

Statistisch-dynamische Regionalisierung von Niederschlag und Evapotranspiration für den Hohen Atlas in Marokko

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades

der Mathematischen-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität zu Köln

vorgelegt von

Kristina Piecha

aus Bergisch Gladbach

Köln 2009

Berichtersteller:
Prof. Dr. M. J. Kerschgens
HD Dr. A. H. Fink

Tag der mündlichen Prüfung: 23.10.2009

Zusammenfassung

Mit Hilfe des mesoskaligen meteorologischen Modells FOOT3DK und eines Erkennungsverfahrens der sogenannten *Circulation Weather Types* (CWTs) wird eine statistisch-dynamische Regionalisierung des Niederschlags und der Evapotranspiration für das Dräatal südlich des Hohen Atlas in Marokko durchgeführt. Damit können Informationen über das Niederschlags- und Evapotranspirationsverhalten während eines zukünftigen Zeitraums gewonnen werden.

Zu diesem Zweck wird FOOT3DK zunächst an die Simulationsregion angepasst. Darüber hinaus wird die Anzahl der möglichen Landnutzungsklassen auf 17 vergrößert und eine erweiterte Karte der Bodenarten in das FOOT3DK-Kataster implementiert. Anschließend wird die Sensitivität der Evapotranspiration hinsichtlich verschiedener Parameter untersucht und die Ergebnisse bei den darauf folgenden Simulationen berücksichtigt.

Für die statistisch-dynamische Regionalisierung wird eine objektive Klassifikation der bodennahen Strömung in CWTs durchgeführt. Die dazu benötigten Bodendruckdaten stammen aus Reanalyse- und Modelldaten. Die Modelldaten basieren dabei auf verschiedenen SRES-Szenarien – A1B und B1.

Im Folgenden werden Repräsentanten (Episodensimulationen von jeweils 24 Stunden Länge) für die verschiedenen CWTs bestimmt. Es werden Repräsentanten mit und Repräsentanten ohne Niederschlag im Untersuchungsgebiet nachsimuliert.

Eine Validierung wird für das Jahr 2002 vorgenommen, weil für dieses Jahr Messwerte verschiedener Klimastationen im Simulationsgebiet und Antriebsdaten für FOOT3DK zur Verfügung stehen. Die Rekombination von Niederschlag und Evapotranspiration berücksichtigt die Häufigkeitsverteilung der verschiedenen CWTs und deren Wahrscheinlichkeit, mit bzw. ohne Niederschlag aufzutreten. Das sich ergebende Niederschlagsmuster liefert eine realistische Verteilung, die mit dem gemessenen Stationsniederschlag gut übereinstimmt. Die Differenz zwischen dem summierten Stationsniederschlag und dem summierten rekombinierten Niederschlag der den Stationen zugeordneten Gittermaschen für 2002 beträgt lediglich 1,1 mm. Der Hohe Atlas und die angrenzenden Berge sind als Niederschlagsgrenzen erkennbar. Die Niederschlagsabnahme von Nord nach Süd wird ebenfalls in der Rekombination wiedergegeben. Auch die räumliche Verteilung der Evapotranspiration liefert realistisch erscheinende Ergebnisse, die aber nur schwierig zu bewerten sind. Es werden kaum Messungen der Verdunstung in der Region vorgenommen, obwohl die Verdunstung ein wichtiger Teil des hydrologischen Kreislaufs ist.

Anschließend wird die Methode für einen zukünftigen Zeitraum für die SRES-Szenarien A1B und B1 angewendet. Ein Vergleich der CWT-Verteilung der Reanalysen und der Kontrollperiode der zusammengefassten CWTs von 1970 bis 1999 zeigt eine gute Übereinstimmung. Es werden zunächst die Änderungen der CWT-Häufigkeiten zwischen Kontroll- und Forcingperiode der REMO-Daten untersucht. Die Klassifikation der CWTs

liefert erste Hinweise auf die zu erwartenden Niederschlagstendenzen, da sich dabei signifikante Änderungen in der Häufigkeit der verschiedenen CWTs ergeben. Im Anschluss wird die statistisch-dynamische Regionalisierung von Niederschlag und Evapotranspiration durchgeführt. Für den Niederschlag ergibt sich dabei eine signifikante Zunahme von bis zu 20 mm pro Jahr im nordöstlichen Bereich des Drâaeinzugsgebiets. Auf der Nordseite des Hohen Atlas zeigt sich dagegen eine signifikante Abnahme des Niederschlags für den betrachteten Zeitraum (bis zu 30 mm weniger pro Jahr). Die Evapotranspiration nimmt fast im gesamten Gebiet signifikant ab.

Die Ergebnisse der statistisch-dynamischen Regionalisierung auf Grundlage der SRES-Szenarien A1B und B1 deuten auf Grund der leicht zunehmenden Niederschläge im nordöstlichen Bereich des Drâaeinzugsgebiets bis zur Mitte des Jahrhunderts darauf hin, dass es zu keiner großen Veränderung im Eintrag von Wasser in den Mansour Eddahbi kommt. Wenn nur der Niederschlag betrachtet wird, wird die Wasserverfügbarkeit auf dem heutigen Niveau bleiben. Unter der Berücksichtigung weiterer Faktoren ist aber ein Rückgang wahrscheinlicher.

Abstract

With the mesoscale meteorological model FOOT3DK and a classification method for so-called **Circulation Weather Types** (CWTs), a statistical-dynamical downscaling of precipitation and evapotranspiration is accomplished for the Drâa valley south of the High Atlas in Morocco. With this, information on the behaviour of precipitation and evapotranspiration in a future period can be obtained.

To this end, FOOT3DK is first of all adjusted to the simulation area. Additionally, the number of possible land use classes is enlarged to 17, and an extended map of soil types is implemented into the cadastre of FOOT3DK. Subsequently, the sensitivity of evapotranspiration with respect to different parameters is determined, and the results are included in the ensuing simulations.

For the statistical-dynamical downscaling an objective classification of the ground-level flow in CWTs is conducted. The mean sea level pressure data required for this are taken from reanalysis- and model data. The model data are based on two different SRES scenarios – A1B and B1.

In the following, representatives (i.e., simulations of 24-hour episodes) for the different CWTs are determined; representatives with and representatives without rain in the investigation area are modelled.

A validation is conducted for the year 2002 since measured data of various climate stations in the simulation area, in addition to the forcing data for FOOT3DK, are available for this year. The recombination of precipitation and evapotranspiration takes into account the frequency distribution of the various CWTs, as well as their probability to occur with and without rain. The resulting precipitation pattern exhibits a realistic distribution which is in good agreement with the measured precipitation. The difference between the total measured precipitation and the total recombined precipitation of the station-related grid meshes is merely 1.1 mm for 2002. The High Atlas and the adjacent mountains can be identified as precipitation borders. The decrease in precipitation from north to south is reproduced by the recombination, too. Also, the spatial distribution of evapotranspiration delivers results which appear realistic enough, but they are only evaluated with difficulty; hardly any evaporation measurements are performed in this region, although evaporation is an important part of the hydrological cycle.

Subsequently, the method is applied to a future time period for the SRES scenarios A1B and B1. Comparison of the CWT distribution of the reanalyses to the control period of the combined CWTs from 1970 to 1999 shows a good agreement. Firstly, changes in the frequency of occurrence of the CWTs based on REMO between control and forcing period are determined. The classification of CWTs provides first indications for the precipitation tendencies to be expected, because significant changes arise in the frequency of the various CWTs. Secondly, the statistical-dynamical downscaling of precipitation

and evapotranspiration is accomplished. A significant increase of up to 20 mm per year results for the precipitation in the north-eastern region of the Drâa catchment. In contrast, a significant decrease of precipitation is apparent in the north of the High Atlas for the investigated period (up to 30 mm less per year). Evapotranspiration decreases significantly in virtually the entire area.

The results of the statistical-dynamical downscaling based on the SRES scenarios A1B and B1 suggest that there will be no major changes in the inflow of water in the Mansour Eddahbi, due to a slight increase in precipitation in the north-eastern region of the Drâa catchment until the middle of the century. If merely precipitation was taken into account, water availability would remain at a similar scale as today. Considering further criteria, a decrease is more probable.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	vii
Tabellenverzeichnis	x
Akronymverzeichnis	xi
Symbolverzeichnis	xiii
1 Motivation	1
1.1 IMPETUS Westafrika	4
1.2 Motivation, Ziele und Gliederung der vorliegenden Arbeit	6
2 Stand der Forschung	9
2.1 Niederschlag in Nordafrika	9
2.2 Bestimmung der Evapotranspiration per Messung, Berechnung oder Abschätzung	11
2.3 Wechselwirkungen Oberfläche-Atmosphäre	13
2.4 Regionalisierungsmethoden	14
Dynamische Regionalisierung – Regionale Klimamodellierung	15
Empirische Methoden	16
Statistisch-dynamische Regionalisierung	17
Ausgewählte Ergebnisse verschiedener Regionalisierungsmethoden	18
3 Methodik der statistisch-dynamischen Regionalisierung	20
3.1 Circulation Weather Types (CWTs)	20
Methode zur Berechnung der CWTs	20
CWT-Variabilität	23
3.2 Physikalischer Zusammenhang der Parameter auf synoptischer Skala und Mesoskala	25
3.3 Das mesoskalige Modell FOOT3DK	25
Bisherige Nutzung	26
Technische Details	27
Kopplung Atmosphäre und Boden	29
Die Nestingkette	31
Vergleich der Niederschlagssimulation von LM 3.14 und FOOT3DK für ein Starkniederschlagsereignis	33

4	Parameter mit Einfluss auf die Evapotranspiration	35
4.1	Erstellung der für die Simulationen verwendeten Bodenkarte	35
4.2	Verschiedene Sensitivitätsstudien zur Evapotranspiration	39
	Bodenart	39
	Temperatur	41
	Bewuchs	44
	Bodenwassergehalt	47
	Windgeschwindigkeit	52
	Zusammenfassung	53
5	Anwendung der statistisch-dynamischen Regionalisierung	54
5.1	CWT-Verteilung und Niederschlag der Station Ouarzazate	55
	Berechnung der Niederschlagsanteile der einzelnen CWTs	55
	Betrachtung der CWT-Verteilung und des Niederschlags	56
5.2	Auswahlkriterien für die Repräsentanten	60
5.3	Gewählte Repräsentanten	61
5.4	Validierung für das Jahr 2002	65
	Die Rekombinationsvorschrift	65
	CWT-Verteilung des Jahres 2002	66
	Rekombination des Niederschlags und der Verdunstung 2002	66
5.5	Anwendung auf ein Feucht- und ein Trockenjahr	72
6	Regionalisierung für einen zukünftigen Zeitraum auf Basis von REMO- Modelldaten	78
6.1	REMO – Modell und Daten	78
6.2	Vergleich der CWT-Verteilungen des REMO und der NCEP-Reanalysen	79
6.3	SRES-Szenarien A1B und B1	83
6.4	Rekombination der Szenarien von 2020 bis 2049	83
	CWT-Verteilung	84
	Signifikanz des Signals	86
	Betrachtung des Signals des Niederschlags und der Evapotranspiration	88
7	Zusammenfassung, Diskussion und Ausblick	93
7.1	Methode	93
7.2	Analyse und Validierung der Zielgrößen	94
7.3	Anwendung auf zukünftige Zeiträume	94
7.4	Ausblick	96
	Literaturverzeichnis	103
A	Anhang	109
A.1	Kurze Beschreibung der CWTs	109
A.2	Abbildungen	113

Abbildungsverzeichnis

1.1	Die Lage des Simulationsgebiets in Marokko	1
1.2	Jährlicher Niederschlag der Station Ouarzazate (WMO-Nr.: 60265) von 1950 bis 2007 in mm	3
1.3	Im Rahmen des IMPETUS-Projekts verwendete Modellkette.	5
3.1	Übersicht über das Drâaeinzugsgebiet, das Simulationsgebiet und die zur CWT-Bestimmung verwendeten Gitterpunkte	21
3.2	15-jähriges gleitendes Mittel der Auftretshäufigkeiten der verschiedenen CWTs und deren Standardabweichungen	24
3.3	Vergleich der Orographie aus dem LM 3.14 mit der des FOOT3DK nach der Diastrophiephase in m über NN.	28
3.4	Die betrachteten Größen im Bodenfeuchtemodell.	30
3.5	Darstellung des gesamten Drâaeinzugsgebiets und der Positionen der Simulationen des LM 3.14 und des FOOT3DK	32
3.6	Gegenüberstellung des akkumulierten Niederschlags simuliert im LM 3.14 und im FOOT3DK für den 31.03.02 in mm.	34
4.1	Bodenarteneinteilungen nach USDA-Vorgaben	36
4.2	Die in FOOT3DK unterlegten Karten der Bodenarten	36
4.3	24-stündige akkumulierte Evapotranspiration des 08.04.02	40
4.4	Mittlere Temperatur der untersten Modellschicht des 17.02.02	42
4.5	24-stündige akkumulierte Evapotranspiration des 17.02.02	42
4.6	Vergleich der stündlichen Verdunstung und der Temperatur der untersten Modellschicht für den Gitterpunkt „Trab Labied“ für den 17.02.02	43
4.7	Fraktionale Vegetation/Pflanzenbedeckung des Bodens im Winterhalbjahr exemplarisch für den 08.04.02	45
4.8	24-stündige akkumulierte Evapotranspiration des 08.04.02	47
4.9	Verlauf der Bodenfeuchte für das Jahr 2002 für Messungen in Taoujgalt und simuliert aus dem LM 3.14 für den entsprechenden Gitterpunkt für den 00 h-Termin	48
4.10	Simulierter Bodenwassergehalt und simulierter akkumulierter Niederschlag für die Gitterpunkte der Stationen Imeskar, Trab Labied und Asrir für den 08.04.02 und den 23.12.01	50
4.11	Gemessener Bodenwassergehalt und gemessener akkumulierter Niederschlag für die Station Taoujgalt für den 08.04.02 und den 23.12.01	51
4.12	Durchschnittliche Windgeschwindigkeit des 17.02.02	52
4.13	24-stündige akkumulierte Evapotranspiration des 17.02.02	53

5.1	Schematische Übersicht der statistisch-dynamischen Regionalisierung . . .	54
5.2	CWT-Verteilung der NCEP-Reanalysen von 1979 bis 1998 und der den CWTs zugeordnete, gemittelte Jahresniederschlag der Station Ouarzazate	57
5.3	Mittlerer Jahresniederschlag an der Station Ouarzazate der verschiedenen CWTs und mittlere Niederschlagsmenge pro Auftreten der CWTs	58
5.4	Kreuzkorrelation der jährlichen Niederschlagstage an der Station Ouarzazate mit der Auftrittshäufigkeit der einzelnen CWTs von 1979 bis 1998 und deren statistische Signifikanz auf dem 95 %-Niveau	59
5.5	IMPETUS-Klimastationen und die WMO-Station Ouarzazate, die sich im Simulationsgebiet befinden.	62
5.6	Simulierter akkumulierter Niederschlag des LM3.14 für das Jahr 2002 . . .	64
5.7	CWT-Verteilung auf der Basis von NCEP-Reanalysedaten für das Jahr 2002	66
5.8	Rekombination des Niederschlags für das Jahr 2002 auf Basis der CWT-Verteilung aus NCEP-Daten und gemessener Stationsniederschlag	68
5.9	Rekombination der Evapotranspiration für das Jahr 2002 auf Basis der CWT-Verteilung aus NCEP-Daten	70
5.10	Differenz Niederschlag minus Verdunstung für das Jahr 2002 auf Basis der CWT-Verteilung aus NCEP-Daten	71
5.11	Niederschlagsindizes für die hydrologischen Jahre von 1950/1951 bis 2006/2007 berechnet für Ouarzazate und die Region SDA	73
5.12	CWT-Verteilungen der NCEP-Reanalysen für die hydrologischen Jahre 2000/2001 und 2003/2004	74
5.13	Häufigkeitsverteilung der zusammengefassten CWTs des trockenen und des feuchten hydrologischen Jahres	74
5.14	Rekombination des Niederschlags auf Basis der NCEP-Reanalysen für die hydrologischen Jahre 2000/2001 und 2003/2004	76
5.15	Mittlere Niederschlagsverteilung in mm auf Basis der NCEP-CWT-Verteilungen von 1979 bis 1998	77
6.1	CWT-Verteilung der NCEP-Reanalysen, des Ensemblemittels der REMO-Daten und eines REMO-Datensatzes der mit Beobachtungsdaten angetrieben wurde.	80
6.2	Mittlere MSLP-Verteilung der NCEP-Reanalysen und des Ensemblemittels der REMO-Daten	81
6.3	CWT-Verteilung des Ensemblemittels der ECHAM5/MPI-OM-Daten und des Ensemblemittels der REMO-Daten	82
6.4	CWT-Verteilung der Szenarien A1B und B1 auf Grundlage der REMO-Modelldaten	84
6.5	Monatliche CWT-Verteilung der Ensemblemittel der Szenarien A1B und B1 auf Grundlage der REMO-Modelldaten	85
6.6	CWT-Verteilung der zusammengefassten CWTs der Ensemblemittel der Szenarien A1B und B1 auf Grundlage der REMO-Modelldaten	85

6.7	Differenzen der Ensemblemittel der beiden SRES-Szenarien A1B und B1 und deren Signifikanzen für das 95%-, 99%- und 99,9%-Niveau	87
6.8	Differenzen der Rekombination auf Basis der CWT-Verteilungen der Szenarien A1B und B1 und einer Kontrollperiode	89
6.9	Differenzen der Rekombination auf Basis der CWT-Verteilungen der Szenarien A1B und B1 und einer Kontrollperiode	91
A.1	CWT-Verteilung der NCEP-Reanalysen der Jahre 1979 bis 1998 und den CWTs zugeordneter Niederschlag der Station Ouarzazate.	113
A.2	Mittlere Druckmuster der einzelnen CWT-Verteilungen für die NCEP-Reanalysedaten von 1970 bis 1999 und deren Anomalien zum mittleren Druckfeld, Isobarenabstand 1 hPa.	114
A.3	Druckmuster der gewählten Repräsentanten mit Niederschlag für die NCEP-Reanalysedaten, Isobarenabstand 2 hPa.	115
A.4	Druckmuster der gewählten Repräsentanten ohne Niederschlag für die NCEP-Reanalysedaten, Isobarenabstand 2 hPa.	116
A.5	Täglich akkumulierte Evapotranspiration der gewählten Repräsentanten mit Niederschlag für die NCEP-Reanalysedaten in mm.	117
A.6	Täglich akkumulierte Evapotranspiration der gewählten Repräsentanten ohne Niederschlag für die NCEP-Reanalysedaten in mm.	118
A.7	24-stündiger akkumulierter Niederschlag der gewählten Repräsentanten mit Niederschlag für die NCEP-Reanalysedaten in mm.	119
A.8	24-stündiger akkumulierter Niederschlag der gewählten Repräsentanten ohne Niederschlag für die NCEP-Reanalysedaten in mm.	120
A.9	Mittlere tägliche Temperatur der untersten Modellschicht der gewählten Repräsentanten mit Niederschlag für die NCEP-Reanalysedaten in °C.	121
A.10	Mittlere tägliche Temperatur der untersten Modellschicht der gewählten Repräsentanten ohne Niederschlag für die NCEP-Reanalysedaten in °C.	122

Tabellenverzeichnis

3.1	Übersicht der aus dem Kataster übergebenen Informationen.	28
3.2	Verwendete Abkürzungen im Zusammenhang mit dem Bodenfeuchtemodell	30
3.3	Liste der an das FOOT3DK übergebenen Parameter	32
4.1	Parameter der einzelnen Bodenarten	37
4.2	Übersicht der einzelnen Sensitivitätsstudien und deren Vorgaben im FOOT3DK	39
4.3	Parameter der Landnutzungsarten aus dem Kataster	46
5.1	Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Tagen mit und ohne Niederschlag bezogen auf die jeweilige Anzahl des Auftretens innerhalb der CWTs in Prozent und das Verhältnis mit zu ohne Niederschlag für den Zeitraum von 1979 bis 1998.	56
5.2	Termine, die als Repräsentanten ausgewählt und mit FOOT3DK nachsimuliert werden.	64
5.3	Vergleich des gemessenen und rekombinierten Niederschlags für die Stationen im Simulationsgebiet und der rekombinierten Evapotranspiration für das Jahr 2002.	69
5.4	Rekombinierter Niederschlag für die Gitterboxen der IMPETUS-Stationen und Ouarzazate für 2000/2001 und 2003/2004.	77
6.1	Vierfeldertafel zum Vergleich zweier Stichproben	87

Akronymverzeichnis

ARPEGE	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
BREB	Bowen Ratio-Energy Balance
CCA	Canonical Correlation Analysis
CRCM	Canadian Regional Climate Model
CWTs	Circulation Weather Types
DWD	Deutschen Wetterdienst
ECHAM	European Center Model Hamburg
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EFR	Extended Force Restore
EOF	Empirical Orthogonal Function
ERA40	ECMWF 40 Year Re-analysis
FAO	Food and Agriculture Organization
FOOT3DK	Flow Over Orographically structured Terrain 3Ddimensional Kölner Version
GCMs	General Circulation Models
GLCC	Global-Land-Cover-Characterization
GLOWA	Globaler Wandel des Wasserkreislaufes
GWL	Großwetterlagen
GME	Global-Modell
HIRLAM	High Resolution Limited Area Model
HOPE	Hamburg Ocean Primitive Equation
IGBP	International Geosphere-Biosphere Project
IMPETUS	Integratives Management-Projekt für einen Effizienten und Tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IS	Informstionssysteme
LAI	Leaf Area Index
LM	Lokalmodell
LWTs	Lamb Weather Types
MPI-OM	Max Planck Institute Ocean Model
MSLP	Mean Sea Level Pressure
MCDW	Monthly Climatic Data for the World
MM5	Fifth-Generation NCAR/Penn State Mesoscale Model
NAO	Nordatlantische Oszillation
NCAR	National Center for Amospheric Research

NCDC	N ational C limatic D ata C enter
NCEP	N ational C enters for E nvironmental P rediction
NOAA	N ational O ceanic and A tmospheric A dministration
PM	P enman- M onteith
PCA	P rincipal C omponent A nalysis
QMSL	q uasi- m onotones S emi- L agrange- S chema
REMO	R egional M odell
SDA	südlich d es A tlas
SDSS	S patial D ecision S upport S ystems
SPI	S tandardized P recipitation I ndex
SRES	S pecial R eport on E missions S cenarios
SRTM	S huttle R adar T opography M ission
SST	S ea S urface T emperatures
SVAT	S oil- V egetation- A tmosphere- T ransfer
SVD	S ingular V alue D ecomposition
USDA	U nited S tates D eartment of A griculture
USGS	U nited S tates G eological S urvey
UN	U nited N ations
UTC	U niversal T ime C oordinated
WMO	W orld M eteorological O rganisation
WRF	W eather R esearch and F orecasting M odel

Symbolverzeichnis

AVK_n	Anteil der Landnutzungsarten in einer Gittermasche	%
a_{con}	Anzahl Ereignisse der Kontrollperiode	-
a_{for}	Anzahl Ereignisse der Forcingperiode	-
B	Bodenwärmestrom	Wm^{-2}
b_{con}	Anzahl Komplementäreignisse der Kontrollperiode	-
b_{for}	Anzahl Komplementäreignisse der Forcingperiode	-
CWT_i	Verschiedene Circulation Weather Types	-
C_1	Koeffizient für das Bodenfeuchtemodell	-
C_{1sat}	Koeffizient für das Bodenfeuchtemodell	-
C_2	Koeffizient für das Bodenfeuchtemodell	-
C_{2ref}	Koeffizient für das Bodenfeuchtemodell	-
d_g	Dicke der oberen Bodenschicht	m
d_2	Dicke der gesamten Bodenschicht	m
d_{prec_i}	Anzahl der Tage mit Niederschlag	-
\bar{d}_{prec}	Mittlere Anzahl von Niederschlagstagen	-
$\bar{d}_{CWT_i,j}$	Anzahl der Tage der CWT_i	-
\bar{d}_{CWT_j}	Mittlere Anzahl der Tage einer CWT	-
E	turbulenter Fluss latenter Wärme	Wm^{-2}
E_{ges}	Gesamtverdunstung	Wm^{-2}
E_g	Verdunstung vom Erdboden	Wm^{-2}
E_r	Verdunstung von den Blattoberflächen	Wm^{-2}
E_{tr}	Transpiration der Pflanzen	Wm^{-2}
F	Stärke der direktionalen Strömung	-
F	Fisher-Signifikanztest	-
f	Coriolisparameter	s^{-1}
$f(CWT_i)$	Auftrittshäufigkeiten der CWT	-
$f_{mit}(CWT_i)$	Auftrittshäufigkeiten der CWT mit Niederschlag	-
$\overline{f(CWT_i)}$	Arithmetischer Mittelwert der $f(CWT_i)$	-
GEW	Gewichtungsfaktor	-
H	Höhe des Modelloberandes	m
H	turbulenter Fluss fühlbarer Wärme	Wm^{-2}
h	Orographie	m
h_u	Formparameter	-
\vec{k}	vertikaler Einheitsvektor	-
L_v	spezifische Verdampfungswärme	$J kg^{-1}$

N	Anzahl der Freiheitsgrade	-
$n(CWT_i)$	Anzahl der verwendeten Repräsentanten	-
n_{con}	Anzahl Gesamtereignisse der Kontrollperiode	-
n_{for}	Anzahl Gesamtereignisse der Forcingperiode	-
n_{ges}	Anzahl aller Gesamtereignisse	-
P	gesamte Regenrate	$kgm^{-2}s^{-1}$
P_g	Anteil der Regenrate, der auf den Boden fällt	$kgm^{-2}s^{-1}$
P_r	Anteil der Regenrate, der auf die Pflanzen fällt	$kgm^{-2}s^{-1}$
p	Bodendruck	hPa
$p_{mit}(CWT_i)$	Anteil der Repräsentanten mit Niederschlag	%
$p_{ohne}(CWT_i)$	Anteil der Repräsentanten ohne Niederschlag	%
$prec_{diff}$	Differenz des Stations- und Gitterboxniederschlags	mm
$prec_{gem,i}$	an Station i gemessener Niederschlag	mm
$prec_{mod,i}$	in zu i gehöriger Gitterbox simulierter Niederschlag	mm
P_g	Gesamt-Niederschlagsrate	$kgm^{-2}s^{-1}$
P_g	Niederschlagsrate vegetationsfreier Boden	$kgm^{-2}s^{-1}$
P_r	Niederschlagsrate, die auf Vegetation fällt	$kgm^{-2}s^{-1}$
Q	Strahlungsbilanz	Wm^{-2}
q_1	spezifische Feuchte der Luft	-
$q_s(T_s)$	spezifische Sättigungsfeuchte am Boden	-
R_a	aerodynamischer Widerstand	sm^{-1}
R_s	stomatoler Widerstand	sm^{-1}
$Repr_{mit,i}$	Repräsentant einer CWT_i mit Niederschlag	-
$Repr_{ohne,i}$	Repräsentant einer CWT_i ohne Niederschlag	-
$Rekom$	Rekombination	mm
r_{prec,CWT_j}	Korrelationskoeffizient der Niederschlagstage und CWT	-
S	südliche Strömung	-
SV	südliche Scherungsvorticity	-
$s_f(CWT_i)$	Standardabweichung der Auftrittshäufigkeiten der CWT	-
s_{xcon}^2	Varianz Kontrollperiode	-
s_{yfor}^2	Varianz Forcingperiode	-
T_s	Erdoberflächentemperatur	K
t	zweiseitiger t-Test	-
u_g	x-Komponente des geostrophischen Windes	ms^{-1}
V	gesamte Scherungsvorticity	-
\vec{v}_g	geostrophischer Windvektor	ms^{-1}
v_g	y-Komponente des geostrophischen Windes	ms^{-1}
veg	Vegetationsbedeckung in einer Gittermasche	-
veg_{LNK_n}	Vegetationsbedeckungswert einer Landnutzungs-kategorie	-
W	westliche Strömung	-
W_g	Bodenwassergehalt der oberen Bodenschicht	cm^3cm^{-3}
W_{geq}	Gleichgewichtsbodenwassergehalt	cm^3cm^{-3}
W_r	Interzeptionswassergehalt	kgm^{-2}

W_{sat}	Sättigungsbodenwassergehalt	$cm^3 cm^{-3}$
W_{wilt}	Welkepunkt	$cm^3 cm^{-3}$
W_2	Bodenwassergehalt der gesamten Bodenschicht	$cm^3 cm^{-3}$
WV	westliche Scherungsvorticity	-
\bar{x}_{con}	Mittelwert der Kontrollperiode	-
\bar{y}_{for}	Mittelwert der Forcingperiode	-
z	Höhe in z -Koordinaten	m
χ^2	Vierfelder- χ^2 -Test	-
δ_r	Formparameter	-
η	Höhe in η -Koordinaten	m
∇_h	horizontaler Gradient	-
ψ_{sat}	hydraulisches Potential des Bodens bei Sättigung	m
ρ	Luftdichte	$kg m^{-3}$
ρ_w	Dichte des Wassers	$kg m^{-3}$
τ	Zeitkonstante	s
ζ_g	geostrophische Vorticity	s^{-1}

1 Motivation

Die in dieser Arbeit durchgeführte Forschung im Rahmen des interdisziplinären Projekts IMPETUS (Integratives Management-Projekt für einen Effizienten und Tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika) untersucht Niederschlag und Verdunstung¹ des Flusseinzugsgebiets des Drâa in Marokko. Im Gegensatz zu den mediterran geprägten Küstenbereichen herrscht auf der Südseite des Hohen Atlas semi-arides bzw. weiter südlich bis zur Sahara arides Klima. Im Hohen Atlas wird das semi-aride Klima von Gebirgsklima überlagert. Abbildung 1.1 liefert einen Überblick der Untersuchungsregion.

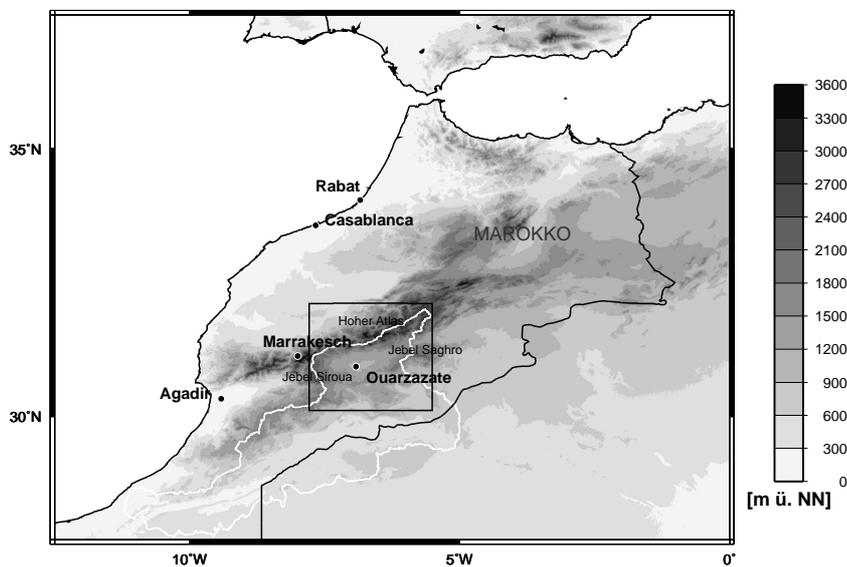


Abbildung 1.1: Die Lage des Simulationsgebiets in Marokko (schwarzer Kasten) in Relation zum Drâaeinzugsgebiet (weiße Linie), zusätzlich ist die Orographie in 1 km-Auflösung abgebildet basierend auf SRTM-Daten (siehe [Fritzsche, 2008](#)).

Niederschläge und Schneeschmelze im Hohen Atlas haben einen großen Anteil an der Zufuhr des Stausees Mansour Eddahbi östlich von Ouarzazate auf der Südseite des Gebirges. Sie füllen seine Zuflüsse mit Wasser und sind somit entscheidend für die Wasserversorgung in der Region. Der Stausee wurde im Jahr 1972 fertig gestellt und sollte die Bewässerung der südlichen Drâaoasen kontrollieren. Ein zusätzlich errichtetes Wasserkraftwerk liefert Strom. Der See war auf eine Kapazität von 536 Mio. m³ ausgelegt, damit sollten 250 km² Land bewässert und 20 Mio. kWh elektrische Energie pro Jahr produziert

¹Verdunstung wird im Folgenden synonym mit Evapotranspiration verwendet, es sei denn es wird explizit darauf hingewiesen.

werden (*Blinov und Sitnin, 1983*). Eine Abschätzung des Füllstands des Stausees ist für die Landwirtschaft in der Region von großem Interesse. Sie ist in den kommenden Jahren stark abhängig von der Entwicklung des hydrologischen Kreislaufs und damit auch von Niederschlag und Verdunstung in der Region, die im Rahmen dieser Arbeit betrachtet werden.

Wasser und dessen Verfügbarkeit stellen limitierende Faktoren für den landwirtschaftlichen Anbau in der Region dar. Werden Niederschlagsereignisse seltener und nehmen heute schon auftretende Dürreperioden zu, wird weniger Wasser in den Mansour Eddahbi fließen und die Oasen am Flussbett des Drâa können nicht mehr so häufig mit Wasser versorgt werden. Bereits heute kommt es zu Abwanderungen der Menschen aus den südlichen Bereichen auf Grund von Wassermangel. Bei der Wasserverfügbarkeit spielt auch eine auf Grund steigender Temperaturen mögliche Verlagerung der Schneefallgrenze nach oben eine Rolle. Bei steigenden Temperaturen ändert sich auch die Menge des abschmelzenden Schnees und der Zeitraum, während dessen er abschmilzt. Heutzutage liegt im Hohen Atlas Schnee etwa bis April. Hinzu kommt die Verdunstung von der großen Wasseroberfläche des Stausees, die bei steigenden Temperaturen das verfügbare Wasser weiter reduziert.

Es gibt verschiedene Anhaltspunkte, dass sich bereits vorhandene Trends fortsetzen und zum Teil noch verstärken. Geomorphologische Untersuchungen im Hohen Atlas zeigten, dass vor 18000 Jahren (letztes glaziales Maximum) die Schneefallgrenze bei 700 m lag, 800 m unter der heutigen Grenze von 1500 m (*Parish und Funnell, 1999*). Zu dieser Zeit wurde deutlich mehr Wasser im Hohen Atlas gespeichert. Auf Grund von Temperaturentwicklungen in verschiedenen Klimaszenarien ist davon auszugehen, dass sich diese Grenze weiterhin nach oben verlagern wird. *Born et al. (2008a)* prognostizierten des Weiteren eine Fortsetzung des Trends zu kürzeren Wiederkehrzeiten von stärkeren trockenen Perioden. Diese Entwicklung könnte zu Problemen führen. Im Hohen Atlas kann der Boden keine große Wassermengen aufnehmen, wie sie schon heute durch extreme Niederschlagsereignisse hervorgerufen werden. Unter Anderem liegt das daran, dass der Bewuchs sehr gering ist, da kaum nutzbarer Boden vorhanden ist. Daher kann der Untergrund kaum Wasser speichern. Es kommt dadurch vermehrt zu Hangrutschungen von Geröll oder Überflutungen. Ganze Straßen werden unpassierbar, Felder werden begraben oder weggeschwemmt. Der Sedimenteintrag in den Stausee wird erhöht. Schon heute lässt man das aus dem Stausee abgelassene Wasser auf brach liegenden Flächen versickern, um den Grundwasserspiegel zu heben. Die prognostizierten steigenden Temperaturen könnten die potentielle Verdunstung des Stausees ansteigen lassen, was die Salzkonzentration im Stausee weiter erhöhen würde. Im vierten *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) Report wird für ganz Afrika von einem Anstieg der mittleren Temperatur von bis zu 1,6 °C ausgegangen, der die potentielle Verdunstung um 5 bis 10% bis zum Jahr 2050 steigen ließe (Kap. 2 *Watson et al., 1997*). Eine Abnahme des Niederschlags würde die Landwirtschaft im Hohen Atlas und die der Oasen insbesondere in den Sommermonaten weiter erschweren. Diesem Wassermangel könnte mit einem anderen Bewässerungsmanagement innerhalb der Oasen entgegen gewirkt werden. Auch kann die Veränderung des Gebirgsklimas neue Einkommensmöglichkeiten neben der Landwirtschaft bieten, z.B. den Tourismus. So könnte sich die Anzahl der

Trekking-Touristen erhöhen, auch könnte das Gebirge einen Rückzugsraum vor heißen Sommertemperaturen bieten (*Parish und Funnell, 1999*).

Niederschläge in Ouarzazate (Abb. 1.2) liefern einen Teil des Stauseewassers. In Ouarzazate fällt insgesamt wenig Niederschlag im Vergleich zu Nordmarokko; im Mittel über den gezeigten Zeitraum 125 mm Niederschlag pro Jahr. In extrem trockenen Jahren liegt der akkumulierte Niederschlag lediglich um 40 mm (z. B. in den Jahren 1960, 1976 oder 2000). Solche extremen Trockenheiten sind gerade dann schwierig zu kompensieren, wenn mehrere trockene Jahre aufeinander folgen.

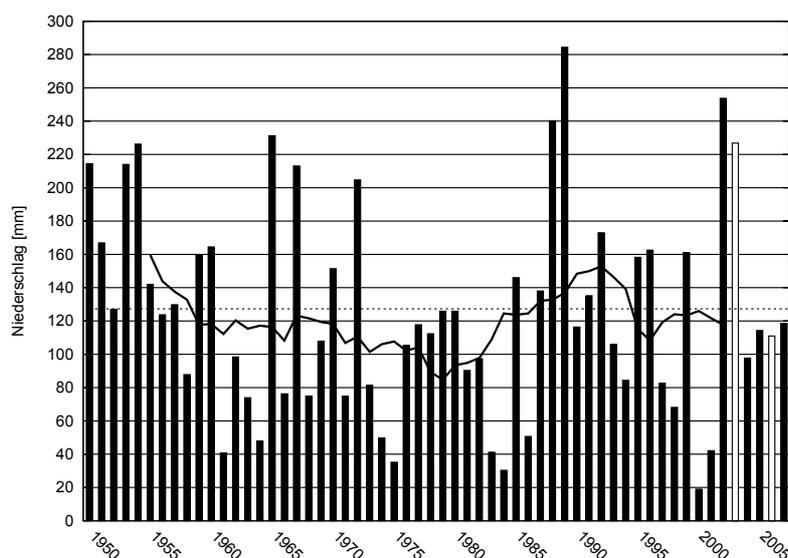


Abbildung 1.2: Niederschlag der Station Ouarzazate (WMO-Nr.: 60265) von 1950 bis 2007 in mm, helle Balken (2002 und 2005): fehlende Monatssummen sind durch klimatologisches Monatsmittel von 1961 bis 1990 ersetzt; schwarze Linie: 11-jähriges gleitendes Mittel; gestrichelte Linie: mittlerer Niederschlag des dargestellten Zeitraums.

