen Gebrauch ist der Einfluss des Menschen ein wesentlicher Faktor im hydrologischen Kreislauf. Im Rahmen des Projektes bildet daher die Analyse der Interaktion der Hydrosphäre, Atmosphäre, Biosphäre und Geosphäre mit der Anthroposphäre einen zentralen Teil der Untersuchung.

Nach der Analyse des aktuellen Zustandes werden die Erkenntnisse über die Zusammenhänge im lokalen hydrologischen Kreislauf auf ihre Sensitivität für mögliche zukünftige Änderungen untersucht. Dies betrifft sowohl globale Klimaänderungen, als auch Änderungen der Landnutzung (z. B. Anbau von Nutzpflanzen mit höherer Wassernutzungseffizienz, Reduktion oder Erhöhung der Beweidung außerhalb der Oasen, Änderung der Bewässerungstechnik, etc.). Diese Entwicklungen können von lokalen politischen und wirtschaftlichen Entscheidungen gesteuert werden. Sie lassen sich in Form von Szenarien simulieren, die in der Lage sind, die Steuerungsmechanismen mit ihren zu erwartenden Auswirkungen darzustellen.

Die in dieser Arbeit erstellte Verdunstungsklimatologie wird zum Verständnis der Komponenten des hydrologischen Kreislaufes in der Region benötigt. Die Fragen, welcher Teil des Bodenwassers durch Transpiration in die Atmosphäre abgegeben wird und dadurch Photosynthese und die Bildung von Biomasse ermöglicht und welcher Teil ohne Biomasse zu produzieren vom Boden oder von Wasserflächen verdunstet, sowie ob, bzw. wie sich dieses Verhältnis optimieren lässt, sind von zentraler Bedeutung für die effiziente Nutzung des Wassers in der Region. Darüber hinaus geht die Evapotranspiration als obere Randbedingung in die hydrologischen Simulationen ein.

In weiterführenden Arbeiten kann die Evapotranspiration mit der hier entwickelten Methode für geänderte Randbedingungen (z. B. Klimaänderung, Änderung der Landnutzung oder Bewässerungsmethode, etc.) berechnet werden. Dies ermöglicht eine Abschätzung, ob und in welchem Maße sich unterschiedliche Entwicklungen oder Steuerungsmaßnahmen auf den atmosphärischen Zweig des hydrologischen Kreislaufes auswirken.

### 3 Methoden und Daten

Aufgrund der wenigen vorhandenen Messdaten, die z.T. nur in kurzen Zeitreihen vorliegen, werden zur Bestimmung der Evapotranspiration im Untersuchungsgebiet Simulationen mit dem nicht-hydrostatischen, mesoskaligen meteorologischen Modell FOOT3DK durchgeführt. Für den Antrieb werden Simulationen des LM (Lokal Modell, Forschungsversion der Universität Bonn) genutzt, die einer Nestingkette entstammen und im ersten Schritt mit Simulationen des GME (Global-Modell des Deutschen Wetterdienstes) angetrieben werden. Um die Simulationszeit in einem realisierbaren Rahmen zu halten, gleichzeitig aber eine dynamische Kopplung an großskalige Zirkulationsmodelle zu ermöglichen, wird zur Erstellung der Verdunstungsklimatologie die Methode der statistisch-dynamischen Regionalisierung (*Fuentes und Heimann, 2000; Heimann, 2001*) genutzt.

In diesem Kapitel wird zunächst das in der Arbeit verwendete Modell FOOT3DK vorgestellt. Da der Realisierung der Interaktion zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre in dieser Arbeit besondere Bedeutung zukommt, wird das in FOOT3DK genutzte Soil-Vegetation-Atmosphäre Transfer (SVAT) Modul in einem eigenen Unterkapitel ausführlicher vorgestellt. Anschließend wird die Nestingkette beschrieben, die die Eingangsdaten für die FOOT3DK-Simulationen liefert. Das darauffolgende Unterkapitel beschäftigt sich mit den statistischen Methoden, die zur Erstellung der Verdunstungsklimatologie zum Einsatz kommen, insbesondere mit der Berechnung von Windrichtungsklassen und der Methode der statistisch-dynamischen Regionalisierung. Schließlich werden noch die Daten beschrieben, die für die Untersuchung genutzt wurden.

#### 3.1 Das Modell FOOT3DK

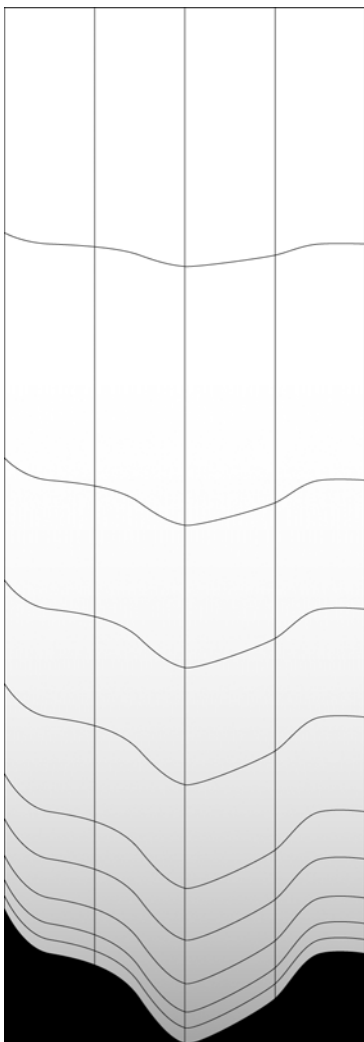
Das hier verwendete Modell FOOT3DK ist ein nicht-hydrostatisches, mesoskaliges meteorologisches Modell. Es wurde ursprünglich für die Simulation der Grenzschicht in den mittleren Breiten entwickelt. Die in dieser Arbeit verwendete Version ist jedoch in der Lage, die gesamte Troposphäre zu simulieren. Die Tauglichkeit des Modells für die Simulation der wesentlichen atmosphärischen Prozesse in den Tropen und Subtropen ist durch Sensitivitätsstudien von *Sogalla et al. (2001)* nachgewiesen.

Das Modell kann sowohl genestet, als auch ungenestet betrieben werden. Im ungenesteten Betrieb erfolgt die Initialisierung mittels eines vorgegebenen vertikalen Temperatur- und Feuchteprofils aus einem Radiosondenaufstieg und einer geostrophischen Anströmung am Modelloberrand. Dieser Antrieb kann während der Simulationszeit in mehreren Intervallen wiederholt werden. Das Modell kann sowohl in sich selbst, als auch in verschiedene andere Modelle genestet werden. In dieser

Arbeit wird es mit Simulationen des Lokal Modells des Deutschen Wetterdienstes (LM) angetrieben.

Die horizontale Auflösung des Modells kann zwischen ca. 10 km und 300 m liegen. In dieser Arbeit wird eine Auflösung von 3 km Gittermaschenweite benutzt. Sie stellt einen Kompromiss zwischen den Notwendigkeiten einer möglichst feinen Auflösung der berechneten Größen einerseits und eines hinreichend großen Gebietes zur Simulation andererseits dar. Bei einer Gitterpunktsanzahl von 40 x 40 Punkten ergibt sich ein Simulationsgebiet von 120 x 120 km, das den Bereich des mittleren Drâa abdeckt (vgl. Abb.2.1). Die Simulationszeit einer nicht-parallelisierten Version steht auf einer SUN Ultra 60 mit 2 Ultra SPARC-II Prozessoren à 450 MHz in einem Verhältnis von ca. 1:1 zur Integrationszeit. Auf einer SUN Fire V440 mit 4 Ultra SPARC-III Prozessoren à 1062 MHz kann dieses Verhältnis auf ca. 1:2 optimiert werden.

Die im Modell verwendeten Kataster liegen im Gauss-Krüger Koordinatensystem vor. In diesem



System wird die Koordinate in West-Ost-Richtung als Abstand in Metern zu einem Bezugslängengrad als sogenannter Rechtswert angegeben, die Koordinate in Nord-Süd-Richtung beschreibt den Abstand vom Äquator in Metern und wird Hochwert genannt. Da die Meridiankonvergenz in diesem Koordinatensystem nicht berücksichtigt wird sollte die Kantenlänge des Simulationsgebietes wenige 100 km nicht überschreiten, da es sonst zu Verzerrungen kommt.

Die vertikale Auflösung des Modells ist variabel und beträgt für die vorliegende Untersuchung 35 Schichten. Um eine höhere vertikale Auflösung am Modellunterrand zu ermöglichen, sind die vertikalen Schichten nicht äquidistant, sondern werden unter Verwendung einer vorgegebenen mittleren Schichtdicke der untersten Modellschicht, der Obergrenze des Modellgebietes und der Anzahl der Schichten mittels einer Iteration erstellt. In den hier gezeigten Untersuchungen wurde als unterste Schichtdicke 50 m gewählt. Der Oberrand des Simulationsgebietes kann frei gewählt werden und liegt bei 13 km. Die Schichten orientieren sich an einer geländefolgenden Koordinate  $\eta$  (Pielke, 1984), die folgendermaßen definiert ist:

**Abbildung 3.1:** topographiefolgende Höhenkoordinate  $\eta$

$$\eta = H \frac{z - h}{H - h}$$

mit:

$z$  = Vertikalkoordinate im kartesischen System,

$h$  = Höhe der Topographie und

$H$  = Höhe des Modelloberrandes.

Die Spreizung der Schichten wird mit dem Spreizfaktor  $c$  berechnet:

$$H - h = \sum_{k=1}^{n_k} c^{(k-1)} \Delta z_{\min} \quad [2]$$

mit:

$n_k$  = Anzahl der vertikalen Schichten und

$\Delta z_{\min}$  = Schichtdicke der untersten Schicht.