Im feuchtesten Jahr in Ouarzazate kam es zu Niederschlägen von über 280 mm (siehe Abb. 1.2, 1989). Im 11-jährigen gleitenden Mittel des Niederschlags (Abb. 1.2, durchgezogene Linie) zeigt sich eine Variabilität, die nicht über den ganzen Zeitraum eine Tendenz zu steigendem oder abnehmendem Niederschlag aufweist.

Allgemein reagieren Gebirgsregionen sehr sensitiv auf Klimaveränderungen (*Messerli und Winiger, 1992*) und dessen Folgen wie z. B. eine Abnahme des Niederschlags bei gleichzeitiger Steigerung der Verdunstung des verfügbaren Niederschlags durch steigende Temperaturen. So zeigten sich z. B. bei einer Studie zum Klimawandel in den Pyrenäen stärker ausgeprägte Tendenzen für Niederschlag und Temperatur als im Umland. Im besagten Gebiet kommt es zu steigenden Temperaturen und sinkenden Niederschlagsmengen auf der Südseite des Gebirges, die zu einem Wasserdefizit führen (*López-Moreno et al., 2008*).

Die genaue Erforschung der Einflussfaktoren auf Niederschlag, Verdunstung und Abfluss ist für die Sicherung der Wasserversorgung in vielen Regionen der Erde notwendig. Dabei

muss der gesamte Wasserkreislauf betrachtet werden. Die Entwicklung von Strategien zum sinnvollen Umgang mit Wasser in allen Bereichen des täglichen Lebens ist gerade in der Drâaregion, in der in bestimmten Zeiten des Jahres heute schon Wasserknappheit herrscht, dringend nötig. Mit der Frage der Wasserverfügbarkeit in verschiedenen Regionen der Erde befasst sich das Projekt GLOWA (**G**lobaler **W**andel des Wasserkreislaufes), welches das Dachprojekt des Projekts IMPETUS ist, das den Rahmen für diese Arbeit bildet.

1.1 IMPETUS Westafrika

Das in das Förderprogramm GLOWA eingegliederte interdisziplinäre Forschungsprojekt IMPETUS erarbeitete Lösungsansätze für Probleme des Wassermanagements für die erste Hälfte des 21. Jahrhunderts in Westafrika. Beispielhaft wurden zwei Flusseinzugsgebiete untersucht, die sich in unterschiedlichen Klimazonen befinden (*Speth und Dieckkrüger, 2005*): Das Ouéméeeinzugsgebiet (subsaharisches Afrika, südlich der Sahara) in Benin und das Drâaeinzugsgebiet in Marokko (humides bis arides subtropisches Gebirgsvorland, nördlich der Sahara). Im Teilprojekt Marokko werden insbesondere die Aspekte des Klimas, der naturräumlichen Umgebung, der Wasserverfügbarkeit, der Landnutzung, der Bevölkerung und der Existenzsicherung untersucht. Die vorliegende Arbeit befasst sich mit Untersuchungen der Drâaregion in Marokko, welche in einen Projekt-Problemkomplex eingebunden sind, der sich mit der Auswirkung von Klimawandel und veränderter Wassernutzung auf den Niederschlag und die Verdunstung beschäftigt.

Das gesamte Drâaeinzugsgebiet (Abb. 1.1, weiße Linie) erstreckt sich vom Hohen Atlas bis zum Atlantik. Allein das obere und das mittlere Drâaeinzugsgebiet, auf dem der Fokus der IMPETUS-Forschung liegt, umfasst eine Region von 28 428 km². Das Gebiet, für das in dieser Arbeit Simulationen von Niederschlag und Evapotranspiration vorgestellt werden (Abb. 1.1, schwarzer Kasten), deckt Teile des Hohen Atlas und des Beckens von Ouarzazate ab. Es berücksichtigt zusätzlich einen Bereich auf der Nordseite des Hohen Atlas, der außerhalb des Flusseinzugsgebiets liegt.

Das obere und mittlere Drâaeinzugsgebiet weist starke Höhenunterschiede auf (450 m bis 3 900 m). Es wird im Norden durch Teile des Hohen Atlas begrenzt, im Westen bzw. Osten durch den Jebel Siroua bzw. den Jebel Saghro (s. a. *Schulz, 2008a*). Östlich von Ouarzazate liegt der Mansour-Eddahbi-Stausee. M'Goun und Dades sind die einzigen Flüsse in der Region, die das gesamte Jahr Wasser führen und den Mansour Eddahbi speisen. Dürren, die in dieser Region auftreten, führen zu einer Abnahme der Wasserqualität des Stausees, da die Abnahme der Wassermenge durch Verdunstung einen Anstieg der Versalzung des Wassers zur Folge hat (*Sadani et al., 2004*).

Der Mansour Eddahbi speist die Oasen am Flusslauf des Wadi Drâa. Nach einem festgelegten System werden die sechs Oasen, die südlich des Stausees liegen, durch kontrollierte Wasserablassungen (*fr.: lâcher*, optimal sieben pro Jahr) versorgt. Im gesamten Oasenbereich wird Bewässerungsanbau betrieben. Außerhalb der Oasen, im Großteil der Region, ist die Vegetation sehr spärlich. Dieser fehlende Bewuchs kann zu Bodenerosion führen. Versalzung tritt verstärkt auf. Dieses Problem wird in den Oasen zum Teil durch die

angewendeten Bewässerungsmethoden verstärkt.

Das semi-aride Klima um Ouarzazate wird im Hohen Atlas von Gebirgsklima überlagert. Er stellt ein separates Klimasystem dar. Das herrschende Niederschlagsregime ist mediterran mit einer Unterteilung in Sommer- und Wintersaison (*Messerli und Wini-ger, 1992*). Die Niederschlagscharakteristik an den im Rahmen des Projekts errichteten Klimastationen M’Goun, Tichki, Imeskar und Tizi-n-Touza (z.B. Abb. 5.5) ist semi-humid bis humid (*Schulz, 2008b*).

Zur weiteren Betrachtung von unter Anderem Niederschlägen wurden zusätzlich Modell-simulationen vorgenommen. Dazu wurde im Rahmen des IMPETUS-Projekts eine Mo-dellkette verwendet, die meteorologische Parameter auf verschiedenen Skalen bereitstellt. Konkret wurden Simulationen beginnend auf der globalen Skala über die synoptische und regionale Skala bis zur Mesoskala mit verschiedenen Modellen durchgeführt (siehe Abb. 1.3).

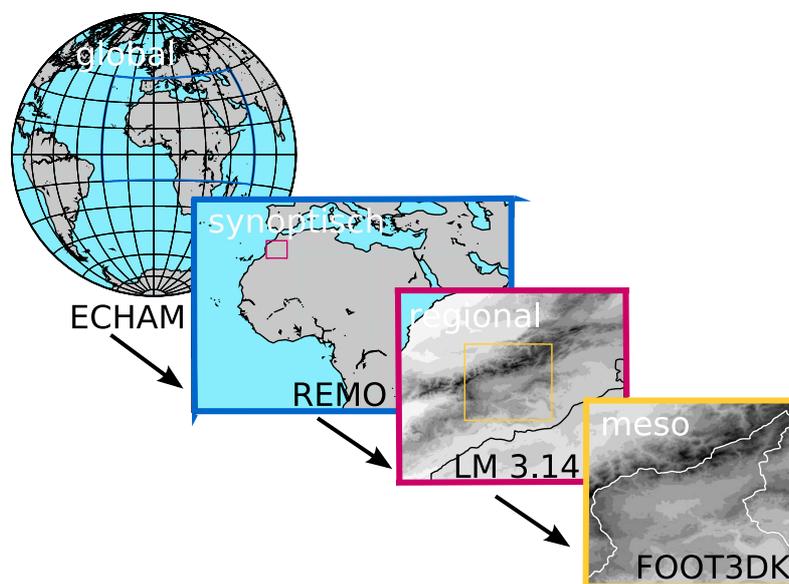


Abbildung 1.3: Im Rahmen des IMPETUS-Projekts verwendete Modellkette.

Auf der globalen Skala erfolgten mehrere Simulationen mit dem Modell ECHAM5 (*European Center Model Hamburg Version 5*), das zusätzlich an ein Vegetationsmodell gekoppelt wurde (*Brücher, 2008*). Auf der synoptischen Skala wurde das **R**egional **M**odell (REMO) für Simulationen mit verschiedenen IPCC-Antrieben (A1B und B1) gerechnet. Dabei wurden auch Landnutzungsänderungen in Afrika berücksichtigt (*Paeth et al., 2005; Paeth und Thamm, 2007; Paeth et al., 2009*). Es wurde eine räumliche Auflösung von 55 km verwendet, wobei die genannten Szenarien über je 50 Jahre und eine Kontrollsimulation von 40 Jahren betrieben wurden. Hierfür wurden jeweils drei Ensembleläufe modelliert. Das Modellgebiet erstreckt sich über ganz Afrika, die Arabische Halbinsel und das Mittelmeer. Das LM 3.14 (**L**okal**m**odell) simulierte auf der regionalen Skala mit einer Auflösung von ca. 7 km für Marokko. Während die beiden anderen Modelle einen Zeitraum von mehreren Jahrzehnten simulierten, konnte auf Grund

der höheren Rechenzeit des LM 3.14 lediglich eine durchgängige Simulationsdauer von einem Jahr vorgenommen werden. Noch kürzer ist die Simulationdauer für das im Rahmen dieser Arbeit verwendete FOOT3DK (*Flow Over Orographically structured Terrain 3Dimensional Kölner Version*). Sie umfasst lediglich mehrere Episoden mit je 24 Stunden, wobei die räumliche Auflösung mit etwa 3 km Maschenweite weiter erhöht ist.

Verschiedene Parameter dieser meteorologischen Modelle wurden im Rahmen von IMPETUS zum Antrieb anderer Modelle verwendet. So waren insbesondere Niederschlagswerte z.B. für verschiedene hydrologische, agrar-ökonomische oder Boden-erosionsmodelle von Bedeutung. Aber auch Parameter wie z.B. Temperatur (z.B. im Hinblick auf Verdunstungsberechnungen) wurden verwendet.

Im Rahmen des Projekts IMPETUS wurden drei verschiedene Regionalisierungsmethoden – dynamisch, statistisch und statistisch-dynamisch – angewendet. Alle drei werden im folgenden Kapitel genauer erläutert. Dabei beschreibt die dynamische Regionalisierung das Antreiben eines kleinräumigen physikalischen Modells mit Parametern aus einem gröber aufgelösten Modell. Im IMPETUS-Projekt wird diese Regionalisierungsmethode angewendet z.B. beim Antrieb des REMO mit ECHAM-Daten. Die statistische Regionalisierung wurde in einem sogenannten Wettergenerator verwendet, welcher auf Basis stochastischer Methoden Zeitreihen (über die Beziehung Modell – Beobachtung) verschiedener Parameter auf unterschiedlichen Skalen bereitstellt. Die statistisch-dynamische Regionalisierung ist die grundlegende Methode in dieser Arbeit. Die dritte IMPETUS-Projektphase diente der Entwicklung von Entscheidungsunterstützungs-, Informations- und Monitoringsystemen. Diese SDSS (*Spatial Decision Support Systems*), IS (Informationssysteme) oder Monitoringsysteme unterstützen Entscheidungen über verschiedene Fragestellungen bzw. liefern Hintergrundinformationen. Sie sind im sogenannten IMPETUS-Framework zusammengefasst (*Enders und Diekrüger, 2009*). Die im Folgenden vorgestellten Ergebnisse sind teilweise in dem Informationssystem namens „Niederschlag und Verdunstung – mögliche zukünftige Entwicklungen für das Drâa-Einzugsgebiet“ enthalten.

1.2 Motivation, Ziele und Gliederung der vorliegenden Arbeit

Im Vergleich zu Europa gibt es in Nordafrika nur wenige Wetterstationen mit ausreichend langen Zeitreihen zur Betrachtung von z. B. Klimatrends. Die räumliche Auflösung solcher synoptischer Messstationen ist im Vergleich zu Mitteleuropa ebenfalls geringer. Gerade eine hohe räumliche und zeitliche Auflösung von Messdaten wäre aber in einem heterogenen Gebiet mit starken orographischen Unterschieden wie dem Hohen Atlas notwendig, um detaillierte Trends zu ermitteln. Für das Einzugsgebiet des Drâa trifft ebenfalls zu, dass es nur sehr wenige Stationen mit Messungen von Niederschlag und darüber hinaus keine der realen Evapotranspiration gibt, die kontinuierlich über längere Zeiträume Niederschlag oder Verdunstung in ausreichender zeitlicher Auflösung messen. Ebenso gibt es keine oder nur wenige Simulationen für diese Region mit einer hohen

räumlichen Auflösung. Diese Auflösung ist für die interdisziplinäre Forschung zu Wasser und hydrologischem Kreislauf jedoch von entscheidender Bedeutung, z.B. für Abflussberechnungen oder Versalzungsstudien, wie sie im Rahmen des Forschungsprojekts IMPETUS durchgeführt wurden.

Simulationen mit *General Circulation Models* (GCMs) für diese Region können nur bedingt weiterhelfen. Durch die sehr großen Gittermaschen werden die orographischen Unterschiede nicht aufgelöst, sie werden geglättet. So werden Gebirge z.B. in ihrer Funktion als Wetterscheide unterschätzt, da deren Kammhöhe wegen der groben Auflösung im Modell deutlich zu niedrig angesetzt wird. Dagegen haben höher aufgelöste Modellsimulationen mit dem heutigen Stand der Technik für die benötigten hohen Auflösungen zu lange Simulationszeiten. So können hochaufgelöste Simulationen lediglich für kurze Zeiträume durchgeführt werden. Andernfalls wäre der Zeitaufwand (je nach Größe des Modellgebiets) enorm hoch.

Da Informationen über Niederschlag und Verdunstung für vergangene und zukünftige Zeiträume mit einer hohen räumlichen Auflösung von großem Vorteil sind, wird die Methode der statistisch-dynamischen Regionalisierung (Erläuterungen in Kap. 3 und Kap. 5) verwendet, um solche Verteilungen zu generieren. Die Evapotranspiration kann aufgeteilt werden in die Evaporation vom Erdboden und den Pflanzenoberflächen und die Transpiration der Pflanzen. Durch Subtraktion der Evapotranspiration und des Abflusses vom Niederschlag ergibt sich das zur Verfügung stehende in der Region verbleibende Wasser (z.B. *Peixoto und Oort, 1992*). Für die Verwaltung der verbleibenden Wasservorräte ist es daher wichtig, die Evapotranspiration zu kennen (*Brutsaert, 1982*, Kap. 1).

Die Schwerpunkte dieser Arbeit lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Das mesoskalige Modell FOOT3DK wird auf die Bergregion des Hohen Atlas adaptiert, wobei mehr Landnutzungsklassen als bisher ermöglicht werden und eine im IMPETUS-Projekt erstellte Klassifikation der Bodenarten implementiert wird.
- Eine objektive Klassifikation der großskaligen Zirkulationsmuster in *Circulation Weather Types* (CWTs) wird für verschiedene Reanalysen und Modelldaten für vergangene und zukünftige Zeiträume vorgenommen.
- Kriterien zur Auswahl von geeigneten Repräsentanten für Simulationen mit FOOT3DK werden entwickelt.
- Eine statistisch-dynamische Regionalisierung von Niederschlag und Evapotranspiration für das Einzugsgebiet des Wadi Drâa wird mit Hilfe der CWT-Häufigkeiten und einer Modellierung von Episoden mit FOOT3DK vorgenommen.
- Die statistisch-dynamische Regionalisierung für zukünftige Zeiträume wird mit Hilfe der IPCC-Szenarien A1B und B1 durchgeführt, die verschiedene Vorgaben der Entwicklung z.B. der Energiegewinnung machen. So werden Abschätzungen für die zukünftige Wasserverfügbarkeit ermöglicht.

Zunächst wird in Kapitel 2 der aktuelle Stand der Forschung zusammengefasst. Hierbei werden insbesondere der Niederschlag in der Region sowie die Berechnung, Messung oder Abschätzung von Evapotranspiration und die Wechselwirkungen zwischen Oberfläche und Atmosphäre betrachtet. Weiterhin werden die verschiedenen Möglichkeiten der Regionalisierung – dynamisch, statistisch und statistisch-dynamisch – verglichen und deren Vor- und Nachteile vorgestellt.

In Kapitel 3 wird die Methodik der statistisch-dynamischen Regionalisierung betrachtet. Die großskalige Mustererkennung wird in dieser Arbeit durch die Klassifikation der CWTs auf der synoptischen Skala vorgenommen. Das genaue Vorgehen bei der Klassifikation wird beschrieben. Dann wird die Variabilität der CWTs betrachtet. Die Verbindung der synoptischen zur Mesoskala wird über den physikalischen Zusammenhang zwischen den großskaligen Strömungsklassen und dem Niederschlag auf der Mesoskala hergestellt und beispielhaft für verschiedene CWTs erläutert. Das Modell FOOT3DK wird vorgestellt, welches zur Nachsimulation der gewählten Repräsentanten eingesetzt wird. Ein besonderer Fokus liegt auf der Berechnung der Verdunstung. Die vorgenommenen Modelleinstellungen für diese Arbeit werden begründet. Die Nestingkette wird beschrieben. Für einen Beispieltermin werden das LM3.14 und das FOOT3DK verglichen.

In Kapitel 4 erfolgt eine Betrachtung der Einflüsse verschiedener Parameter auf die Evapotranspiration. Gezeigt werden Ergebnisse für das auf die Region angepasste FOOT3DK mit einer neuen Klassifikation der Bodenarten, sowie einer größeren Anzahl von möglichen Landnutzungsklassen. Dazu werden Sensitivitätstests für die Parameter Bodenart, Temperatur, Bewuchs, Bodenwassergehalt und Windgeschwindigkeit durchgeführt.

In Kapitel 5 wird eine Anwendung der statistisch-dynamischen Regionalisierung beschrieben, nachdem die CWT-Verteilungen der Reanalysedaten berechnet und in Verbindung mit dem ihnen zugeordneten Niederschlag ausgewertet wurden. Nach einer Kurzbeschreibung der einzelnen CWTs erfolgt eine detaillierte Darstellung der Kriterien für die Auswahl der Termine, die die verschiedenen CWTs repräsentieren. Die Validierungsrekombination wird für das Jahr 2002 durchgeführt. Dieses Ergebnis der statistisch-dynamischen Rekombination wird mit Messdaten abgeglichen. Dann erfolgt ein Test der Anwendbarkeit der gewählten Repräsentanten auf ein feuchtes und ein trockenes Jahr. Im Kapitel 6 werden nach einer Vorstellung des REMO, das die Bodendruckdaten für die CWT-Klassifikation der zukünftigen Zeiträume liefert, die IPCC-Szenarien A1B und B1 des SRES (*Special Report on Emissions Scenarios*) beschrieben. Nach einem Test der Signifikanz der Änderung in der CWT-Verteilung zwischen gewählter Kontroll- und Forcingperiode werden Rekombinationen von Niederschlag und Evapotranspiration berechnet und ausgewertet. Damit werden Abschätzungen für die Wasserverfügbarkeit in verschiedenen Bereichen des Drâa unter Berücksichtigung der erläuterten Einschränkungen ermöglicht.

Dieser Anwendung der statistisch-dynamischen Regionalisierung folgen in Kapitel 7 Zusammenfassung, Diskussion und Ausblick.

2 Stand der Forschung

Niederschlag, Verdunstung und Abfluss (unterteilt in ober- und unterirdischen) sind Bestandteile des hydrologischen Kreislaufs und gehen in die Bilanzierung des gespeicherten Wassers ein. Über 97% des Wassers in der Hydrosphäre sind in den Ozeanen gespeichert (siehe [Peixoto und Oort, 1992](#)). Der Menge an Niederschlag, der in einem Jahr über Land fällt, liegt für den hydrologischen Kreislauf bei $113 \cdot 10^3 \text{ km}^3$. Davon verdunsten $73 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ im gleichen Zeitraum. Anhand einer globalen Verteilung der Differenz Verdunstung minus Niederschlag der ERA40 (*ECMWF 40 Year Re-analysis*) des *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) kann im Mittel von 1979 bis 2001 aus dem vertikal integrierten Feuchtebudget für Marokko ein meist ausgeglichenes Verhältnis von beiden Parametern erkannt werden (besonders im Bereich des Hohen Atlas) mit Tendenzen zu mehr Verdunstung als Niederschlag, wie es für semi-aride Gebiete charakteristisch ist (detaillierter Überblick siehe [Trenberth et al., 2007](#)).

In diesem Kapitel, das den Stand der aktuellen Forschung zusammenfasst, werden zunächst Arbeiten zu Niederschlag und Evapotranspiration genauer betrachtet. Dazu wird auf den Niederschlag über Afrika und den über Marokko eingegangen. Danach wird ein Überblick über die Methoden zur Bestimmung der Evapotranspiration gegeben. Die Wechselwirkungen zwischen Oberfläche und Atmosphäre werden hier in den Kontext anderer Forschungsarbeiten gesetzt, um die Vorgänge genauer zu erläutern, die zu Evapotranspiration führen. Im Anschluss daran werden verschiedene Regionalisierungsmethoden vorgestellt.

2.1 Niederschlag in Nordafrika

In ganz Afrika herrscht gegenwärtig eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität der Niederschläge ([Watson et al., 1997](#), Kap. 2). Die Variabilität tritt sowohl interannual als auch multidekadisch auf. [Nicholson \(2000\)](#) begründet die Schwankungen mit Änderungen in den Meeresoberflächentemperaturen, der Rückkopplung zwischen Land und Atmosphäre und dem El Niño-Phänomen.

Der Winterniederschlag in Nordafrika wird von südwärts wandernden Zyklonen aus den mittleren Breiten über dem Atlantik oder dem Mittelmeer ausgelöst. Auch wird Niederschlag in Nordafrika durch extratropische und tropische Wechselwirkungen gefördert. Dies tritt hauptsächlich während der Übergangsjahreszeiten auf (siehe [Nicholson, 1981](#)). Wenn es zu einem Anstieg der Feuchte kommt, wird der Subtropenstrahlstrom beschleunigt. Er kann das Wetter in den Extratropen beeinflussen. Die tropisch-extratropischen Wechselwirkungen begünstigen auch die Niederschläge in Westafrika. Gelangen Tiefdruckgebiete der mittleren Breiten weiter nach Süden, wird die Feuchtekonvergenz der

Innertropischen Konvergenzzone gefördert, was für verschiedene Niederschlagsereignisse während der Trockenzeit in Westafrika festgestellt wurde (siehe [Knippertz und Fink, 2008](#)).

Der Niederschlag südlich der Sahara in der Sahelzone wird von den *Sea Surface Temperatures* (SST) im Mittelmeer beeinflusst. Ist das Mittelmeer wärmer als im Mittel, so kann mehr Wasser verdunsten, so dass der Feuchtegehalt in der unteren Troposphäre zunimmt und durch Advektion nach Süden transportiert wird. Diese Zunahme der Feuchte in den unteren Leveln über der östlichen Sahara führt im Sahel zu einer Verstärkung des Niederschlags ([Rowell, 2003](#)).

Ein mit dem hydrologischen Kreislauf verbundener Aspekt, der stark mit dem gefallenen Niederschlag in einer betrachteten Region zusammenhängt, ist der Beitrag der Verdunstung zum atmosphärischen Feuchte-Recycling. Es wird definiert als die Menge an Evaporation, die in der gleichen Region Feuchte zur Niederschlagsbildung beisteuert. Die Menge des Recyclings ist stark von dem verfügbaren Oberflächenwasser in einer Region, der zur Verfügung stehenden Bodenfeuchte und dem Bewuchs abhängig (siehe [Trenberth, 1999](#)). Während des mittleren Holozäns vor ca. 6 000 bis 9 000 Jahren waren die Bedingungen in der Sahara und der Umgebung viel feuchter als heute und die Vegetation stärker ausgeprägt. Zu dieser Zeit hatte das Feuchte-Recycling für die Region eine Bedeutung, ebenso wie die Wechselwirkung zwischen Vegetation und Atmosphäre (z. B. andere Albedo, siehe z. B. [Noblet-Ducoudre et al. \(2000\)](#)). Im Gegensatz zu Westafrika spielt der Effekt des Recyclings in Marokko eine untergeordnete Rolle. Die sogenannte Recyclingrate liegt für heutige Verhältnisse in Marokko nur bei 2 bis 5% ([Dirmeyer et al., 2008](#)). Daher wird dieser Aspekt im Folgenden nicht weiter betrachtet.

Die Regensaison in Marokko reicht von Oktober bis März. Der meiste Regen wird durch Tiefdruckgebiete generiert, die sich nach Süden verlagern und dort blockiert werden. Diese sind eng mit der Nordatlantischen Oszillation (NAO¹) verknüpft. Eine positive NAO-Phase² geht mit verstärkten Westwinden in den mittleren Breiten einher, die zu anormal trockenen Bedingungen auf der Iberischen Halbinsel und im subtropischen Afrika führen (siehe [Zorita et al., 1992](#)). Für die Regionen nördlich des Hohen Atlas sind Niederschlag und positive NAO stark negativ korreliert (siehe [Ward et al., 1999](#)).

Während die Winterzyklone hauptverantwortlich für die Niederschläge in der Region nördlich des Hohen Atlas sind, sorgen auf der anderen Atlasseite die tropisch-extratropischen Wechselwirkungen während der Übergangsjahreszeiten für Niederschlag. Es wurde gezeigt, dass die Feuchtequellen für solche Niederschläge im tropischen Westafrika oder tropischen Atlantik liegen ([Knippertz et al., 2003b](#)). Diese treten häufig im Zusammenhang mit südwestlichen Strömungen auf. Dabei nehmen die orographischen Gegebenheiten der Region Einfluss auf die Niederschlagsbildung (z. B. [Knippertz, 2003a](#)). Eine automatische Identifizierung von tropisch-extratropischen Wechselwirkungen mit ECMWF-Reanalysen zeigte, dass bis zu 40% des jährlichen Niederschlags in den südlichen Ausläufern des Hohen Atlas von diesen ausgelöst werden. Die Feuchtequellen in den Tropen wurden anhand von Rückwärtstrajektorien analysiert ([Knippertz, 2003b](#)).

¹Druckdifferenz zwischen Islandtief und Azorenhoch

²Besonders großer Druckgegensatz zwischen Islandtief und Azorenhoch

Auch kann es im Zusammenhang mit einer stark mäandrierenden Strömung dazu kommen, dass sich ein Kaltlufttropfen oder *cut off* aus einem Langwellentrog abschnürt und weiter nach Süden bis nach Marokko oder Algerien wandert. Diese Gebilde können mit starken Niederschlägen oder Gewittern verbunden sein. Es kommt in Südmarokko zu lokal begrenzten sehr starken Niederschlagsereignissen. Diese sorgen oft für Überschwemmungen und Bodenerosionen, da der meist sehr trockene Boden keine großen Wassermengen in kurzer Zeit aufnehmen kann ([Hübener, 2005](#)).

Die Betrachtung eines standardisierten Niederschlagsindex zeigt im Winter für Marokko eine starke interannuale und dekadische Variabilität, die seit Mitte des Jahrhunderts stärker ausgeprägt ist ([Ward et al., 1999](#)). Die Berechnung des *Standardized Precipitation Index* (SPI) zeigt für drei Regionen in Nordafrika verschiedene Variabilitäten. Eine Extremwertanalyse auf Basis des SPI für die Region südlich des Atlas ergab einen Trend zu häufigerem Auftreten stärkerer Trockenperioden, der sich für die Auswertung von Klimaszenerarien noch intensiviert, während sich die Häufigkeit der feuchten Perioden kaum ändert. ([Born et al., 2008a](#)).

2.2 Bestimmung der Evapotranspiration per Messung, Berechnung oder Abschätzung

Südlich des Hohen Atlas in Marokko gibt es kaum Messungen oder Simulationen der realen Evapotranspiration. Gerade in semi-ariden Gebieten darf die Verdunstung bei der Betrachtung des Wasserkreislaufs jedoch nicht vernachlässigt werden. Daher wird in diesem Abschnitt auf verschiedene Bestimmungsmethoden der Evapotranspiration bzw. ihrer einzelnen Anteile – Evaporation vom Erdboden, Evaporation von der Vegetation und Transpiration der Pflanzen – eingegangen.

In Marokko wird die potentielle Verdunstung³ von der lokalen Behörde *Service Eau* gemessen. Dazu werden Verdunstungspfannen oder Picheevaporimeter verwendet (pers. Mitteilung [Oliver Schulz, 2008](#)). Die reale Verdunstung des Bodens könnte z.B. mit einem Lysimeter⁴ gemessen werden. Ebenfalls weit verbreitet sind verschiedene Abschätzungsmethoden, für die eine große Zahl Messungen meteorologischer Parameter notwendig sind.

Einen starken Einfluss auf die Evapotranspiration haben:

- Windgeschwindigkeit (z. B. [Xu et al., 2006](#))
- Bodenwassergehalt (z. B. [Dirmeyer et al., 2000](#))
- Temperatur der Luft und des Bodens (damit eng verknüpft die Sonneneinstrahlung, z. B. [Monteith \(1981\)](#))
- Vegetation (z. B. [Sogalla et al., 2006](#))

³maximal mögliche Verdunstung einer Wasseroberfläche; Messung mit sog. „Class-A-Pan“

⁴Differenz aus Regenwasser und Sickerwasser liefert die Verdunstung des Bodens

Diese Parameter sind in verschiedenen Regionen der Erde von unterschiedlicher Bedeutung: In Regionen, in denen z.B. die Vegetation nur spärlich ist, ist der Einfluss des Bewuchses nachrangig und der Bodenwassergehalt gewinnt an Einfluss auf die Evapotranspiration.

Bei vielen Berechnungen der Evapotranspiration aus Messdaten wird die sogenannte Penman-Monteith-Formel (PM, [Monteith, 1981](#)) oder modifizierte Formen dieser Formel verwendet (z.B. FAO56). Darin gehen Messungen der Nettosolarstrahlung, des Bodewärmestroms, der Temperaturgradienten über dem Boden, der Windgeschwindigkeit und der Luftfeuchte ein.

Für die betrachtete Region in Marokko liegt die potentielle Verdunstung der realen Landoberfläche, berechnet mit dem PM-Ansatz, bei 1500 bis 1700 mm im Jahresmittel. Es wird jedoch darauf hingewiesen, dass gerade in Bergregionen nur selten Klimastationen zu finden sind, so dass die Ergebnisse lediglich repräsentativ für das Flachland sind ([Henning und Henning, 1980](#)).

Die PM-Formel ist die Standardmethode, falls keine Lysimetermessungen vorhanden sind ([Khoob, 2008](#)). Mit ihr werden Fragestellungen zur effektiven Wassernutzung, Bewässerungsplanung oder zum Wasserressourcenmanagement bearbeitet. Dabei wird die mit der PM-Formel berechnete Referenzevapotranspiration oft als Evapotranspiration dargestellt. Diese Verdunstung liefert die mögliche Evapotranspiration über einer Grasfläche für bestimmte Umstände (z.B. kalte Bedingungen). In ihre Berechnung gehen hauptsächlich Klimaparameter ein. [Ventura et al. \(1999\)](#) geben eine Übersicht über die gebräuchlichsten Formulierungen zur Berechnung der Referenzevapotranspiration. Dabei wird jedoch der Bodenwassergehalt nicht berücksichtigt (z.B. [Ventura et al., 1999](#); [Allen et al., 1998](#)).

Ausgehend von dieser Referenzevapotranspiration ist die Umrechnung in die maximal mögliche Verdunstung eines Pflanzenbestands mit Hilfe eines sogenannten *Crop Coefficient* für verschiedene Pflanzenbestände möglich (siehe z.B. [Jochum et al., 2006](#)). Die Bestimmung eines möglichst realistischen *Crop Coefficient* ist von Bedeutung, um realitätsnahe Verdunstungswerte zu erhalten. Um die maximal mögliche Verdunstung einer Pflanzenbestandsfläche in Beziehung zur Referenzevapotranspiration zu setzen, werden verschiedene Methoden verwendet: z.B. ein Regressionsansatz ([Raghuwanshi und Wallender, 1998](#)) oder der modifizierte Penman-Monteith-Ansatz ([Allen et al., 1998](#), FAO 56). Verschiedene Studien vergleichen diese Methoden zur Bestimmung des *Crop Coefficient* (z.B. [Gundelakar et al., 2008](#), [Lage et al., 2003](#), [Rana und Katerji, 1998](#) und [Rana und Katerji, 2008](#)). Studien für semi-aride Gebiete zeigen unter anderem, dass die Bestimmung der Evapotranspiration nach Methode der *Food and Agriculture Organization* (FAO) diese unterschätzt ([Lage et al., 2003](#)) und dass die Verluste von Wasser bei Bewässerung von jungen Pflanzen durch die Evaporation vom Erdboden hoch sind, da die Pflanzen den Boden noch nicht vollständig abdecken ([Karrou, 1998](#)).

Die erzielten Ergebnisse in semi-ariden Regionen sind mit 24-stündigen Mittelwerten zufriedenstellend ([Lecina et al., 2003](#)). Eine Abschätzung der tatsächlichen Verdunstung aus der potentiellen Verdunstung, der maximal verfügbaren Bodenfeuchte, der Zeit zwischen zwei Bewässerungen und dem kritischen Potential des Wassers in Abhängigkeit

vom Blatt wurde entwickelt. Diese Abschätzung liefert allerdings je nach Pflanzenart unterschiedlich gute Ergebnisse (*Slabbers, 1980*).

Die für die Berechnung der Verdunstung benötigten meteorologischen Parameter sind nicht immer in der benötigten räumlichen oder zeitlichen Auflösung verfügbar. In diesen Fällen werden sogenannte Wettergeneratoren (*Stöckle et al., 2004*) auf Basis von statistischen Methoden oder von neuronalen Netzen (*Khoob, 2008*) verwendet, die die benötigten Daten liefern.

Bei einem Vergleich in einer semi-ariden Region zwischen der sogenannten „*Bowen Ratio-Energy Balance*“-Methode (BREB) und Messungen durchgeführt mit Lysimetern für ein Luzernenfeld⁵ zeigte sich, dass die BREB-Methode die besten Ergebnisse an Tagen liefert, an denen die Luzernen den Boden komplett bedecken und eine niedrige Bowen-Bilanz berechnet wurde. Die größten Unterschiede zur Messung mit dem Lysimeter traten auf, wenn die Tage heiß, trocken und windig waren und der latente Wärmefluss die verfügbare Energie überstieg (*Todd et al., 2000*). Im Vergleich zu einer modifizierten aerodynamischen Methode für ein Luzernenfeld in einer semi-ariden Region in Utah zeigten die Ergebnisse, dass die Bowen-Methode tagsüber die präziseren Ergebnisse liefert, während die modifizierte aerodynamische Methode sowohl die sensible als auch die latente Wärme unterschätzt (*Malek, 1993*).

Bei Betrachtung dieser verschiedenen Studien wird deutlich, dass zur Bestimmung der realen Evapotranspiration immer Näherungen verwendet werden sowie Einschränkungen des Bewuchs angenommen werden müssen. Auch die Parametrisierung zur Bestimmung der Verdunstung wird auf eine bestimmte Situation angepasst. Eine Extrapolation für das in der vorliegenden Arbeit verwendete Simulationsgebiet wäre mit großen Unsicherheiten behaftet, da es innerhalb des Gebiets nur wenige Stationen mit längeren Messzeitreihen gibt. Damit wird die Bedeutung von hochaufgelösten Simulationen mit meteorologischen Modellen zum Gewinn der benötigten Parameter (hier Niederschlag und Evapotranspiration) für ein bestimmtes Gebiet deutlich.

2.3 Wechselwirkungen Oberfläche-Atmosphäre

Die Wahl der Parameter, die die Wechselwirkungen zwischen Oberfläche und Atmosphäre beschreiben, beeinflusst die meteorologischen Simulationsergebnisse. Für das in dieser Arbeit betrachtete Flusseinzugsgebiet sind die Vorgänge über kahlem Boden besonders interessant, da Bewuchs außerhalb der Oasen kaum vorhanden ist (zum Einfluss des Bewuchs siehe auch Fallstudien des vorherigen Abschnitts).

Schon in den siebziger Jahren untersuchte *Charney (1975)* die biologisch-geophysikalischen Rückkopplungen der Landoberfläche auf das Klima. Dabei konzentrierte er seine Untersuchungen zunächst wegen ihrer hohen Albedo auf Wüsten. So wurde diskutiert, dass die Abnahme der Vegetation im Sahel (Bereich südlich der Sahara) und der damit verbundene Anstieg der Albedo Absinkbewegungen fördern, die zu trockeneren Verhältnissen führen. *Charney et al. (1977)* stellten kurz darauf einen Zusammenhang zwischen

⁵Luzernen sind Nutzpflanzen, die als Viehfutter angebaut werden.

Albedoänderungen und Dürren her. Beim Anstieg der Albedo nimmt die Nettostrahlung am Boden ab. Das führt zu einer Abnahme konvektiver Wolken und damit auch des Niederschlags.

Mahfouf und Noilhan (1991) testeten verschiedene gängige Parametrisierungen zur Erfassung der komplexen Vorgänge über kargem Boden. Diese Parametrisierungen arbeiten mit einer klassischen „*Bulk Aerodynamic*“-Methode⁶ und einer Schwellwertverdunstung, die die verschiedenen Bodeneigenschaften berücksichtigen (z. B. *Wetzel und Chang, 1987*).

Gerade bei nicht bewachsenem Boden ist die Unterscheidung der Bodenarten wichtig, auch wenn damit die Heterogenität innerhalb der einzelnen Bodenarten nicht erfasst wird. Die verschiedenen Parametrisierungen von *Mahfouf und Noilhan (1991)* wurden mit Messungen verglichen. Die Testsimulationen wurden mit einem Modell von *Noilhan und Planton (1989)* durchgeführt, welches auch in das später verwendete meteorologische Modell FOOT3DK integriert ist.

Wechselwirkungen zwischen Vegetation und Niederschlag oder Verdunstung wurden mit verschiedenen mesoskaligen Modelle simuliert (z. B. *Sogalla et al., 2006; MacKellar et al., 2009; Jiang et al., 2009*). *Sogalla et al. (2006)* untersuchten die Wechselwirkungen der Landoberfläche mit dem Niederschlag. Sie zeigten, dass bei einer ungünstigen Entwicklung der Landoberfläche (Abnahme des Bodenwassergehalts, der Vegetation und Zunahme der Albedo) eine Abnahme des Niederschlags möglich ist. Mit dem Modell MM5 (*Fifth-Generation NCAR/Penn State Mesoscale Model*) wurden auch Studien zur Wechselwirkung von Oberfläche und Atmosphäre durchgeführt. Für Afrika südlich des Äquators wurden die Einflüsse der Vegetation für verschiedene Jahreszeiten untersucht. Die stärkste Reaktion des Klimas auf die Vegetation wurde dabei für die drei Monate September, Oktober und November nachgewiesen. In dieser Zeit kommt es zu Veränderungen in der Vegetation, die eine Abnahme der Feuchtekonvergenz fördern (siehe *MacKellar et al., 2009*). Auch für das sogenannte *Weather Research and Forecasting Model* (WRF) wurde der Einfluss der Vegetation auf das Klima getestet. Dazu wurde es für eine Region in Amerika an ein Grundwassersmodell gekoppelt. Der Sommerniederschlag im Zentrum der USA wird zum größten Teil von lokaler Evapotranspiration gefördert, die unter anderem stark von der Vegetation abhängig ist (siehe *Jiang et al., 2009*). Für das REMO wurden ähnliche Studien für Afrika durchgeführt (*Paeth und Thamm, 2007*). Eine ausführlichere Darstellung der Wechselwirkungen zwischen Oberfläche und Atmosphäre findet sich z. B. bei *Hübener (2005)*.

2.4 Regionalisierungsmethoden

Die zeitliche Länge einer Simulation für ein größeres Modellgebiet mit einer hohen räumlichen Auflösung wird durch die Rechenkapazität begrenzt. So muss eine andere Möglichkeit angewandt werden, um verschiedene Parameter (hier Niederschlag und Evapotranspiration) auf eine kleinere Skala zu bringen. Dieser Prozess wird im Allgemeinen

⁶Methode zur Bestimmung sensibler bzw. latenter Wärmeflüsse am Boden durch Luftfeuchtgradienten und Windgeschwindigkeit.

als Regionalisierung (*engl.: Downscaling*) bezeichnet. Regionalisierung – in der einen oder anderen Variante – ist heute für viele Forschungsvorhaben notwendig, da die Skala, auf der globale Klimamodelle betrieben werden noch deutlich von der lokalen Skala für Studien verschiedener Disziplinen abweicht. Um diese Daten auf die kleinere Skala zu bringen, gibt es verschiedene Methoden, die *Wilby und Wigley (1997)* in vier Kategorien unterteilen: Regressionsmethoden, Methoden der Mustererkennung, stochastische Wettergeneratoren und Modellierung auf einem begrenzten Gebiet. Kombinationen und Verschneidungen der einzelnen Methoden sind bei der Regionalisierung möglich.

Dynamische Regionalisierung – Regionale Klimamodellierung

Dynamische Regionalisierung (Nesting⁷) beschreibt den Vorgang, bei dem ein hochaufgelöstes Modell in ein gröber aufgelöstes eingeschachtelt wird. Dabei werden als Eingangsdaten für das kleinerskalige Modell Daten des gröber aufgelösten Modells verwendet.

Durch dieses Vorgehen kann Wettergeschehen auf der regionalen oder Mesoskala aufgelöst werden, das ein globales Klimamodell nicht wiedergeben würde. Dazu wird häufig ein „One Way-Nesting“ vorgenommen, bei dem keine Informationen von dem kleiner-skaligen Modell an das gröberskalige zurückgegeben werden. So ist es nicht notwendig, beide Modelle parallel zu betreiben. Die dabei fehlenden Wechselwirkungen beider Modelle an den Rändern des kleiner-skaligen Modells können sich allerdings ungünstig auf die Simulation auswirken (*Antic et al., 2006*). Auch sogenanntes Mehrfachnesting ist möglich (z. B. IMPETUS-Modellkette ECHAM→REMO→LM, siehe auch Kap. 1). Es ist jedoch stark von der Parametrisierung subskaliger Vorgänge abhängig, die bei höherer Auflösung berücksichtigt werden müssen (*Fuentes Hutfilter, 1998*).

Die dynamische Regionalisierung wurde z. B. von *Paeth et al. (2005)* verwendet. Es wurde ein passives Nesting durchgeführt, bei dem für REMO-Simulationen als Antrieb Daten des ECHAM4/HOPE (*Hamburg Ocean Primitive Equation*) verwendet wurden. Diese Anwendung wurde in anderen Arbeitsgruppen auch für andere Modelle durchgeführt (z. B. *Haylock et al., 2006*; *Antic et al., 2006*), einen Überblick geben z. B. *Yarnal et al. (2001)*.

Ein Nachteil dieser Methode ist der große Rechenzeitbedarf, deswegen umfassen die Simulationen auf der kleinen Skala meistens nur kurze Zeiträume. Dieser Nachteil dürfte mit der schnellen Weiterentwicklung der Computer bald vernachlässigbar sein. Ein weiteres Problem dieser Methode ist die Tatsache, dass mögliche Fehler des großskaligen Modells beim Nesten an das kleiner-skalige Modell übertragen werden (*Hübener, 2005*). Weiterhin gibt es das Problem der Analyse: Es stellt sich die Frage, ob Modellabweichungen auf Grund der Skalenunterschiede oder der physikalischen Unterschiede der verwendeten Modelle auftreten. Ein Vorteil dieser Methode ist, dass die Parametrisierungen des jeweiligen Modells für die verwendete Skala optimal angepasst sind (*Yarnal et al., 2001*).

⁷Englischer Begriff, der in die deutsche wissenschaftliche Sprache übernommen wurde; *to nest*: einschachteln

Empirische Methoden

Die empirischen Methoden werden in der vorliegenden Arbeit in multivariate Methoden und statistische Regionalisierung aufgeteilt.

Multivariate Methoden

Zu den multivariaten Verfahren, die zur Mustererkennung eingesetzt werden, gehört z. B. die Hauptkomponentenanalyse (*engl.: Principal Component Analysis, PCA*, z. B. [Born et al. \(2008a\)](#); [Huth \(2001\)](#)), die auch als empirische Orthogonalfunktion (*engl.: Empirical Orthogonal Function, EOF*) bezeichnet wird, auch gibt es noch die Diskriminantenanalyse ([Enke et al., 2005](#)). Auch die kanonische Korrelationsanalyse (*engl.: Canonical Correlation Analysis, CCA*, z. B. [Buswiock und von Storch, 2003](#)), und Eigenwertzerlegungen (*Singular Value Decomposition, SVD*) werden dazu verwendet. Eine Beschreibung beider Methoden findet sich z. B. bei [Cherry \(1996\)](#). Neben stochastischen Modellen zur Generierung von z. B. Niederschlagszeitreihen werden auch Clusteranalysen (z. B. [Busch und Heimann, 2001](#); [Boroneant et al., 2006](#)) und neuronale Netze (z. B. [Trigo und Palutikof, 1999](#); [Khoob, 2008](#)) zur Identifikation von Mustern eingesetzt. [Buswiock und von Storch \(2003\)](#) koppelten ein statistisches Regionalisierungsmodell auf Basis einer kanonischen Korrelationsanalyse mit einer Markov-Kette. [Bárdossy et al. \(2002\)](#) identifizierten großskalige Zirkulationsmuster mit Fuzzy-Regeln, aufgestellt auf Grundlage der Position von Druckanomalien. Mit dieser Klassifikation führten sie eine Regionalisierung für Niederschlag und Temperatur durch. Genauere Beschreibungen der einzelnen Methoden können weiterführender Literatur entnommen werden. Informationen dazu liefern z. B. [Krüger \(2002\)](#), [Yarnal et al. \(2001\)](#) und [Fuentes Hutfilter \(1998\)](#).

Statistische Regionalisierung

Neben den bereits beschriebenen Methoden zur Mustererkennung (Abschnitt Multivariate Methoden) können auch Wetterlagenklassifikationen vorgenommen werden. Diese laufen subjektiv oder automatisiert ab und verwenden z. B. Bodendruckfelder.

Für die subjektive Klassifikation über Mitteleuropa bieten sich die sogenannten Großwetterlagen an (GWL, siehe [Hess und Brezowsky, 1977](#); [Gerstengarbe und Werner, 1999](#)). Sie liegen im Zentrum über Deutschland und berücksichtigen drei unterschiedliche Zirkulationsformen (zonal, gemischt und meridional) die sich in insgesamt 29 Klassen unterscheiden. Es werden keine Momentaufnahmen, sondern zeitliche Verläufe betrachtet ([Hess und Brezowsky, 1977](#)). Gleiches gilt für eine weitere subjektive Einteilung, die Klassifikation in die sogenannten *Lamb Weather Types* (LWTs) für Großbritannien ([Lamb, 1972](#)). Sie unterteilen sich in Richtungs- und Zirkulationstypen sowie deren Mischformen. Ein Vorteil beider Klassifikationen ist es, dass sie im Gegensatz zu den automatisierten Betrachtungen dieser Klassifikation einen zeitlichen Verlauf betrachten. In Anlehnung an die LWTs entwickelte [Maheras \(1988\)](#) eine subjektive Klassifikation für die Strömungen über Griechenland, die sich deutlich von der ursprünglichen LWT-

Klassifikation unterscheidet. Die hier vorgestellten subjektiven Klassifikationsverfahren sind nicht eins zu eins auf andere Regionen übertragbar (z.B. *Bárdossy und Caspary, 1990*).

Objektiv werden Muster z.B. in CWTs (siehe *Jenkinson und Collison, 1977; Jones et al., 1993*) unterschieden. *Conway und Jones (1998)* klassifizierten die CWTs als Steuerparameter zur Erstellung von täglichen Niederschlagszeitreihen für Großbritannien. Auch für Portugal und Spanien wurde zur Untersuchung von Niederschlagsregimes die CWT-Klassifikation angewendet (*Trigo und DaCamara, 2000; Goodess und Palutikof, 1998*). Mit einem ähnlichen Vorgehen (Bestimmung der Strömungsrichtung anhand der Schichtdicke von 1000 bis 500 hPa) erstellten *Maheras et al. (2006)* Zeitreihen der Maximums- und Minimumtemperaturen für verschiedene Wetterstationen in Griechenland. Auch eine Automatisierung der Großwetterlagenklassifikation wurde von verschiedenen Arbeitsgruppen vorgenommen. *Krüger (2002)* verwendete eine automatisierte Klassifikation auf Basis der Großwetterlagen zur statistisch-dynamischen Regionalisierung von Niederschlagsfelder für Nordrhein-Westfalen und *James (2006)* untersuchte die synoptische Variabilität in Modellen. Der Unterschied zu den subjektiven Verfahren ist, dass für die objektiven Methoden einzelne Zeitpunkte betrachtet werden.

Im nächsten Schritt wird den identifizierten Mustern z.B. Niederschlag zugeordnet. Einen Überblick über die Ergebnisse verschiedener statistischer Verfahren liefern z.B. *Krüger (2002)* oder *Yarnal et al. (2001)*.

Statistisch-dynamische Regionalisierung

Die statistisch-dynamische Regionalisierung nutzt neben den statistischen Methoden auf der gröberen Skala die Möglichkeit, Simulationen mit hoch aufgelösten Modellen zu berücksichtigen. So können Methoden der Mustererkennung auf der großen Skala mit Simulationen auf der kleinen Skala kombiniert werden. Dieses Verfahren hat einige Vorteile. Der Rechenzeitaufwand wird dadurch deutlich reduziert, dass pro Muster lediglich einzelne Termine repräsentativ nachsimuliert werden. Wegen der durchgeführten Modellsimulationen sind keine langen Zeitreihen bestimmter Parameter wie bei der statistischen Regionalisierung nötig. Diese Methode hat die folgenden Nachteile. Zum Einen ist die räumliche Auflösung durch die Auflösung des verwendeten Modells begrenzt. Die zeitliche Auflösung ist in ihrer Variabilität dadurch stark eingeschränkt, dass nur wenige Nachsimulationen zur Anwendung kommen. Auch können nicht alle Einzelereignisse in einer solchen Regionalisierung wiedergegeben werden (*Fuentes und Heimann, 2000*), da ein längerer Zeitraum sinnvoll wiedergegeben werden soll.

Bei dieser Regionalisierung werden die steuernden Eigenschaften auf der gröber aufgelösten Skala mit einer der vorgestellten Methoden klassifiziert und statistisch ausgewertet. Vertreter der identifizierten Klassen werden dann dynamisch nachsimuliert.

Ausgewählte Ergebnisse verschiedener Regionalisierungsmethoden

Bei den im Folgenden vorgestellten Ergebnissen wird in rezentes und zukünftiges Klima unterschieden. Der Schwerpunkt wird hierbei auf die Regionalisierung von Niederschlag oder Verdunstung gelegt. Mit Hilfe von Regionalisierungsmethoden werden aber auch andere Parameter regionalisiert – z. B. Wind oder Ozon.

Rezentes Klima

Fuentes und Heimann (2000) klassifizierten verschiedene Episoden auf der Basis von 500 hPa-Geopotentialfeldern. Danach simulierten sie diese Episoden mit einem Modell für die Alpenregion nach und rekombinierten so den Winterniederschlag der Region. Dabei wurden die gemäß den Beobachtungen erwarteten Niederschlagsverteilungen gut wiedergegeben. Allerdings unterschätzt die Methode den Niederschlag in verschiedenen Tälern. Des Weiteren wurde an der Südflanke der Alpen eine zu große Niederschlagsmenge errechnet.

Eine andere Betrachtung eines bergigen Gebiets führten *Antic et al. (2006)* durch. Sie betrieben eine Niederschlagsregionalisierung für die Rocky Mountains in Amerika. Dazu nutzten sie das *Canadian Regional Climate Model* angetrieben mit NCEP-Daten (*National Centers for Environmental Prediction*), das einmal in sich selber genestet wurde. Sie untersuchten die Güte der Regionalisierung unter der Verwendung unterschiedlicher Nesting-Zeitschritte.

Trigo und DaCamara (2000) untersuchten den Einfluss der CWTs auf den Niederschlag in Portugal. Sie verknüpften die CWTs von 1957 bis 1986 mit dem Niederschlag und fanden, dass die drei nassesten CWTs (Zyklonal, Südwest und West) der insgesamt 26 CWTs an 32% aller Wintertage auftraten und für mehr als 62% des beobachteten Niederschlags verantwortlich waren. Während zweier intensiver Dürreperioden kamen die drei genannten CWTs deutlich seltener als im Durchschnitt vor.

Die Alpen standen auch bei den Studien von *Schmidli et al. (2006)* im Mittelpunkt. Es wurde eine statistische Niederschlagsregionalisierung mit Niederschlag aus einem GCM als steuerndem Parameter durchgeführt. Damit wurde ein Set mesoskaliger Felder des täglichen Niederschlags rekombiniert. Die erhöhte räumliche Auflösung wird dabei über eine Korrektur durch Beobachtungen und eine Adaptierung des groben Modelloutputs erzielt. Erste Anwendungen der Methode auf Reanalysedaten zeigten gute Ergebnisse, so dass die Anwendbarkeit für Szenarien gegeben ist.

Zukünftiges Klima

Mittels Clusteranalyse unter der Berücksichtigung der 500 hPa-Geopotentialfelder als Prediktoren erstellten *Busch und Heimann (2001)* unter Verwendung eines regionalen Klimamodells Temperatur- oder Niederschlagsfelder. Die damit erhaltenen Cluster können ähnlich wie z. B. bei der subjektiven Klassifikation von Großwetterlagen für Deutschland angewendet werden. Für die Winter 2017/18 bis 2026/27 fanden sie eine Erwärmung

von Westen nach Osten, die sich auch im GCM zeigte. Ansonsten sind die Temperaturänderungen regional unterschiedlich auf Grund der höher aufgelösten Orographie. Für den Niederschlag waren die erzielten Ergebnisse nicht brauchbar. Die Niederschlagsänderungen schienen nicht durch Veränderungen der Zirkulation induziert worden zu sein. *Goodess und Palutikof (1998)* verwendeten die CWT-Klassifikation zur Musteridentifikation über Spanien. Sie zeigten, dass ein Transport der Methode in andere Regionen möglich ist. Für ein zukünftiges Klima stellten sie die größten Änderungen in der CWT-Verteilung für den Sommer fest. Sie erwarten mehr Regentage im Sommer im Guadaletin-Becken im Südosten Spaniens.

Mit Hilfe eines neuronalen Netzes führten *Crane und Hewitson (1998)* Untersuchungen des Niederschlags im Susquehanna-Becken (USA) für geänderte CO_2 -Konzentrationen durch. Für eine CO_2 -Verdopplung ergab sich ein Niederschlagsanstieg von 32% für das Untersuchungsgebiet für das Frühjahr und den Sommer.

Für das IPCC-Szenario A2 führten *Hewitson und Crane (2006)* eine empirische Regionalisierung des Niederschlags für Südafrika auf Basis verschiedener GCM durch. Dazu verwendeten sie sogenannte *self-organizing maps*, die wie neuronale Netze zunächst trainiert wurden. Dann wurden die Berechnungen für das Klimaszenario durchgeführt. Die Ergebnisse der GCM waren im Bezug auf die räumlichen Muster ähnlich, wenn auch in Details Unterschiede auftraten. Die Resultate zeigen für einige Bereiche einen Anstieg des Sommerniederschlags, während es in den Wintermonaten in einigen Bereichen zu einer leichten Abnahme des Niederschlags kommt.

Für die Jahre 2072 bis 2100 verwendeten *Boroneant et al. (2006)* die Emissionsszenarien A2 und B2 zur Betrachtung extremer Niederschläge über den französischen Alpen und der dazugehörigen Wetterregimes. Sie zeigten mit Hilfe eines regionalen Klimamodells einen Anstieg der Starkniederschläge im Winter.

Für eine Untersuchung des Klimas in Afrika mit dem REMO wurde neben der Erwärmung auch die Landdegradation berücksichtigt. Dazu wurden Zeitscheibenexperimente von einem Jahr für sechs verschiedene Jahre durchgeführt. Hierbei ergaben sich für den Niederschlag in Nordafrika starke interannuale Variabilitäten. Für den Winter in Marokko und der Iberischen Halbinsel zeigte das verwendete Modell eine Abnahme des Niederschlags zwischen 2000 und 2025. Für die Evapotranspiration bedeutet die Landdegradation eine Abnahme der Wärmeflüsse am Boden und der Bodenfeuchte und damit auch weniger Verdunstung (*Paeth und Thamm, 2007*).

Neben den hier erwähnten gibt es noch eine Vielzahl anderer Studien, die sich mit Regionalisierung und deren Methodik befassen. Die in dieser Arbeit aufgeführten Zitate stellen bloß einen Bruchteil aller Arbeiten dieses Sektors dar.

3 Methodik der statistisch-dynamischen Regionalisierung

Die folgenden Abschnitte erläutern die methodischen Grundlagen für die später durchgeführte statistisch-dynamische Regionalisierung. Es werden theoretische Grundlagen zur Klassifikation der CWTs gelegt, die zur Mustererkennung auf der synoptischen Skala verwendet werden. Dann wird auf den physikalischen Zusammenhang der betrachteten Parameter auf den verschiedenen Skalen eingegangen. Es werden einige zu Grunde liegende Formeln des FOOT3DK vorgestellt, die von Bedeutung für Niederschlag und Verdunstung sind.

3.1 Circulation Weather Types (CWTs)

Eine Klassifikationsmethode für großskalige Strömungsmuster – die Unterteilung in CWTs – wurde ursprünglich für die Britischen Inseln entwickelt und automatisiert (*Jenkinson und Collison, 1977; Jones et al., 1993*). Sie basiert auf der subjektiven Klassifikation der LWTs (nach *Lamb, 1972; Perry und Mayes, 1998*), die ebenfalls zur Analyse großskaliger Strömungsmuster über den Britischen Inseln entwickelt wurde. Der Unterschied zwischen den Methoden besteht darin, dass die LWTs den Verlauf der Strömung über einen bestimmten Zeitraum berücksichtigen, während die automatische CWT-Klassifikation eine Momentaufnahme der Strömung betrachtet, die dem Tagesverlauf zugeordnet wird. Durch die Automatisierung ergibt sich die Möglichkeit, die Methode in den mittleren Breiten anzuwenden. In dieser Region sind die Luftdruckverteilungen ähnlich zu denen über den Britischen Inseln.

Methodik zur Berechnung der CWTs

Die Berechnung der CWTs erfolgt zentriert um 30°N und 5°W (Abb. 3.1), wobei die Punkte, die in die Berechnung einfließen, in Nord-Süd-Richtung einen Abstand von 5° und in West-Ost-Richtung einen Abstand von 10° haben. Zusätzlich beinhaltet die Abbildung das Dräaeinzugsgebiet (graue Linie) und das Simulationsgebiet der FOOT3DK-Simulationen (dunkelgrauer Kasten mit schwarzem Rand). Das in der vorliegenden Arbeit verwendete Simulationsgebiet ist dabei durch die im IMPETUS-Projekt vorgenommene Dreiteilung des oberen und mittleren Flusseinzugsgebiet in Hoher Atlas, Becken von Ouarzazate und Oasenregion südlich des Stausees vorgegeben. Es deckt Teile des

Hohen Atlas und des Beckens von Ouarzazate ab, während die Oasenregion bereits in einer vorherigen Arbeit ([Hübener, 2005](#)) betrachtet wurde. Die Methode der CWT-Klassifikation wurde unter Anderem schon von [Trigo und DaCamara \(2000\)](#) für die Klassifikation über Portugal verwendet. Sie prüften den Zusammenhang zwischen Feucht- und Trockenperioden mit dem Auftreten bestimmter CWTs.

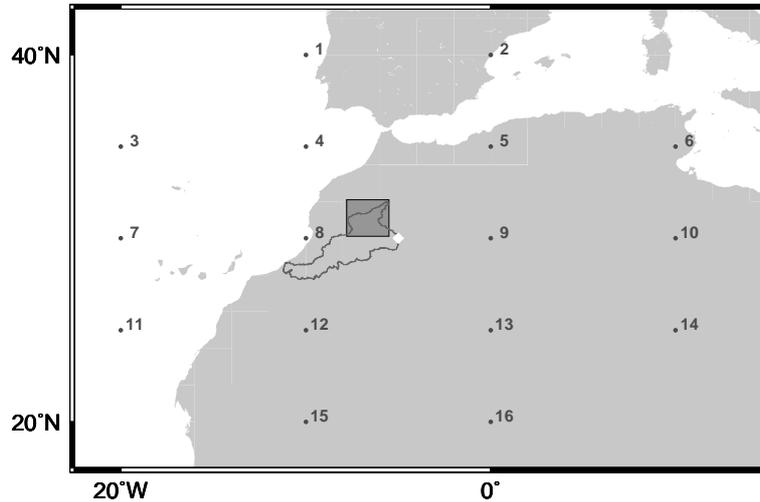


Abbildung 3.1: \diamond : Punkt, für den die CWTs berechnet werden; \circ mit Nummern: Gitterpunkte, die zur Berechnung der CWTs beitragen (Nummerierung analog zur Anwendung in den Formeln), dunkelgrauer Kasten mit schwarzem Rand: gewähltes Simulationsgebiet für FOOT3DK, graue Linie: betrachtetes Einzugsgebiet des Drâa

Zur Berechnung der CWTs werden Bodendruckfelder verwendet. Es wird angenommen, dass der Wind näherungsweise geostrophisch ist, also durch ein Gleichgewicht von Druckgradient- und Corioliskraft beschrieben werden kann. Für den Windvektor \vec{v}_g gilt:

$$\vec{v}_g = \frac{1}{\rho f} \vec{k} \times \nabla_h p \quad (3.1)$$

Dabei ist \vec{k} der vertikale Einheitsvektor, ρ die Dichte, ∇_h der horizontale Gradient und f der Coriolisparameter. Für die Komponenten des geostrophischen Windes ergibt sich:

$$u_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (3.2)$$

$$v_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (3.3)$$

Der geostrophische Wind ist also proportional zur Druckänderung. Somit reicht es aus, den Bodendruck zu betrachten. Des Weiteren gilt für die geostrophische Vorticity ζ_g :

$$\zeta_g = \frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial y} \quad (3.4)$$

Durch einen Übergang zur diskreten Schreibweise werden aus den Gleichungen 3.1 bis 3.4 die Kriterien für die geostrophischen Anströmklassen erstellt (genauer siehe [Pinto, 2002](#)). Die p_x bezeichnen dabei den Druck an einem bestimmten Gitterpunkt x . Die verwendeten Gitterpunkte sind in [Abbildung 3.1](#) dargestellt.

Die folgenden Formulierungen für die zonale und meridionale Komponente ergeben sich nach [Jones et al. \(1993\)](#). Hierbei wird die Meridiankonvergenz (Vorfaktor Formeln 3.5 und 3.6, [Hübener, 2005](#), Kap. 3) und die Änderung des Coriolisparameters f mit der Breite berücksichtigt. Dabei werden zur Festlegung der Anströmrichtung die zonale Komponente (W in Gleichung 3.5) und die meridionale Komponente (S in Gleichung 3.6) berechnet. Bei positivem W (S) ist die Windrichtung westlich (südlich). Bei negativen Vorzeichen handelt es sich um die entgegengesetzten Richtungen. Die Stärke der direktionalen Strömung aus beiden Richtungskomponenten wird als F (Gleichung 3.7) zusammengefasst.

$$W = \frac{1}{\sin(30^\circ)} \left(\frac{1}{2}(p_{12} + p_{13}) - \frac{1}{2}(p_4 + p_5) \right) \quad (3.5)$$

$$S = \frac{1}{\sin(30^\circ)} \left(\frac{1}{4}(p_5 + 2p_9 + p_{13}) - \frac{1}{4}(p_4 + 2p_8 + p_{12}) \right) \quad (3.6)$$

$$F = \sqrt{S^2 + W^2} \quad (3.7)$$

Zusätzlich werden die zonale (WV , Gleichung 3.8) und die meridionale Scherungsvorticity (SV , Gleichung 3.9) berechnet. Daraus ergibt sich die in Gleichung 3.10 dargestellte gesamte Scherungsvorticity. Die Krümmungsvorticity, die ebenfalls einen Anteil der Gesamtvorticity liefert, muss nicht berücksichtigt werden, da bei der CWT-Klassifikation Geostrophie angenommen wird.

$$WV = \frac{1}{\sin(25^\circ)} \left(\frac{1}{2}(p_{15} + p_{16}) - \frac{1}{2}(p_8 + p_9) \right) - \frac{1}{\sin(35^\circ)} \left(\frac{1}{2}(p_8 + p_9) - \frac{1}{2}(p_1 + p_2) \right) \quad (3.8)$$

$$SV = \frac{1}{\sin(30^\circ)} \left(\frac{1}{4}(p_6 + 2p_{10} + p_{14}) - \frac{1}{4}(p_5 + 2p_9 + p_{13}) \right) - \frac{1}{\sin(30^\circ)} \left(\frac{1}{4}(p_4 + 2p_8 + p_{12}) - \frac{1}{4}(p_3 + 2p_7 + p_{11}) \right) \quad (3.9)$$

$$V = WV + SV \quad (3.10)$$

Als Zuordnungskriterium, ob eine Lage vom Typ Zirkulationslage ist, gilt $|V| \geq 2F$. Sie gehört der zyklonalen (antizyklonalen) Klasse an, wenn $V > 0$ ($V < 0$) gilt. Eine Richtungslage liegt vor, wenn $|V| < F$ erfüllt ist. Mischklassen aus beiden ergeben sich, wenn $F \leq |V| < 2F$ gilt. Die Richtungslagen werden in acht Sektoren unterteilt: NO, O, SO, S, SW, W, NW und N. Es werden alle Termine klassifiziert. Mit der erläuterten CWT-Berechnung ergeben sich zehn reine Klassen. Zusätzlich können auch Mischklassen aus zirkulären und Richtungsklassen auftreten. So sind insgesamt 26 verschiedene Klassen möglich. Die Mischklassen fließen in die Berechnung der Häufigkeitsverteilung ein, werden aber bei der Auswahl der Repräsentanten nicht als mögliche Kandidaten zugelassen. Mischtermine, die in der CWT-Klassifikation auftreten, werden bei der Rekombination zur Hälfte den Klassen zugeordnet, aus denen sie sich zusammensetzen (z. B. *Trigo und DaCamara, 2000; Jones et al., 1993*).

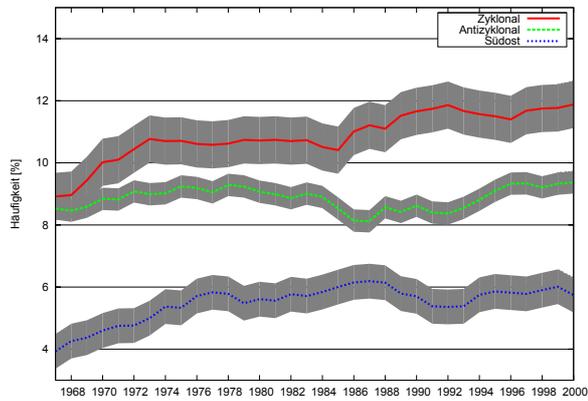
Die ersten Ergebnisse dieser Klassifikationsmethode befinden sich in Abschnitt 5.1. Dort wird auch beschrieben, wie die zusätzliche Information, ob eine CWT in Zusammenhang mit Niederschlag vorkommt, behandelt wird. Diese Information ist für die spätere Rekombination notwendig, wird jedoch bei der CWT-Klassifikation nicht berücksichtigt.

CWT-Variabilität

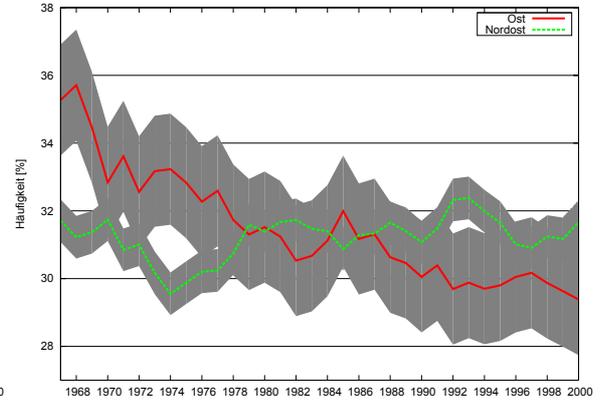
In dieser Arbeit wird die Entwicklung der CWT-Auftrittswahrscheinlichkeiten als Basis zur Rekombination für zukünftige Zeiträume benutzt. Da dies über längere Zeiträume erfolgt, stellt sich die Frage nach der Variabilität der verschiedenen CWTs in verschiedenen Zeiträumen. Dazu werden an dieser Stelle die Auftrittshäufigkeiten $f(CWT_i)$ der einzelnen CWTs und deren Standardabweichung $s_{f(CWT_i)}$ (siehe Formel 3.11) bestimmt.

$$s_{f(CWT_i)} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{j=1}^n (f(CWT_i)_j - \overline{f(CWT_i)_j})^2} \quad (3.11)$$

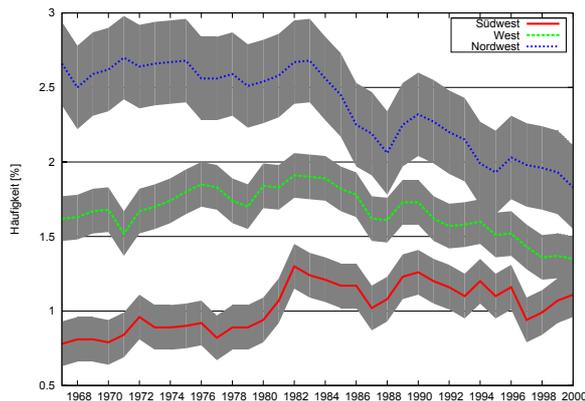
In Abbildung 3.2 sind die verschiedenen Auftrittshäufigkeiten für ein 15-jähriges gleitendes Mittel von 1967 bis 2000 dargestellt. Es zeigen innerhalb dieses Zeitraums einige Lagen sichtbare Trends in ihrer Auftrittshäufigkeit. Für die zyklonale CWT zeigt sich über den betrachteten Zeitraum ein leichter Anstieg der Häufigkeit. Gleiches gilt für die CWT Südost bis in die 80er Jahre. Danach verhält sich diese CWT ebenso indifferent wie die CWT Antizyklonal über den Gesamtzeitraum (siehe Abb. 3.2a). In Abbildung 3.2b sind die Häufigkeiten der CWTs Nordost und Ost dargestellt. Während für die CWT Nordost kein Trend ausgemacht werden kann, zeigt sich für die CWT Ost eine erkennbare Abnahme der Auftrittshäufigkeit. Ebenso zeigt auch die CWT Nordwest eine Abnahme in ihrer Häufigkeit im betrachteten Zeitraum. Die Trends der CWTs West und Südwest sind dagegen nicht eindeutig zu erkennen (siehe Abb. 3.2c). In Abbildung 3.2d zeigt sich, dass sich die Häufigkeit der CWT Nord ebenfalls indifferent verhält. Für die CWT Süd wird dagegen in der Auftrittshäufigkeit ein leichter Anstieg im betrachteten Zeitraum sichtbar.



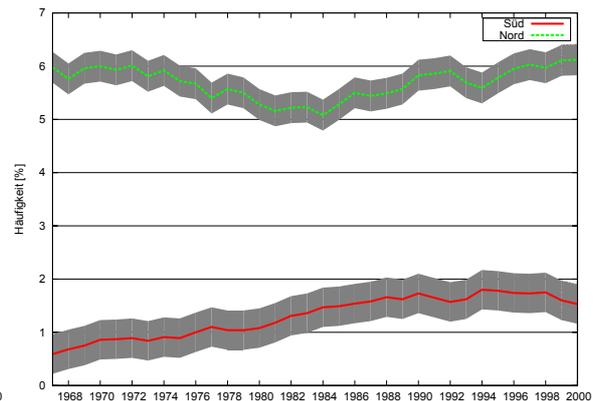
(a) CWTs Zyklonal, Antizyklonal und Südost



(b) CWTs Nordost und Ost



(c) CWTs Südwest, West und Nordwest



(d) CWTs Nord und Süd

Abbildung 3.2: 15-jähriges gleitendes Mittel der Auftretshäufigkeiten der verschiedenen CWTs und deren Standardabweichungen von 1967 bis 2000 (graue Bereiche) in Prozent (a, b, c, d).

3.2 Physikalischer Zusammenhang der Parameter auf synoptischer Skala und Mesoskala

Der physikalische Zusammenhang zwischen Zirkulationsfeldern auf der synoptischen Skala und dem regional auftretenden Niederschlag, der in dieser Arbeit genutzt wird, wurde bereits in verschiedenen Studien untersucht (z. B. *Trigo und DaCamara, 2000*; *Boroneant et al., 2006*). In diesem Abschnitt wird dieser kurz für die einzelnen CWTs aufgezeigt. Weitergehende Erläuterungen dazu finden sich auch bei *Hübener (2005)*.

Das Untersuchungsgebiet südlich des Hohen Atlas wird im Westen vom Jebel Siroua und im Osten vom Jebel Saghro eingerahmt (*Jebel*, arabisch für Gebirge, Berg). Feuchte wird hauptsächlich durch Anströmungen aus Westen und Südwesten ins Untersuchungsgebiet advehiert. Luftmassen, die aus diesen Richtungen in das Dräaeinzugsgebiet gelangen, haben vorher den Atlantik überströmt und können daher einen Feuchteeintrag in die Region mit sich bringen. Strömen diese feuchten Luftmassen gegen die Südseite des Hohen Atlas, kommt es zu erzwungener Hebung. Es kommt zu Wolkenbildung, was zu Niederschlag führen kann. Die CWT Nordwest führt ebenfalls Luftmassen mit sich, die den Atlantik überströmt haben.

Neben der CWT Südwest kommt es auch bei den CWTs Süd und Südost zu stark mäandrierenden Strömungen, bei denen Tröge über dem Atlantik weit nach Süden vordringen. Dieses Verhalten kann im Untersuchungsgebiet zu Niederschlag führen, der durch advehierte feuchte Luft an der Trogvorderseite ausgelöst wird (siehe *Knippertz, 2003a*).

Lediglich geringe Niederschlagsmengen an der Station Ouarzazate liefert die CWT Nord. Die CWTs Nordost und Ost sind antikorreliert mit dem Auftreten von Niederschlagsstagen, wie im Folgenden noch gezeigt wird (s. a. Abb. 5.4).

Die zyklonale CWT steht im Sommer häufig mit Hitzetiefs in Zusammenhang. Es kommt zu einer Labilisierung der Luftschichtung und damit bei entstehender Vertikalbewegung und ausreichend feuchter Luft zu Wärmegewittern (s. a. *Hübener, 2005*). Die antizyklonale CWT ist durch das mit ihr verbundene Absinken und der daraus folgenden Tendenz zur Wolkenauflösung kaum mit Niederschlag verbunden.