Die Dicke der  $k$ -ten Modellschicht  $\Delta z_k$  am Referenzpunkt ist damit:

$$\Delta z_k = c^{(k-1)} \Delta z_{\min} \quad [3]$$

In Abb. 3.1 ist das Prinzip der topographiefolgenden  $\eta$ -Koordinate und der Spreizung der vertikalen Schichten dargestellt.

Die Integrationszeit des Modells beträgt typischerweise einen bis drei Tage. Der Integrationszeitschritt beträgt ca. 10 Sekunden, doch werden die simulierten Felder für die hier dokumentierten Arbeiten nur stündlich abgespeichert, um die Datenmengen in einem vertretbaren Rahmen zu halten.

Die Berechnung der Variablen erfolgt auf einem Arakawa-C-Gitter (*Mesinger und Arakawa, 1976*). Dabei liegen die Werte der skalaren Größen (z. B. Temperatur, Druck, Feuchte) jeweils im Mittelpunkt einer Box, die vektoriellen Größen (Winde, sowie Gradienten und turbulente Transporte skalarer Größen) werden im Mittelpunkt der Einström- bzw. Ausströmfläche berechnet. Die turbulenten Impulstransporte ( $u'v'$ ,  $u'w'$ ,  $v'w'$ ) liegen in der Mitte der Schnittkanten der jeweiligen Ein- bzw. Ausströmflächen. Dadurch liegen die Werte für die unterste Atmosphärenschiicht (außer für Vertikaltransporte) in einer Höhe von ca. 25 m über Grund (abhängig von der lokalen Schichtdicke der untersten Schicht über der Orographie). Für den Vergleich zwischen Mess- und Modelldaten in Kapitel 4 werden die simulierte Werte der untersten Atmosphärenschiicht auf eine Höhe von 2 m über Grund extrapoliert. Die Extrapolation erfolgt über die Profildfunktionen der Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie, wobei die Stabilität der Atmosphäre in Form der Bulk-Richardson-Zahl berücksichtigt wird (*Beljaars und Holtslag, 1991*).

Die atmosphärischen Felder werden oberhalb der Verdrängungsschiicht berechnet, d. h. die Größen über Grund werden oberhalb der Bewuchsschiicht berechnet, anderenfalls würden zusätzliche Parameterisierungen erforderlich. Die Höhe der Verdrängungsschiicht ist in der Topographieinformation enthalten und beträgt üblicherweise 2/3 der Höhe der

Rauhigkeitselemente. Die Rauhigkeitslänge wird dann oberhalb der Verdrängungsschicht eingesetzt.

Im Modell können optional zwei verschiedene Advektionsschemata benutzt werden. Das klassische, flussbasierte „Upstream“-Schema oder ein quasi-monotones Semi-Lagrange-Verfahren (QMSL, *Bermejo und Staniforth, 1992*). Während beim „Upstream“-Schema in die Berechnung der Impulsflüsse lediglich Informationen aus der Richtung der Advektion einfließen, werden beim QMSL-Schema alle umliegenden Gitterpunkte berücksichtigt. Das QMSL-Schema ist dem „Upstream“-Verfahren besonders in stark gegliedertem Gelände deutlich überlegen, da es eine bessere Signalerhaltung zeigt und nicht so stark glättend wirkt wie das „Upstream“-Schema (*Brücher, 1997*). Allerdings ist es nicht exakt massen- und energierhaltend. Das „Upstream“-Verfahren ist zwar massenerhaltend, hat aber eine höhere numerische Diffusion. In den hier vorgestellten Untersuchungen wird ausschließlich das QMSL-Schema verwendet.

Die Berechnung der turbulenten Flüsse erfolgt in FOOT3DK über einen Gradientansatz. Für den turbulenten Fluss einer skalaren Größe  $\varphi$  in Richtung  $x_i$  gilt:

$$F_{x_i\varphi} = \overline{u'_i \varphi'} = -K_{x_i\varphi} \frac{\partial \varphi}{\partial x_i} \quad i=1,\dots,3 \quad [4]$$

Für die Impulsflüsse lautet die Beziehung:

$$F_{x_i u_j} = \overline{u'_i u'_j} = -K_{x_i u_j} \left( \frac{\partial u_j}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) - \delta_{ij} \frac{2}{3} e \quad i,j=1,\dots,3 \quad [5]$$

Dabei stellt der Parameter  $K$  den jeweiligen Diffusionskoeffizienten dar. Der zweite Term auf der rechten Seite von Gleichung [5] ist notwendig, um die Berechnung der turbulenten kinetischen Energie (TKE) konsistent aus dieser Berechnung zu ermöglichen. Es ist:

$$e = \frac{q^2}{2} = \frac{1}{2} (\overline{u'u'} + \overline{v'v'} + \overline{w'w'}) \quad [6]$$

Die vertikalen Diffusionskoeffizienten werden nach der Methode von *Mellor und Yamada (1982)* bestimmt. Die prognostische Gleichung der TKE für vertikale Bewegungen lautet:

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left( K_{ze} \frac{\partial e}{\partial x_i} \right) + P_b + P_s - \varepsilon \quad i=1,\dots,3 \quad [7]$$

mit:

$$P_b = \frac{g}{\theta_v} \overline{w' \theta'_v} \quad [8]$$

$$P_s = -u_i u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \quad i,j=1,\dots,3 \quad [9]$$

$$\varepsilon = \frac{q^3}{0.74l} \quad [10]$$

Der Auftriebsterm,  $P_b$ , wird dabei aus dem vertikalen turbulenten Transport der virtuellen potentiellen Temperatur berechnet, der Scherungsterm,  $P_s$ , enthält die turbulenten Impulstransporte in alle drei Raumrichtungen und die Dissipation,  $\varepsilon$ , ist proportional zu  $q^3$  und umgekehrt proportional zur Mischungsweglänge  $l$ . Um die Entstehung von Turbulenz in konvektiven Systemen berechnen zu können, wurde der Scherungsterm im Unterschied zu *Mellor und Yamada* (1982) in alle drei Raumrichtungen erweitert.

Die vertikalen Diffusionskoeffizienten für die TKE,  $K_{ze}$ , für Temperatur und Feuchte,  $K_{zH}$ , und für Impuls und alle anderen Größen,  $K_{zM}$ , werden aus der Mischungsweglänge, der TKE und empirischen Parametern  $S_H$  und  $S_M$  bestimmt.

$$K_{ze} = lq0.2 \quad [11]$$

$$K_{zH} = lqS_H \quad [12]$$

$$K_{zM} = lqS_M \quad [13]$$

Die horizontalen Diffusionskoeffizienten entsprechen in FOOT3DK den um den Faktor 2,5 erhöhten vertikalen (*Gross*, 1988), sofern nicht folgende Parameterisierung (*Tag et al.*, 1979) einen höheren Wert liefert:

$$K_{hor} = 0.04\Delta x\Delta y \sqrt{\left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2 + 2\left[\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2\right]} \quad [14]$$

Am Unterrand des Modells werden die Flüsse nach der Monin-Oboukhov-Theorie iterativ bestimmt. Dabei werden die Profilkfunktionen nach *Beljaars und Holtslag* (1991) für stabile Schichtungen und nach *Businger et al.* (1971) und *Benoit* (1977) für labile Schichtungen genutzt. Für Wetterlagen mit vorherrschend freier Konvektion ist eine Erweiterung nach *Abdella und McFarlane* (1996) enthalten.

Alternativ zur hier beschriebenen iterativen Methode, kann auch eine explizite Berechnung nach einer analytischen Näherungslösung von *Louis* (1979) verwendet werden. Da die iterative Methode jedoch besonders in labilen Situationen der analytischen Näherungslösung überlegen ist (*Beyer*, 2002), werden die im weiteren Verlauf dieser Arbeit durchgeführten Simulationen mit der iterativen Methode berechnet.

Der Einfluss der Strahlung wird im wesentlichen in Form einer parameterisierten Strahlungsbilanz am Erdboden berücksichtigt. Die Erwärmung und Abkühlung innerhalb der Atmosphäre aufgrund der Divergenz des Strahlungsflusses kann derzeit nur für den langwelligen Strahlungsanteil berücksichtigt werden.

Die Strahlungsbilanz setzt sich zusammen aus:

$$Q = (1 - \alpha)S_{\downarrow} + L_{\downarrow} - L_{\uparrow} \quad [15]$$

Dabei ist  $\alpha$  die kurzwellige Albedo,  $S_{\downarrow}$  der abwärts gerichtete kurzwellige Strahlungsfluss am Unterrand der Atmosphäre und  $L_{\downarrow}$  und  $L_{\uparrow}$  die entsprechenden langwelligen Flüsse.

Die Transmissivität der Atmosphäre für kurzwellige Strahlung bei wolkenfreiem Himmel,  $T_{as}^*$ , wird nach *Mahrer und Pielke* (1977) berechnet. Sie ist abhängig vom Zenitwinkel der Sonne und dem Wasserdampfgehalt der Atmosphäre. Falls sich Wolken bilden, wird die Transmissivität nach *Stull* (1988) für hohe, mittelhohe und niedrige Wolken modifiziert.

$$T_{as} = T_{as}^* (1 - 0.4n_{c_h}) (1 - 0.7n_{c_m}) (1 - 0.4n_{c_l}) \quad [16]$$

Dabei sind  $n_{c_h}$ ,  $n_{c_m}$  und  $n_{c_l}$  die Bedeckungsgrade hoher, mittelhoher und niedriger Wolken. Die Bedeckungsgrade werden über die maximale relative Feuchte der zugehörigen Modellschichten berechnet.