3.3 Das mesoskalige Modell FOOT3DK

Für die Simulationen der Repräsentanten wird das nicht-hydrostatische meteorologische Modell FOOT3DK verwendet. Ursprünglich wurde es als Dreischichtmodell für Grenzschichtsimulationen der mittleren Breiten entwickelt (*Born, 1996*), später für Simulationen der gesamten Troposphäre modifiziert (*Brücher et al., 2003*). *Sogalla et al. (2001)* haben in einer Sensitivitätsstudie die Anwendbarkeit des Modells in niederen Breiten nachgewiesen. Zunächst wird kurz auf die bisherigen Anwendungsgebiete des Modells eingegangen. Die in dieser Arbeit gewählten Modelleinstellungen werden zusammengefasst. Dann wird das FOOT3DK vorgestellt, insbesondere das SVAT-Modul (*Soil Vegetation Atmosphere Transfer*), das für die Austauschprozesse zwischen Boden und Atmosphäre zuständig ist und somit unter Anderem zur Berechnung der Evapotranspiration dient. Weiterhin werden andere für die Evapotranspiration wichtige Vorgehens-

weisen beschrieben. Die benutzte Nestungskette zum Antrieb des Modells wird erläutert. Abschließend wird ein Fallbeispiel für ein Starkniederschlagsereignis im Hohen Atlas für einen Vergleich der Niederschlagssimulation mit dem LM3.14 verwendet.

Bisherige Nutzung

Die bisherige Nutzung des FOOT3DK lässt sich im Wesentlichen in Simulationen zur Betrachtung der Luftverschmutzung, Simulationen von Energieflüssen im Allgemeinen und der Verdunstung im Speziellen zusammenfassen. Weiterhin wurden Wechselwirkungen von Landoberfläche und Niederschlag untersucht. Für statistisch-dynamische Regionalisierung in verschiedenen Anwendungen wurden ebenfalls Simulationen mit FOOT3DK durchgeführt. Im Folgenden werden konkrete Anwendungen beschrieben.

Die Erzeugung von Windrosen für verschiedene Gitterpunkte mit Hilfe des FOOT3DK wurde von *Brücher et al. (1994)* entwickelt. Diese Informationen sind z.B. für Immissionsrechnungen in bergigem Gelände von Interesse, da die Hauptwindrichtungen dort kleinräumig unterschiedlich sind. Für Untersuchungen zum Thema Luftverschmutzung wurde FOOT3DK mit einem Chemietransportmodell gekoppelt (*Brücher et al., 2000; Sentuc, 2004*). *Brücher et al. (2000)* simulierten Bodenkonzentrationen von NO_2 und O_3 für eine Sommer-Smog-Periode 1997 über Wuppertal und Umgebung. Dabei kam es zu Beeinflussungen der simulierten Konzentrationen durch die Hauptverkehrswege. *Sentuc (2004)* untersuchte für den gleichen Zeitraum den Einfluss des Verkehrs auf die Immissionen im Großraum Köln und simulierte Szenarien zur Verbesserung der Luftqualität.

Heinemann und Kerschgens (2006) untersuchten den Einfluss der heterogenen Landoberfläche auf die turbulenten Flüsse in Bodennähe und verglichen sie mit Messungen. Diese Vergleiche erfolgten pro Untergrund und zeigten unterschiedlich gute Übereinstimmungen. Es wurde festgestellt, dass bei Bedingungen mit niedriger Bodenfeuchte die spezifischen Parameter der Bodenarten entscheidend für die Ergebnisse sind. Damit zusammenhängend ist auch, dass die geringe Bodentiefe des FOOT3DK von 1 m einen Feuchtenachschub von Grundwasser nicht berücksichtigt, der aber für das Simulationsgebiet bei Berlin gegeben wäre. Um eine Verbesserung der Bodenfeuchteverteilung in FOOT3DK für ein semi-arides Gebiet mit karger Vegetation zu erzielen, integrierten *Hübener et al. (2004)* ein Grundwasser- bzw. Bewässerungsschema, was die Gegebenheiten im Untersuchungsgebiet widerspiegelt. Die mit diesen Vorgaben erhaltenen Evapotranspirationsfelder zeigten eine realistische Wiedergabe.

Eine Studie von *Shao et al. (2001)* zeigte, dass eine höhere räumliche Auflösung des Bodenschemas im Vergleich zum Modell signifikante Verbesserungen in der Berechnung der Oberflächenflüsse liefert. Dazu wurden mehrere Kombinationen von verschiedenen räumlichen Auflösungen des Bodenschemas und des Atmosphärenmodells FOOT3DK untersucht. Das bestehende Risiko einer Abnahme des Niederschlags im Falle ungünstiger Landoberflächenveränderungen ergab eine Studie von *Sogalla et al. (2006)*. Es wurden lediglich die physikalischen Parametrisierungen untersucht, indem das Modell in einer eindimensionalen Säulenversion betrieben wurde. Durch Variationen der Bodenparameter wurden verschiedene Oberflächen- und Bodenzustände simuliert. Es zeigte sich,

dass die Parameter mit dem größten Einfluss auf den Niederschlag für das Gebiet des Flusseinzugsgebiets des Ouémés in Westafrika der Bodenwassergehalt, die Albedo und die Vegetationsbedeckung sind.

Als dynamischer Teil statistisch-dynamischer Regionalisierungen ist FOOT3DK in verschiedenen Studien angewendet worden. Dabei ging es um Fragestellungen bzgl. des Niederschlags (z. B. *Krüger, 2002*; *Huebener und Kerschgens, 2007*), der Evapotranspiration (*Huebener et al., 2004*) oder der Simulation von Winterstürmen und deren maximalen Böen, die auf Basis der Wiederkehrhäufigkeit bestimmter Cluster rekombiniert wurden (*Pinto et al., 2009*). Die Anwendbarkeit des Modells für eine statistisch-dynamische Regionalisierung ist bereits für andere Regionen nachgewiesen worden.

Technische Details

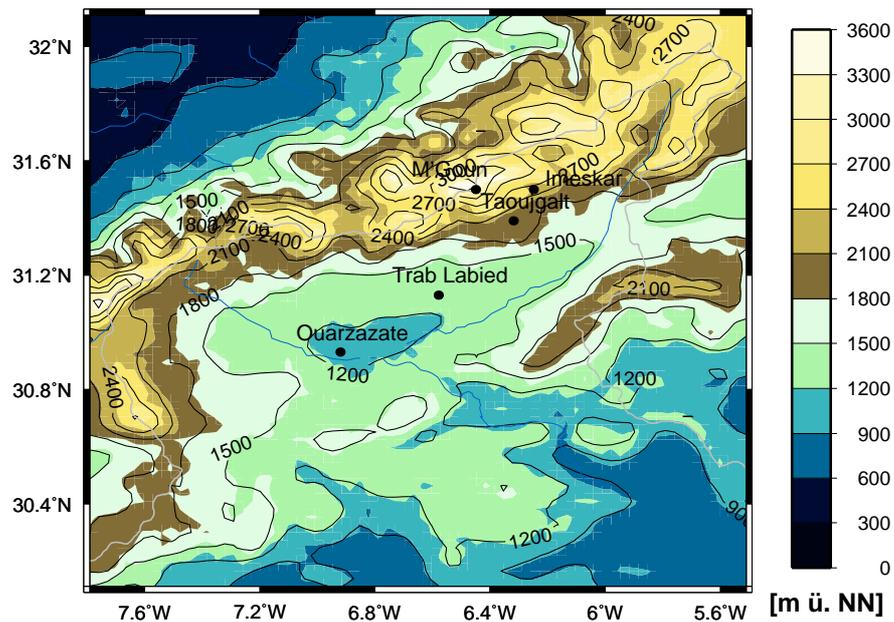
Die in den später vorgestellten Simulationen verwendeten Einstellungen für FOOT3DK werden an dieser Stelle zusammengefasst:

Die horizontale Auflösung des Modells kann zwischen ca. 100 m und 10 km liegen. Für die in dieser Arbeit durchgeführten Simulationen liegt die Gittermaschenweite bei 2975 m x 3025 m. Diese im Vergleich zu vorherigen Simulationen gröbere Auflösung (*Huebener, 2005*) wird zu Gunsten eines für FOOT3DK großen Modellgebiets gewählt. Das Gebiet erstreckt sich über ca. 220 km x 227 km, was 74 x 75 Gittermaschen entspricht. Die an das Modell übergebenen Katasterinformationen (vollständige Liste siehe Tab. 3.1) liegen in Gauss-Krüger-Koordinaten vor. Der sogenannte Hochwert legt die Nord-Süd-Koordinate fest. Der sogenannte Rechtswert beschreibt in diesem System die Entfernung zu einem Bezugslängengrad. Diese Strecke verläuft nicht entlang des zugehörigen Breitengrades, sondern ist entlang der auf dem Boden projizierten Senkrechten zum Längengrad definiert (*Brücher et al., 2003*). Da das Simulationsgebiet recht groß ist, zeigen sich auf Grund der nicht berücksichtigten Meridiankonvergenz der Gauss-Krüger-Koordinaten leichte Verschiebungen (Abb. 3.3). Deutlich größere Verschiebungen in Nord-Süd-Richtung, die durch unterschiedliche Approximationen des Geoids der Erde bedingt waren, sind durch Anpassung der Näherung des Geoids behoben worden (verwendete Näherung in FOOT3DK nach *Großmann, 1976*).

Das Modell wird in der verwendeten Variante mit 29 vertikalen Schichten betrieben. Diese sind nicht äquidistant, um eine höhere vertikale Auflösung in Bodennähe zu ermöglichen. Die Position der verschiedenen Schichten wird mit einer vorgegebenen mittleren Schichtdicke der untersten Modellschicht und der Modellobergrenze festgelegt. Die unterste Modellschicht hat eine Dicke von 50 m und der Oberrand der Simulationen liegt bei 21 km. Das Modell arbeitet mit topographiefolgenden η -Koordinaten. Dabei ist die Vertikalkoordinate η mit der Vertikalkoordinate z im kartesischen System, der Höhe der Orographie h und der Höhe des Modelloberandes H über den Zusammenhang $\eta = H \frac{z-h}{H-h}$ verknüpft (Transformation siehe *Pielke, 1984*). Die turbulenten Flüsse werden am Unterrand des Modells nach der Monin-Oboukhov-Theorie ermittelt. In den später durchgeführten Rechnungen wird hierzu eine analytische Näherungslösung nach *Louis (1979)* verwendet (weiterführende Details *Beyer, 2002*). Zur Berechnung der Energiebilanz am Boden wird ein EFR-Modell (*Extended Force Restore*) verwendet (*Jacobsen und Heise,*

Tabelle 3.1: Übersicht der aus dem Kataster übergebenen Informationen.

Anzahl und Größe der Gittermaschen und Gesamtausmaß des Gebiets
Gauss-Krüger-Startwert des Mittelpunkts der südwestlichsten Masche
Geländehöhe pro Gitterpunkt
Rauhigkeitslänge pro Gitterpunkt
Anzahl der verschiedenen Landnutzungsarten, die möglich sind
Spezifische Parameter der Landnutzungsklassen
Prozentualer Anteil der Landnutzungsklassen pro Gitterbox
Anzahl der Bodenarten
Spezifische Parameter für die verschiedenen Bodenarten
Pro Gitterbox am häufigsten vorkommende Bodenart

**Abbildung 3.3:** Vergleich der Orographie aus dem LM3.14 (Isolinien) mit der des FOOT3DK nach der Diastrophiephase (schattiert) in m über NN.

1982). Dabei kommt es zu einer Vereinfachung der Behandlung der Energiebilanz am Erdboden. So wird lediglich eine Bodenschicht betrachtet und der Bodenwärmestrom wird als Residuum aus der Energiebilanzgleichung bestimmt ($B = Q - H - E$). Bodenfeuchte und Bodentemperatur werden in der verwendeten Modellversion durch das Boden-Vegetationsmodell prognostiziert. Es wird ein hybrides Konvektionsschema verwendet, das den gebildeten Niederschlag als skaligen Niederschlag prognostisch behandelt und lediglich Aufwindschläuche parametrisiert (*Sogalla und Kerschgens, 2001*). In der vorliegenden Arbeit wird die Advektion mit einem quasi-monotonen Semi-Lagrange-Schema (QMSL) berechnet. *Brücher (1997)* zeigte, dass das QSML-Verfahren für stark zergliedertes Gelände gegenüber dem „Upstream“-Verfahren deutliche Vorteile hat. Allerdings ist es nicht exakt massenerhaltend. Die gewählte Nestingvorgabe beinhaltet keine Relaxation der Randwerte der Bodentemperatur und Bodenfeuchte (s. a. Abschnitt 3.3).

Kopplung Atmosphäre und Boden

In diesem Abschnitt werden die im Modell berücksichtigten Wechselwirkungen zwischen Boden und Atmosphäre beschrieben. Die Bodenfeuchtebetrachtungen des FOOT3DK basieren auf einem SVAT-Modul, welches die Austauschprozesse zwischen Boden und Atmosphäre simuliert (*Noilhan und Planton, 1989*, s. a. Abb. 3.4).

In dieser Arbeit wird das sogenannte Force-Restore-Konzept verwendet (z. B. *Jacobsen und Heise, 1982*), dabei wird der Boden durch zwei Schichten (d_g und d_2) parametrisiert. Die oberflächennahe Schicht hat eine Mächtigkeit von 9 cm und der gesamte Boden ist 1 m tief. Darüber befindet sich eine Vegetationsschicht, die betrachtet wird, als bestünde sie nicht aus Einzelblättern, sondern aus einem einzigen großen Blatt (*engl: big-leaf-approach*). Durch die getrennte Behandlung der Wassergehalte der verschiedenen Schichten (W_g , W_2 und W_r) können kurzfristige Änderungen im Bodenwassergehalt z. B. durch Schauer ebenso aufgelöst werden wie der Tagesgang. W_g wird dabei nicht nur von der Feuchte der Oberfläche beeinflusst. Zusätzlich modelliert FOOT3DK durch R die Rückgabe des Wassers aus der unteren Bodenschicht in die obere Bodenschicht. Hierfür wird eine Zeitkonstante vorgegeben. Über einen Zeitraum von 24 Stunden gelangt Wasser zurück an den Oberboden. Durch die Oberflächenflüsse (E) werden Wechselwirkungen zwischen den Speichertermen und P berücksichtigt.

Die Verdunstung in FOOT3DK wird über die Flüsse des Strahlungshaushalts berechnet. Der unabhängig vom sensiblen Wärmefluss parametrisierte latente Wärmefluss E wird in Teilflüsse $E = E_g + E_r + E_{tr}$ zerlegt. Um die Oberflächenflüsse genauer zu betrachten, werden im Folgenden einige Begriffe erläutert. Der Vegetationsanteil pro Gittermasche (veg) wird aus dem Landnutzungsteil im Kataster berechnet. L_v ist die spezifische Verdampfungswärme von Wasser in $\frac{J}{kg}$, $q_s(T_s)$ die spezifische Sättigungsfeuchte am Boden, welche abhängig von der Temperatur T_s ist. Die spezifische Feuchte in der untersten Luftschicht wird mit q_1 bezeichnet. Der Einfluss des Wassergehalts der zwei verschiedenen Bodenschichten auf die Feuchteflüsse wird über die Faktoren δ_r und h_u berücksichtigt. Bei R_a und R_s handelt es sich um den aerodynamischen und den stomatalen Wider-

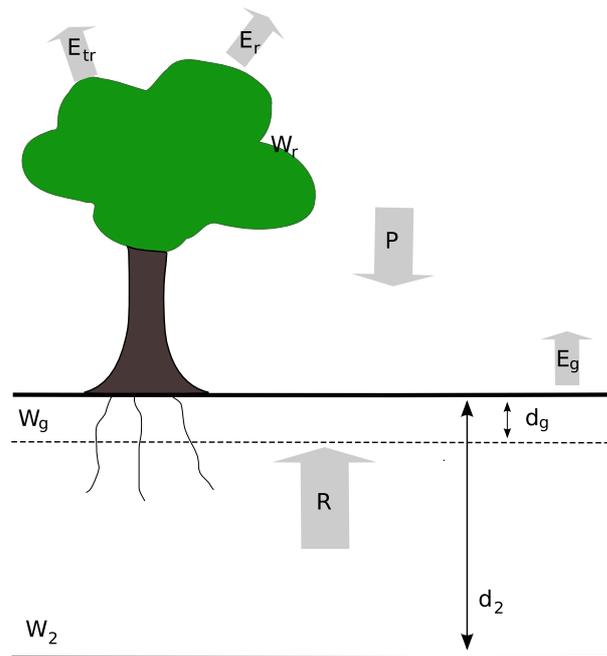


Abbildung 3.4: Die betrachteten Größen im Bodenfeuchtemodell. Die Abkürzungen werden in Tabelle 3.2 erläutert.

Tabelle 3.2: Verwendete Abkürzungen im Zusammenhang mit Abbildung 3.4.

Speicher	
W_g	Wassergehalt der obersten Bodenschicht in kgm^{-2}
W_2	Wassergehalt der gesamten Bodenschicht in kgm^{-2}
W_r	Interzeptionswasser der Pflanzenoberflächen in kgm^{-2}
Flüsse	
E_g	Latenter Wärmefluss vom Erdboden in Wm^{-2}
E_r	Latenter Wärmefluss von den Blattoberflächen in Wm^{-2}
E_{tr}	Latenter Wärmefluss aus den Blättern in Wm^{-2}
P	Gesamte Regenrate in $kgm^{-2}s^{-1}$ (Niederschlagsmenge pro Zeit)
P_g	Anteil der Regenrate, der auf den Boden fällt in $kgm^{-2}s^{-1}$
P_r	Anteil der Regenrate, der auf die Pflanzen fällt in $kgm^{-2}s^{-1}$

stand¹ der Pflanzen, der nur in den Verdunstungsanteil der Transpiration der Pflanzen einfließt. Die Dichte der Luft wird im Folgenden mit ρ in $\frac{kg}{m^3}$ angegeben.

$$E_g = (1 - veg) \cdot \rho \cdot L_v \frac{1}{R_a} (h_u q_s(T_s) - q_1) \quad (3.12)$$

$$E_r = veg \cdot \rho \cdot L_v \frac{\delta_r}{R_a} (q_s(T_s) - q_1) \quad (3.13)$$

$$E_{tr} = veg \cdot \rho \cdot L_v \frac{1 - \delta_r}{R_a + R_s} (q_s(T_s) - q_1) \quad (3.14)$$

FOOT3DK berechnet diese drei Feuchteflüsse in der Einheit $\frac{W}{m^2}$. Zur Berechnung der Verdunstung der einzelnen Episoden in mm erfolgt eine Umrechnung für die täglich akkumulierte Evapotranspiration (E_{ges} , siehe Gleichung 3.15). E_g , E_r und E_{tr} werden im FOOT3DK stündlich pro Gittermasche am Boden berechnet. Die spezifische Verdampfungswärme von Wasser (L_v) wird dabei konstant mit $2\,500\,000 \frac{J}{kg}$ angenommen. Damit ergibt sich die folgende Umrechnung, die eine bessere Vergleichbarkeit mit dem modellierten Niederschlag bietet:

$$E_{ges} = \frac{1}{L_v} \sum_{t=1}^{24} 3\,600\,s \cdot (E_g(t) + E_r(t) + E_{tr}(t)) \quad (3.15)$$

Der geringste Anteil an der Verdunstung wird im Simulationsgebiet von E_{tr} beigetragen. Das liegt zum Einen daran, dass in der Region zu großen Teilen Ödland vorherrscht, weshalb es selten zu Transpiration kommt. Zum Anderen liegt es an der kurzen Simulationsdauer. Nach einem Niederschlagsereignis verdunstet zunächst das Wasser, das auf die Blätter gefallen ist. Erst, wenn dieses verschwunden ist, wird Transpiration möglich. Hauptsächlich trägt deshalb E_g zur Verdunstung bei. Weitergehende Herleitungen der im FOOT3DK verwendeten Zusammenhänge sind bei [Brücher et al. \(2003\)](#) nachzulesen.

Die Nestingkette

FOOT3DK wird in dieser Arbeit in das LM 3.14 genestet (s. a. Abb. 3.5). Das LM 3.14 ist ein nicht-hydrostatisches Modell, welches für die meso- α^2 - und meso- β^3 -Skala zum Einsatz in der numerischen Wettervorhersage und für Forschungsanwendungen entwickelt wurde ([Doms und Schöttler, 2002](#)).

Für Marokko sind die LM-Simulationen mit dem Global-Modell (GME) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) angetrieben worden. Der als Antrieb für FOOT3DK verwendete kontinuierliche Lauf des LM 3.14 umfasst einen Zeitraum von November 2001 bis Dezember 2002 und liegt in einer Auflösung von $0,0625^\circ$ (etwa 7 km) vor. Die damit betriebenen FOOT3DK-Simulationen erfolgen mit einer Auflösung von etwa 3 km.

¹Stomata sind die Spaltöffnungen, die für den Gas- und Feuchteaustausch der Pflanze sorgen. Der Stomatawiderstand ist der Widerstand der Blätter gegen die Transpiration.

²Horizontale Gitterweite von ca. 250 bis 2500 km

³Horizontale Gitterweite von ca. 25 bis 250 km

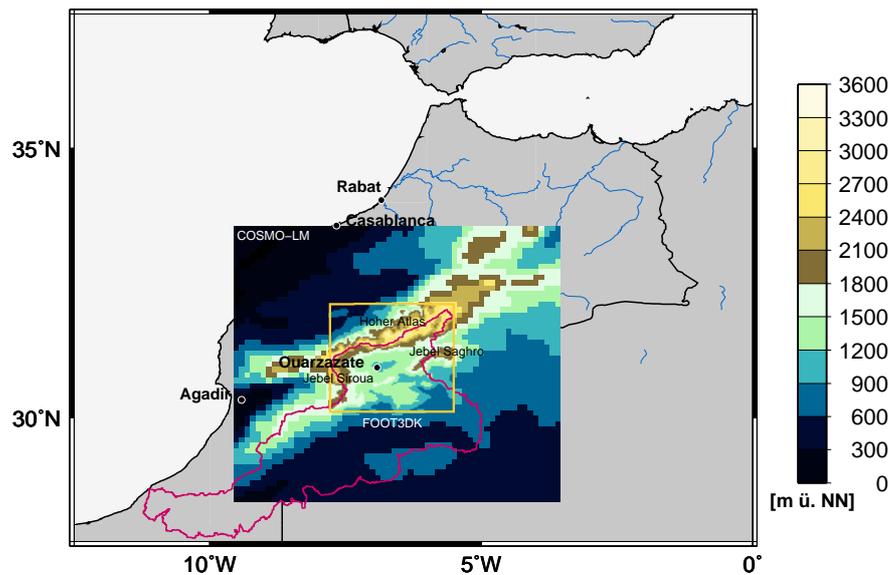


Abbildung 3.5: Darstellung des gesamten Dräeinzugsgebiets (rote Linie) in Marokko. Farblich sind das LM- und das FOOT3DK-Simulationsgebiet (gelber Kasten) hervorgehoben, wobei jeweils die Modellorographie in m über NN dargestellt ist.

Die Bodenfeuchte des LM 3.14 wurde jeden Monat beim Warmstart neu initialisiert, was bei Auswahl der Repräsentanten berücksichtigt werden muss. Liegen die Repräsentanten am Ende oder Anfang eines Monats, treten Sprünge in der Bodenfeuchte auf. Wegen der Diastrophiephase⁴, in der FOOT3DK einschwingt, werden mehr als 24 Stunden Nestingdateien benötigt. Um diese Sprünge zu vermeiden, können keine Repräsentanten gewählt werden, die am ersten oder letzten eines Monats liegen.

Tabelle 3.3: Liste der an das FOOT3DK übergebenen Parameter

Höhe	Exnerdruck
Wind (u- und v-Komponente)	Turbulente kinetische Energie
Vertikalgeschwindigkeit	Temperaturdifferenz in d_g
Vertikalwind	Temperaturdifferenz in d_2
Geostrophischer Wind (u und v)	Bodenwassergehalt in d_g
Potentielle Temperatur für 29 Schichten	Bodenwassergehalt in d_2
Spezifische Feuchte	Interzeptionswasser
Wolkenwasser	Vegetationsbedeckung
Regenwasser	Leaf Area Index

⁴Während der Einschwingphase, die in den später gezeigten Simulationen eine Stunde dauert, wird u. A. die Modellorographie des LM 3.14 auf die des FOOT3DK gehoben.

An FOOT3DK werden im genesteten Betrieb im ersten Zeitschritt flächendeckend Parameter übergeben. Die unteren Randbedingungen wie die Bodenfeuchte, Bodentemperaturen und Oberflächentemperaturen werden initialisiert und danach eigenständig von FOOT3DK berechnet. Im weiteren Verlauf der Simulation werden stündlich an den Modellrändern sowie am Oberrand LM-Parameter vorgegeben (z.B. potentielle Temperatur oder spezifische Feuchte). Die übergebenen Parameter werden mit einem Präprozessor für FOOT3DK interpoliert. Zum Teil werden Variablen umgerechnet (z.B. Temperatur aus dem LM 3.14 in potentielle Temperatur). Eine Liste der übergebenen Parameter befindet sich in Tabelle 3.3.

Die Simulationsgebiete der beiden Modelle sind in Abbildung 3.5 dargestellt. Das LM-Gebiet (großer Kasten) deckt fast das ganze Dräaeinzugsgebiet (rote Linie) ab, während das FOOT3DK (gelber Kasten) räumlich auf den Hohen Atlas und das Becken von Ouarzazate beschränkt ist. Das Flusseinzugsgebiet wird vom Hohen Atlas (Norden), dem Jebel Siroua (Westen, Verbindung zwischen Atlas und Antiatlas) und dem Jebel Saghro (Osten, östlicher Ausläufer des Antiatlas) eingerahmt. Erkennbar ist auch die höhere Auflösung der Orographie im FOOT3DK im Vergleich zum LM 3.14.

Vergleich der Niederschlagssimulation von LM 3.14 und FOOT3DK für ein Starkniederschlagsereignis

In diesem Abschnitt wird die Simulation des Niederschlags des LM 3.14 mit der des FOOT3DK für eine 24-stündige Episode verglichen. Dabei wird die FOOT3DK-Simulation mit den Daten des LM 3.14 angetrieben. Es wird der 31.03.02 ausgewählt. An diesem Termin fielen im Rahmen eines Starkniederschlagsereignisses, das sich über den 31.03 und 01.04.02 erstreckte, in Ouarzazate 48,0 mm innerhalb von 24 Stunden (06 UTC bis 06 UTC des Folgetages). Die CWT-Klassifikation basierend auf den NCEP-Reanalysen ergibt für den 00 UTC-Termin des 31.03.02 eine Südostlage, die im Tagesverlauf auf Zyklonal wechselt (CWT 01.04.02, 00 UTC). Die CWT-Klassifikation liefert lediglich eine Anströmrichtung für einen Zeitpunkt (in diesem Fall 31.03. 00 UTC) und berücksichtigt nicht den Tagesverlauf des Bodendruckfeldes.

In Abbildung 3.6 wird deutlich, dass das FOOT3DK durch seine feinere Gittermaschenweite von ca. 3 km gegenüber den 7 km Maschenweite des LM 3.14 die Niederschlagsstrukturen deutlich besser wiedergibt. Die räumliche Verteilung des Niederschlags ähnelt sich in beiden Simulationen. Das LM 3.14 modelliert höhere Niederschlagswerte. Im LM 3.14 gibt es im Süden, Südwesten und direkt südlich des Atlaskamms größere Bereiche, in denen 45,0 mm und mehr Niederschlag simuliert wird. Diese Bereiche sind im FOOT3DK deutlich schmaler. Sie treten hauptsächlich an der Ostseite des betrachteten Gebiets auf, wo sich orographische Hindernisse wie der Jebel Saghro befinden. Die Unterschiede in der Niederschlagsmenge können zum Einen an der größeren Gittermaschenweite liegen zum Anderen aber auch an der leicht unterschiedlichen Konvektionsparametrisierung beider Modelle. Während das LM 3.14 das Tiedtke-Schema verwendet, wird im FOOT3DK ein modifiziertes Tiedtke-Schema verwendet. Bei der Auflösung auf der Mesoskala wird zusätzlich berücksichtigt, dass die Konvektion teilweise explizit berechnet werden muss und nicht nur parametrisiert wird.

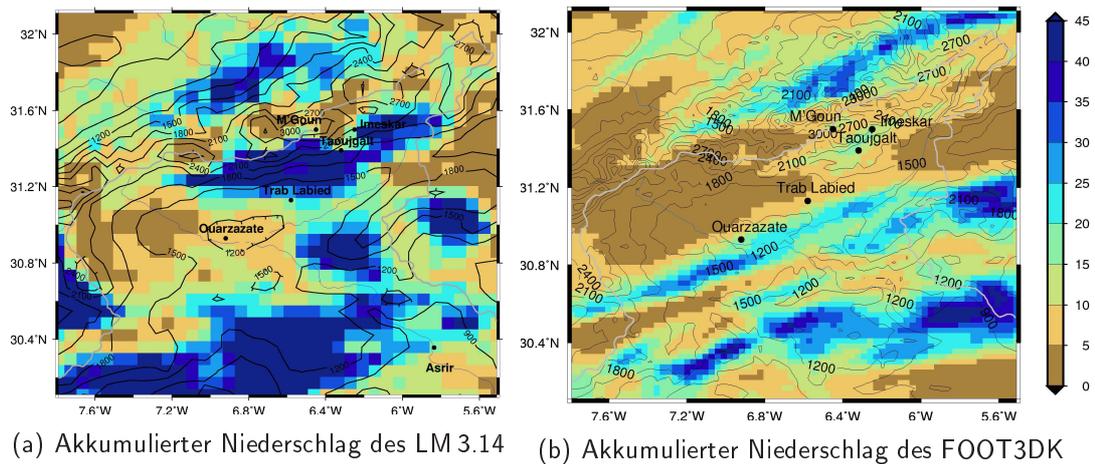


Abbildung 3.6: Gegenüberstellung des akkumulierten Niederschlags simuliert im LM 3.14 und im FOOT3DK für den 31.03.02 in mm.

Am Anfang der FOOT3DK-Simulation fällt der Niederschlag zunächst aus einem Band ganz im Süden des Modellgebiets. Wie bereits erwähnt, wechselt im weiteren Verlauf der Simulation die CWT von Süd auf Zyklonal, was weiter im Norden und auch auf der Nordseite des Hohen Atlas zu Niederschlägen führt.

Unter Berücksichtigung der gemessenen Niederschläge an diesem Termin für die Station Ouarzazate und die IMPETUS-Stationen im Simulationsgebiet zeigt sich, dass das FOOT3DK die Realität brauchbar abbildet. Bei einer Addition des gemessenen Niederschlags an der Station Ouarzazate auf 18 Stunden des 31.03.2002, um nur den Niederschlag zu berücksichtigen, der an diesem Tag gefallen ist, werden 14,0 mm gemessen. Dieser Zahl stehen 17,6 mm aus der FOOT3DK-Simulation gegenüber. Ähnlich treffende Übereinstimmungen im gemessenen und simulierten Niederschlag ergeben sich für die Stationen Taoujgalt (gemessen: 19,9 mm, modelliert: 15,0 mm) und Imeskar (gemessen: 13,2 mm, modelliert: 19,0 mm). In Trab Labied ist der Unterschied zwischen Messung (18,0 mm) und Simulation (7,3 mm) größer. Der akkumulierte Niederschlag im Gebietsmittel liegt bei 12,4 mm. Wird das mit dem gemittelten 24-stündigen Niederschlag der Stationen Taoujgalt, Trab Labied, Imeskar, Ouarzazate und Asrir verglichen so ergibt sich lediglich ein Unterschied von 2 mm (Stationsmittelwert: 14,4 mm).

FOOT3DK bildet die Vorgänge des 31.03.02 realistisch ab. Es ist für die in dieser Arbeit beabsichtigte Anwendung geeignet und fähig, mit entsprechenden Nestingvorgaben hochaufgelöste Niederschlagsverteilungen für einzelne Termine abzubilden. Dabei werden im betrachteten Beispiel orographische Effekte deutlich, die im LM 3.14 wegen der größeren Auflösung nicht zu finden sind.

4 Parameter mit Einfluss auf die Evapotranspiration

In diesem Kapitel werden zunächst die unterschiedlichen Bodenarten genauer betrachtet, die den Simulationen der Repräsentanten mit Hilfe des Katasters übergeben werden. Sie haben einen starken Einfluss auf die Verdunstung vom Erdboden. Dann folgen Sensitivitätsstudien zur Bodenart, Temperatur, Bewuchs, Bodenwassergehalt und Windgeschwindigkeit. Diese Parameter haben einen großen Einfluss auf die Verdunstung (s. a. Kap. 2).

4.1 Erstellung der für die Simulationen verwendeten Bodenkarte

Eine im Rahmen des IMPETUS-Projekts von [Klose \(2008a\)](#) erstellte Karte der Bodenarten wird in das im FOOT3DK verwendete Kataster integriert (Abb. 4.2). Sie ersetzt die vorher verwendeten Bodenarten der FAO ([Zobler, 1986](#)) unter Anderem, da sie die Bodenarten in einer deutlich höheren Auflösung beinhaltet. Die Sensitivität der Evapotranspiration auf die verschiedenen Bodenarten wird in Abschnitt 4.2 genauer untersucht. Sie ist besonders groß in Bereichen mit geringem Bewuchs, da die Verdunstung vom Erdboden an solchen Stellen den Hauptanteil der Evapotranspiration ausmacht. In der verwendeten FOOT3DK-Version wird pro Masche die vorherrschende Bodenart vorgegeben, an die spezifische Eigenschaften gekoppelt sind. Es folgt eine Beschreibung der Erstellung der Bodenkarte und der angekoppelten empirischen Parameter, die unter Anderem bedeutend für Tendenzgleichungen der Wassergehalte des Bodens und des Interzeptionswassers sind.

Die Bodeninformationen der FAO, die im 3.14 verwendet werden, stammen aus einem globalen Archiv von Bodendaten und Landnutzung, das speziell für die Anwendung in GCMs erstellt wurde. Die Bodenart wird dabei durch die Anteile von Sand, Schluff und Ton nach Klassifikation des *United States Department of Agriculture* (USDA) eingeteilt (Kap. 3 [USDA, 1993](#), siehe Abb. 4.1). Dazu werden die obersten 30 cm des Bodens untersucht ([Wilson und Henderson-Sellers, 1985](#)). Für die weitere Anwendung in FOOT3DK werden die Bodenarten auf 2975 m x 3025 m interpoliert. Da die Auflösung des Datensatzes der Bodenarten im Vergleich zur im FOOT3DK verwendeten Auflösung relativ grob ist (ursprünglich 1° x 1°), besteht der Boden im gesamten simulierten Gebiet hauptsächlich aus Lehm und den Bodenarten Sandlehm und Tonlehm. Am westlichen Rand gibt es einige Gitterboxen mit Fels als Bodenart (Abb. 4.2a).

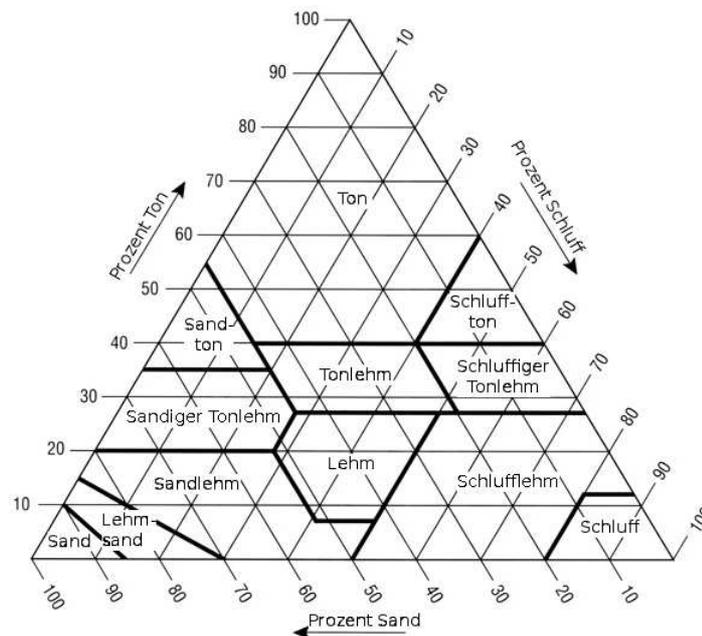


Abbildung 4.1: Bodenarteneinteilungen nach USDA-Vorgaben (Quelle: Kap.3 [USDA, 1993](#))

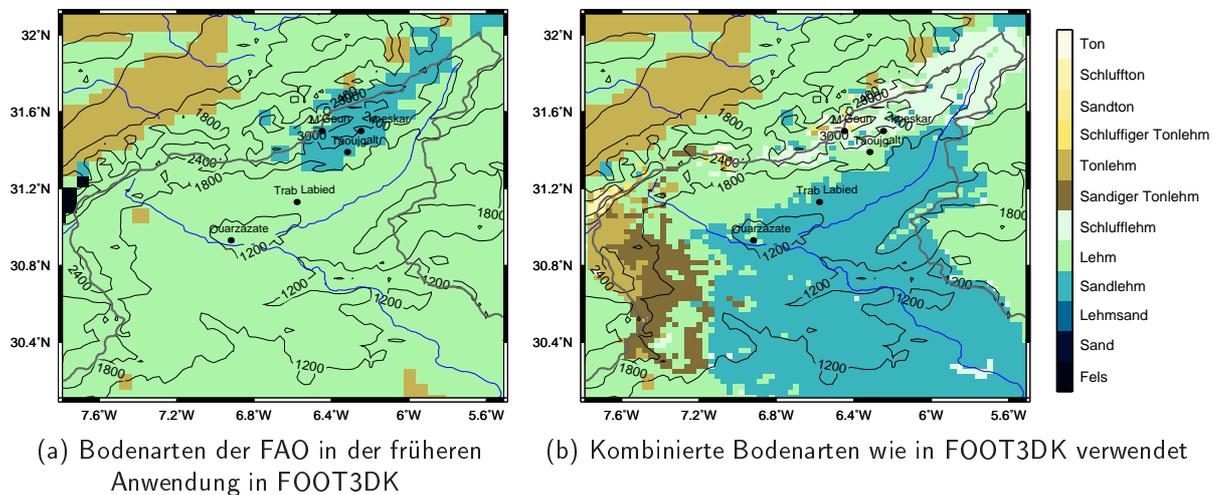


Abbildung 4.2: Die in FOOT3DK unterlegte Karte der Bodenarten (a): übernommene Bodenkarte aus dem LM 3.14, (b): kombinierte Bodenkarte mit Datensatz von [Klose \(2008a\)](#) mit den FAO-Bodenarten; Modellorographie in m.