Die kurzwellige Strahlungsbilanz am Erdboden ergibt sich daraus als:

$$Q_s = \cos(\Delta\theta)(1 - \alpha)T_{as}S_0 \quad [17]$$

mit der Solarkonstante  $S_0$  und dem Winkel zwischen der einfallenden kurzwelligen Strahlung und der Flächennormalen des Untergrundes  $\Delta\theta$ . Zusätzlich werden Abschattungseffekte der Orographie berücksichtigt, jedoch nur für die direkte kurzwellige Strahlung, nicht für den diffusen Anteil. Durch die Kopplung an das Bodenschema kann am Unterrand der Atmosphäre die langwellige Gegenstrahlung berechnet werden. Damit werden Abkühlungs- und Erwärmungsraten in den einzelnen atmosphärischen Schichten bestimmt.

Das Modell verfügt über zwei alternativ zu nutzende Konvektionsschemata. Das erste entspricht einer konventionellen Konvektionsparameterisierung. Darin wird üblicherweise eine übersättigte Atmosphärenschicht in der gesamten Gitterzelle vorausgesetzt um Konvektion auszulösen. Alternativ dazu kann in FOOT3DK ein hybrides Schema gewählt werden, bei dem Konvektion in einem Teil der Gittermasche einsetzen kann, auch wenn nicht für die ganze Gittermasche Feuchteübersättigung vorliegt (*Sommeria und Deardorff*, 1977; *Redelsperger und Sommeria*, 1986). Die konventionelle Parameterisierung der Konvektion basiert auf einem Massenfluss-Schema nach *Tiedtke* (1989), welches ursprünglich für großskalige Modelle entwickelt wurde. Um es auf der Mesoskala anwenden zu können, muss berücksichtigt werden, dass bei feiner Gitterauflösung Konvektion z. T. explizit berechnet werden muss und nicht ausschließlich parameterisiert werden kann. Daher wurde eine Unterscheidung von konvektiver und „subgrid“-Skala eingeführt (*Sogalla und Kerschgens*, 2001). Diese Technik ermöglicht Interaktionen zwischen aufgelöster, d.h. explizit berechneter, und parameterisierter Konvektion. Im Konvektionsschema wird zwischen Aufwinden (engl.: *updrafts*) und Abwinden (engl.: *downdrafts*)

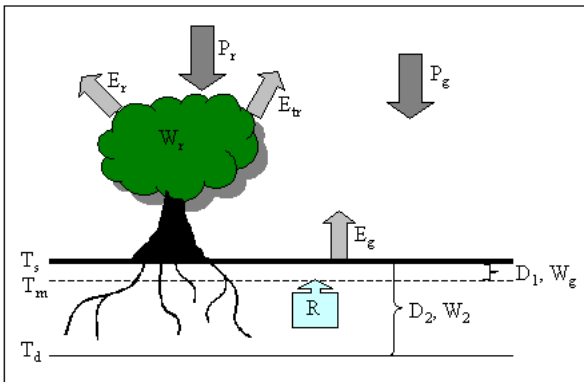
unterschieden. Niederschlag kann entweder aus der Parameterisierung der Abwinde (konventionelles Schema), oder durch ein explizites Transportschema berechnet werden in dem nur die Aufwinde parameterisiert werden, die Abwinde aber explizit berechnet werden (hybrides Schema). Die Konversion von Wolkenwasser in Regenwasser wird in Anlehnung an *Sunqvist* (1988) und *Sundqvist et al.* (1989) parameterisiert. Im Unterschied zur ursprünglichen Formulierung wird eine neue Beschreibung der Vertikalbewegungen und Temperaturprofile innerhalb der Wolke eingeführt, die die Verwendung eines einheitlichen Parametersatzes für konvektive und stratiforme Wolken ermöglicht (*Sogalla und Kerschgens*, 2001). Im Konvektionsschema ist eine zusätzliche Schließungsannahme an der Wolkenuntergrenze erforderlich. Dazu stehen drei Optionen der Schließung in FOOT3DK zur Verfügung. Die Feuchtekonvergenz-Schließung (*Tiedtke*, 1989) erfordert Massenkonzentration unterhalb der Wolkenbasis oder skaligen Vertikaltransport. Im Unterschied zur Originalschließung enthält FOOT3DK eine einheitliche Parameterisierung für hohe, mittelhohe und flache Wolken, die die beiden Kriterien der Originalschließung integriert. Die CAPE-Schließung (*Nordeng*, 1994) basiert auf der Annahme, dass Konvektion die vorhandene atmosphärische potentielle Energie (CAPE) in einer charakteristischen Zeit  $\tau$  abbaut. Als Weiterführung der Methode von *Nordeng* (1994) wird die Zeit  $\tau$  in FOOT3DK nicht konstant gesetzt, sondern als Variable umgekehrt proportional zur mittleren Aufwärtsströmung berechnet. Schließlich steht als dritte Möglichkeit eine aus diesen beiden Ansätzen kombinierte Schließung zur Verfügung. Die kombinierte Schließung verbindet die Vorteile der beiden Ansätze und reduziert die jeweiligen Schwächen. Während die CAPE-Schließung realistischere Werte des konvektiven Massenflusses liefert als die Feuchtekonvergenz-Schließung, wird bei alleiniger Verwendung des CAPE-Kriteriums Konvektion zu schnell ausgelöst, da eine einzige instabile Schicht dazu bereits ausreicht. In der kombinierten Schließung wird daher der Massenfluss nach dem CAPE-Kriterium berechnet, aber Konvektion kann erst einsetzen, wenn auch die Kriterien der Feuchtekonvergenz-Schließung erfüllt sind (siehe dazu *Sogalla und Kerschgens*, 2001).

Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Simulationen nutzen das hybride Konvektionsschema um subskalige Konvektion zu ermöglichen und die kombinierte Schließung aus Feuchtekonvergenz- und CAPE-Kriterium.

### **3.2 Das SVAT Modul in FOOT3DK**

Das Boden- und Oberflächenschema (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer – SVAT Modul) des Modells besteht aus zwei Bodenschichten und einer Vegetationsschicht. Für die Vegetationsschicht wird der sogenannte „big-leaf approach“ verwendet, d.h. die Vegetation wird so behandelt, als

bestünde sie nicht aus vielen einzelnen Blättern sondern einem einzigen, großen Blatt. Niederschlag teilt sich auf in einen Anteil, der auf den Boden fällt und von dort in die obere Bodenschicht versickert ( $P_g$ ) und in einen Anteil, der auf Pflanzenoberflächen fällt ( $P_r$ ). Wird die Pflanzenoberfläche durch Niederschlag benetzt, kann das Interzeptionswasser (d.h. das Wasser auf den benetzten Pflanzenoberflächen,  $W_r$ ) von dort entweder verdunsten oder zum Boden durchtropfen.



**Abbildung 3.2: Komponenten des Bodenschemas in FOOT3DK.**  $W_g$ ,  $W_2$ ,  $W_r$  sind Wassergehalte der obersten Bodenschicht, der gesamten Bodenschicht und der Vegetationsschicht.  $P_r$  und  $P_g$  sind Niederschlag, der auf Pflanzen, bzw. der auf den Boden fällt.  $E_g$ ,  $E_r$  und  $E_{tr}$  sind Verdunstung vom Boden, von der Vegetationsschicht und Transpiration.  $D_1$  ist die Schichtdicke der oberen Bodenschicht,  $D_2$  die Dicke der gesamten Schicht.  $R$  ist der Restore-Term.  $T_s$  ist die Oberflächentemperatur,  $T_m$  die Temperatur an der Grenze zwischen oberer und unterer Bodenschicht und  $T_d$  die Temperatur am Unterrand des Bodenmodells.

Die Komponenten des Boden- und Vegetationschemas sind in Abb. 3.2 schematisch dargestellt. Bodentemperatur und -feuchte werden nach der „Extended Force-Restore“ (EFR) Methode berechnet (Deardorff, 1978; Jakobsen und Heise, 1982; Noilhan und Planton, 1989). Dabei reagiert die obere, dünne Bodenschicht schnell auf äußere Anregungen (z. B. Einstrahlung oder Niederschlag; „Forcing“). Das Signal wird an die tiefere Schicht weitergegeben, die eine Pufferfunktion erfüllt und gespeicherte Wärme und Feuchte wiederum an die darüber liegende Schicht zurückgibt („Restoring“). Das Bodenschema im Modell FOOT3DK verfügt über zwei Schichten, analog zum Bodenschema der zum Antrieb vorgesehenen Modelle des DWD. Die Dicke der oberen Schicht ( $D_1$ ) beträgt ca. 9 cm, der

Unterrand der zweiten Bodenschicht ( $D_2$ ) liegt bei 1 m (vgl. Abb. 3.2). Die Tiefe der unteren Schicht wurde ursprünglich so gewählt, dass eine Temperaturwelle mit der Dauer von einem Tag am Unterrand nicht reflektiert wird (Deardorff, 1978). Eine prognostische Gleichung der Temperatur am Unterrand des Bodenmoduls ermöglicht auch die Wiedergabe von niedrigeren Frequenzen (z. B. Jahresgang) ohne Amplituden- und Phasenfehler (Jakobsen und Heise, 1982). Die Verwendung von zwei Bodenschichten ermöglicht die Bestimmung des Bodenwärmestroms nicht nur als Residuum der Energiebilanzgleichung, sondern über die Berechnung mittels Gradientansatz als:

$$B = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad [18]$$

Dabei ist  $B$  der Bodenwärmestrom,  $\lambda$  die Wärmeleitfähigkeit des Bodens,  $T$  die Temperatur und  $z$  die Eindringtiefe (positiv nach unten). Die Wärmetransportgleichung lautet dann:

$$\rho_s c_s \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial B}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad [19]$$

wobei  $\rho_s$  die Dichte und  $c_s$  die Wärmekapazität des Bodens ist.

Die mittleren Temperaturen der beiden Bodenschichten werden zeitlich variabel aus den Temperaturen an den Schichtgrenzen bestimmt:

$$\vartheta_s = T_s - T_d \quad [20]$$

$$\vartheta_m = T_m - T_d \quad [21]$$

Hier sind  $T_s$  die Temperatur an der Oberfläche,  $T_m$  die Temperatur am Unterrand der oberen Bodenschicht und  $T_d$  die Temperatur am Unterrand der unteren Bodenschicht. Die Temperaturtendenzen an der Oberfläche und an der Grenzfläche zwischen oberer und unterer Bodenschicht lassen sich dann berechnen als:

$$\frac{\partial \vartheta_s}{\partial t} = -\alpha_s \vartheta_s + \beta_s \vartheta_m + \gamma_s B \quad [22]$$

$$\frac{\partial \vartheta_m}{\partial t} = -\alpha_m \vartheta_m + \beta_m \vartheta_s \quad [23]$$

Die Koeffizienten  $\alpha_s$ ,  $\alpha_m$ ,  $\beta_s$  und  $\beta_m$  werden aus den Frequenzen der zu behandelnden Effekte bestimmt (hier:  $\omega_1=2\pi/3h$ ,  $\omega_2=2\pi/d$ ). Der Faktor  $\gamma_s$  berücksichtigt die Eindringtiefen der betrachteten Temperaturwellen in Abhängigkeit von der Dichte und der Wärmekapazität des Bodens.

Die Gleichungen der zeitlichen Entwicklung der Bodenfeuchte in der oberen ( $W_g$ ) und der gesamten ( $W_2$ ) Bodenschicht lauten:

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w D_1} (P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau} (W_g - W_{geq}) \quad [24]$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w D_2} (P_g - E_g - E_{tr}) \quad [25]$$

Es ist:  $\rho_w$  die Dichte von Wasser,  $D_1$  und  $D_2$  die Tiefen der oberen und der gesamten Bodenschicht,  $P_g$  der Niederschlag der den Boden erreicht,  $E_g$  die Evaporation am Boden,  $E_{tr}$  die Transpiration der Pflanzen (siehe Abb. 3.2) und  $\tau$  eine charakteristische Reaktionszeit (hier: 1 Tag). Der Faktor  $W_{geq}$  beschreibt den Gleichgewichtswassergehalt bei dem der zweite Term von Gleichung [24] (sog. Restore-Term) verschwindet. Der Gleichgewichtswassergehalt hängt vom aktuellen Wassergehalt der gesamten Bodenschicht ( $W_2$ ) sowie vom bodenartspezifischen Sättigungswassergehalt ( $W_{sat}$ ) ab. Die Koeffizienten  $C_1$  und  $C_2$  aus Gleichung [24] werden folgendermaßen berechnet:

$$C_1 = C_{1sat} \left( \frac{W_{sat}}{W_g} \right)^{\frac{b}{2}+1} \quad [26]$$

$$C_2 = C_{2ref} \left( \frac{W_2}{W_{sat} - W_2 + 10^{-2}} \right) \quad [27]$$

Die Parameter  $C_{1sat}$ ,  $C_{2ref}$  und  $b$  hängen ebenso wie der Sättigungswassergehalt von der Bodenart ab (siehe Tab. 3.2). Die Tendenz des Wassergehaltes in der Pflanzenschicht ( $W_r$ ) wird aus der Differenz des Niederschlages und der Verdunstung des Interzeptionswassers gebildet:

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = P_r - E_r \quad [28]$$

Der Interzeptionswassergehalt  $W_r$  ist nach oben begrenzt durch  $W_{r,max} = 0,2 \cdot veg \cdot LAI$  [kg/m<sup>2</sup>]. Dabei ist  $veg$  der Vegetationsbedeckungsgrad und  $LAI$  der Blattflächenindex (d.h. das Verhältnis von m<sup>2</sup> Blattoberfläche pro m<sup>2</sup> Boden).

Bei der Berechnung der Verdunstung lassen sich drei Anteile unterscheiden (siehe Abb. 3.2): Die Verdunstung vom Boden ( $E_g$ ) die Verdunstung von Regenwasser auf Pflanzenoberflächen ( $E_r$ ) und die Transpiration ( $E_{tr}$ ).

$$E = E_g + E_r + E_{tr} \quad [29]$$

Die einzelnen Anteile werden wie folgt berechnet:

$$E_g = (1 - veg) \rho_w L_v \frac{1}{R_a} (h_u q_s(T_s) - q_1) \quad [30]$$

$$E_r = veg \cdot \rho_w L_v \frac{\delta_r}{R_a} (q_s(T_s) - q_1) \quad [31]$$

$$E_{tr} = veg \cdot \rho_w L_v \frac{1 - \delta_r}{R_a + R_s} (q_s(T_s) - q_1) \quad [32]$$

In den Gleichungen [16] bis [18] bezeichnet  $L_v$  die spezifische Verdampfungswärme von Wasser,  $q_s(T_s)$  die spezifische Sättigungsfeuchte am Boden und  $q_1$  die spezifische Feuchte in der untersten Luftschicht. Der aerodynamische Widerstand ( $R_a$ ) parameterisiert die Einflüsse der Rauigkeitslänge und der atmosphärischen Stabilität. Der in die Berechnung der Transpiration eingehende Stomatawiderstand ( $R_s$ ) wird weiter unten ausführlicher betrachtet. Die Faktoren  $h_u$  und  $\delta_r$  beschreiben den Einfluss der Bodenfeuchte in der oberen Bodenschicht ( $W_g$ ) und des Interzeptionswassers ( $W_r$ ) auf  $E_g$  und  $E_r$ . Es ist:

$$h_u = \begin{cases} \frac{1}{2} \left( 1 - \cos\left(\pi \left( \frac{W_g}{W_{fl}} \right)\right) \right) & \rightarrow W_g \leq W_{fl} \\ 1 & \rightarrow W_g > W_{fl} \end{cases} \quad [33]$$

$$\delta_r = \left( \frac{W_r}{W_{r,max}} \right)^{\frac{2}{3}} \quad [34]$$

Der Parameter  $W_{fl} = 0,75 \cdot W_{sat}$  beschreibt die Feldkapazität. Oberhalb der Feldkapazität kann der Boden zwar noch Wasser aufnehmen, dieses führt aber nicht zu einer weiteren Steigerung der Verdunstung oder Transpiration.

Der in die Berechnung der Transpiration ( $E_{tr}$ ) eingehende Stomatawiderstand ( $R_s$ ) wird ausgehend von der Annahme eines minimalen Stomatawiderstandes ( $R_{smin}$ ) für jede Bewuchsklasse berechnet (Jarvis, 1976; Sellers et al., 1986). Der maximale Stomatawiderstand ( $R_{smax}$ ) wird für alle Bewuchsklassen einheitlich auf 5000 s/m gesetzt.

$$R_s = \min(R_{smax}, \frac{R_{smin}}{LAI} F_1 F_2^{-1} F_3^{-1} F_4^{-1}) \quad [35]$$

Der Stomatawiderstand berechnet sich nach Gleichung [21] durch die Vergrößerung des minimalen Wertes durch die Faktoren  $F1$  bis  $F4$ . Sie berücksichtigen die variablen Einflussgrößen Strahlung, pflanzenverfügbares Bodenwasser, sowie Dampfdruckdefizit und Temperatur in der untersten Luftschicht. Die maximal mögliche Verdunstung einer bestimmten Bewuchsklasse wird somit durch die limitierenden Faktoren der Bedingungen im Boden und in der untersten Atmosphärenschicht begrenzt.

Der Strahlungseinfluss wird folgendermaßen errechnet:

$$F_1 = \frac{1 + f}{f + \frac{R_{smin}}{R_{smax}}} \quad [36]$$

$$f = \frac{1,1}{LAI} \frac{Q_s}{Q_{sl}} \quad [37]$$

Der Parameter  $Q_d$  bezeichnet die direkte kurzwellige Einstrahlung. Der Einfluss der Strahlung wird durch einen vegetationsabhängigen Strahlungsbeiwert ( $Q_{sl}$ ) begrenzt.

Der Einfluss der Bodenfeuchte wird durch folgende Formulierung wiedergegeben:

$$F_2 = \begin{cases} 1 & \rightarrow W_2 > W_{fl} \\ \frac{W_2 - W_{wilt}}{W_{fl} - W_{wilt}} & \rightarrow W_{wilt} < W_2 < W_{fl} \\ 0 & \rightarrow W_2 \leq W_{wilt} \end{cases} \quad [38]$$

dabei stellt  $W_{wilt}$  den Welkepunkt dar, d.h. den Wert unterhalb dessen die Pflanzen kein Wasser mehr aus dem Boden ziehen können. Der Welkepunkt ist abhängig von der Bodenart und nimmt (ebenso wie der Sättigungswassergehalt) mit der Feinkörnigkeit des Bodens zu (d.h. Welkepunkt und Sättigungswassergehalt von Lehm sind höher als von Sand).

Der Einfluss des atmosphärischen Sättigungsdampfdefizites wird parameterisiert mittels:

$$F_3 = \frac{1}{1 + 0.0004 Pa^{-1} p_s (q_s(T_s) - q_1)} \quad [39]$$

Darin ist  $p_s$  der Luftdruck am Boden.