Im Rahmen des IMPETUS-Projekts wurde eine Kartierung der Bodenarten für das obere Dräaeinzugsgebiet durchgeführt. Dazu wurden Bodenprofile entnommen und analysiert. Mit Hilfe eines digitalen Geländemodells und einer geologischen Karte wurden über eine multiple lineare Regression statistische Zusammenhänge bestimmt. Damit konnte eine Karte mit den Bodenarten erstellt werden (*Klose, 2008a*). Für diesen Datensatz steht die Klassifikationsart nach USGS-Vorgaben zur Verfügung, allerdings wurde der Oberboden lediglich bis zu einer Tiefe von 15 cm untersucht. Diese Bodenarten sind aktueller und haben eine deutlich höhere Auflösung als die der FAO. Sie werden daher vorzugsweise verwendet, soweit sie das Simulationsgebiet abdecken. Da der Datensatz die Grenzen des Dräaeinzugsgebiets (graue Linie Abb. 4.2), lediglich um ca. 10 km überlappt, wird er mit den Bodenarten der FAO verschnitten.

In der IMPETUS-Klassifikation kommen im Simulationsgebiet mehr Bodenarten vor als in der Klassifikation der Bodenarten der FAO (siehe Abb. 4.2). Daher wird FOOT3DK dahingehend modifiziert, dass statt vorher fünf (plus Fels und Torf) nun elf Bodenarten berücksichtigt werden (siehe Tab. 4.1). Dies führt zu einer detaillierteren Wiedergabe der Evapotranspiration in den Simulationen. Dabei müssen Unstetigkeiten an den Schnittstellen beider Datensätze in Kauf genommen werden.

Tabelle 4.1: Parameter der einzelnen Bodenarten

<i>Bodenart</i>	W_{sat} [$\frac{cm^3}{cm^3}$]	ψ_{sat} [m]	<i>a-</i> Wert	<i>b-</i> Wert	<i>p-</i> Wert	C_{1sat} -	C_{2ref} -	W_{wilt} [$\frac{cm^3}{cm^3}$]
Sand	0,395	0,121	0,387	4,05	4	0,082	3,9	0,05
Lehmsand	0,410	0,090	0,404	4,38	4	0,098	3,7	0,06
Sandlehm	0,435	0,218	0,219	4,90	4	0,132	1,8	0,09
Lehm	0,451	0,478	0,148	5,39	6	0,191	0,8	0,13
Schlufflehm	0,485	0,786	0,105	5,30	6	0,153	0,8	0,11
Sandiger TL	0,420	0,299	0,135	7,12	6	0,213	0,8	0,16
Tonlehm (TL)	0,476	0,630	0,084	8,52	10	0,227	0,6	0,19
Schluffiger TL	0,477	0,356	0,127	7,75	8	0,385	0,4	0,19
Sandton	0,426	0,153	0,139	10,40	8	0,421	0,3	0,22
Schluffton	0,482	0,490	0,075	10,40	10	0,375	0,3	0,27
Ton	0,482	0,405	0,083	11,40	12	0,342	0,3	0,38

Für die Verwendung der aktuelleren Bodenarten im FOOT3DK werden sie auf das FOOT3DK-Gitter aggregiert. Pro Gittermasche wird die Bodenart verwendet, die im Datensatz von *Klose (2008a)* hauptsächlich vorkommt. Dass in einer Gittermasche hauptsächlich Fels vorkommt, ist unwahrscheinlich (pers. Mitteilung *Anna Klose, 2008*). Maschen, in denen Fels nach der Verschneidung weiterhin als vorherrschende Bodenart auftritt, werden durch Maschen mit Lehm ersetzt, da sich im FAO-Datensatz um die vorkommenden Felsmaschen überwiegend Lehmboden befindet. Für die Bodenart Schluff konnten einige empirische Parameter nicht aus der Literatur ermittelt werden. Gitterboxen dieser Bodenart werden dem Schlufflehm zugeordnet, da dieser dem Schluff nach

Klassifikation des USDA am nächsten kommt (siehe Abb. 4.1). Unter Berücksichtigung dieser Annahmen entsteht die Verteilung der Bodenarten wie in Abbildung 4.2b dargestellt.

In der verwendeten Version des Modells FOOT3DK sind an jede Bodenart spezifische Eigenschaften gekoppelt. Die Parametrisierung dieser spezifischen Eigenschaften wird bis auf die Werte des bodenabhängigen Welkepunkts (W_{wilt} , pers. Mitteilung *Anna Klose*, 2008) nach *Clapp und Hornberger* (1978) bzw. *Noilhan und Planton* (1989) vorgenommen und ist in Tabelle 4.1 dargestellt.

W_{wilt} , der sogenannte Welkepunkt, ist eine Maßzahl für die Austrocknung des Bodens. Er wird bei der Berechnung des stomatalen Widerstands R_s berücksichtigt und gibt die Schwelle der verschiedenen Bodenarten an, unterhalb der die Vegetation kein Wasser mehr aus dem Boden ziehen kann. ψ_{sat} ist das hydraulische Potential des Bodens bei Sättigung. Die weiteren in Tabelle 4.1 aufgelisteten Werte sind z. B. für die Tendenzen der Bodenwassergehalte und des Interzeptionswassers (W_g , W_2 und W_r , s. a. Abb. 3.4) von Bedeutung. Die Tendenzgleichungen für die Bodenwassergehalte stellen sich wie folgt dar:

$$\partial_t W_g = \underbrace{\frac{C_1}{\rho_w d_g} (P_g - E_g)}_{Force-Term} - \underbrace{\frac{C_2}{\tau} (W_g - W_{geq})}_{Restore-Term} \quad 0 \leq W_g \leq W_{sat} \quad (4.1)$$

$$\partial_t W_2 = \frac{1}{\rho_w d_2} (P_g - E_g - E_{tr}) \quad 0 \leq W_2 \leq W_{sat} \quad (4.2)$$

Der Force-Term beschreibt die Austrocknung des Bodens bei starker Verdunstung oder die Anfeuchtung bei Niederschlag, während der Restore-Term die Rückführung von Feuchte an den Oberboden beschreibt (*Deardorff*, 1977). Beide Bodenwassergehaltstendenzen sind durch den Sättigungswert der jeweiligen Bodenart W_{sat} begrenzt. Erreicht der Bodenwassergehalt den Sättigungswert ($W_{g,2} = W_{sat}$) so kommt es zum Abfluss von Wasser. Dieser wird im FOOT3DK-Modell nicht weiter abgeführt. P_g ist der Anteil des Niederschlags, der den Boden erreicht, ρ_w die Dichte des Wassers. Force- und Restore-Term werden von den Variablen C_1 und C_2 gesteuert. W_{geq} ist der Gleichgewichtswassergehalt, bei dem der Restore-Term in Gleichung 4.1 verschwindet. In der empirischen Beziehung von Gleichgewichtswassergehalt und Sättigungswert des Bodens kommen die a - und p -Werte (Tab. 4.1) zur Anwendung, die je nach Bodenart variieren (*Noilhan und Planton*, 1989). Die Werte $d_g = 9 \text{ cm}$, $d_2 = 1 \text{ m}$ und $\tau = 1 \text{ d}$ sind in FOOT3DK integriert. Die Variablen C_1 und C_2 sind folgendermaßen definiert:

$$C_1 = C_{1sat} \left(\frac{W_{sat}}{W_g} \right)^{\frac{b}{2}+1} \quad (4.3)$$

$$C_2 = C_{2ref} \left(\frac{W_2}{W_{sat} - W_2 + 10^{-2}} \right) \quad (4.4)$$

Die Werte für C_{1sat} , C_{2ref} und b sind ebenfalls von der Bodenart abhängig (s. a. Tab. 4.1).

4.2 Verschiedene Sensitivitätsstudien zur Evapotranspiration

In diesem Abschnitt wird in verschiedenen Sensitivitätsstudien der Einfluss verschiedener Parameter auf die Evapotranspiration untersucht. Begonnen wird mit einer Variation der in Abschnitt 4.1 beschriebenen Karte der Bodenarten. Danach erfolgt eine Betrachtung der Temperatur in verschiedenen Modellleveln, die für einen Termin im Winterhalbjahr um 15 °C erhöht wird. Im Anschluss daran wird der Bewuchs des Dräatals mit Mischwald „aufgeforstet“. Für die Behandlung des Bodenwassergehalts im FOOT3DK werden verschiedene Gitterpunkte und Termine im Einzugsgebiet untersucht. Abschließend erfolgt eine Betrachtung der Windgeschwindigkeit, die für eine Simulation erhöht wird.

Tabelle 4.2: Übersicht der einzelnen Sensitivitätsstudien und deren Vorgaben im FOOT3DK

<i>Sensitivitätsstudie</i>	<i>Bezeichnung</i>	<i>Boden</i>	ΔT [°C]	<i>Vegetation</i>	<i>u-, v-Wind</i> [$\frac{m}{s}$]
Kontrolle	CON	FAO	0	ISGP	normal
Kontrolle 2	CON2	IMPETUS + FAO	0	ISGP	normal
Boden	SOIL	IMPETUS + FAO	0	ISGP	normal
Temperatur	TEM	FAO	15	ISGP	normal
Vegetation	WOOD	FAO	0	Wald	normal
Wind	WIND	IMPETUS + FAO	0	ISGP	verdoppelt

Bodenart

Am Beispiel des 08.04.02 wird der Einfluss der Bodenarten auf die Evapotranspiration getestet (Abb. 4.3). Dieser Termin repräsentiert eine Westlage, bei der es lediglich auf der Nordseite des Hohen Atlas zu geringen Niederschlägen kommt (s. a. Abb. A.8i). Die mittleren Temperaturen liegen am Kamm des Hohen Atlas und des Jebel Sirouas entlang der nordwestlichen Einzugsgebietsgrenze unter 0 °C. Im Südosten liegen die Temperaturen dagegen zwischen 5 und 20 °C. Es ist ein Termin ohne Niederschlag, bei dem die Verdunstung im Vergleich zu anderen sich anbietenden Terminen groß ist. Zur Überprüfung des Einflusses der Bodenarten auf die Verdunstung wird die Simulation der Evapotranspiration mit der Bodenkarte der FAO (Simulation CON, siehe Tab. 4.2) mit der Simulation verglichen, die die in Abschnitt 4.1 beschriebenen Bodenarten verwendet (Simulation SOIL, siehe Tab. 4.2).

Im Gebietsmittel der 24-stündigen Evapotranspiration beider Simulationen gibt es kaum Unterschiede. Für die Simulation CON liegt dieses Mittel bei 1,56 mm, während es für die Simulation SOIL bei 1,55 mm liegt. Auch die Maximal- und Minimalwerte der Evapotranspiration weichen nicht stark voneinander ab. In der Darstellung der Differenz der Evapotranspiration der Simulationen SOIL minus CON (Abb. 4.3b) zeigen sich dennoch

deutliche Unterschiede der räumlichen Verteilung. Die Verdunstung reagiert durch ein Zusammenspiel vieler verschiedener Mechanismen (z. B. Kombinationen von Bodenart und Bewuchs) sensitiv auf die Bodenarten (nicht gezeigt).

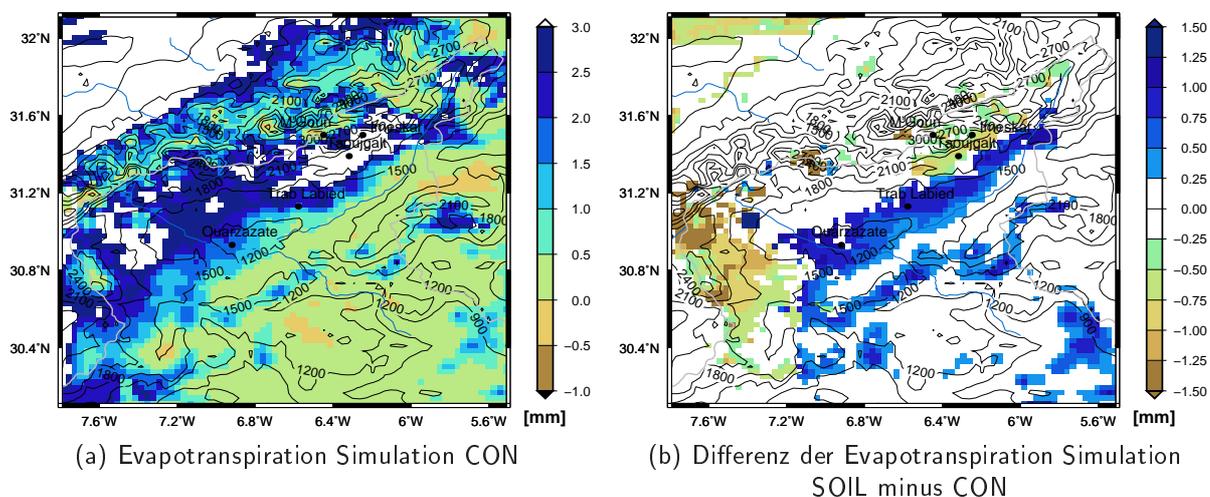


Abbildung 4.3: 24-stündige akkumulierte Evapotranspiration des 08.04.02, (a): mit Bodenarten nach FAO-Vorgaben (b): Differenz der Evapotranspiration Simulation SOIL minus CON (a), beides in mm; Modellorographie in m.

In den westlichen Bereichen um den Jebel Siroua, in denen in den FAO-Bodenarten (Abb. 4.3a) deutlich mehr verdunstet (grüne und braune Bereiche, Abb. 4.3b), war Lehmboden vorgegeben. In der Simulation SOIL (Abb. 4.2b) befinden sich in diesen Bereichen die Bodenarten Tonlehm und sandiger Tonlehm. Dieser Austausch der Bodenart führt zu einer Abnahme der Verdunstung von über 1,5 mm in 24 Stunden in diesem Bereich, obwohl sandiger Tonlehm im Vergleich zu Lehm weniger Wasser und Tonlehm im Vergleich zu Lehm mehr Wasser aufnehmen kann. Die Abnahme der Verdunstung kann demnach nicht allein mit der Wasserspeicherkapazität begründet werden. Es kommt darüber hinaus zu einer Beeinflussung der dort auftretenden Vegetation, die zwischen 10 und 30% liegt (s. a. 4.7a). Diese ist zwar in beiden Simulationen gleich, aber durch die der Bodenart zugeordneten unterschiedlichen Welkepunkte und verschiedene Werte für das hydraulische Potential beeinflusst die Vegetation die Verdunstung in beiden Simulationen unterschiedlich.

Ebenso zeigt sich eine Abnahme der Evapotranspiration um Taoujgalt und Imeskar. Dort besteht der Boden nach der Simulation SOIL teilweise aus Schlufflehm. Schlufflehm ist die im Bodenkataster berücksichtigte Bodenart, die am meisten Wasser speichern kann (W_{sat} , Tab. 4.1). Dadurch bleibt weniger Wasser zur direkten Verdunstung.

An den Stellen in der Simulation SOIL, an denen deutlich mehr verdunstet (blaue Bereiche, 4.3b), befindet sich im Vergleich zur Simulation CON Sandlehm anstatt Lehmboden. Sandlehm hat einen niedrigeren Sättigungswasserwert, der den Wassergehalt der verschiedenen Bodenschichten nach oben hin begrenzt. Der Boden ist früher übersättigt, so verbleibt mehr Wasser zur direkten Verdunstung an der Erdoberfläche.

Zusammenfassend bleibt festzuhalten, dass sich auf Grund der geänderten Bodenarten sichtbare Unterschiede in der Evapotranspiration auf tun können. Dieses ist allerdings nur der Fall, wenn die auftretende Evapotranspiration nicht zu gering ist. Bei Terminen mit insgesamt wenig Verdunstung im Untersuchungsgebiet (z.B. 17.02.02, siehe A.6a) zeigen sich nahezu keine Unterschiede für die beiden Simulationen SOIL und CON, die größer als 0,5 mm sind. Die einzige Ausnahme bilden die Maschen, die Fels enthalten haben. Bei Terminen mit größeren absoluten Verdunstungswerten ist der Unterschied der Verdunstung nicht zu vernachlässigen, da diese Termine bei einer Summation über einen längeren Zeitraum einen für die rekombinierte Evapotranspiration entscheidenden Anteil haben.

Temperatur

Die Temperatur hat einen großen Einfluss auf die Verdunstung. Das in dieser Sensitivitätsstudie erhaltene Resultat führt zu dem in Abschnitt 5.2 erläuterten Kriterium, dass pro CWT ein Repräsentant mit höheren bzw. niedrigeren Temperaturen aus dem Sommer- bzw. Winterhalbjahr gewählt werden soll. Die Simulationen der Simulation TEM finden sich in Tabelle 4.2.

In dieser Sensitivitätsstudie wird die Temperatur in den verschiedenen Modellleveln um 15 °C erhöht. Diese Temperaturen fließen dann bei der Berechnung der potentiellen Temperaturen in die Nestingdateien ein. Die Temperaturerhöhung wurde so gewählt, dass aus dem möglichen Repräsentanten aus dem Winter in den Temperaturen ein Sommerrepräsentant wird, um ausschließlich den Einfluss der Temperatur auf die Evapotranspiration zu betrachten. Alle anderen zu übergebenden Parameter aus den Nestingdateien werden nicht manipuliert. Bei der Auswertung dieser Sensitivitätsstudie werden lediglich Parameter am Boden (Temperatur und Evapotranspiration) untersucht, so dass aus der Manipulation entstehende physikalische Effekte in oberen Modellschichten nicht betrachtet werden.

Für diese Studie wird der 17.02.02 ausgewählt. Dieser Termin repräsentiert eine zyklonale CWT mit niedrigen Temperaturen über dem Hohen Atlas (Abb. 4.4a), bei der es zu Niederschlägen auf der Nordseite des Gebirges kommt (siehe Abb. A.8a). Das Gebietsmittel der täglichen Mitteltemperatur für den 17.02.02 liegt bei 6,7 °C. Nach der Manipulation ist es auf 10,4 °C gestiegen. Dieser geringe Anstieg kommt daher, dass die Bodentemperaturen der verschiedenen Bodenschichten nicht manipuliert wurden und so „kühlen“.

In den der Auswertung für die Evapotranspiration zeigt sich, dass bei künstlich erhöhter Temperatur – wie erwartet – mehr verdunstet (Abb. 4.5). Im Gebietsmittel steigt die Verdunstung für diesem Tag bei erhöhter Temperatur von 0,06 mm auf 0,21 mm an. Der Maximalwert im Simulationsgebiet steigt um mehr als das Achtfache. Negative Verdunstung – Kondensation – tritt dann auf, wenn die spezifische Sättigungsfeuchte in Bodennähe ($q_s(T_s)$) kleiner ist als die spezifische Feuchte der Luft (q_1). So etwas kann hauptsächlich im Zusammenhang mit tiefen Temperaturen auftreten, da die Luft dann weniger Wasserdampf aufnehmen kann. Dieser Effekt kann unter Anderem dazu führen, dass bei wenig Einstrahlung über den Tag in der täglich akkumulierten Evapotranspi-

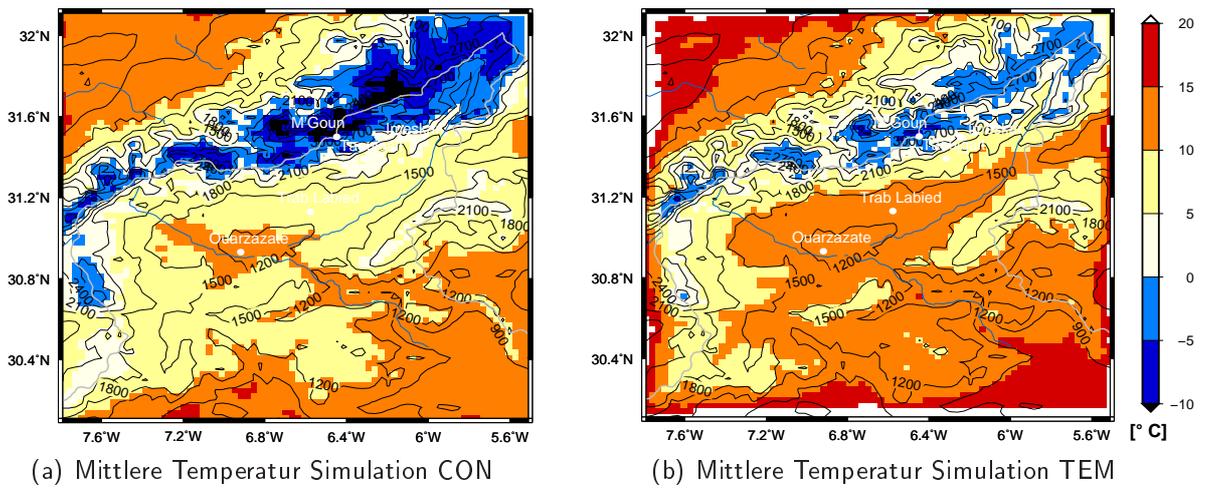


Abbildung 4.4: Mittlere Temperatur der untersten Modellschicht des 17.02.02 in °C, (a): Simulation CON, (b): Simulation TEM; Modellorographie in m.

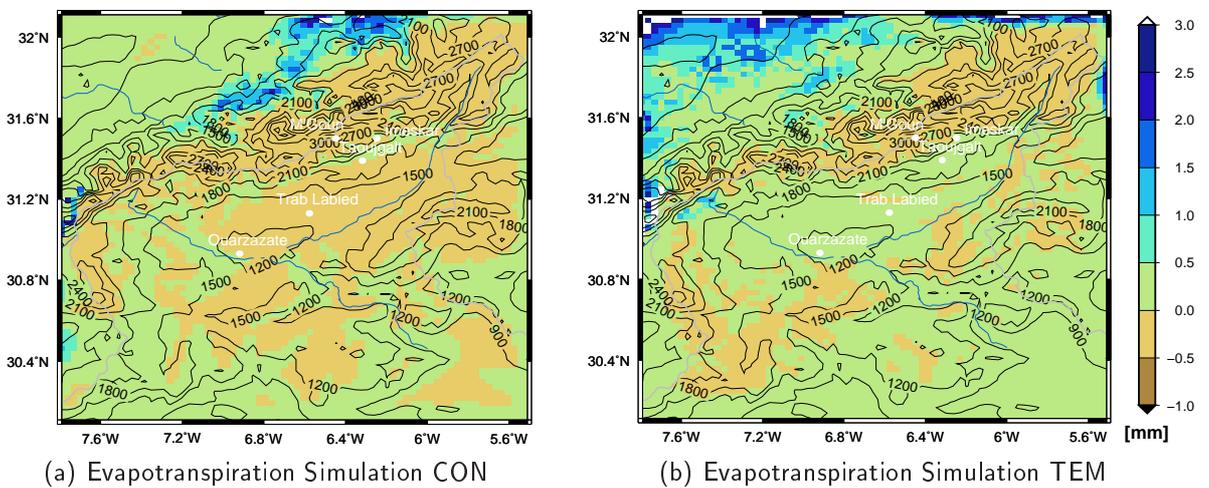


Abbildung 4.5: 24-stündige akkumulierte Evapotranspiration des 17.02.02 in mm, (a): Simulation CON (b): Simulation TEM; Modellorographie in m.

ration die Kondensation überwiegt. Dies tritt in vielen Simulationen von Herbst- oder Wintertagen mit wenig Erwärmung im Tagesverlauf auf; an den abgeschatteten Berghängen des Hohen Atlas, des Jebel Saghro und Ausläufern des AntiAtlas, die sich alle im Simulationsgebiet befinden (s. a. Abb. 3.5). Bei erhöhter Temperatur wird dieser Effekt sichtbar reduziert. Viele Gitterboxen tendieren dabei statt zu geringer Kondensation zu minimaler Evapotranspiration. So tritt z. B. im Bereich von Ouarzazate und Taoujgalt in der Tagessumme im Gegensatz zur Simulation CON leichte Evapotranspiration auf. Im Bereich des Kamms des Hohen Atlas dagegen zeigen sich gerade im Nordosten keine Änderungen der Verdunstung bzw. Kondensation über 0,5 mm. In diesem Bereich kommt es im Verlauf der 24-stündigen Simulation fast durchgehend zu Kondensation. In der Tagessumme überwiegt die Kondensation in diesem Bereich die lediglich während der Mittags- und frühen Nachmittagsstunden auftretende Verdunstung.

Die stark unterschiedliche Evapotranspiration in einigen benachbarten Gittermaschen am Westrand kommt dadurch zustande, dass sich in den Bodeninformationen des LM3.14 am Westrand Fels- und Lehmmaschen nebeneinander befinden. Hinzu kommt, dass in diesem Bereich an einigen Maschen während der Simulationen Niederschlag fällt. So steht zusätzliche Feuchte zur Verdunstung zur Verfügung. Die Evapotranspiration in diesem Bereich ist in der Simulation TEM deutlich höher, da in den Randbereichen jede Stunde die um 15 °C erhöhte Temperatur vorgegeben wird.

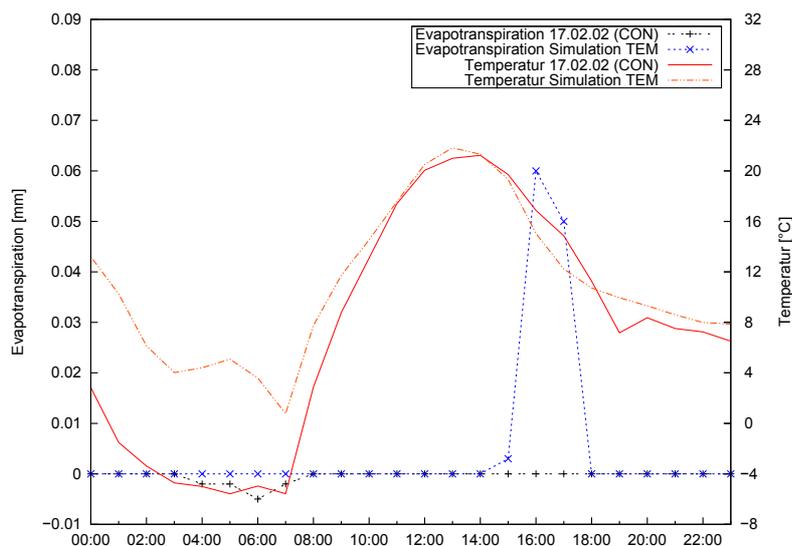


Abbildung 4.6: Vergleich der stündlichen Verdunstung in mm und der Temperatur der untersten Modellschicht in °C für den Gitterpunkt „Trab Labied“ für den 17.02.02 für die Simulationen TEM und CON.

Am Beispiel der Gittermasche, in die die Station Trab Labied fällt, ist der tägliche Verlauf der Evapotranspiration und der Temperatur für die Simulationen TEM und CON aufgetragen (Abb. 4.6). Die stündlichen Evapotranspirationsraten sind sehr gering. Meistens kommt es weder zu Evapotranspiration noch zu Kondensation. In der

Simulation CON kommt es zu Kondensation in den frühen Morgenstunden, die mit den niedrigsten Temperaturen des Tages zusammenfällt. In der Simulation TEM kommt es zur Verdunstung in den Nachmittagsstunden. Sie scheint mit den Temperaturmaxima in den Bodenschichten zusammenzufallen, die im Vergleich zur Lufttemperatur zeitlich später auftreten. Ein Vergleich der Temperaturverläufe in beiden Simulationen zeigt die Annäherung der Temperaturen auf Grund der Abkühlung in der Simulation TEM, da die Temperaturen in den Bodenschichten in beiden Simulationen gleich sind.

Bewuchs

Je nach Anteil des Bewuchses variiert die Wasserspeicherfähigkeit der Vegetation und damit auch die Evapotranspiration. In diesem Abschnitt wird mit Hilfe einer „Aufforstung“ des Simulationsgebiets mit Mischwald diese Gegebenheit untersucht.

In Abbildung 4.7a ist am Beispiel des 08.04.02 zu sehen, dass die Vegetationsbedeckung im feuchteren Winterhalbjahr im Drâatal gering ist. Sie liegt südlich des Atlas zwischen 0 und 30%. Lediglich die Gittermaschen, in denen sich die oberen Oasen entlang des Drâa befinden, zeigen einen höheren Wert der Vegetation. Eine Vegetation von über 30% findet sich auch um Ouarzazate, Trab Labied und Boumalne Dades (Gittermaschen südöstlich von Taoujgalt). Ein noch dichter Bewuchs findet sich auf der Nordseite des Hohen Atlas. Unterhalb des Atlaskamms (nördliche Einzugsgebietsgrenze) betragen die Werte der Vegetationsbedeckung bis zu 90%.

Die spärliche Vegetation auf der Südseite des Hohen Atlas ist der Grund dafür, dass die Verdunstungssimulation hauptsächlich von der Verdunstung vom Erdboden (Gleichung 3.12) dominiert wird. Gerade deswegen ist es interessant, die Evapotranspiration bei dichterem Bewuchs zu betrachten.

Dazu wird an dieser Stelle zunächst auf die in FOOT3DK verwendeten Landnutzungs-klassen eingegangen, die benötigt werden, um die Vegetationsverteilung zu berechnen. Die Landnutzung in jeder Gitterbox ist ein Teil des Katasters. Grundsätzlich werden in der verwendeten FOOT3DK-Version 17 Landnutzungs-klassen unterschieden, die vom *International Geosphere-Biosphere Project* (IGBP) global definiert wurden (Loveland *et al.*, 2000). Es treten im Simulationsgebiet aber nicht alle Klassen auf. Es kommen hauptsächlich Ödland, offenes Buschland und dichtes Buschland vor. Nur vereinzelt gibt es Wälder. Der Anteil der einzelnen Klassen wird prozentual pro Gitterbox kodiert. Zusätzlich wurden für jede Landnutzungsart typische Parameter wie z.B. Albedo, *Leaf Area Index* (LAI) und die Vegetationsbedeckung vorgegeben (vollständige Liste: Tab. 4.3) analog zu Hagemann *et al.* (1999). Die Vegetationsbedeckung für Sommer und Winter wurde aus dem *Normalized Differenced Vegetation Index* (NDVI) abgeleitet (pers. Mitteilung Kai Born, 2006). Jeweils um den 15. April bzw. 15. Oktober werden in einer zweiwöchigen Übergangsphase beide Vegetationen mit einem Faktor *GEW* linear gewichtet verwendet. Um in FOOT3DK mit einer Vegetationsbedeckung (*veg*) zu rechnen, die pro Gittermasche einen Wert zwischen Null und Eins annimmt, wird der prozentuale Anteil der Landnutzungsarten in einer Gittermasche (AVK_n) mit der ihnen zugeordneten Vegetationsbedeckung (veg_{LNK_n} , unterschieden nach Sommer- oder Wintertermin)

multipliziert und aufaddiert. Dabei läuft n (siehe Formel 4.5) über alle Landnutzungs-klassen und veg wirkt als Gewichtungsfaktor in den Gleichungen 3.12 bis 3.14.

$$veg = GEW \cdot \sum_n veg_{LNK_n} \cdot AVK_n \tag{4.5}$$

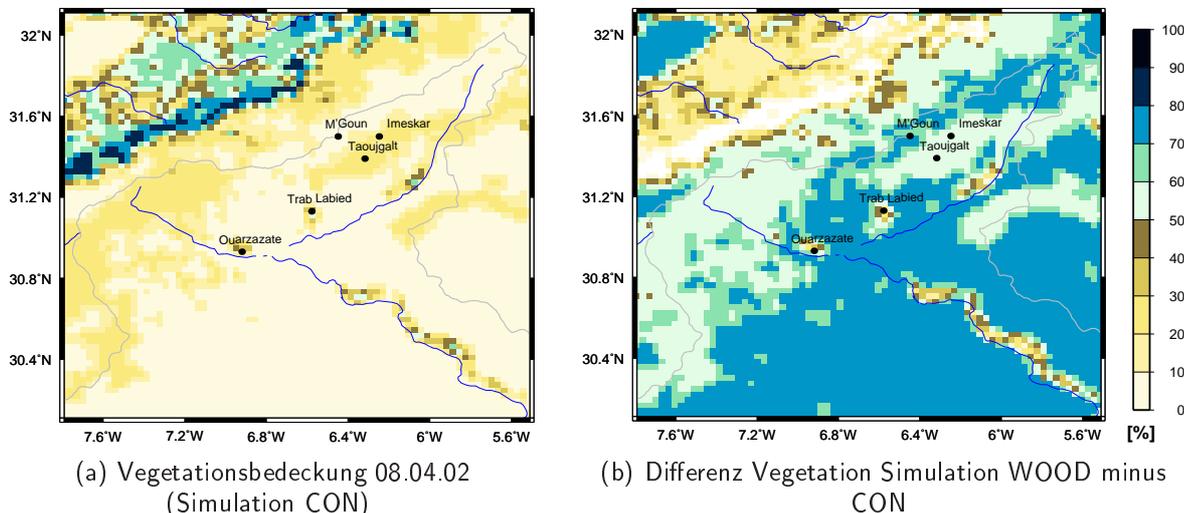


Abbildung 4.7: (a): Fraktionale Vegetation/Pflanzenbedeckung des Bodens im Winterhalb-jahr exemplarisch für den 08.04.02 (Simulation CON), (b): Differenz Frak-tionale Vegetation/Pflanzenbedeckung Simulation WOOD minus CON, beides in %.

Um Hinweise auf das Verhalten der Evapotranspiration bei realen Vorgaben, aber einem komplett mit Mischwald bewachsenen Drâatal zu erhalten, wird ein Sensitivitätstest mit diesem Bewuchs für den 08.04.02 durchgeführt. Dabei liegt die Vegetationsvorgabe für das gesamte Modellgebiet bei 73% Vegetation (Vorgabe für Mischwald im Winter). Die Ergebnisse beider Simulationen sind in Abbildung 4.8 dargestellt. Im räumlichen Mittel ist der Unterschied der Verdunstung gering (CON im Gebietsmittel 1,56 mm und WOOD 1,58 mm Evapotranspiration), für einzelne Maschen gibt es jedoch deutlich sichtbare Unterschiede. Im südöstlichen Teil des Simulationsgebiets, in dem nichts oder nur wenig verdunstet, sind die Unterschiede relativ zur verdunsteten Menge groß, in Relation zur Änderung der Vegetationsbedeckung gering. Bei der Simulation WOOD gibt es in diesem Bereich, abgesehen von den Oasen entlang des Drâa, auch die größte Steigerung in der Vegetationsbedeckung (siehe Abb. 4.7b). Trotz dieser Steigerung kommt es nicht zu großen Änderungen der absoluten Verdunstungsraten, da in diesem Gebiet die vom LM3.14 übergebene Bodenfeuchte für diesen Termin nur unwesentlich über Null liegt (siehe Abb. 4.8b). Dies ist der Grund dafür, dass der Wald nicht wie erwartet als Feuchtespeicher wirkt. Es steht ihm dazu nicht ausreichend Wasser zur Verfügung. Auf der Nordseite des Hohen Atlas, an der in der Realität deutlich mehr Bewuchs vorhanden ist, verdunstet in beiden Simulationen mehr als im Süden bei gleichzeitig deutlich mehr Vegetation. In einem Streifen, der parallel zum Atlaskamm verläuft und in der

Tabelle 4.3: Parameter der Landnutzungsarten aus dem Kataster

	immergrüner Nadelwald	immergrüner Blattwald	Nadel- wald	Blatt- wald	Misch- wald	geschlossenes Buschland	offenes Buschland	Savannen- wälder
Rauhigkeitslänge	1,000	0,680	1,000	1,000	0,680	0,260	0,005	0,500
Wärmekapazität	2,200	2,200	2,200	2,200	2,000	2,000	2,000	2,000
Leitfähigkeit	1,300	1,300	1,300	1,300	1,300	1,300	1,300	1,300
Albedo	0,150	0,150	0,150	0,150	0,150	0,150	0,180	0,180
Versiegelungsgrad	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Vegetation Sommer	0,960	0,990	0,960	0,880	0,930	0,800	0,500	0,800
Vegetation Winter	0,860	0,890	0,660	0,580	0,730	0,600	0,200	0,500
LAI Sommer	9,200	9,900	3,600	5,200	7,000	1,710	0,830	5,100
LAI Winter	9,200	9,900	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
min. stomataler Widerstand	100,000	150,000	100,000	150,000	130,000	150,000	150,000	150,000
Strahlungs-Quotient	30,000	30,000	30,000	30,000	30,000	30,000	100,000	30,000
	Savanne	Grasland	Moor	Agrar	Stadt	Mosaik	Schnee	Ödland
Rauhigkeitslänge	0,300	0,030	0,030	0,050	2,500	0,100	0,001	0,005
Wärmekapazität	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Leitfähigkeit	1,300	1,300	1,300	1,300	1,300	1,300	1,300	1,300
Albedo	0,200	0,200	0,150	0,180	0,150	0,180	0,750	0,300
Versiegelungsgrad	0,000	0,000	0,000	0,000	1,000	0,000	0,000	0,000
Vegetation Sommer	0,800	0,530	0,730	0,800	0,001	0,800	0,001	0,001
Vegetation Winter	0,500	0,040	0,670	0,200	0,001	0,400	0,001	0,001
LAI Sommer	3,000	1,500	3,500	2,700	0,001	2,700	0,001	0,001
LAI Winter	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
min. stomataler Widerstand	130,000	80,000	100,000	100,000	0,000	100,000	0,000	20,000
Strahlungs-Quotient	100,000	100,000	100,000	30,000	40,000	30,000	0,000	40,000

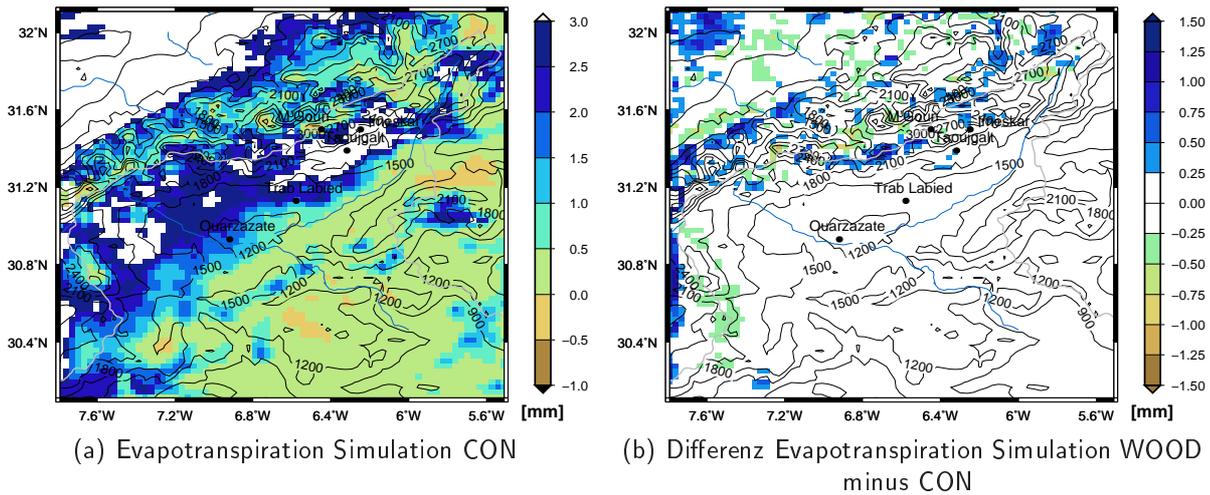


Abbildung 4.8: 24-stündige akkumulierte Evapotranspiration des 08.04.02, (a): Simulation CON (b): Differenz Simulation WOOD minus CON, beides in mm; Modell-orphographie in m.