Die Temperaturabhängigkeit wird berechnet als:

$$F_4 = 1 - 0.0016 K^{-2} (298 K - T_1)^2 \quad [40]$$

Anschaulich beschreibt der Stomatawiderstand die Abhängigkeit der Transpiration von äußeren Einflüssen durch Öffnen und Schließen der stomatären Blattöffnungen. Die Stomata werden geöffnet bei kurzweiliger Einstrahlung, wenn ausreichend Wasser im Boden vorhanden ist, bei geringem Sättigungsdampfdruckdefizit, d.h. bei nicht zu trockener Luft und wenn die Temperatur in der Umgebung der Pflanze über 298 K steigt.

Die prognostische Behandlung der Bodenfeuchte ermöglicht es, den Einfluss des Bodenwassergehaltes auf die Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität des Bodens zu berechnen (die in FOOT3DK von der Landnutzungsklasse bestimmt werden). In diese Berechnungen geht die Kapillarität der Bodenart in Form des hydraulischen Potentials  $\psi$  ein (siehe Tab. 3.2).

Die Berechnung der Oberflächenparameter für eine Gitterzelle erfolgt in FOOT3DK in Form eines mit dem jeweiligen Anteil der Landnutzungsklasse an der Fläche der Gitterbox gewichteten Mittelwertes. Hiervon ist nur die Rauigkeitslänge ausgenommen, die folgendermaßen berechnet wird.

$$z_0 = \exp\left(\sum_{i=1}^{AnzLNK} l_i \ln(z_{0i})\right) \quad [41]$$

In dieser Gleichung stellt  $AnzLNK$  die Anzahl der möglichen Landnutzungsklassen dar,  $l_i$  ist der prozentuale Anteil der  $i$ -ten Landnutzungsklasse an der betreffenden Gitterzelle und  $z_{0i}$  ist die Rauigkeitslänge, die dieser Landnutzungsklasse zugeordnet ist.

Die in dieser Arbeit verwendeten Landnutzungsklassen und die ihnen zugeordneten Parameter (u. a. Vegetationsbedeckungsgrad, Blattflächenindex, Albedo, Rauigkeitslänge) werden in Kap. 4 vorgestellt und diskutiert. Die Parameter Wärmekapazität und –leitfähigkeit, die in die Berechnung des Bodenwärmestroms eingehen, werden einheitlich auf 2,0 J/kgK und 1,3 J/smK gesetzt. Für Wasserflächen betragen die entsprechenden Werte 4,2 J/kgK und 100,0 J/smK, allerdings kommen offene Wasserflächen im Kataster des Simulationsgebietes nicht vor.

Das Modell kann mit sieben verschiedenen Bodenarten betrieben werden: Fels, Sand, Sandlehm, Lehm, Tonlehm, Ton und Torf. Die spezifischen Eigenschaften der Bodenarten sind in Tabelle 3.2 angegeben. Dabei stellt  $W_{sat}$  [ $cm^3/cm^3$ ] den Sättigungswassergehalt dar,  $W_{wilt}$  [ $cm^3/cm^3$ ] den Welkepunkt und  $\Psi_{sat}$  [m] das hydraulische Potential bei Sättigung. Die Parameter  $C_{1sat}$ ,  $C_{2ref}$  und  $b$

werden in Gleichungen [26] und [27] zur Berechnung der Tendenz des Wassergehaltes in der oberen Bodenschicht ( $W_g$ , Gl. [24]) benötigt.

Bodenart	$W_{sat}$	$W_{wilt}$	$\Psi_{sat}$	$C_{1sat}$	$C_{2ref}$	b
Fels	$10^{-3}$	$10^{-4}$	-1.0	$10^{-3}$	$10^{-3}$	1.0
Sand	0.395	0.0677	-0.12	0.082	3.1	4.05
Sandlehm	0.435	0.1142	-0.218	0.132	1.8	4.9
Lehm	0.451	0.1547	-0.478	0.191	0.8	5.39
Tonlehm	0.477	0.22	-0.45	0.23	0.6	7.5
Ton	0.482	0.2864	-0.405	0.342	0.3	11.4
Torf	0.863	0.3947	-0.356	0.25	0.8	8.0

**Tabelle 3.1: Parameter der Bodenarten**

Das SVAT Modul kann mit einer anderen horizontalen Auflösung betrieben werden, als der atmosphärische Teil des Modells. Nach *Shao et al. (2001)* liefert eine Erhöhung der Auflösung der Boden- und Oberflächenschemas eine deutliche Verbesserung der Simulationsgüte in heterogenem Gelände. Da die Landnutzungsdaten in einer Auflösung von 1 km x 1 km (der LANDSAT Datensatz sogar in einer Auflösung von 28.5 m x 28.5 m) vorliegen, wird das Modell in den hier gezeigten Untersuchungen mit einer Auflösung des SVAT Schemas von 1 km x 1 km betrieben (explizite Methode, vgl. Kap. 1.2.4). Dadurch können Qualitätsverluste durch Aggregation der Landnutzungsdaten zu großen Gitterboxen vermieden oder zumindest reduziert werden. Dieses Verfahren bezieht sich nur auf die Komponenten Bodenart und Landnutzung, nicht auf die Orographie. Diese kann nicht höher aufgelöst werden als der atmosphärische Teil des Modells, da sonst die geländefolgende Vertikalkoordinate nicht mehr realisierbar wäre.

### 3.3 Beschreibung der Nestingkette

Als Nestingvorgabe für FOOT3DK dienen Simulationen des Lokal Modells (LM) in einer Forschungsversion der Universität Bonn, welche durch GME-Simulationen angetrieben werden. Im Rahmen von IMPETUS werden diese Simulationen als Antrieb für FOOT3DK zur Verfügung gestellt. Das LM wird zunächst mit einer Auflösung von  $0.25^\circ$  (ca. 28 km) betrieben und in einem weiteren Nestingschritt wird die Auflösung auf  $0.0625^\circ$  (ca. 7 km) erhöht. In die resultierenden LM-Simulationen wird das Modell FOOT3DK mit einer Gittermaschenweite von 3 km genestet. Die Simulationsgebiete der hier beschriebenen Nestingkette sind in Abbildung 3.3 dargestellt. Alternativ wurde eine Nestingkette getestet, in der FOOT3DK mit einer Auflösung von 6 km Gittermaschenweite in das LM mit  $0.25^\circ$  Auflösung genestet wurde. Die Ergebnisse liefern keine signifikanten Unterschiede zwischen den beiden Nestingketten (nicht gezeigt). Daher werden im

weiteren Verlauf dieser Arbeit nur die Simulationen des LM mit  $0.0625^\circ$  Auflösung in der Nestungskette genutzt. Der Antrieb aus dem LM wird an den seitlichen Rändern, sowie am Oberrand des FOOT3DK-Simulationsgebietes stündlich vorgegeben. Die unteren Randbedingungen (Boden- und Oberflächentemperatur und -feuchte) werden nur im ersten Zeitschritt zur Initialisierung vorgegeben und im weiteren Verlauf der Simulation durch die modellierten Prozesse in FOOT3DK gesteuert. In der ersten Stunde der Simulation wird eine Diastrophiephase erlaubt, in der die gröber aufgelöste Orographie aus dem LM graduell auf die feiner aufgelöste Orographie in FOOT3DK interpoliert wird.