Simulation mit über 70% Vegetation berücksichtigt wird, verdunstet in der Simulation mit Mischwald mehr, obwohl die Vegetationsbedeckung in einigen Maschen gesenkt wird. Ein umgekehrtes Verhalten zeigt sich in der nordwestlichen Ecke, wo die Vegetation stark dichter wird (Abb. 4.7b). In diesem Bereich ist die Evapotranspiration bei Mischwaldvegetation ebenfalls höher.

Für den Bewuchs gibt es keine einfache Regel, die seinen Einfluss auf die Verdunstung ausreichend beschreibt. Die Komplexität der einflussnehmenden Parameter ist zu umfangreich. So bleibt festzuhalten, dass eine Sensitivität auf die Vegetation gezeigt werden konnte. Stärke und Richtung des Einflusses hängen aber noch stark von anderen Faktoren ab. Der Einfluss der geringeren Albedo auf Grund von mehr Bewuchs (*Charney et al., 1977*) und damit auch der Einfluss auf eine Wechselwirkung mit der Temperatur, die wie gezeigt die Verdunstung stark beeinflusst, kommen als Gründe für die unterschiedlichen Tendenzen der Evapotranspiration in Betracht, ebenso wie der im nächsten Abschnitt betrachtete Bodenwassergehalt.

Bodenwassergehalt

Auch der Bodenwassergehalt¹ ist ein Parameter, auf den die Verdunstung sensitiv reagiert (z.B. *Dirmeyer et al., 2000*). Er hat im FOOT3DK einen großen Einfluss auf die Verdunstung vom Erdboden (E_g). Für den Bodenwassergehalt ist nicht nur der einmalig übergebene Wert aus dem LM3.14 von Bedeutung, sondern auch das Abbauverhalten der Bodenfeuchte in FOOT3DK.

In FOOT3DK wird im ersten Simulationszeitschritt eine Initialisierung des Bodenwassergehalts mit den LM-Daten vorgenommen. Danach erfolgt die weitere Berechnung der

¹Im diesem Abschnitt wird Bodenfeuchte synonym mit Bodenwassergehalt verwendet.

Tendenzen der Bodenwassergehalte im Oberboden und in der gesamten Bodenschicht (s. a. Formeln 4.1 und 4.2) unabhängig von den LM-Vorgaben. Die erste Initialisierung beeinflusst die Verdunstung. Gerade bei den Terminen, in denen während der Simulation kein Niederschlag fällt, ist diese Vorgabe von entscheidender Bedeutung, da sie dann die alleinige Feuchtequelle darstellt.

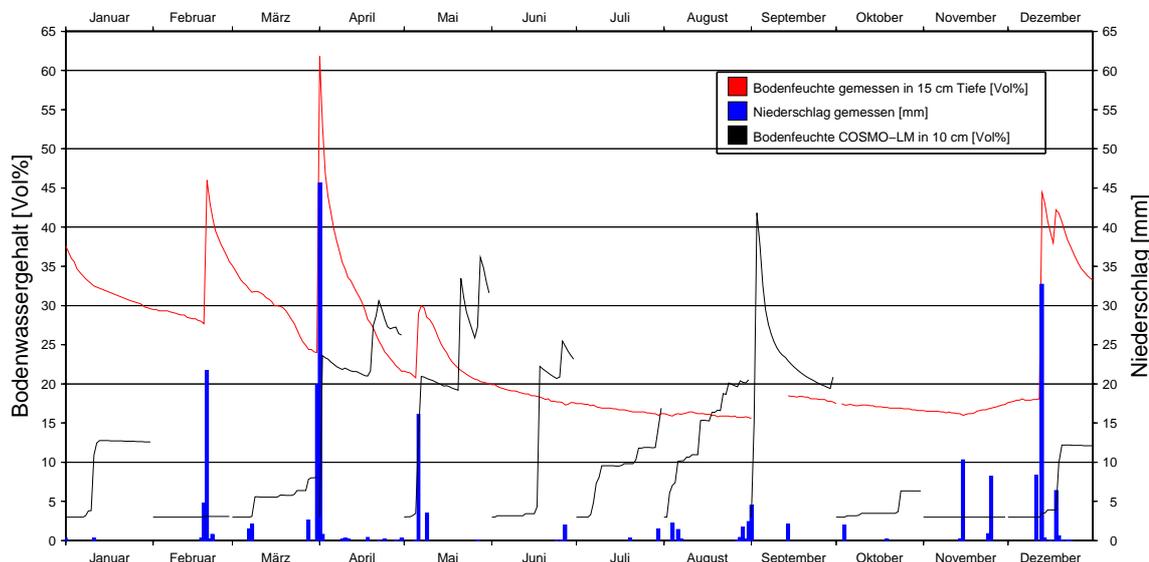


Abbildung 4.9: Verlauf der Bodenfeuchte für das Jahr 2002 für Messungen in Taoujgalt in 15 cm Tiefe und simuliert aus dem LM3.14 für den entsprechenden Gitterpunkt für den 00 h-Termin, beides in Vol%; zusätzlich gemessener Niederschlag in 2002 in mm.

In Abbildung 4.9 sind am Beispiel der Station Taoujgalt gemessene Bodenfeuchte in 15 cm Tiefe (rot) und simulierte Bodenfeuchte (schwarz) des zugehörigen Gitterpunkts in 10 cm Tiefe für das Jahr 2002 dargestellt. Zusätzlich beinhaltet die Abbildung noch den ebenfalls an der IMPETUS-Station gemessenen Niederschlag. Beim Vergleich der gemessenen Bodenfeuchte in 15 cm Tiefe mit dem Niederschlag zeigt sich, dass während eines Niederschlagsereignisses die Bodenfeuchte sprunghaft ansteigt und sich danach kontinuierlich bis zum nächsten Regen abbaut. Die Stärke des sprunghaften Anstiegs ist von der Intensität des Niederschlagsereignisses abhängig.

Der minimale Bodenwassergehalt im Sommer 2002 in Taoujgalt lag bei ca. 10 Vol%. Die Bodenfeuchte im Untersuchungsgebiet verlief entlang des Niederschlagsgradienten, der längs des Höhengradienten verläuft ([Weber, 2004](#)).

Die Verläufe der Bodenfeuchte im LM3.14 (Abb. 4.9) sehen dagegen anders aus. Das Modell wurde auf monatlicher Basis per Warmstartverfahren neu gestartet. Bei diesem Verfahren sollten die alten Werte der Bodenfeuchte als Startwerte der neuen Simulation übergeben werden. Stattdessen treten in der Simulation Sprünge in der Bodenfeuchte auf (Abb. 4.9, schwarze Linie). Bis zum ersten Niederschlagsereignis einer Simulation liegt die Bodenfeuchte im LM3.14 deutlich unter den Werten der Messung. Dann steigt sie wie erwartet sprunghaft an. Des Weiteren erfolgt der Abbau der Bodenfeuchte im

LM3.14 zum Teil langsamer als in den Beobachtungen. In den Sommermonaten kommt es bei zu vielen weniger intensiven Ereignissen insgesamt zu einem Anstieg des Bodenwassergehalts, während in der Stationsmessung von Taoujgalt die Bodenfeuchte im Sommer kontinuierlich abnimmt. Der Verlauf des Bodenwassergehalts im LM3.14 im Monat September wirkt realistisch, da er Ähnlichkeiten mit dem Abbauverhalten der Messungen im Februar und März aufweist. Das liegt daran, dass es direkt am Anfang des Monats zu einem starken Niederschlagsereignis im Modell kommt.

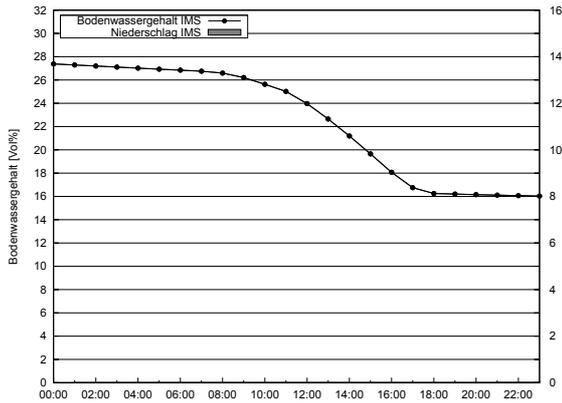
Dass Maxima zur gleichen Zeit wie in der Messung auftreten, kann nicht erwartet werden, da es im Modell nicht zur gleichen Zeit zu Niederschlag kommen muss wie in der Realität. Von einem Klimamodell wird erwartet, dass es die Häufigkeit und gemittelte Mengen solcher Niederschlagsereignisse wiedergibt, nicht aber bestimmte Zeitpunkte.

Der im LM3.14 festgestellte nicht immer realistische Abbau der Bodenfeuchte wird an das FOOT3DK nicht zu jedem Nestingzeitpunkt übergeben. FOOT3DK erhält einmalig im ersten Simulationsschritt den Bodenwassergehalt flächendeckend für das gesamte Simulationsgebiet (s. a. [Hübener, 2005](#)), danach wird keine Bodenfeuchte mehr aus dem LM3.14 übergeben. Sie wird auf Basis der einmaligen Initialisierung eigenständig simuliert. Es gilt also für den Startzeitpunkt einer Episodensimulation darauf zu achten, dass nicht der erste eines Monats verwendet wird, da dort die Bodenfeuchte bis zum ersten Niederschlag im LM3.14 zu gering ist. Die Bodenfeuchte im Untersuchungsgebiet ist nur punktuell in einigen Tiefen gemessen worden. Eine Verwendung von Messwerten zur Initialisierung ist auf Grund der nur wenigen Messpunkte, der Gebietsgröße und Orographie nicht möglich.

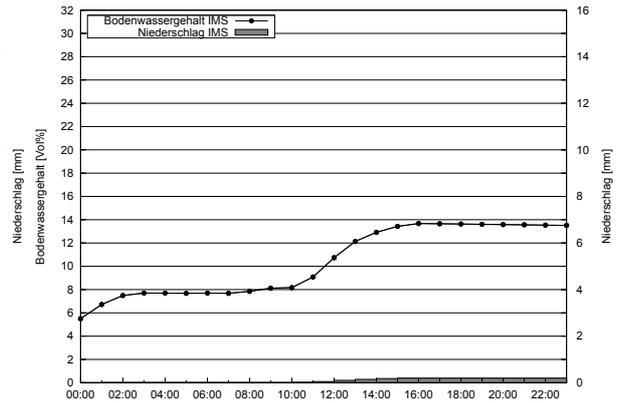
In [Abbildung 4.10](#) ist am Beispiel der Gitterpunkte, in denen die Stationen Imeskar, Trab Labied und Asrir liegen, für zwei Termine die zeitliche Entwicklung des Bodenwassergehalts der oberen Modellschicht (9 cm tief) und der akkumulierte Niederschlag abgebildet. Dazu wird der 08.04.02 verwendet, ein Termin ohne Niederschlag, der eine westliche Strömung repräsentiert. In dessen Verlauf kommt es zu einer Abnahme der Bodenfeuchte während der Simulation ([Abb. 4.10a](#), [4.10c](#) und [4.10e](#)). Der zweite Termin vertritt die CWT Südwest, die in der Simulation mit stärkerem Niederschlag verbunden ist. Während dieser Simulation kommt es zu einem Anstieg des Bodenwassergehalts ([Abb. 4.10b](#), [4.10d](#) und [4.10f](#)).

Für den 08.04.02 liegt der initialisierte Bodenwassergehalt (00 UTC) an allen drei betrachteten Gitterpunkten zwischen 14 und 28 Vol%. In den Morgenstunden kommt es zu einer geringen Abnahme der Feuchte. Gegen 08 UTC wird diese Abnahme stärker. Dies kann mit den morgens steigenden Temperaturen, aufkommendem Wind oder mit einem Abfluss in tiefere Bodenschichten zusammenhängen. Da der Tagesgang des Bodenwärmestroms den Lufttemperaturen zeitlich später nachfolgt, wird eine anhaltende Abnahme bis in die frühen Abendstunden erwartet. Diese zeigt sich in dieser Episodensimulation jedoch nicht. Das kann an einer Kompensation dieses Effekts durch den Restore-Term liegen, der während der Simulation für eine Rückführung aus tieferen Bodenschichten in die obere Bodenschicht sorgt.

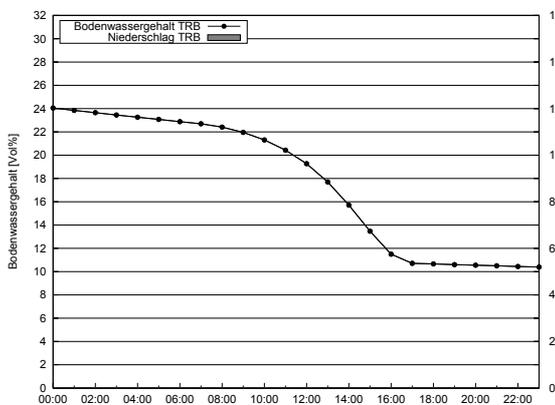
Dagegen kommt es am 23.12.01 zu einem Anstieg des Bodenwassergehalts, der je nach betrachtetem Gitterpunkt auf Grund unterschiedlicher Niederschlagsmengen unterschiedlich hoch ausfällt. Im Zusammenhang mit der südwestlichen Strömung und der damit



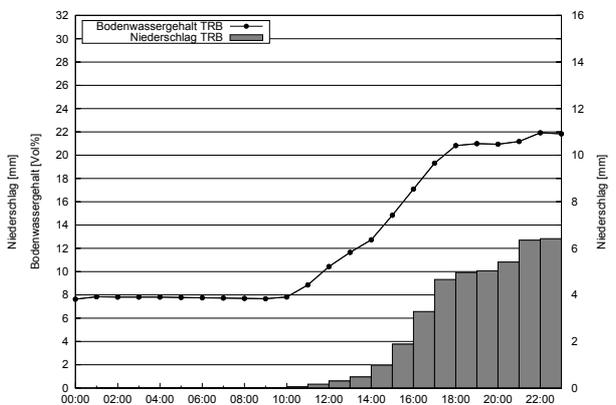
(a) Imeskar 08.04.02



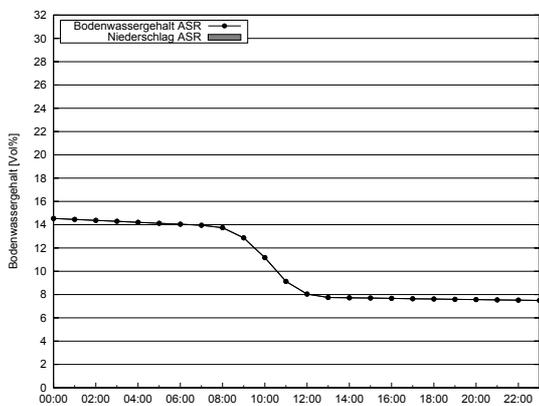
(b) Imeskar 23.12.01



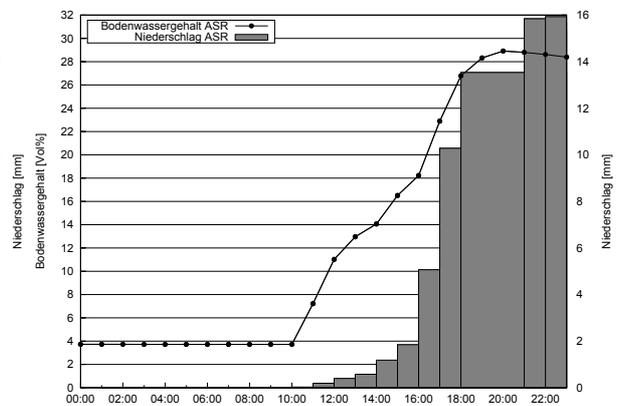
(c) Trab Labied 08.04.02



(d) Trab Labied 23.12.01



(e) Asrir 08.04.02



(f) Asrir 23.12.01

Abbildung 4.10: Simulierter Bodenwassergehalt in Vol% (Simulation CON) und simulierter akkumulierter Niederschlag in mm für die Gitterpunkte der Stationen Imeskar (a und b), Trab Labied (c und d) und Asrir (e und f) für den 08.04.02 (a, c, e) und den 23.12.01 (b, d, f).

verbundenen Feuchteadvektion vom Atlantik in das Untersuchungsgebiet kommt es an allen drei Gitterpunkten zu Niederschlag. Der Anstieg des Bodenwassergehalts beginnt bereits im Zusammenhang mit nur geringen Mengen. Die Reaktion der Bodenfeuchte auf den Niederschlag erfolgt unmittelbar. Die Höhe des Anstiegs ist dabei direkt von der gefallen Menge des Niederschlags abhängig. Für den Gitterpunkt, der Imeskar am nächsten liegt, simuliert FOOT3DK an diesem Termin wenig Niederschlag. Dort steigt die Bodenfeuchte der Gittermasche von etwa 6 auf ca. 14 Vol% (siehe Abb. 4.10b). An der Gittermasche zur Station Asrir regnet es dagegen knapp 16 mm in der Simulation, was zu einem Anstieg des Bodenwassergehalts von unter 4 auf ca. 28 Vol% führt (siehe Abb. 4.10f). Die Gittermasche zu Trab Labied liegt in der Intensität des Niederschlags und der Reaktion der Bodenfeuchte darauf zwischen den beiden anderen Gitterpunkten (siehe Abb. 4.10d).

Die Entwicklung des Bodenwassergehalts wird von FOOT3DK realistisch wiedergegeben. Zum Vergleich mit Messungen ist in Abbildung 4.11 der gemessene Bodenwassergehalt in drei verschiedenen Tiefen und der akkumulierte Niederschlag für die Station Taoujgalt dargestellt. Bei dieser Punktmessung kommt es im Vergleich zur Simulation einer Gittermasche zu mehreren Schwankungen von Stunde zu Stunde. Es zeigt sich für den 23.12.01 auch in der Messung die Reaktion auf den Niederschlag, im Vergleich zur Simulation jedoch etwas später. Das kann an dem bereits hohen Bodenwassergehalt liegen. Die relative Änderung des Bodenwassergehalts bewegt sich für Messung und Simulation bei ähnlich starken Niederschlägen in den gleichen Größenordnungen (siehe Abb. 4.10f und 4.11b).

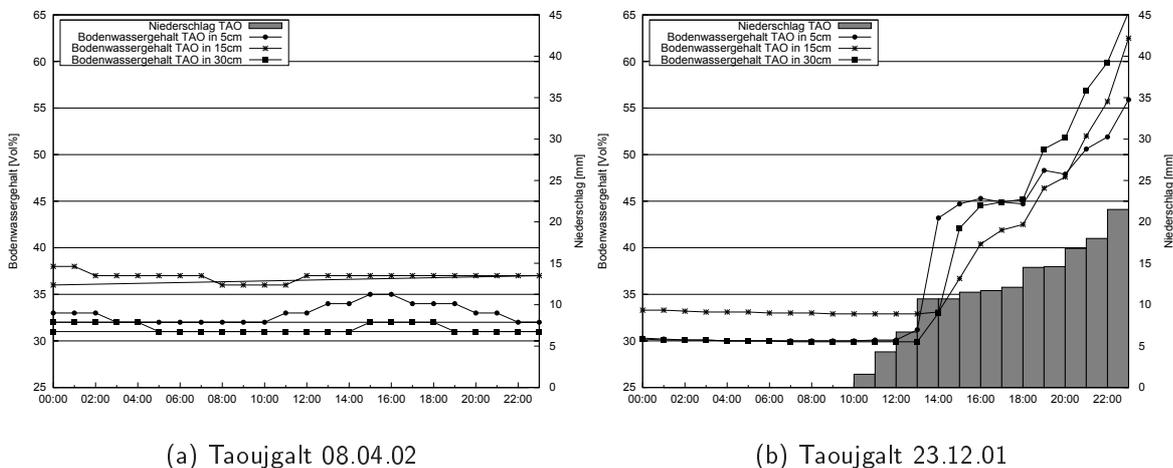


Abbildung 4.11: Gemessener Bodenwassergehalt in Vol% für 5, 15 und 30 cm Tiefe und gemessener akkumulierter Niederschlag in mm für die Station Taoujgalt für den 08.04.02 (a) und den 23.12.01 (b).

Windgeschwindigkeit

In diesem Abschnitt werden die u- und v-Komponenten des Windes für alle Level in jedem Zeitschritt verdoppelt. Diese verdoppelten Werte werden dann ebenso wie im Falle der Temperatur über die Nestingdateien an das FOOT3DK übergeben. Auch hier werden die Resultate der Simulationen in Bodennähe betrachtet. Im Gegensatz zu den vorherigen Betrachtungen des 17.02.02 wird in diesem Abschnitt zum Vergleich die Simulation CON2 verwendet, da für diese Studie mit den neueren Bodenartenvorgaben simuliert wird.

In Abbildung 4.12 ist für die Simulationen CON2 und WIND der 24-stündige mittlere Wind dargestellt. Die mittlere Windgeschwindigkeit für die Simulation CON2 liegt bei $5,8 \frac{m}{s}$, die der Simulation WIND bei $8,6 \frac{m}{s}$. Dass die Mittelwerte nicht exakt verdoppelt sind, hängt mit der im FOOT3DK durchgeführten Relaxation zusammen, bei der ein Angleichen zwischen Nestingwert und simulierten FOOT3DK-Wert erfolgt. Die Normalkomponenten des Windes werden dafür am Rand gefiltert.

Die stärksten Erhöhungen der Windgeschwindigkeit in der Simulation WIND (Abb. 4.12b) befinden sich im Südwesten des Simulationsgebiets. Dort treten im Vergleich zur Simulation CON2 teilweise verdoppelte Windgeschwindigkeiten auf.

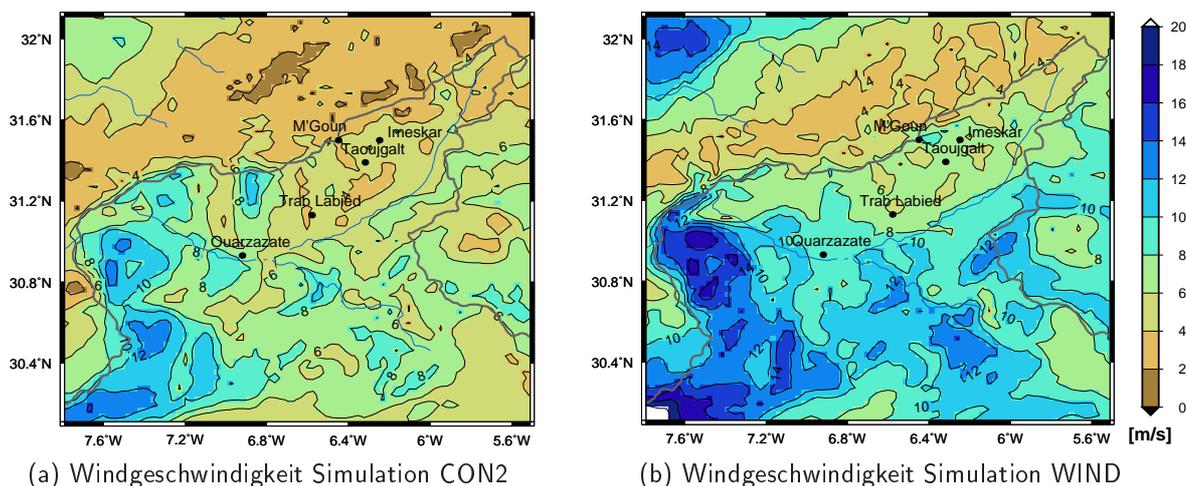


Abbildung 4.12: Durchschnittliche Windgeschwindigkeit des 17.02.02 in $\frac{m}{s}$, (a): Simulation CON2 (b): Simulation WIND.

Die sich für die beiden Simulationen ergebenden Verdunstungsverteilungen sind in Abbildung 4.13 dargestellt. Über die 24 Stunden unterscheiden sich die Gebietsmittel beider Simulationen um lediglich 0,01 mm. Nur im Südwesten im Bereich der stärksten Windgeschwindigkeiten der Simulation WIND ergibt sich eine leichte Zunahme der Verdunstung im Vergleich zu CON2. Die sich kaum unterscheidenden Evapotranspirationswerte resultieren zum Teil daher, dass der Bodenwassergehalt für den verwendeten Termin im Simulationsgebiet gering ist. Der erhöhte Wind steigert die Evapotranspiration damit nicht so deutlich, wie es bei sehr feuchtem Boden der Fall wäre. Auf der Nordseite des Hohen Atlas sind die Bodenwassergehalte höher als im Süden, so ergeben sich dort auch

höhere Verdunstungswerte für beide Simulationen, die sich aber ebenfalls nicht deutlich voneinander unterscheiden, da auf der Nordseite des Atlaskamms die Windgeschwindigkeiten ähnlich sind.

Die Windgeschwindigkeit hat unter bestimmten Voraussetzungen einen nicht vernachlässigbaren Einfluss auf die Evapotranspiration.

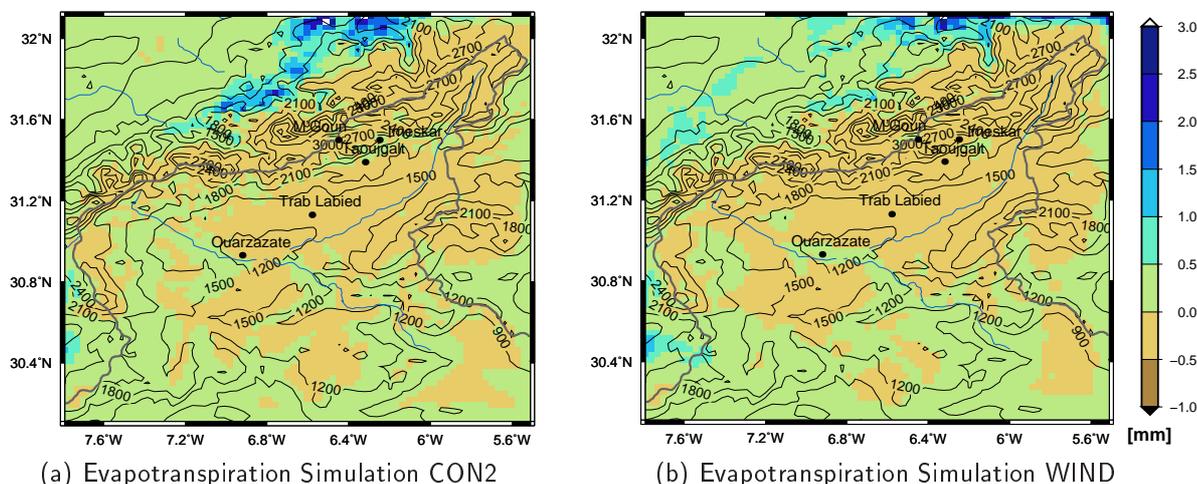


Abbildung 4.13: 24-stündige akkumulierte Evapotranspiration des 17.02.02 in mm, (a): Simulation CON2 (b): Simulation WIND; Modellorographie in m.

Zusammenfassung

In Abschnitt 4.1 wurde eine Modifikation der ursprünglich vorgegebenen Bodenarten gezeigt, die Unterschiede in der Verdunstung mit sich bringt. Die neu verwendeten Bodenarten sind höher aufgelöst und wesentlich aktueller als die FAO-Bodenarten. Daher werden alle im Rahmen dieser Arbeit folgenden Ergebnisse mit der in diesem Abschnitt beschriebenen neuen Verteilung der Bodenarten (4.2b) berechnet.

Weiterhin wurde gezeigt, dass die Parameter Bodenart, Temperatur, Bewuchs, Bodenwassergehalt und Windgeschwindigkeit für Simulationen mit dem mesoskaligen Modell FOOT3DK einen wichtigen Einfluss auf die Evapotranspiration haben. Bei diesen Sensitivitätsstudien wurden Unterschiede im Evapotranspirationsverhalten festgestellt. In einer Rekombination wirken sich diese kleinen Unterschiede durch die Summation der einzelnen Repräsentanten (s. a. Kap. 5) deutlich aus.

Die Bodenfeuchte wird in dieser Arbeit beim Nesting vom LM 3.14 übernommen, weil keine anderen räumlich verteilten Daten der Bodenfeuchte zur Verfügung stehen. Es wurde gezeigt, dass der Abbau des Bodenwassergehalts in den einzelnen Episodensimulationen mit dem Modell FOOT3DK realistisch verläuft, so dass dieser Parameter eine realistische Wiedergabe der Evapotranspiration unterstützt.

Auch die Windgeschwindigkeit beeinflusst die Evapotranspiration, dieser Einfluss hängt jedoch eng mit der verfügbaren Bodenfeuchte zusammen.

5 Anwendung der statistisch-dynamischen Regionalisierung

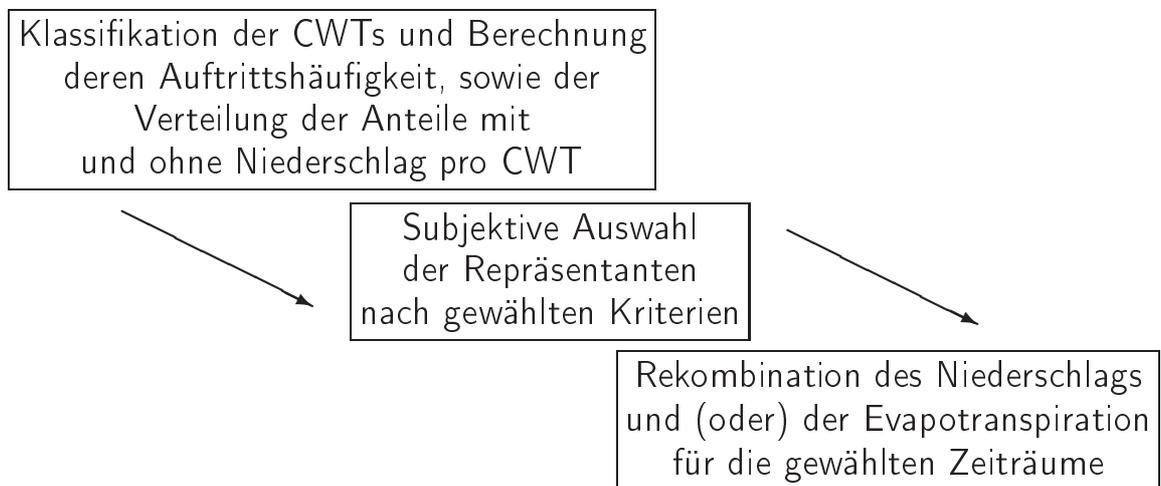


Abbildung 5.1: Schematische Übersicht der statistisch-dynamischen Regionalisierung

Im Einzugsgebiet des Drâa stehen nur wenige Messungen des Niederschlags und der realen Verdunstung zur Verfügung. Dennoch ist Interesse an diesen Parametern für verschiedene Anwendungen vorhanden. In dieser Arbeit werden Simulationen mit dem nicht-hydrostatischen mesoskaligen meteorologischen Modell FOOT3DK durchgeführt, um Niederschlag und Evapotranspiration hochaufgelöst für das Gebiet zu erhalten. Dazu wird auf die Methode der statistisch-dynamischen Regionalisierung zurückgegriffen (*Fuentes und Heimann, 2000*). Diese kombiniert die statistische Auswertung verschiedener Zirkulationsmuster auf der synoptischen Skala (CWT-Klassifikation) mit hochaufgelösten Modellsimulationen auf der Mesoskala (Episodensimulationen mit FOOT3DK). Dabei wird der physikalische Zusammenhang zwischen den CWTs und dem regional auftretenden Niederschlag ausgenutzt (siehe auch Abschnitt 5.1 oder *Hübener, 2005*).

Zur weiteren Orientierung dient die Abbildung 5.1. Dort sind schematisch die Arbeitsschritte der durchgeführten Rekombination dargestellt. In diesem Kapitel wird zunächst die prozentuale Verteilung der Auftretshäufigkeiten der einzelnen CWTs mit und ohne Niederschlag für den Zeitraum von 1979 bis 1998 bestimmt. Dann wird die CWT-Verteilung und der damit vorkommende Niederschlag für den selben Zeitraum ausgewertet. In einem nächsten Schritt werden die Kriterien zur Repräsentantenauswahl vorgestellt und die Auswahl der Repräsentanten erläutert. Die erste Rekombination wird am Beispiel des Validierungsjahres 2002 vorgenommen und bewertet. Danach wird die Anwendbarkeit der Repräsentanten für ein feuchtes und ein trockenes Jahr geprüft. Eine Beschreibung der einzelnen CWTs befinden sich in Abschnitt A.1 im Anhang.

5.1 CWT-Verteilung und Niederschlag der Station Ouarzazate von 1979 bis 1998

Dieser Abschnitt befasst sich mit einer genauen Analyse der CWTs und des Niederschlags an der WMO-Station Ouarzazate.

Berechnung der Niederschlagsanteile der einzelnen CWTs am Gesamtniederschlag

Die in Abschnitt 3.1 beschriebene CWT-Klassifikation liefert über das Niederschlagsaufkommen keine Informationen. Sie bestimmt lediglich die Anströmrichtungen, die zur Berechnung der Auftretshäufigkeiten der einzelnen CWTs verwendet werden. Diese Information ist aber von entscheidender Bedeutung. Sie gibt an, wie oft eine CWT mit und ohne Niederschlag in die Rekombination einfließen muss.

Jeder für 00 UTC bestimmten CWT (Basis: NCEP-Reanalysedatensatz, *Kalnay et al., 1996*) wird mit Hilfe der Messungen an der Station Ouarzazate (30°56'N 6°54'W) der *World Meteorological Organisation* (WMO) ein Niederschlagswert zugeordnet. Durch Auszählen wird damit der Anteil von Terminen mit und ohne Niederschlag pro CWT bestimmt. Die WMO-Station Ouarzazate wird verwendet, da von ihr als einzige im Modellgebiet über einen 20-jährigen Zeitraum tägliche Niederschlagsdaten zur Verfügung stehen. Es wird angenommen, dass sich innerhalb einer CWT die Verteilung der Tage mit und ohne Niederschlag nicht ändert. So kann diese Verteilung auch auf andere Zeiträume angewendet werden.

Die Synop-Meldungen der Station Ouarzazate wurden im Rahmen des IMPETUS-Projekts aus Daten des Seewetteramtes des DWD in Hamburg, Daten des NCDC (*National Climatic Data Center*) und des NCAR zusammengestellt und qualitätsgeprüft. Ursprünglich stand nicht für jeden Termin der 24-stündig akkumulierte Niederschlag zur Verfügung. Die Daten wurden so bearbeitet, dass aus den verfügbaren Meldungen soweit möglich 12-stündig akkumulierte Niederschlagsdaten gebildet wurden, um einen möglichst kompletten Niederschlagsdatensatz zu erhalten (*Knippertz, 2003b*). Diese wurden auf 24-stündige Werte addiert. So können von den 7305 Terminen während des

20-jährigen Zeitraums 7086 verwendet werden. Den verbleibenden Terminen kann auf die oben beschriebene Weise kein Niederschlagswert zugeordnet werden. Diese Termine werden bei der Berechnung der prozentualen Anteile nicht berücksichtigt.

Durch Auszählen der Tage mit und ohne Niederschlag für die einzelnen CWTs für den Zeitraum von 1979 bis 1998 ergibt sich ein Wert für die Wahrscheinlichkeit, dass an einem Tag eine CWT mit Niederschlag vorkommt. Zum Vergleich zweier Reanalysedatensätze wird diese Berechnung sowohl für NCEP- als auch für ERA40-Daten durchgeführt. Es zeigt sich, dass ERA40- und NCEP-Reanalysen gleiche Tendenzen aufweisen und sich nur bei einzelnen, häufig auftretenden CWTs wie Nordost und Ost um insgesamt 4% Prozent unterscheiden (nicht abgebildet). Eine CWT-Klassifikation auf Grundlage der Bodendruckdaten des LM3.14 kann nicht durchgeführt werden, da dieser Modelldatensatz das Gebiet, welches Daten für die CWT-Berechnungen liefert, nicht abdeckt. So werden im Folgenden zur Validierung der Rekombination die NCEP-Reanalysen verwendet, da sie für die weiteren Betrachtungen die günstigste Datenverfügbarkeit haben. Die berechneten Wahrscheinlichkeiten sind in Tabelle 5.1 angegeben.

Tabelle 5.1: Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Tagen mit und ohne Niederschlag bezogen auf die jeweilige Anzahl des Auftretens innerhalb der CWTs in Prozent und das Verhältnis mit zu ohne Niederschlag für den Zeitraum von 1979 bis 1998.