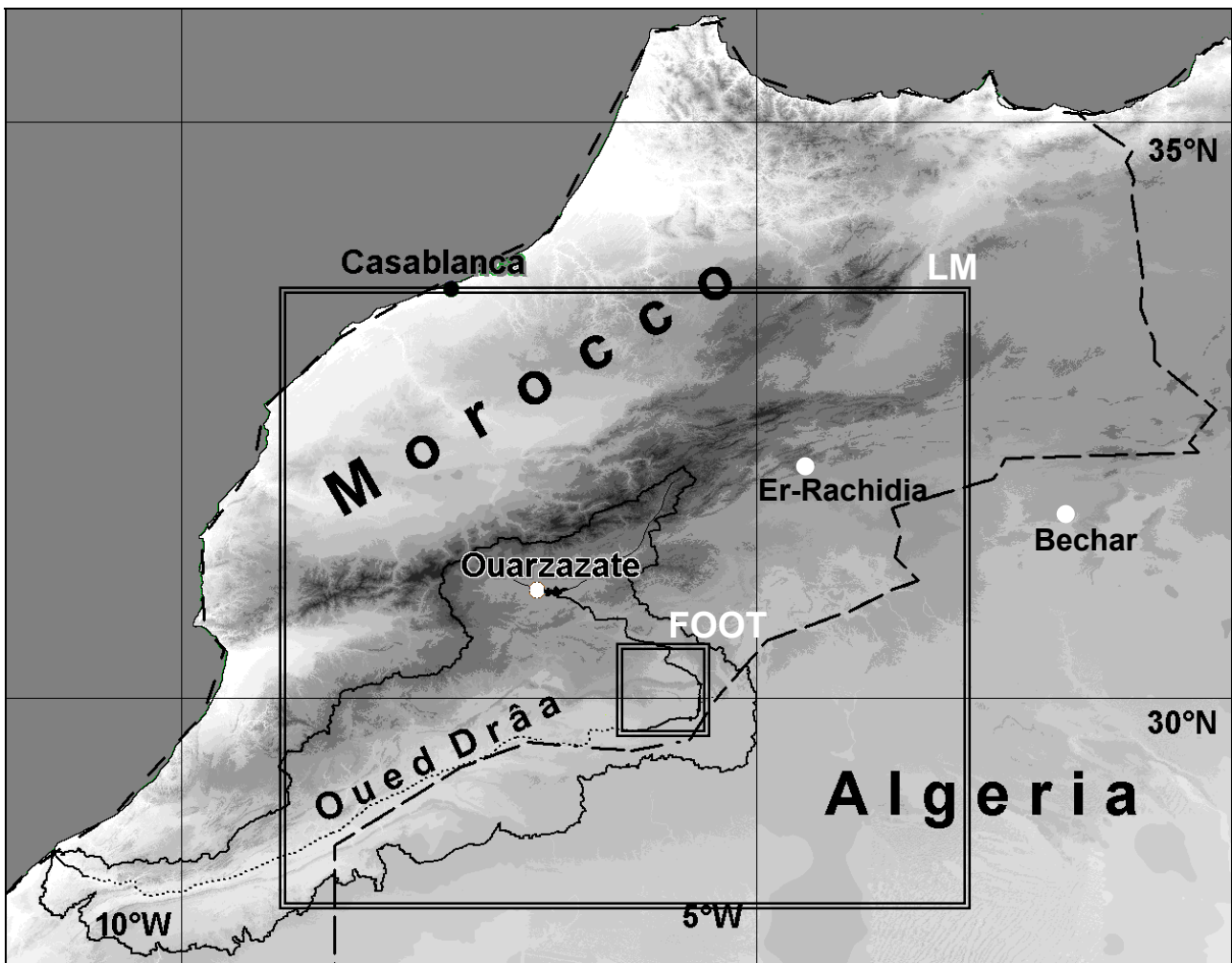


Abbildung 3.3: Topographie Marokko. In doppelt umrandeten Rahmen sind die Simulationsgebiete des LM ( $0,0625^\circ$  Auflösung) und des FOOT3DK dargestellt. Die gestrichelte Linie bezeichnet die Landesgrenzen. Die weißen Punkte bezeichnen Städte, deren Niederschlagsmeldungen in Kap. 5 verwendet werden. Die durchgezogene Umrandung umschließt das Drâa Einzugsgebiet. Der Stausee östlich von Ouarzazate, der Dades (von Osten in den Satussee mündend) und der Drâa sind in schwarz eingezeichnet. Die gepunktete Linie südwestlich des FOOT3DK-Simulationsgebietes markiert die Abflusslinie des Drâa, der Wadi ist in diesem Bereich die meiste Zeit trocken.

### 3.4 Statistische Methoden

In diesem Kapitel wird zunächst beschrieben, wie und auf welcher Basis die Verdunstungsklimatologie für das Untersuchungsgebiet erstellt wird. Da der Bodenwassergehalt

den zentralen Steuerungsmechanismus für die Evapotranspiration im Untersuchungsgebiet darstellt (vgl. *Sogalla et al.*, 2001), sind die Bewässerung und die Niederschlagsverteilung von wesentlicher Bedeutung für die Ergebnisse der Klimatologie. Weitere Einflussfaktoren sind die Bewölkung, bzw. Einstrahlung, sowie Temperatur, Feuchte und Wind in Bodennähe. Daher ist eine Methode erforderlich, mit der die bestimmenden Witterungsmerkmale für die Evapotranspiration und ihre klimatologische Verteilung erfasst werden können. Die statistisch-dynamische Regionalisierung (*Fuentes und Heimann*, 2000) wird in dieser Arbeit verwendet, um aus mesoskaligen Simulationen der Evapotranspiration eine Klimatologie der Verdunstung für das Untersuchungsgebiet zu erstellen. Im Unterschied zu einem rein statistischen Verfahren kann mit dieser Methode die räumliche Verteilung und die Abhängigkeit von heterogenen Feldern der Bodenfeuchte hochaufgelöst dargestellt werden. Eine Klimatologieerstellung aus einer dynamischen Regionalisierung ist aus Gründen der Rechenzeit nicht realisierbar. Die statistisch-dynamische Regionalisierung beruht auf einem statistischen Zusammenhang zwischen einem Parameter, der aus großskaligen Daten oder globalen Klimamodellen gewonnen werden kann und der zu untersuchenden Größe auf der kleineren Skala. Die resultierenden Klassen sollen disjunkt und möglichst klar voneinander abgegrenzt sein, keine Redundanzen aufweisen und möglichst eng mit dem zu untersuchenden Parameter auf der kleineren Skala verknüpft sein. Als Variable auf der großen Skala wird in dieser Arbeit das aus Bodendruckdaten gewonnene bodennahe Windfeld genutzt. Es ist physikalisch mit den Größen Niederschlag und Bewölkung im Untersuchungsgebiet verknüpft (siehe Kap. 5) und liefert klar voneinander abgrenzbare Klassen. Zusätzlich hat dieser Parameter den Vorteil, dass die zu seiner Berechnung benötigten Daten (Bodendruckdaten mit einer Auflösung von  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ ) für einen langen Zeitraum vorliegen (NCEP Re-Analysen von 1958-2004) und dass diese Daten auch aus verschiedenen Szenariensimulationen mit Klimamodellen zu erhalten sind. Damit ist gewährleistet, dass die Methode auch zur Analyse möglicher künftiger Entwicklungen einsetzbar ist. Im Rahmen der Validierungsmöglichkeiten und der Unsicherheiten der Modellsimulationen erscheint die Repräsentation der Strömungsfelder durch tägliche Windrichtungsklassen angemessen.

In der hier vorgelegten Untersuchung werden Windrichtungsklassen für einzelne Tage nach der objektiven Methode von *Jones et al.* (1993) bestimmt und als Steuerparameter für die statistisch-dynamische Regionalisierung auf der großen Skala verwendet. Die Windrichtungsklassen werden aus Bodendruckfeldern für den Bereich Westafrika erstellt. Unter der Annahme, dass auch in Bodennähe der Wind in erster Näherung durch ein Kräftegleichgewicht zwischen der Druckgradient- und der Corioliskraft beschrieben werden kann, können hierfür die Gleichungen für

den geostrophischen Wind verwendet werden. Die Formel für den geostrophischen Wind ( $\vec{v}_g$ ) lautet:

$$\vec{v}_g = \vec{i}u_g + \vec{j}v_g \quad [42]$$

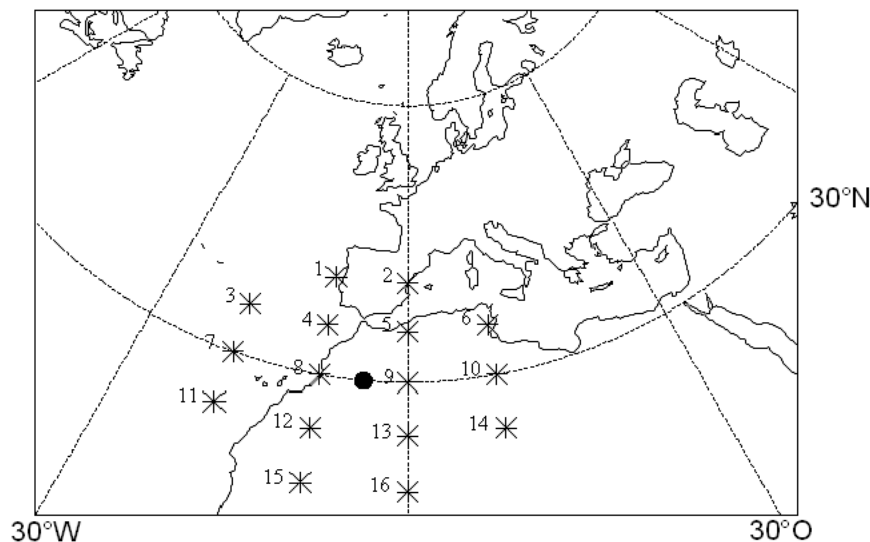
$$\text{mit: } u_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad v_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x} \quad [43]$$

wobei  $\vec{i}$  und  $\vec{j}$  die Einheitsvektoren in zonaler und meridionaler Richtung sind,  $p$  ist der Druck auf Meeresniveau in hPa,  $\rho$  ist die Luftdichte und  $f$  der Coriolisparameter.

Die geostrophische Vorticity ( $\zeta_g$ ) lässt sich daraus wie folgt berechnen:

$$\zeta_g = \frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial y} \quad [44]$$

Aus den Gleichungen [42] bis [44] lassen sich durch Übergang von der differentiellen zur diskreten Schreibweise aus einer gegebenen Druckverteilung geostrophische Anströmklassen erstellen.



**Abbildung 3.4: Zentrum der Berechnung der Windrichtungsklassen (dicker Punkt), Positionen an denen die Bodendruckdaten zur Berechnung der Klassen genutzt werden (\*).**

In Abb. 3.4 sind die Punkte dargestellt, an denen die Druckwerte zur Berechnung der Anströmklassen genutzt werden. Das Zentrum der Berechnung befindet sich bei 30°N, 5°W. Die Punkte, die in die Berechnung eingehen sind in Nord-Süd-Richtung jeweils 5°, in Ost-West-Richtung jeweils 10° voneinander entfernt.

In der Berechnung der Windrichtungsklassen muss die Meridiankonvergenz und die Änderung des Coriolisparameters  $f$  berücksichtigt werden. Daher werden trigonometrischen Vorfaktoren eingeführt, die dieser Tatsache Rechnung tragen.