<i>CWT</i>	<i>mit Niederschlag [%]</i>	<i>ohne Niederschlag [%]</i>	<i>Verhältnis [mit/ohne]</i>
Zyklonal	1,96	9,48	0,21
Antizyklonal	0,24	8,31	0,03
Nordost	1,71	29,46	0,06
Ost	3,50	27,29	0,13
Südost	1,07	4,77	0,22
Süd	0,56	0,94	0,60
Südwest	0,47	0,68	0,68
West	0,40	1,39	0,29
Nordwest	0,16	2,05	0,08
Nord	0,16	5,40	0,03

Betrachtung der CWT-Verteilung und des damit verbundenen Niederschlags an der Station Ouarzazate

In Abbildung 5.2a ist die prozentuale Verteilung der CWTs für die NCEP-Daten von 1979 bis 1998 dargestellt. Tage, die als Mischlagen zwischen zirkulärer und Richtungskategorie identifiziert werden, werden zur Hälfte beiden Klassen zugeschlagen (analog zu *Jones et al., 1993; Trigo und DaCamara, 2000*). In den Sommermonaten treten verstärkt Lagen mit nordöstlicher (blau) und östlicher (grau) Anströmung sowie zyklonale Lagen

(rot) auf. Sie sind hauptsächlich für den Niederschlag dieser Jahreszeit verantwortlich (siehe Abb. 5.2b). Im Winterhalbjahr haben im November und Dezember die südlichen Lagen den größten Anteil am Niederschlag. Der Februar ist im Mittel mit 16,2 mm der niederschlagsreichste Monat. Dieser Niederschlag wird hauptsächlich von Südostlagen ausgelöst (s. a. Abschnitt A.1).

Südlich des Atlas fällt der ergiebigste Niederschlag im Winter, während im Sommerhalbjahr von Mai bis Juni weniger Niederschlag fällt. Dies ist der erwartete bimodale Jahresgang mit der für diese Gegend typischen Niederschlagsabnahme in den Sommermonaten. Auf Grund der geringen Niederschlagsmenge in Ouarzazate ist der Jahresgang nicht so deutlich ausgeprägt wie in den nördlichen Bereichen des Einzugsgebiet des Drâa (s. a. Schulz, 2008b). Der mittlere Gesamtniederschlag für die zur Verfügung stehenden Daten an der Station Ouarzazate liegt knapp unter 110 mm pro Jahr.

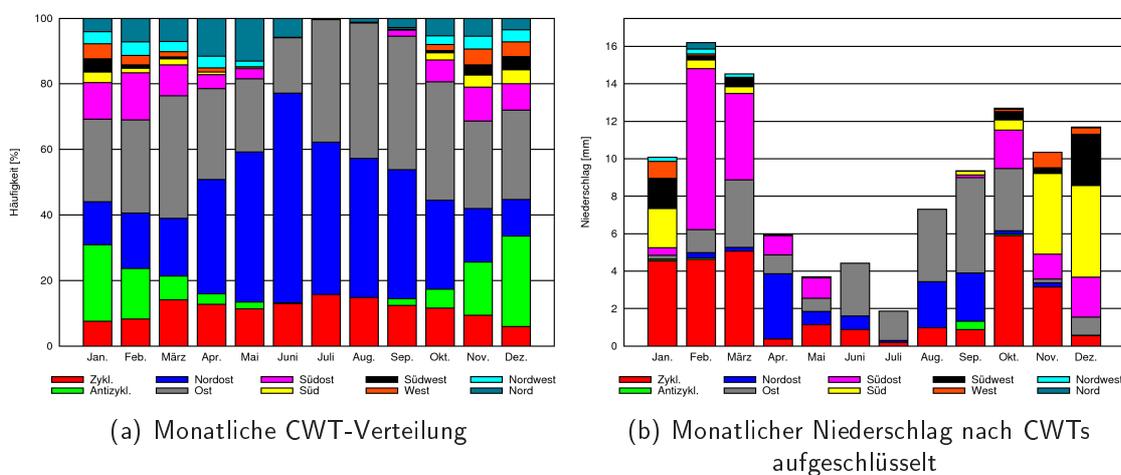


Abbildung 5.2: CWT-Verteilung der NCEP-Reanalysen von 1979 bis 1998 in % (a) und der den CWTs zugeordnete, gemittelte Jahresniederschlag der Station Ouarzazate (WMO-Nr.: 60265) in mm (b). Aufgeschlüsselte Abbildung der einzelnen CWTs im Anhang (Abb. A.1).

Bei Betrachtung der Abbildung 5.3 wird deutlich, dass für ein mittleres Jahr über den Zeitraum von 1979 bis 1998 Tage mit zyklonaler CWT den meisten Niederschlag in Ouarzazate bringen (Abb. 5.3a), gefolgt von den CWTs Ost und Südost. Bei einer Betrachtung des Verhältnis der CWTs (Anteil der Tage mit Niederschlag zu denen ohne, Tab. 5.1, dritte Spalte) zeigt sich, dass die südlichen und südwestlichen Lagen an deutlich mehr Tagen mit Niederschlag auftreten als z. B. die nordöstlichen und östlichen Lagen. Bei Betrachtung des mittleren Jahresniederschlags in mm pro Auftreten der CWT (Abb. 5.3b) ergibt sich eine andere Verteilung. Der mittlere Niederschlag der CWT Süd liegt bei 2,4 mm, während der für die zyklonale CWT bei lediglich 0,7 mm liegt, obwohl diese im langjährigen Mittel den meisten Niederschlag gebracht hat. Die südlichen CWTs (Südost, Süd und Südwest) bringen den meisten Niederschlag mit jeweils über 1 mm pro Auftreten. Das zeigt, dass diese Lagen, wenn sie auftreten und es zu Niederschlag kommt,

häufig mit stärkeren Niederschlagsereignissen verbunden sind. Bis auf die südlichen und die zyklonalen CWTs liegt der mittlere Niederschlag der anderen CWTs deutlich unter 0,5 mm. Diese CWTs liegen mit der mittleren Niederschlagsmenge pro Auftreten unter dem Mittelwert von 0,62 mm aller CWTs. Dass die CWTs Zyklonal und Ost über den Zeitraum von 1979 bis 1998 den meisten Niederschlag pro Jahr liefern (siehe Abb. 5.3a), liegt nicht an starken Niederschlägen, sondern an ihrer hohen Auftretsfrequenz (s. a. Abb. 5.2a).

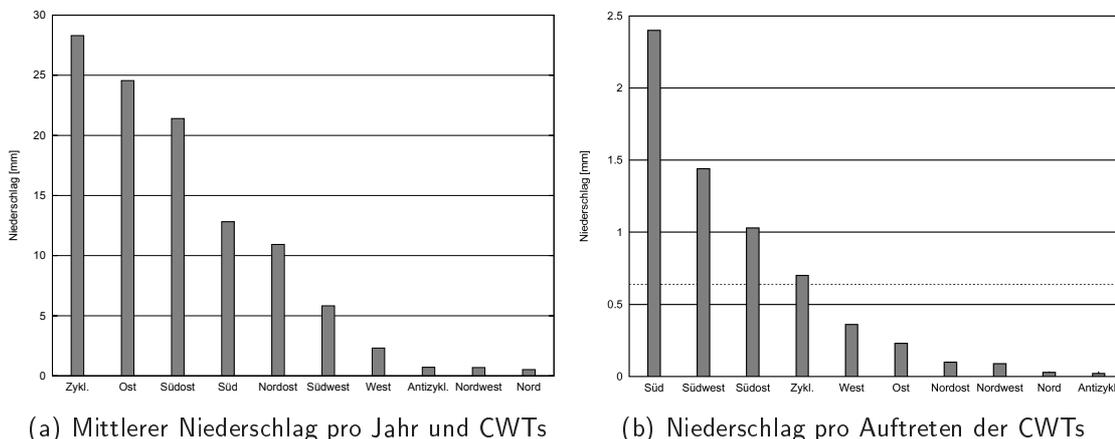


Abbildung 5.3: Mittlerer Jahresniederschlag an der Station Ouarzazate der verschiedenen CWTs in mm (a) und mittlere Niederschlagsmenge pro Auftreten der CWTs in mm pro CWT während des Betrachtungszeitraums (b).

Ein weiterer betrachteter Aspekt ist die Korrelation der Häufigkeit von Niederschlagstagen pro Jahr mit der Gesamtauftrittshäufigkeit der einzelnen CWTs j pro Jahr i . Der Korrelationskoeffizient nach Pearson r_{prec,CWT_j} (auch: zweidimensionaler linearer Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient) beschreibt den Grad des Zusammenhangs zweier Variablen. Er kann im Falle zweier normal verteilter Variablen für eine Zeitreihe von N Wertepaaren (in diesem Fall 20 Jahre) berechnet werden (*Schönwiese, 1985*). Die Variablen sind in diesem Fall die Anzahl der Tage mit Niederschlag d_{prec_i} und die Anzahl der Tage einer bestimmten CWT $d_{CWT_{i,j}}$. Die Berechnung wird nach Formel 5.1 (s. a. *Sachs, 1978*, Kap. 54, Formel für kleine N) für den 20-jährigen Zeitraum von 1979 bis 1998 durchgeführt. Tage, denen kein Niederschlagswert zugeordnet werden konnte (s. a. Abb. 5.1), werden in dieser Betrachtung als trocken angesehen. \bar{d}_{prec} ist dabei die mittlere Anzahl an Niederschlagstagen pro Jahr während dieses Zeitraums. \bar{d}_{CWT_j} beschreibt die mittlere jährliche Anzahl Termine der CWT_j über den Gesamtzeitraum. Der Korrelationskoeffizient liegt immer in einem Intervall zwischen -1 und $+1$. Falls er den Wert $+1$ annimmt, gibt es zwischen den beiden Variablen einen komplett positiven linearen Zusammenhang, umgekehrt bei -1 eine vollständige Anti-Korrelation. Nimmt der Koeffizient den Wert 0 an, so existiert kein linearer Zusammenhang beider Größen. In diesem Fall wird eine Kreuzkorrelation durchgeführt, das heißt, es werden zwei unterschiedliche Größen korreliert – die jährlichen Niederschlagstage an der Station Ouarzazate und die Auftrittshäufigkeit der einzelnen CWTs.

$$r_{prec,CWT_j} = \frac{\sum_{i=1}^N (d_{prec_i} - \bar{d}_{prec}) \cdot (d_{CWT_{i,j}} - \bar{d}_{CWT_j})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (d_{prec_i} - \bar{d}_{prec})^2 \cdot \sum_{i=1}^N (d_{CWT_{i,j}} - \bar{d}_{CWT_j})^2}} \quad (5.1)$$

$$F = \frac{r_{prec,CWT_j}^2}{1 - r_{prec,CWT_j}^2} \cdot (N - 2) \quad (5.2)$$

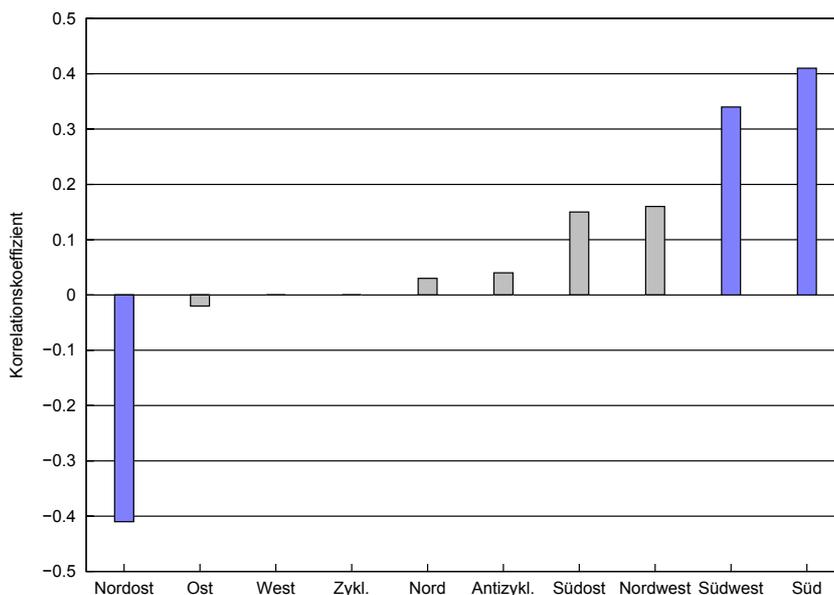


Abbildung 5.4: Kreuzkorrelation der jährlichen Niederschlagstage an der Station Ouarzazate mit der Auftrittshäufigkeit der einzelnen CWTs für den 20-jährigen Zeitraum von 1979 bis 1998 und deren statistische Signifikanz auf dem 95 %-Niveau (blau, Test: F-Test, s. a. Formel 5.2).

Ob sich der Korrelationskoeffizient signifikant von Null unterscheidet wird mit einem sogenannten Fisher-Test für Korrelationskoeffizienten (z. B. *Taubenheim, 1969*, Formel 5.2) überprüft. Dazu wird ein Signifikanz-Niveau von 95 % verwendet. Der kritische Wert dieses Signifikanzniveaus wird durch die Fisher-Normalverteilung vorgegeben. Wird dieser Wert überschritten, so ist die Korrelation der beiden Variablen mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 % für die getesteten Variablen bestätigt.

Die Ergebnisse der Kreuzkorrelation und der Signifikanzprüfung sind in Abbildung 5.4 dargestellt. Eine signifikant positive Kreuzkorrelation der Niederschlagstage zeigt sich für die CWTs Südwest und Süd. Signifikant antikorreliert sind die Niederschlagstage mit der CWT Nordost. Dieses Ergebnis wird durch die große Anzahl fehlender Meldungen (3 %) der Station Ouarzazate bei dieser CWT beeinflusst. Für die CWTs West und Zyklonal ergibt sich kein linearer Zusammenhang mit den auftretenden Niederschlagstagen.

5.2 Auswahlkriterien für die Repräsentanten

In diesem Abschnitt wird die Auswahl der Repräsentanten der unterschiedlichen CWT beschrieben, die später mit FOOT3DK nachsimuliert werden. Die dabei verwendeten Kriterien und deren Gewichtung wird genau erläutert. Die vorgestellten Repräsentanten werden später für die Rekombination von Niederschlag und Verdunstung verwendet. Aus Simulationen mit dem LM3.14 stehen lediglich Daten für 14 Monate (November 2001 bis Dezember 2002) zur Verfügung, aus denen Antriebsparameter für Nachsimulationen mit dem FOOT3DK entnommen werden können. Aus diesem Zeitraum sollen für jede CWT möglichst zwei Repräsentanten ausgewählt werden. Für diese Auswahl kommen die unten stehenden Kriterien zur Anwendung. Dabei sind die ersten vier Punkte grundlegende Anforderungen. Werden diese erfüllt, können die daraus resultierenden Termine mit FOOT3DK nachsimuliert und die restlichen drei Kriterien auf ihre Gültigkeit hin überprüft werden.

- Die Repräsentanten werden aus Tagen ausgewählt, die bei der CWT-Klassifikation mit NCEP-Reanalysedaten als reine Klassen identifiziert werden (keine Mischklassen), um die synoptischen Eigenschaften der einzelnen Repräsentanten möglichst deutlich herauszustellen.
- Im LM3.14 soll an Terminen, die Tage mit Niederschlag repräsentieren, Niederschlag simuliert worden sein. Termine, die Tage ohne Niederschlag vertreten sollen, sollen wenig bis keinen simulierten Niederschlag im LM3.14 aufweisen, wobei sich dieses Kriterium auf das Drâaeeinzugsgebiet bezieht und nicht auf die Region nördlich des Hohen Atlas.
- Anhand der Karten des Europäischen Wetterberichts wird überprüft, ob das Bodendruckfeld für die ihm zugeordnete CWT geeignet ist. Diese Überprüfung wird subjektiv vorgenommen.
- Im Gegensatz zu [Hübener \(2005\)](#) werden Schwachwindsituationen in der vorliegenden Arbeit als Repräsentanten zugelassen, da sonst die Anzahl der möglichen Repräsentanten weiter reduziert würde. Dieses Kriterium war ursprünglich von der subjektiven Klassifikationsmethode der LWTs für die Britischen Inseln abgeleitet und von [Jones et al. \(1993\)](#) in die Automatisierung übernommen worden. Schwachwindsituationen kommen im Zeitraum von 1979 bis 1998 in 1,41% der Termine über Marokko vor.
- Die folgenden Kriterien dieses Unterpunktes sollen in der Regel für 3 von 5 Stationen gelten: Falls an einer Vergleichsstation keine Niederschlagsmessung zur Verfügung steht, müssen mindestens 60% der verwendbaren Vergleiche passen. Es wird jeweils ein Messwert mit dem simulierten Wert aus FOOT3DK für die Gitterbox verglichen, in der die Messstation liegt. Dazu werden Niederschlagsmessungen an den IMPETUS-Klimastationen Trab Labied, Taoujgalt, Imeskar und Asrir ([Schulz, 2008b](#)) sowie die Niederschlagsmeldungen der WMO-Station Ouarzazate (WMO-Nummer 60265) verwendet (s. a. Abb. 5.5). Während die IMPETUS-Stationen

den 24-stündigen Niederschlag von 0 UTC bis 0 UTC abspeichern, wird in den SYNOP-Meldungen der WMO-Station Ouarzazate der 24-stündige Niederschlag von 06 UTC bis 06 UTC des folgenden Tages angegeben. Es wird für Ouarzazate der Wert des Niederschlags verwendet, der den Hauptteil des zu untersuchenden Termins (18 Stunden) abdeckt.

Für einen Tag, der als Niederschlagstag gelten soll, gilt, dass der Wert des simulierten Repräsentanten ebenso Niederschlag liefern muss wie der damit verglichene Stationswert. Die Menge wird dabei vernachlässigt. Auf Grund der Größe des Simulationsgebiets und verschiedener anderer Faktoren kann nicht erwartet werden, an allen Vergleichsstationen Niederschlag zu finden. Die Stationen, an denen Niederschlag erwartet wird, werden entsprechend der Anströmrichtung gewählt.

Für einen Termin ohne Niederschlag im Dräaeinzugsgebiets wird als Kriterium festgelegt, dass an 60% der Stationen, die zum Vergleich herangezogen werden, kein Niederschlag gefallen sein darf. Als kein Niederschlag gilt, dass im Modell ein Niederschlag unter 0,05 mm simuliert wird.

- Die Temperaturen der einzelnen Repräsentanten beeinflussen die Verdunstungsrekombination (s. a. Abschnitt 4.2). Daher wird als weiteres Kriterium eingeführt, dass die Temperaturen über dem Hohen Atlas bei den gewählten Repräsentanten einmal überwiegend positiv und für den anderen Termin überwiegend negativ sein sollen. Dabei wird versucht, einen Repräsentanten aus dem Sommer- und einen aus dem Winterhalbjahr (April bis September bzw. Oktober bis März) zu finden. Das ist besonders bei den Simulationen wichtig, die die Termine ohne Niederschlag repräsentieren, da ohne Niederschlag verstärkt Evapotranspiration auftritt. Das Kriterium gilt nur, wenn für die CWTs auch zwei Repräsentanten gewählt werden.
- Bei bestimmten Wetterlagen wird besonders Niederschlag nördlich des Hohen Atlas erwartet. Der Atlas fungiert als Wetterscheide. Diese Tatsache soll auch in der Rekombination der gewählten Repräsentanten erkennbar sein. Dazu wird darauf geachtet, dass die Rekombination für das Jahr 2002 den LM-Niederschlag für den gleichen Zeitraum auch außerhalb des Dräaeinzugsgebiets abbildet (s. a. Abschnitt 5.3, Abb. 5.6). Auf der Nordseite des Hohen Atlas gibt es im Simulationsgebiet keine Wetterstationen, deren Daten zu Vergleichszwecken verwendet werden können.

5.3 Gewählte Repräsentanten

Nach der Überprüfung aller Kriterien (Abschnitt 5.2) bieten sich für einzelne CWTs mehr als die erwünschten zwei Repräsentanten an. Diese Tatsache wirft die Frage auf, welches die am besten geeigneten Repräsentanten für die Rekombination sind. Zu deren Beantwortung wird der euklidische Abstand $prec_{diff}$ zwischen gemessenem und rekombiniertem Niederschlag berechnet (Formel 5.3). Dazu werden Niederschlagsmesswerte von acht IMPETUS-Klimastationen und der WMO-Station Ouarzazate verwendet (s. a.

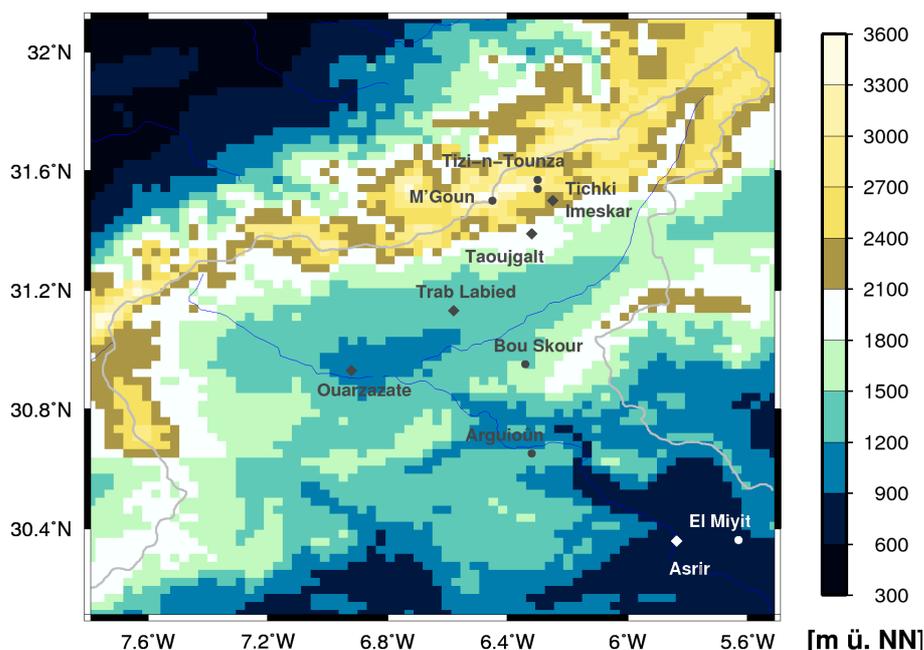


Abbildung 5.5: IMPETUS-Klimastationen und die WMO-Station Ouarzazate, die sich im Simulationsgebiet befinden. \diamond : Zu Vergleichszwecken für den Niederschlag in 2002 verwendet, \circ : restliche IMPETUS-Stationen; Modellorographie in m ü. NN, graue Linie: Einzugsgebiet des Drâa.

Abb. 5.5). Die IMPETUS-Station Arguioun wird nicht berücksichtigt, da diese Station im Jahr 2002 eine Datenlücke von ca. drei Monaten aufweist. Die Station Tizi-n-Tounza wird ebenfalls nicht zur Berechnung herangezogen, da dort unterschiedliche Messapparaturen zur Bestimmung des Niederschlags in fester Form verwendet wurden. Die Rekombination mit dem kleinsten $prec_{diff}$ -Wert für zwei verschiedene Zusammenfassungsmöglichkeiten der südlichen CWTs bei gleichzeitigem Austausch einzelner möglicher Repräsentanten wird bestimmt und eine abschließende Auswahl der Repräsentanten getroffen.

$$prec_{diff} = \sqrt{\sum_{i=1}^9 (prec_{gem,i} - prec_{mod,i})^2} \quad (5.3)$$

Dabei ist $prec_{gem}$ der gemessene und $prec_{mod}$ der in der zugehörigen Gitterbox modellierte Niederschlag. Summiert wird dabei über alle Stationen i , die in die Berechnung einfließen.

Für andere CWTs kann dagegen aus dem 14-monatigen Nestingzeitraum kein geeigneter Repräsentant gefunden werden, der die in Abschnitt 5.2 genannten Kriterien erfüllt. Daher werden einige CWTs zusammengefasst. Dabei gibt es zwei unterschiedliche Möglichkeiten. Die südlichen Lagen können wie bei [Hübener \(2005\)](#) mit dem Argument, dass sie mit starken Trögen verbunden sind, die Feuchte bis hinter den Atlas transportieren,

in eine Gruppe zusammengefasst werden. Alternativ können auch die CWTs Südost und Süd kombiniert werden und die CWT Südwest der Westanströmung zugeordnet werden. Auch diese Zusammenfassung ist denkbar, da die CWTs Südost und Süd und die CWT Südwest und West einen ähnlichen Einfluss auf das Niederschlagsverhalten in der Region haben. Unabhängig davon werden die CWTs Nordwest und Nord zusammengefasst, sie haben eine ähnliche Wirkung für den Niederschlag in der Untersuchungsregion. Die CWT Nordwest kommt in dem zur Verfügung stehenden Zeitraum von 14 Monaten kaum mit Niederschlag vor, daher kann dafür kein einziger Repräsentant gefunden werden.

Die Abstandsminimierung zeigt, dass die Rekombination für die Zusammenfassung der CWTs in Südost + Süd und Südwest + West die nach den aufgestellten Kriterien geeignetere ist. Daher wird im Folgenden die in Tabelle 5.2 dargestellte Zusammenfassung verwendet. Wie dort zu sehen ist, werden im zur Verfügung stehenden Zeitraum von November 2001 bis Dezember 2002 nicht für alle Gruppen Repräsentanten gefunden, die alle aufgestellten Kriterien erfüllen. Nun werden die Ausnahmefälle erläutert. Für die nordwestlichen und nördlichen Lagen ist es auf Grund des seltenen Auftretens mit Niederschlag während des Nestingzeitraums nicht möglich, mehr als einen Vertreter zu finden, der die festgelegten Kriterien erfüllt. Für die südwestlichen und westlichen Lagen werden zwei Repräsentanten mit Niederschlag identifiziert, die die geforderten Kriterien mit Ausnahme des letzten erfüllen. Das Temperaturkriterium wird nicht erfüllt, da beide Repräsentanten im Winterhalbjahr liegen. Sie werden dennoch beide verwendet, da einer die westlichen Lagen (15.11.02) und einer die Anströmung Südwest (23.12.01) vertritt. Bei den Anströmungen Südost und Süd gilt Ähnliches. Auch dort kommen zwei Termine aus dem Winter zur Anwendung. Einer repräsentiert die südliche Strömungsrichtung (13.12.02) und der andere die südöstliche (10.12.01). Die anderen aufgestellten Kriterien werden von den gewählten Vertretern (s. a. Tab. 5.2) erfüllt. Für die zusammengefassten CWTs Südost und Süd wird ein zweiter möglicher Repräsentant nicht verwendet, weil durch seine Verwendung das Kriterium der Ähnlichkeit zur Niederschlagsverteilung der LM-Daten schlechter erfüllt ist. Aus diesem Grund wird für diese CWT-Gruppe auf einen zweiten Repräsentanten verzichtet. Der simulierte Niederschlag des LM 3.14 für 2002 ist in Abbildung 5.6 für spätere Vergleiche mit dem rekombinierten Niederschlag des FOOT3DK dargestellt.

Das Kriterium, Vertreter aus dem Sommer- und Winterhalbjahr zu finden, ist nur für wenige CWTs anwendbar. Dies liegt an dem kurzen Nestingzeitraum von 14 Monaten und daran, dass im betrachteten Gebiet der Hauptanteil der Niederschläge im Winter fällt (siehe Abb. 5.2b). Daher wird auch der Versuch einer jahreszeitlichen Rekombination verworfen. Dass die Temperaturen über dem Hohen Atlas einmal überwiegend positiv und einmal überwiegend negativ sein sollen, kann somit nicht für alle Vertreterpaare gewährleistet werden. Aus diesem Grund eignen sich die Repräsentanten nicht für eine Rekombination der Temperatur (s. a. Abb. A.9 und A.10). Im Anhang befinden sich neben den mittleren Temperaturfeldern der untersten Modellschicht zusätzlich Abbildungen des mittleren Bodendruckfeldes (Abb. A.3 und A.4), der akkumulierten Evapotranspiration (Abb. A.5 und A.6) und des akkumulierten Niederschlags (Abb. A.7 und A.8) für alle gewählten Repräsentanten (siehe Tab. 5.2).

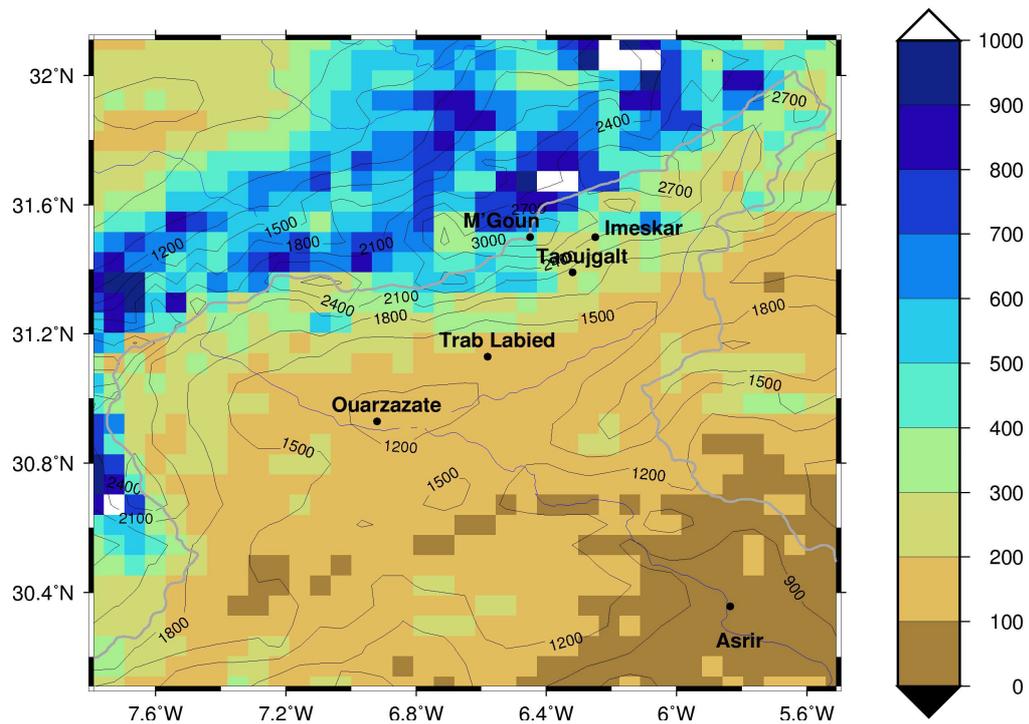


Abbildung 5.6: Simulierter akkumulierter Niederschlag des LM 3.14 für das Jahr 2002 in mm, graue Linie: Einzugsgebiet des Drâa.

Tabelle 5.2: Termine, die als Repräsentanten ausgewählt und mit FOOT3DK nachsimuliert werden.

<i>gruppierte CWTs</i>	<i>mit Niederschlag</i>	<i>ohne Niederschlag</i>
Zyklonal	22.11.01	17.02.02
	28.03.02	13.03.02
Antizyklonal	18.12.02	22.01.02
	10.04.02	18.03.02
NO und O	20.02.02	04.12.01
	02.09.02	14.07.02
SO und S	13.12.02	10.01.02
	10.12.01	
SW und W	23.12.01	23.11.02
	15.11.02	08.04.02
NW und N	16.03.02	28.12.02
		07.04.02

5.4 Validierung für das Jahr 2002

Dieser Abschnitt, der die Rekombination für das Referenzjahr 2002 beschreibt und auswertet, gliedert sich wie folgt. Zunächst wird die Rekombinationsvorschrift genauer erläutert. Danach erfolgt eine Betrachtung der Häufigkeitsverteilung der CWTs für das Jahr 2002. Unter Verwendung der beschriebenen Rekombination werden die Resultate für den Niederschlag und die Evapotranspiration betrachtet.

Die Rekombinationsvorschrift

Mit den gewählten Repräsentanten (siehe Tab. 5.2) wird eine Rekombination für das Jahr 2002 sowohl für den Niederschlag als auch für die Evapotranspiration durchgeführt und im Falle des Niederschlags mit Stationsdaten der IMPETUS-Stationen und der WMO-Station Ouarzazate (s. a. Abb. 5.5) verglichen. Dabei wird der Anteil der einzelnen Repräsentanten wie folgt berechnet:

$$\begin{aligned}
 p_{mit}(CWT_i) &= f(CWT_i) \cdot f_{mit}(CWT_i) \cdot 1/n(CWT_i) \\
 p_{ohne}(CWT_i) &= f(CWT_i) \cdot (1 - f_{mit}(CWT_i)) \cdot 1/n(CWT_i)
 \end{aligned}
 \tag{5.4}$$

CWT_i ist eine der sechs CWT-Gruppen mit und ohne Niederschlag und $f(CWT_i)$ die Auftrittshäufigkeit dieser CWTs. $f_{mit}(CWT_i)$ ist die prozentuale Häufigkeit der Niederschlagstage (s. a. Tab. 5.1). Es wird mit der Anzahl der Repräsentanten $n(CWT_i)$ gewichtet.

Mit der berechneten Häufigkeit an Tagen werden dann die Parameter Niederschlag oder Verdunstung der einzelnen Repräsentanten pro Gittermasche aufsummiert. Der Niederschlag wird im FOOT3DK bereits als akkumulierter Tageswert in mm abgespeichert und über den Rekombinationszeitraum akkumuliert dargestellt, während die Evapotranspiration in $\frac{W}{m^2}$ in ihren Einzelanteilen als Verdunstung vom Boden, Verdunstung von den Blättern der Pflanzen und der Transpiration aus den Pflanzen abgespeichert wird (s. a. Formeln 3.12, 3.13 und 3.14). Für die Rekombination werden die drei Anteile der einzelnen Repräsentanten summiert und in mm umgerechnet (siehe Formel 3.15). Damit ergeben sich die in den folgenden Abschnitten abgebildeten Rekombinationen für das gewählte Gebiet (s. a. Formel 5.5). Dabei ist $Repr_{mit/ohne,i}$ das Niederschlags- oder Evapotranspirationsfeld eines Repräsentanten und $Rekom$ das rekombinierte Feld des Niederschlags oder der Verdunstung.

$$Rekom = \sum_i (p_{mit}(CWT_i) \cdot Repr_{mit,i}) + \sum_i (p_{ohne}(CWT_i) \cdot Repr_{ohne,i})
 \tag{5.5}$$

CWT-Verteilung des Jahres 2002

Es folgt ein Vergleich der CWT-Verteilung des Jahres 2002 (Abb. 5.7) mit der Verteilung des langjährigen Mittels von 1979 bis 1998 (Abb. 5.2a).

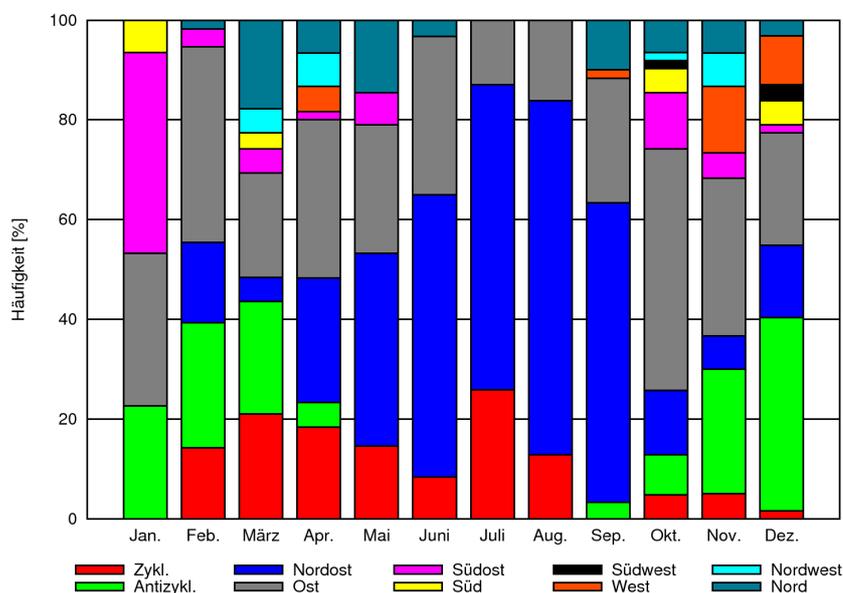


Abbildung 5.7: CWT-Verteilung auf der Basis von NCEP-Reanalysedaten für das Jahr 2002 in %.

Auffällig ist der hohe Anteil der südöstlichen Lagen im Januar, der deutlich über dem des langjährigen Mittels liegt. Im Januar tritt diese CWT im Vergleich am häufigsten auf. Der prozentuale Wert der Häufigkeit ist etwa dreimal so hoch wie der Wert im Oktober, dem Monat in dem die CWT Südost am zweithäufigsten vorkommt. Das gleichmäßige Vorkommen der zyklonalen CWT über das Jahr im langjährigen Mittel zeigt sich in der Betrachtung des Einzeljahres 2002 nicht. In diesem Fall sind Januar und September ganz ohne zyklonale Antrömungen. Die Häufigkeit der CWT Ost schwankt in den einzelnen Monaten des Jahres 2002 mehr, im Oktober und November tritt die CWT West doppelt so häufig wie im langjährigen Mittel von 1979 bis 1998 auf. Das spiegelt sich auch in der Niederschlagsbilanz des Jahres 2002 für die Station Ouarzazate wieder. Dort liegt der Niederschlag bei 253,7 mm, während er gemittelt über den Zeitraum von 1979 bis 1998 bei 108,0 mm liegt. Das Jahr 2002 ist also überdurchschnittlich feucht gewesen. Eine genauere Betrachtung des Niederschlags im Jahr 2002 folgt im nächsten Abschnitt.

Rekombination des Niederschlags und der Verdunstung 2002

In diesem Abschnitt wird die Rekombination des Niederschlags und der Verdunstung am Beispiel des Jahres 2002 vorgestellt. Vorher wird auf die klimatischen Gegebenheiten im Simulationsgebiet eingegangen.