Die westliche Strömung ( $W$ ) ergibt sich aus der Druckdifferenz südlich und nördlich des Berechnungsmittelpunktes:

$$W = \frac{1}{\sin(30^\circ)} \left( \frac{1}{2}(p_{12} + p_{13}) - \frac{1}{2}(p_4 + p_5) \right) \quad [45]$$

Ist  $W$  positiv, so liegt eine westliche Windrichtungskomponente vor, falls  $W$  negativ ist, eine östliche. Die südliche Strömung ( $S$ ) wird analog aus der Druckdifferenz östlich und westlich des Zentrums errechnet:

$$S = \frac{1}{\sin(30^\circ)} \left( \frac{1}{4}(p_5 + 2p_9 + p_{13}) - \frac{1}{4}(p_4 + 2p_8 + p_{12}) \right) \quad [46]$$

Für positive  $S$  ergibt sich eine südliche Windrichtung und für negative eine nördliche. Damit ergibt sich die Stärke der direktionalen Strömung ( $F$ ) zu:

$$F = \sqrt{S^2 + W^2} \quad [47]$$

Um die Zirkulationsstärke einer Druckverteilung zu ermitteln wird zunächst die westliche Scherungsvorticity ( $WV$ ) berechnet. Sie ergibt sich aus der Scherung südlich des Berechnungszentrums minus der Scherung nördlich davon:

$$WV = \frac{1}{\sin(25^\circ)} \left( \frac{1}{2}(p_{15} + p_{16}) - \frac{1}{2}(p_8 + p_9) \right) - \frac{1}{\sin(35^\circ)} \left( \frac{1}{2}(p_8 + p_9) - \frac{1}{2}(p_1 + p_2) \right) \quad [48]$$

Analog wird die südliche Scherungsvorticity ( $SV$ ) aus der Scherung östlich des Zentrums der Berechnung minus der Scherung westlich davon bestimmt:

$$SV = \frac{1}{\sin(30^\circ)} \left[ \left( \frac{1}{4}(p_6 + 2p_{10} + p_{14}) - \frac{1}{4}(p_5 + 2p_9 + p_{13}) \right) - \left( \frac{1}{4}(p_4 + 2p_8 + p_{12}) - \frac{1}{4}(p_3 + 2p_7 + p_{11}) \right) \right] \quad [49]$$

Die gesamte Scherungsvorticity ( $V$ ) ist die Summe der Einzeltermine:

$$V = WV + SV \quad [50]$$

Liegt eine direktionale Windrichtungsklasse vor, so heben sich die Terme in der Berechnung der Scherungsvorticity auf und die Windrichtung setzt sich aus den Komponenten  $W$  und  $S$  zusammen. Bei zirkulären Windfeldern heben sich die Terme der westlichen und südlichen Strömung auf. Da die Druckverteilungen nicht immer eine so eindeutige Zuordnung ermöglichen, werden zusätzlich Mischklassen aus direktionalen und zirkulären Klassen definiert. Die Grenzwerte wurden nach *Jones et al.* (1993) folgendermaßen gewählt:

Falls  $|V| \geq 2F$  ist liegt eine zyklonale oder antizyklonale Wetterlage vor, ist  $|V| < F$  so wird eine direktionale Wetterlage diagnostiziert. Mischformen der direktionalen und zirkulären Klassen ergeben sich für Fälle, in denen  $F \leq |V| < 2F$  ist. Damit ergeben sich zehn Windrichtungsklassen oder Zirkulationsklassen (Circulation Weather Types – CWTs): NO, O, SO, S, SW, W, NW, N, zyklonal und antizyklonal, sowie 16 Mischklassen aus direktionalen und zirkulären Klassen. Nach

*Jones et al.* (1993) werden schwach windige Termine, in denen sowohl F als auch V kleiner als 4 sind, als unklassifizierte Termine eingeordnet. In der vorliegenden Arbeit wurden die Windrichtungsklassen sowohl mit der Bedingung der unklassifizierten Termine, als auch ohne sie durchgeführt. Damit lässt sich einerseits die Bedeutung von Schwachwindsituationen im Untersuchungsgebiet abschätzen, andererseits werden so alle Termine einer Klasse zugeordnet. Auf Basis der Windrichtungsklassen wird mit dem Verfahren der statistisch-dynamischen Regionalisierung eine Klimatologie für das mittlere Drâa-Tal erstellt. Dazu werden zunächst alle Tage des NCEP-Reanalyse Zeitraumes 1958 bis 1997 nach der oben beschriebenen Berechnung in die CWTs eingeteilt. Hieraus werden statistische Verteilungen der CWTs für das Jahresmittel, sowie für mittlere Monate erstellt (siehe Kap. 5). Um Niederschlag im Untersuchungsgebiet auszulösen muss einerseits Feuchte in die Region advehiert werden und andererseits ein Mechanismus vorliegen, die Atmosphäre zu labilisieren und Hebung zu ermöglichen. Da Feuchtetransporte von den umliegenden Küstenregionen zu erwarten sind und eine Labilisierung durch positive Vorticity erreicht werden kann, wird im Folgenden der Zusammenhang der einzelnen Windrichtungsklassen mit dem Niederschlag in der Region untersucht. Aus täglichen Niederschlagsdaten der Stationen Ouarzazate (30°56'N, 6°54'W, WMO-Nr. 60265, siehe Abb. 2.1), Bechar (31°37'N, 2°14'W, WMO-Nr. 60571) und Er-Rachidia (31°56'N, 4°24'W, WMO-Nr. 60210) die ab 1978 vorliegen, werden für den Zeitraum 1978 bis 1998 Kreuzkorrelationen der einzelnen CWTs mit dem Niederschlag in Ouarzazate nach folgender Formel berechnet:

$$\rho_{xy} = \frac{1}{n} \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \mu_x)(y_i - \mu_y)}{\sigma_x \sigma_y} \quad [51]$$

Dabei stellt  $\rho_{xy}$  den Kreuzkorrelationskoeffizient zwischen Zeitreihen  $x$  und  $y$  dar (in diesem Fall CWTs und Niederschlag) und  $n$  ist die Anzahl der Zeitpunkte. Der Mittelwert jeder Zeitreihe wird mit  $\mu$  bezeichnet und die Standardabweichung mit  $\sigma$ .

Für die statistisch-dynamische Regionalisierung werden aus den Gruppen oder Klassen des Parameters auf der großen Skala (hier: CWTs) ein oder mehrere Termine ausgesucht (siehe Kap. 5.2), die die gesamte Gruppe oder Klasse repräsentieren. Diese Termine werden Repräsentanten der Gruppen oder Klassen genannt. Für die Repräsentanten werden dynamisch an das großskalige Feld gekoppelte Simulationen durchgeführt. Die Simulationsergebnisse werden nach der Auftrittshäufigkeit der Klasse, für die der betreffende Repräsentant steht, gewichtet und addiert. Damit kann eine hochaufgelöste, dynamisch gekoppelte Simulation eines langen Zeitraumes durch wenige Simulationen kürzerer Zeiträume approximiert werden.

Um Redundanzen zu vermeiden und die Zahl der benötigten Nachsimulationen gering zu halten, werden die CWTs in meteorologisch sinnvolle Gruppen zusammengefasst (siehe Kap. 5). Innerhalb

der  $i$ -ten Gruppe ( $C_i$ ) wird nach Tagen mit ( $C_{iRR}$ ) und ohne Niederschlag ( $C_{ioRR}$ ) unterschieden. Für jede der resultierenden Gruppen von Windrichtungsklassen werden Repräsentanten ( $R_i$ ) für Tage mit ( $R_i(C_{iRR})$ ) und ohne Niederschlag ( $R_i(C_{ioRR})$ ) ausgewählt. Um der jahreszeitlichen Verteilung und der räumlichen Niederschlagsvariabilität gerecht zu werden, werden nach Möglichkeit für jede Gruppe mit und ohne Niederschlag zwei Repräsentanten zur Nachsimulation ausgewählt. Hierfür werden nur Tage herangezogen, bei denen keine Mischform aus direktonaler und zirkulärer Klasse vorliegt. Die erwünschte Anzahl von Terminen pro Gruppe ist nicht immer realisierbar, da nur für den Zeitraum November 2001 bis Dezember 2002 Nestingvorgaben des LM bereitstehen und manche Windrichtungsgruppen mit bzw. ohne Niederschlag in diesem Zeitraum nur selten auftraten (siehe Kap. 5).

Die prozentuale Gewichtung jedes Repräsentanten ( $W(R_i)$ ) in der Klimatologie wird für Tage mit Niederschlag aus folgender Gleichung berechnet:

$$W(R_i) = (\psi(C_i) \cdot \psi(RR_i)) / \text{Anz}(R_i(C_{iRR})) \quad [52]$$

und für Tage ohne Niederschlag aus:

$$W(R_i) = (\psi(C_i) \cdot (100\% - \psi(RR_i))) / \text{Anz}(R_i(C_{ioRR})) \quad [53]$$

Dabei ist  $\psi(C_i)$  die Auftrittshäufigkeit der Windrichtungsgruppe (in %), für die der Repräsentant  $R_i$  steht, und  $\psi(RR_i)$  der prozentuale Anteil von Niederschlagstagen in dieser Gruppe.  $\text{Anz}(R_i(C_{iRR}))$  ist die Anzahl der simulierten Repräsentanten für die  $i$ -te Gruppe mit Niederschlag und  $\text{Anz}(R_i(C_{ioRR}))$  die Anzahl der simulierten Repräsentanten für die betreffende Gruppe ohne Niederschlag.

Tage mit Laché werden zusätzlich simuliert. Sie werden mit einer Gewichtung von einem Tag (0.27 %) berücksichtigt. Zum Ausgleich wird pro Tag mit Laché die Auftrittshäufigkeit einer der am häufigsten vorkommenden Gruppen um einen Tag reduziert.

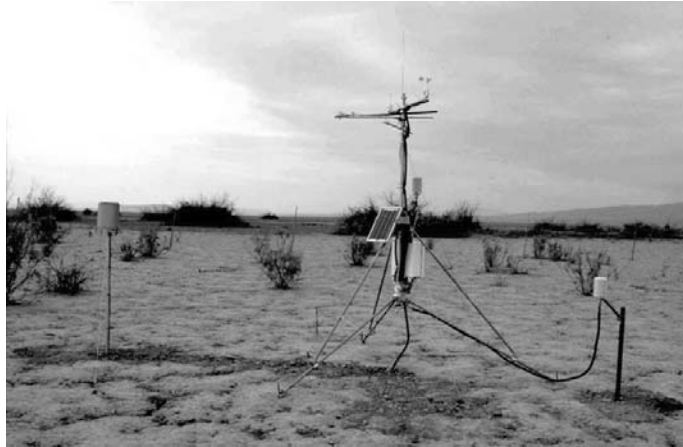
Im Modell FOOT3DK wird die Evapotranspiration als Energieflussdichte in  $\text{W/m}^2$  für jeden Zeitschritt angegeben. Daher werden zunächst die Werte zu den vollen Stunden mit einem als konstant angenommenen Wert der spezifischen Verdampfungswärme von  $L_v = 2,5 \cdot 10^6 \text{ J/kg}$  multipliziert und unter der Annahme konstanter Evapotranspiration über eine Stunde zunächst als Stundenwerte, danach als Tageswerte akkumuliert. Anschließend werden die akkumulierten Werte der Evapotranspiration der simulierten Repräsentanten nach Gleichungen [52] und [53] gewichtet. Um die Verdunstungsklimatologie zu erstellen, werden die gewichteten, akkumulierten Verteilungen der Evapotranspiration für jede Gitterbox im Simulationsgebiet addiert. Daraus ergibt sich für das Simulationsgebiet eine räumlich hoch aufgelöste, durch Reanalysen angetriebene Verdunstungsklimatologie, die einen mittleren Zustand des Zeitraumes 1958-1997 beschreibt.

### 3.5 Daten

Zur Erstellung der Windrichtungsklassen werden die Druckfelder auf Meeresniveau der Reanalysen des National Centre for Environmental Prediction (NCEP) für den Zeitraum von 1958 bis 2002 mit täglicher Auflösung (00 UTC Termin) genutzt. Tägliche Niederschlagsdaten der Stationen Ouarzazate (30°56'N, 6°54'W, WMO-Nr. 60265), Er-Rachidia(31°56'N, 4°24'W, WMO-Nr. 60210) und Bechar(31°37'N, 2°14'W, WMO-Nr. 60571) für den Zeitraum 1978 bis 1997 wurden vom DWD zur Verfügung gestellt, monatlicher Niederschlag der Stationen Ouarzazate von 1951 bis 2001 und Fom Zguid (30°05'N, 6°52'W) von 1993 bis 2001 von der Direction de la Météorologie Nationale (Marokkanischer Wetterdienst). Zur Auswahl der Repräsentanten der verschiedenen Windrichtungsgruppen werden Bodendruck- und 500 hPa-Karten des Europäischen Wetterberichts (Quelle: Deutscher Wetterdienst) herangezogen.

Dem Modell wird ein Kataster aus Daten des US Geological Service (USGS) unterlegt. Dabei wird der Datensatz GTOPO30 für die Topographie benutzt, der eine nominelle Auflösung von 30 Bogensekunden hat, sowie der Landnutzungsdatensatz Global Land Cover Characteristics (GLCC), der ebenfalls nominell in einer Auflösung von 30 Bogensekunden vorliegt. Der Datensatz wurde aus Satellitendaten des Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) des Zeitraumes April 1992 bis März 1993 erstellt. Insbesondere der Landnutzungsdatensatz ist von seiner Qualität nicht optimal; der Stausee „El Mansour Ed Dahbi“ bei Ouarzazate, der eine Oberfläche von ca. 43 km<sup>2</sup> (bei maximaler Füllhöhe) hat und im Jahr 1972 angelegt wurde, ist im GLCC Datensatz nicht verzeichnet, obwohl dieser nach dem Baudatum des Stausees erstellt wurde. Im Laufe der IMPETUS Untersuchungen wurde für einen Teil des Untersuchungsgebietes ein Landnutzungsdatensatz aus LANDSAT Satellitenaufnahmen erstellt (*Schmidt, 2003; Schmidt und Schöttker, 2003*), der deutlich besser aufgelöst (28,5 m) und wesentlich verlässlicher ist (die Zuordnung von Reflexivitäten zu Bewuchsklassen wurde durch direkten Vergleich ermittelt). Dieser Datensatz deckt jedoch in der hier vorliegenden Form nicht das ganze Untersuchungsgebiet ab. Wo möglich, wird der LANDSAT Datensatz als Katastergrundlage verwendet. Gebiete, die im LANDSAT Datensatz nicht klassifiziert sind, werden mit dem USGS Datensatz aufgefüllt. Vergleichssimulationen mit beiden Datensätzen finden sich im Kap. 4 dieser Arbeit. Dort wird auch die Methode erläutert, nach der die beiden Datensätze miteinander verschnitten werden.

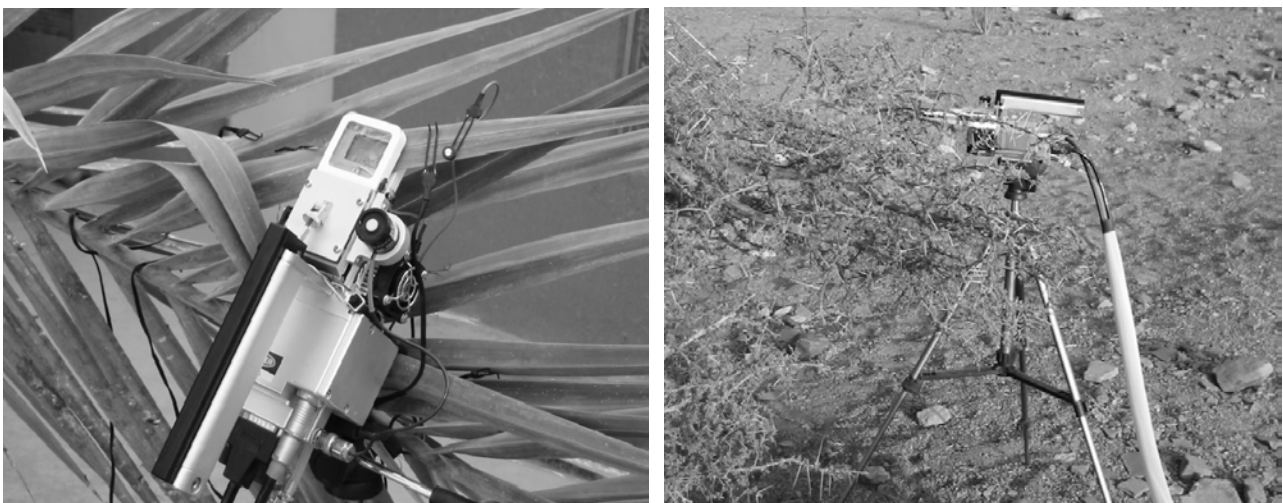
Daten über Lâcher zur Bewässerung der Flussoase wurden vom Office Regionale de Mis en Valeur Agricole de Ouarzazate (ORMVAO) zur Verfügung gestellt. Dabei handelt es sich um den täglichen Turbinendurchfluss der Wasserkraftanlage am Staudamm „El Mansour Ed Dahbi“. Informationen über die Bewässerungspraxis in der Oase entstammen persönlichen Mitteilungen von IMPETUS Mitarbeitern.



**Abbildung 3.4: Klimastation Lac Iriki (IRK, 29°58'23''N, 6°20'57''W, 445 m ü. NN). Foto: IMPETUS**

Entlang eines Höhen- und Ariditätsgradienten wurden zwölf Klimastationen (siehe z. B. Abb. 3.4) im Untersuchungsgebiet aufgebaut. Die Positionen dieser Stationen sind in Abb. 2.1 dargestellt. An diesen Stationen werden unter anderem Niederschlag, Temperatur, Wind und Feuchte in 2 m über Grund stündlich gemessen. Vier Klimastationen liegen im Simulationsgebiet, das in dieser Arbeit behandelt wird: El Miyit (EMY, 30°21'50''N, 5°37'44''W, 792 m ü. NN), Asrir (ASR, 30°21'25''N, 5°50'10''W, 732 m ü. NN), Jebel H'ssain ou Brahmin (JHB, 29°56'12''N, 5°37'43''W, 725 m ü. NN) und Lac Ikriki (IRK, 29°58'23''N, 6°20'57''W, 445 m ü. NN, siehe Abb. 3.4). Die gemessenen Daten für Niederschlag und atmosphärische Felder in 2 m über Grund werden mit simulierten Werten in den entsprechenden Gittermaschen verglichen, um die Qualität der Modellergebnisse zu überprüfen und das Modell zu kalibrieren.

An den Stationen El Miyit und Asrir wurden im Rahmen des IMPETUS-Projektes Transpirationmessungen an standorttypischen Pflanzen durchgeführt (vgl. Abb. 3.5). Auch diese Daten werden mit simulierten Werten verglichen und zur Kalibrierung genutzt.



**Abbildung 3.5: Transpirationmessungen mit LICOR 6400 an einer Dattelpalme (links, Station ASR) und einer Akazie (rechts, Station EMY). Fotos: F.Gresens**