Niederschlag

Das Simulationsgebiet beinhaltet einen starken orographischen Gradienten. Wie z. B. bei [Weber \(2004\)](#) beschrieben, wird das semi-aride Klima im südlichen Bereich des Simulationsgebiets nach Norden hin durch das Gebirgsklima überlagert. An den IMPETUS-Stationen M’Goun, Tichki und Tizi-n-Tounza sind die meisten Monate überwiegend feucht (s. a. [Schulz, 2008b](#)). Nach Walter und Lieth gilt für aride Gebiete, dass die Verdunstung größer ist als der Niederschlag. In semi-ariden Regionen trifft dieses Verhältnis für sechs bis neun Monate des Jahres zu. Für humide Regionen gilt dagegen, dass der Niederschlag während des ganzen Jahres größer ist als die Verdunstung. Diese unterschiedlichen Klimate im Untersuchungsgebiet (s. a. Abschnitt [1.1](#)) müssen bei einer Bewertung der Rekombination der Evapotranspiration berücksichtigt werden. Sie können zusätzliche Interpretationsansätze liefern, zumal mangels Messungen keine Vergleichsmöglichkeiten der rekombinierten Evapotranspiration mit realen Daten existieren.

Abbildung [5.8](#) stellt die sich aus der Rekombination ergebende Niederschlagsverteilung für das obere Dräaeinzugsgebiet im Jahr 2002 dar. Zusätzlich ist der an den Klimastationen gemessene Niederschlag in den „Stationskreisen“ wiedergegeben. Für die Rekombination variiert der Niederschlag im gesamten Simulationsgebiet von 34 bis 1 076 mm. Der Wert für das räumliche Mittel liegt bei 263,9 mm Niederschlag. In der Realität wirkt der Hohe Atlas als Wetterscheide. Südlich fällt deutlich weniger Niederschlag als nördlich des Atlaskamms. Dies wird von der durchgeführten Rekombination qualitativ erfasst. Auch die Niederschlagsabnahme von Norden nach Süden wird qualitativ korrekt wiedergegeben. Es kann jedoch nicht erwartet werden, dass gemessene Punktniederschläge völlig mit den simulierten und rekombinierten Mittelwerten einer Gitterbox übereinstimmen. Da das Gebiet sehr weitläufig ist, beeinflussen einzelne Repräsentanten den Niederschlag in einzelnen Gitterboxen unterschiedlich. Die über das Abstandskriterium in Abschnitt [5.3](#) gefundene Rekombination kann also für einzelne Gitterpunkte unterschiedlich gut geeignet sein. Der mit FOOT3DK rekombinierte Niederschlag zeigt die gleiche räumliche Verteilung wie der simulierte Niederschlag des LM3.14 für den gleichen Zeitraum. Jedoch ist der mit FOOT3DK rekombinierte Niederschlag im westlichen Bereich des Simulationsgebiets geringer als im LM3.14 (Abb. [5.6](#)). Das könnte daran liegen, dass die Berge im Westen sich sehr nah am Modellrand befinden und sich dort nicht genug Niederschlag bildet.

Bei einem Vergleich der Niederschlagswerte der „Stationskreise“ mit den umliegenden Gittermaschen wird sichtbar (Abb. [5.8](#)), dass die rekombinierten Werte mit den Messwerten an vielen Vergleichsstationen nah beieinander liegen, wie zum Beispiel bei El Miyit oder Asrir (s. a. Tab. [5.3](#)). Für die meisten Stationen betragen die Unterschiede weniger als 50 mm. Deutliche Überschätzungen in der gewählten Rekombination gibt es für die nördlicheren Stationen M’Goun und Tizi-n-Tounza mit über 130 mm, wobei im Falle von Tizi-n-Tounza auf Grund von Messproblemen die Schneemenge mit unterschiedlichen Methoden bestimmt wurde, so dass die Messung mit mehr Ungenauigkeiten behaftet ist. Im Falle der Station M’Goun, der höchstgelegenen aller IMPETUS-Stationen (3 900 m ü. NN), wird der gemessene Niederschlag in der Rekombination unterschätzt. Ein Vergleich zwischen dem rekombinierten Niederschlagswert, der der Station am nächs-

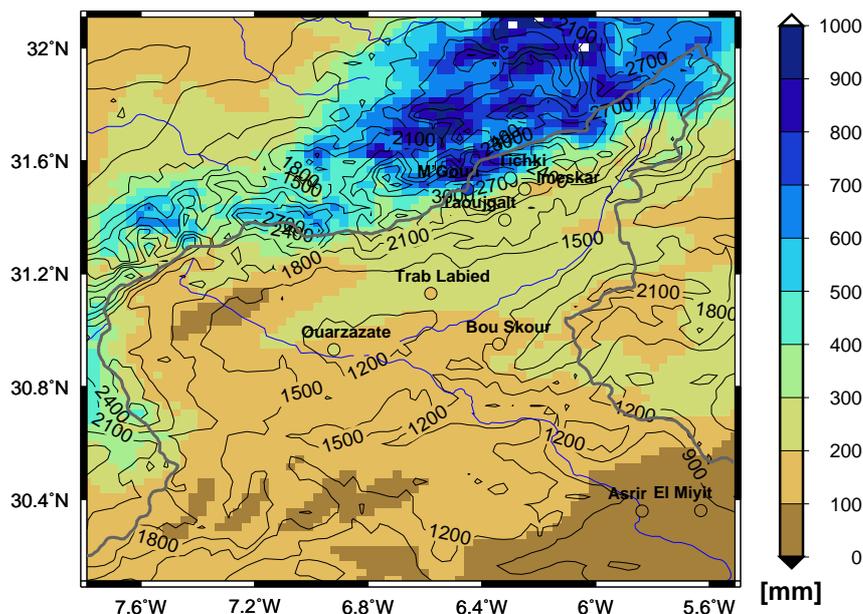


Abbildung 5.8: Rekombination des Niederschlags in mm für das Jahr 2002 auf Basis der CWT-Verteilung aus NCEP-Daten und gemessener Stationsniederschlag in mm (bunte Stationskreise), Isolinien: Modellorographie in m, graue Linie: Einzugsgebiet des Drâa.

ten kommt, und einem modellierten Niederschlagswert einen Gitterpunkt weiter nördlich zeigt einen Unterschied in der Rekombination von über 250 mm. Diese großen Unterschiede könnten durch eine erhöhte Auflösung der Modellsimulationen vermindert werden (s. a. Kap. 7.4).

Generell bleibt festzuhalten, dass mit größeren Niederschlagsmengen auch größere Abweichungen auftreten. Für die Station Ouarzazate liegt die Differenz von gemessenem zu rekombiniertem Niederschlag mit über 100 mm nahe am langjährigen Mittel der Gesamtmenge. Diese sehr große Abweichung kommt dadurch zu Stande, dass im Jahr 2002 der Niederschlag an der Station Ouarzazate im Dezember allein das langjährige Mittel übertroffen hat. Laut SYNOP-Meldung fielen im Dezember 2002 an drei Tagen 177 mm Niederschlag. Ein Repräsentant, der diese extreme Situation wiedergibt, fehlt unter den gewählten Repräsentanten. Ein solcher wäre auch nicht geeignet, da er über längere Zeiträume für deutlich zu viel Niederschlag in der Rekombination sorgen würde.

Evapotranspiration

Abbildung 5.9 zeigt die rekombinierte Evapotranspiration für das Jahr 2002. Die Werte der Evapotranspiration liegen zwischen -31 mm und 418 mm. Der räumliche Mittelwert beträgt 88,3 mm. Für die Verdunstung gibt es keine Möglichkeit, direkte Vergleiche mit Messwerten durchzuführen, da im Untersuchungsgebiet nicht die reale Verdunstung gemessen wird, sondern lediglich vereinzelt die potentielle Verdunstung einer freien Wasseroberfläche (*engl. Pan Evaporation*, s. a. Kap. 2). Auch die Berechnung der po-

Tabelle 5.3: Vergleich des gemessenen und rekombinierten Niederschlags für die Stationen im Simulationsgebiet und der rekombinierten Evapotranspiration für das Jahr 2002.

<i>Station</i>	<i>gemessener Niederschlag [mm]</i>	<i>rekombinierter Niederschlag [mm]</i>	<i>rekombinierte Verdunstung [mm]</i>
M'Goun	714,4	577,6	-15,3
Tizi-n-Tounza	462,3	603,5	21,6
Tichki	408,1	439,1	40,1
Imeskar	269,8	222,7	99,9
Trab Labied	154,8	215,2	129,8
Taoujgalt	212,2	247,9	101,7
Bou Skour	165,5	185,7	24,8
Asrir	67,2	67,0	27,8
El Miyit	45,2	59,0	47,0
Ouarzazate	253,7	146,9	104,2

tentiellen Evapotranspiration für Pflanzen, wie sie von Wissenschaftlern vor Ort nach Penman und Monteith oder Blaney und Criddle vorgenommen wird (pers. Mitteilung *O. Schulz*), liefert nicht die reale Verdunstung. In beide Berechnungen geht der gefallene Niederschlag nicht ein. Für die Berechnung der potentiellen Verdunstung nach Blaney und Criddle wird lediglich eine Temperaturmessung benötigt. Die zusätzlich eingehende Sonnenscheindauer wird geschätzt (*Blaney und Criddle, 1950*). Bei der von der FAO modifizierten Formulierung geht zusätzlich noch die geschätzte Windgeschwindigkeit und die geschätzte relative Luftfeuchtigkeit ein. Die Formel nach PM ist wesentlich umfangreicher, beinhaltet den gemessenen Niederschlag allerdings auch nicht (siehe *Allen et al., 1998*). Die Möglichkeit der Umrechnung der potentiellen Verdunstung in eine reale wird über eine Abschätzung eines prozentualen Anteils der realen an der potentiellen Verdunstung gelöst. Dieser Anteil schwankt für semi-aride Gebiete sehr stark. In der Literatur finden sich Spannen von 30 bis 70%.

Die schwarzen Maschen in Abbildung 5.9 markieren Regionen, in denen eine negative Verdunstung - also Kondensation - auftritt. Dies liegt an Repräsentanten, bei denen auf Grund niedriger Temperaturen die Sättigungsfeuchte so weit gesunken ist, dass eine Übersättigung der bodennächsten Schicht auftritt und die Feuchte kondensiert. Die niedrigsten Temperaturen treten bei allen Repräsentanten entlang des Kamms des Hohen Atlas auf (siehe Anhang, Abb. A.9 und A.10) Diese Bereiche sind prädestiniert für Kondensation in der Modellsimulation. Dass entlang des Atlaskamms häufiger intensivere Kondensation auftritt zeigt sich in der Rekombination. In anderen Teilen des Simulationsgebiets tritt in den Simulationen der Repräsentanten auch Kondensation auf, die sich bei Betrachtung aller Repräsentanten jedoch in der Rekombination ausgleicht.

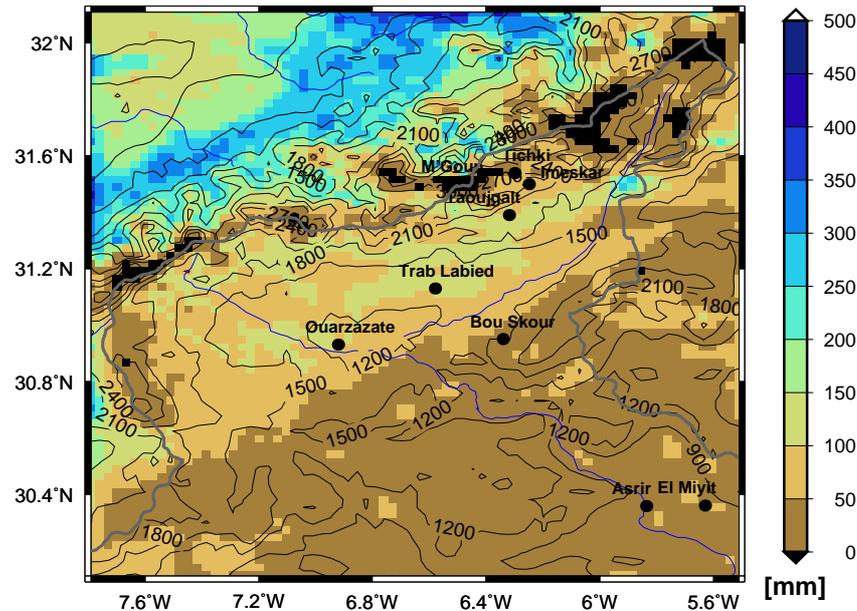


Abbildung 5.9: Rekombination der Evapotranspiration in mm für das Jahr 2002 auf Basis der CWT-Verteilung aus NCEP-Daten, Isolinien: Modellorographie in m, graue Linie: Einzugsgebiet des Drâa.

Insgesamt sieht die rekombinierte Verteilung der Evapotranspiration realistisch aus. Bis auf ein wenige Ausnahmen gilt für die Rekombination: Dort, wo mehr Niederschlag fällt, verdunstet auch mehr. Von Norden nach Süden nimmt die Verdunstung ab, obwohl die potentielle Evapotranspiration wegen der steigenden Temperaturen von Norden nach Süden ansteigt. Dies liegt daran, dass die Wasserverfügbarkeit in diese Richtung abnimmt.

Niederschlag minus Verdunstung

Die Differenzen der Rekombinationen von Niederschlag und Evapotranspiration sind in Abbildung 5.10 dargestellt. Die rot markierten Gittermaschen lassen keine Aussage über die Differenz zu, da auf Grund negativer Evapotranspiration an diesen Maschen bei einem Vergleich nicht einfach Niederschlag und Verdunstung addiert werden können. Für die meisten Gittermaschen wird mehr Niederschlag simuliert als daraus verdunstet. Das ist eine sinnvolle Verteilung, da aus dem Modell heraus nicht mehr verdunsten kann als Feuchte im oder auf dem Boden und den Pflanzen vorhanden ist. Auf Grund der Rekombination im Gegensatz zur stetigen Simulation kommt es an einigen Maschen dennoch zu einem umgekehrten Verhalten. Gittermaschen, in denen die Evapotranspiration den Niederschlag übertrifft (Abb. 5.10, schwarze Pixel), lassen sich auf der Nordseite des Hohen Atlas dadurch erklären, dass es dort häufiger zu Niederschlag kommt. Das führt beim Nesting in das LM 3.14 zu einem hohen Bodenwassergehalt, der zur Initialisierung übergeben wird. Während der Simulation eines trockenen Repräsentanten von FOOT3DK wird die Bodenfeuchte dann stark abgebaut. So kann für die Gittermaschen mehr verdunsten, als Feuchte durch Niederschlag zur Verfügung steht. In FOOT3DK wird der Zusammenhang zwischen Niederschlag und Verdunstung über

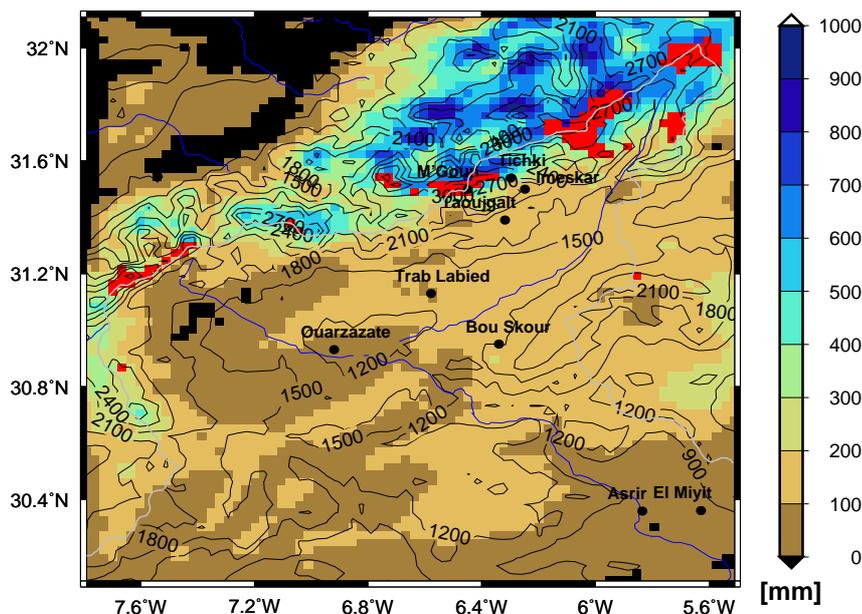


Abbildung 5.10: Differenz Niederschlag minus Verdunstung für das Jahr 2002 auf Basis der CWT-Verteilung aus NCEP-Daten in mm, Isolinien: Modellorographie. Rote Pixel: Durch Kondensation erhöhte Niederschlagswerte; Modellorographie in m, graue Linie: Einzugsgebiet des Drâa.

die Regenrate hergestellt. Sie beeinflusst den Wassergehalt der Pflanzenschicht und der beiden Bodenschichten und geht in die Teilflüsse der latenten Wärme ein, aus denen die Evapotranspiration berechnet wird (Formeln 4.1 und 4.2). Die in FOOT3DK eingehende Bodenfeuchte wird einmalig aus dem LM 3.14 vorgegeben und dann selbstständig simuliert.

Zusammenfassung

In diesem Kapitel konnte gezeigt werden, dass die Methode der statistisch-dynamischen Regionalisierung auf die in dieser Arbeit gegebene Fragestellung anwendbar ist. Dazu werden die CWT-Verteilungen auf der synoptischen Skala und FOOT3DK-Simulationen der gewählten Repräsentanten auf der Mesoskala verwendet. Für das Validierungsjahr 2002 werden mit der Rekombination des Niederschlags und der Verdunstung realistische Ergebnisse erzielt. Dies ist für den Niederschlag über einen Vergleich des gemessenen Stationsniederschlags an den IMPETUS-Stationen und einen Vergleich mit der Simulation des LM 3.14 bestätigt worden. Die Verteilung der Evapotranspiration erscheint ebenfalls sinnvoll, auch wenn dafür keine Vergleichsmöglichkeiten mit gemessener Verdunstung gegeben sind. Weiterhin wird die Rekombinationsmethode im folgenden Abschnitt für ein feuchtes und ein trockenes hydrologisches Jahr getestet, um die Wiedergabegüte einzelner Extremjahre beurteilen zu können.

5.5 Anwendung auf ein Feucht- und ein Trockenjahr

Die im vorigen Abschnitt vorgestellte Rekombinationsmethode wird nun auf ein feuchtes und ein trockenes Jahr angewendet. Da die Repräsentanten, wie am Beispiel des Niederschlags der Station Ouarzazate gesehen, (Abschnitt 5.4) einzelne extreme Niederschlagsereignisse nicht wiedergeben, ist davon auszugehen, dass die Rekombinationsmethode mit den gewählten Repräsentanten für einzelne Jahre nicht optimal funktioniert. Dies wird an dieser Stelle geprüft.

Dazu werden hydrologische Jahre¹ betrachtet. Das hydrologische Jahr wurde für das Drâaeeinzugsgebiet als der Zeitraum von September bis August festgelegt. Da in dieser Region der Hauptanteil der Niederschläge im Winter fällt, wird eine Regensaison zusammengefasst. So wird eine bessere Erfassung der hydrologischen Parameter wie z. B. des Abflusses gewährleistet.

Zur Auswahl der feuchten und trockenen hydrologischen Jahre wird ein Niederschlagsindex mit einer Unterteilung in Quintile nach Vorgaben der *WMO* (1983) herangezogen. *Knippertz* (2003a) fand drei homogene Niederschlagsregionen, für die er diesen Niederschlagsindex verwendete - die Atlantikregion, den Mittelmeerraum und eine Region südlich des Atlas (SDA) (s. a. *Knippertz et al.*, 2003a). Dafür wurden monatliche Niederschlagssummen algerischer und marokkanischer WMO-Stationen verwendet (s. a. *Fink et al.*, 2008). Für jede Station wurde der Niederschlag der Klimanormalperiode (1961 bis 1990) zur Bestimmung der Quintile verwendet. Jedes Quintil beinhaltet die gleiche Anzahl an hydrologischen Jahren, deren Niederschlagssumme zur Verfügung steht. Dabei darf höchstens ein Monat, der zur Summe des hydrologischen Jahres beiträgt, fehlen. Dann wird der fehlende Wert durch den Mittelwert der Klimanormalperiode ergänzt. Mit den so bestimmten Grenzen der Quintile können die Niederschlagssummen der einzelnen hydrologischen Jahre pro Station eingeordnet werden. Ein positiver Index bedeutet mehr (1) bzw. deutlich mehr Niederschlag (2) als im Median der Klimanormalperiode. Negative Werte bedeuten weniger (-1) bzw. deutlich weniger Niederschlag (-2). Ein Indexwert von 0 bedeutet im Vergleich zum Niederschlag der Klimanormalperiode keine Abweichung in der Intensität (siehe Abb. 5.11). Die Quintile der einzelnen Stationen der verschiedenen Regionen werden gemittelt, so dass sich ein Wert pro Region ergibt. Dieser Wert ist durch die Mittelung nicht mehr zwingend ganzzahlig.

In dieser Arbeit wird die Region SDA betrachtet, welche neben Niederschlagsdaten der Station Ouarzazate auch noch Daten der Stationen Ain Sefra, Beni Ounif, Bechar und Er-Rachidia in Marokko und Algerien beinhaltet, sofern deren Daten zur Verfügung stehen. Die Einordnung der extremen Jahre wird auf Basis der Klimanormalperiode (1961 bis 1990) für die einzelnen Stationen vorgenommen. Neben dem zur Verfügung stehenden Index für die Region SDA wird zu Vergleichszwecken der Niederschlagsindex nur mit Stationsniederschlägen der Station Ouarzazate berechnet, da diese als einzige der WMO-Stationen in Marokko im Simulationsgebiet liegt. Sie verfügt auch als einzige Station über eine ausreichend lange Zeitreihe monatlicher Niederschläge, die eine Berechnung des beschriebenen Niederschlagsindex zulässt. Die Zeitreihen der IMPETUS-Stationen

¹Im weiteren Verlauf dieses Abschnitts ist mit Jahr immer ein hydrologisches Jahr gemeint.

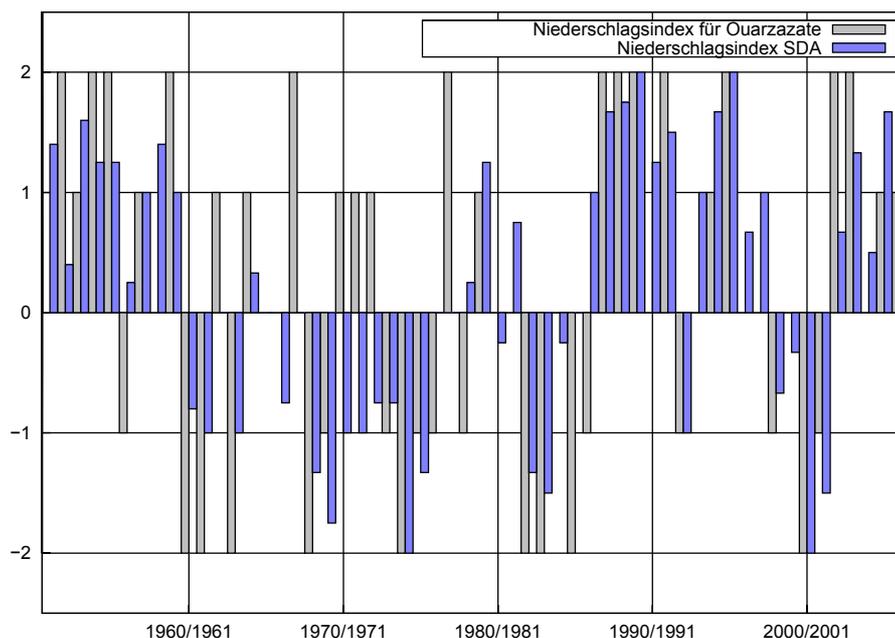


Abbildung 5.11: Niederschlagsindizes für die hydrologischen Jahre von 1950/1951 bis 2006/2007 berechnet für Ouarzazate (grau) und die Region SDA (blau). Positive Werte: im Vergleich zur Klimanormalperiode feuchter, negative Werte: trockener.

sind hierfür zu kurz. Im Folgenden werden die verschiedenen berechneten Indizes für die Region SDA betrachtet und miteinander verglichen.

In [Abbildung 5.11](#) sind die Berechnungen des Index für trockene und feuchte Jahre für die Region SDA (blau) und die Station Ouarzazate (grau) dargestellt. In den meisten Fällen zeigen beide Indizes die gleiche Tendenz, wenn auch mit unterschiedlichen Intensitäten. Gegenläufige Tendenzen treten kaum auf. In einigen Fällen zeigt einer der beiden Indizes im Vergleich zum Referenzzeitraum keine Tendenz, während der andere in Richtung eines Extrems tendiert (z. B. 1999/2000 Ouarzazate neutral, SDA leicht feucht). Anhand des berechneten Index für Ouarzazate werden die hydrologischen Jahre 2000/2001 (trocken) und 2003/2004 (feucht) ausgewählt. Für das Jahr 2000/2001 zeigen beide Indizes extreme Trockenheit an. In Ouarzazate ist in diesem Zeitraum laut *Monthly Climatic Data for the World* (MCDW) ein Niederschlag von lediglich 48 mm gefallen. Für das ausgewählte Jahr 2003/2004 liegt der Index für Ouarzazate im extrem feuchten Bereich. Der Index für die Region SDA liegt etwas niedriger. In Ouarzazate wurden während dieses Zeitraum nach MCDW ein Niederschlag von 156 mm gemessen. Im betrachteten Zeitraum gibt es noch weitere in Frage kommende Jahre. Auf Grund eines angestrebten Aktualitätsbezugs werden die bereits genannte hydrologischen Jahre 2000/2001 und 2003/2004 für die Betrachtung gewählt.

Für die auf Basis des Niederschlagsindex ausgewählten Zeiträume wird eine CWT-Klassifikation durchgeführt. Die Ergebnisse sind in den [Abbildungen 5.12](#) und [5.13](#)

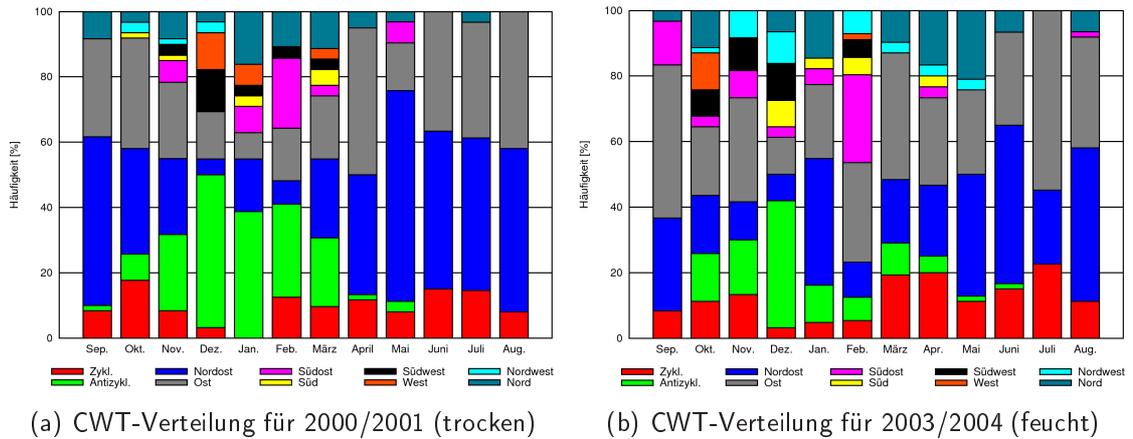


Abbildung 5.12: CWT-Verteilungen der NCEP-Reanalysen für die hydrologischen Jahre 2000/2001 (trocken, a) und 2003/2004 (feucht, b).

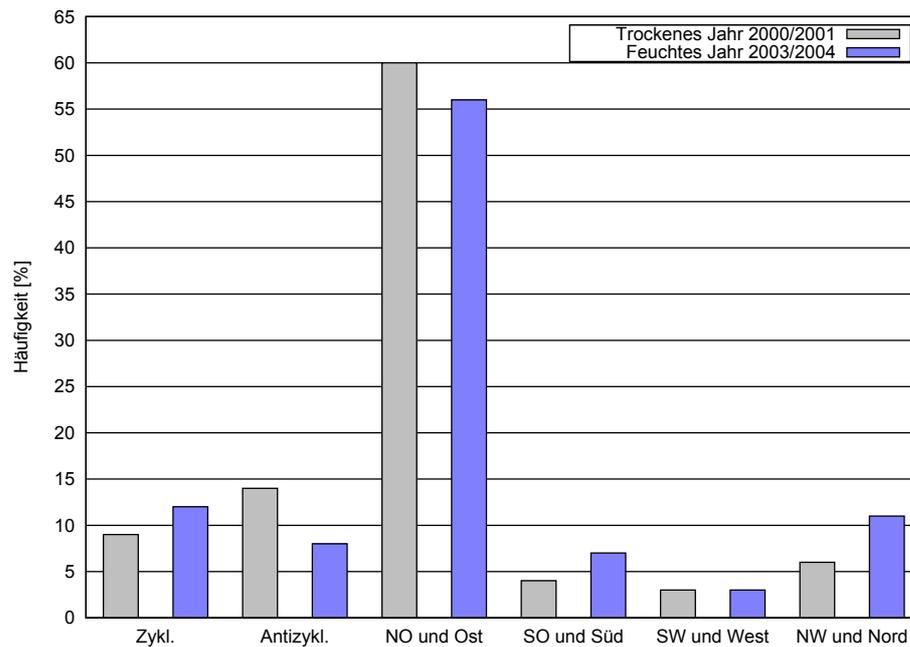


Abbildung 5.13: Häufigkeitsverteilung der zusammengefassten CWTs des trockenen (grau, 2000/2001) und des feuchten (blau, 2003/2004) hydrologischen Jahres in %.

dargestellt. Die monatliche Verteilung in Abbildung 5.12 geht im Unterschied zu den vorherigen Abbildungen dieses Typs von September bis August. Es können auf Grund einer schlechten Datenbasis täglicher Niederschlagsmessungen an der Station Ouarzazate keine Zuordnungen Niederschlag zu CWT vorgenommen werden. Die MCDW liefern nur Monatswerte und die SYNOP-Meldungen von Ouarzazate weisen in beiden Zeiträumen große Lücken auf. Ein Vergleich der CWT-Verteilungen zeigt, dass es im trockenen hydrologischen Jahr im Winter zu einem häufigeren Vorkommen von antizyklonalen Strömungen kommt. Über das ganze Jahr gesehen kommen sie ca. 5,5% häufiger vor als im feuchten hydrologischen Jahr. Damit geht eine Stabilisierung der Wetterlage über dem Flusseinzugsgebiet einher und somit ist weniger Niederschlag zu erwarten. Lagen, die wetteraktiver sind und im Untersuchungsgebiet häufiger Niederschlag liefern können (Süd, Südwest und Südost, siehe Abb. 5.3b) treten im trockenen Jahr seltener auf als im feuchten hydrologischen Jahr 2003/2004. Über das gesamte hydrologische Jahr betrachtet (Abb. 5.13) führt diese Tendenz nur zu 2,3% Unterschied bei den zusammengefassten CWTs Südost und Süd. Deutlichere Unterschiede in der Häufigkeit der CWTs in beiden hydrologischen Jahre zeigen sich für die Lage Nordwest und Nord. Sie kommt im feuchten Jahr 4,6% häufiger vor. Diese Lagen bringen wenig Niederschlag ins Untersuchungsgebiet (siehe Abb. 5.3b).

Im trockenen hydrologischen Jahr ist laut MCDW der meiste Niederschlag in Ouarzazate mit 32 mm während zwei Tagen im August gefallen. Das macht über 50% des gesamten Niederschlags des hydrologischen Jahres aus. Leider liefern die MCDW keine genaue Zuordnung, an welchem Datum der Niederschlag fiel, so dass eine Zuweisung der CWTs an beiden Tagen nicht möglich ist. Dennoch ist diese Erkenntnis bei Betrachtung der CWT-Verteilung für diesen Monat im hydrologischen Jahr 2000/2001 recht untypisch. Für das Feuchtejahr ist der Niederschlag deutlich gleichmäßiger über das Jahr verteilt. In Abbildung 5.14 sind die auf Basis der CWT-Verteilungen (Abb. 5.13) rekombinierten hydrologischen Jahre dargestellt. Auf der Nordseite des Hohen Atlas zeigen sich mehrere Gittermaschen mit über 1 000 mm rekombiniertem Niederschlag für das feuchte hydrologische Jahr. Der Maximalniederschlag pro Gitterbox liegt in diesem Fall bei 1 235,8 mm, wohingegen der maximale Niederschlag im trockenen Jahr bei 1 058,5 mm liegt. In den simulierten Bereichen auf der Südseite des Gebirges sind kaum Unterschiede zwischen den beiden hydrologischen Jahren erkennbar. Die Unterschiede im rekombinierten Wert der Gitterbox, in der sich Ouarzazate befindet, sind minimal (0,3 mm Differenz, Tab. 5.4). Die räumlichen Mittel der beiden Jahre unterscheiden sich deutlicher. Während des trockenen hydrologischen Jahres fallen im Gebietsmittel 264,9 mm, im feuchten hydrologischen Jahr sind es 287,6 mm.

Der rekombinierte Wert für das trockene Jahr in der Ouarzazate zugeordneten Gittermasche ist mehr als dreimal größer als der gemessene Niederschlagswert an der Station. Bei einem gemessenen Niederschlag von lediglich 48 mm ergibt sich für die statistisch-dynamische Regionalisierung mit den gewählten Repräsentanten 149,2 mm. Dagegen wird der rekombinierte Wert für das feuchte Jahr für die gleiche Gittermasche nur gering unterschätzt (s. a. Tab. 5.4). Für die anderen Gitterpunkte, in denen sich IMPETUS-Klimastationen befinden, liegt die Rekombination für das trockene Jahr bis auf die Punkte, die repräsentativ für Trab Labied und El Miyit sind, immer leicht unter den

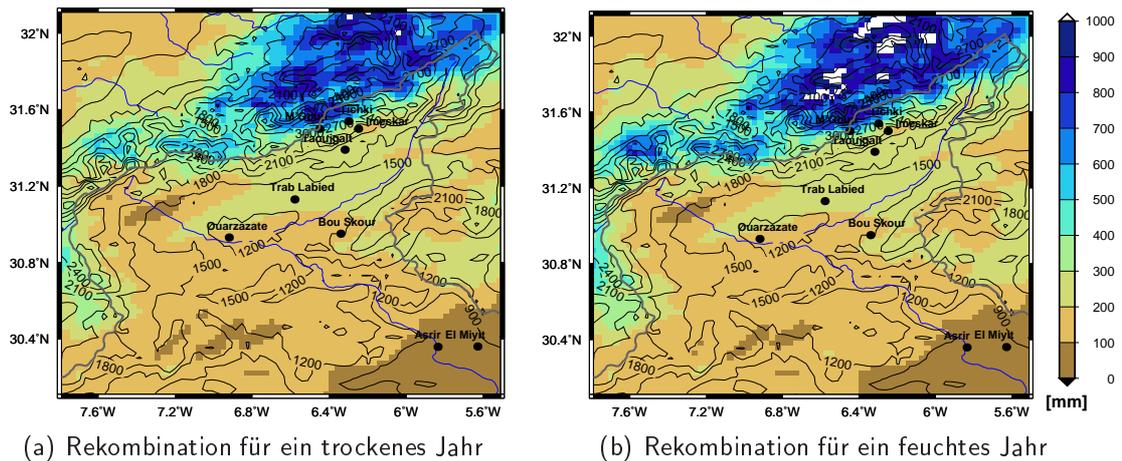


Abbildung 5.14: Rekombination des Niederschlags in mm auf Basis der NCEP-Reanalysen für die hydrologischen Jahre 2000/2001 (trocken, a) und 2003/2004 (feucht, b); Modellorographie in m, graue Linie: Einzugsgebiet des Drâa.

Werten der Rekombination des Feuchtejahres. Vergleiche mit den Niederschlagsdaten der IMPETUS-Klimastationen werden nicht durchgeführt, da diese für das Trockenjahr z. T. noch nicht im Betrieb waren oder Datenausfälle für den Betrachtungszeitraum vorliegen. Die extrahierten Gitterpunkte bilden eine Intensität ab, die die in der Realität auftretenden Intensitäten deutlich unterschreitet (siehe Tab. 5.4). Dies hängt wiederum mit den gewählten Repräsentanten zusammen, die für einen längeren Zeitraum anwendbar sein sollen und dadurch kürzere Zeiträume nicht gut erfassen können. Über einen Zeitraum von mehreren Jahren kann davon ausgegangen werden, dass sich solche einzelnen Extremjahre herausmitteln. Der gewählte Zeitraum von einem Jahr ist demnach zu kurz für die verwendete Regionalisierungsmethode. Er eignet sich bei steigender Rechnerleistung eher für eine dynamische Regionalisierung. Ein mittleres Jahr berechnet über die Rekombination des NCEP-Zeitraums von 1979 bis 1998 (Abb. 5.15) unterscheidet sich kaum von den beiden rekombinierten hydrologischen Jahren (Abb. 5.14). Der über den 20-jährigen Zeitraum gemittelte rekombinierte Niederschlag liegt bei 154,7 mm für die Gittermasche, in der Ouarzazate liegt, was über dem gemessenen Mittel von ca. 110 mm für diesen Zeitraum liegt.

Zusammenfassend bleibt festzuhalten, dass die Rekombinationsmethode mit den gewählten Repräsentanten für längere Zeiträume anwendbar ist, in denen sich die extremen Werte glätten und Mittelwerte interessant sind. Es dürfte unmöglich sein für ein einzelnes Jahr geeignete Repräsentanten auszuwählen, die variabel genug sind, Extrema abzubilden. Für diese kurzen Zeiträume dürfte in den kommenden Jahren die dynamische Regionalisierung vermehrt zur Anwendung kommen.

Tabelle 5.4: Rekombinierter Niederschlag für die Gitterboxen der IMPETUS-Stationen und Ouarzazate für 2000/2001 und 2003/2004.

<i>Station</i>	<i>rekombinierter Niederschlag [mm] (trocken)</i>	<i>rekombinierter Niederschlag [mm] (feucht)</i>
M'Goun	564,9	608,2
Tizi-n-Tounza	601,6	629,6
Tichki	439,5	453,0
Imeskar	222,8	229,4
Trab Labied	220,8	219,1
Taoujgalt	247,0	256,0
Bou Skour	183,7	196,1
Asrir	77,4	76,3
El Miyit	66,0	63,9
Ouarzazate	149,2	149,5

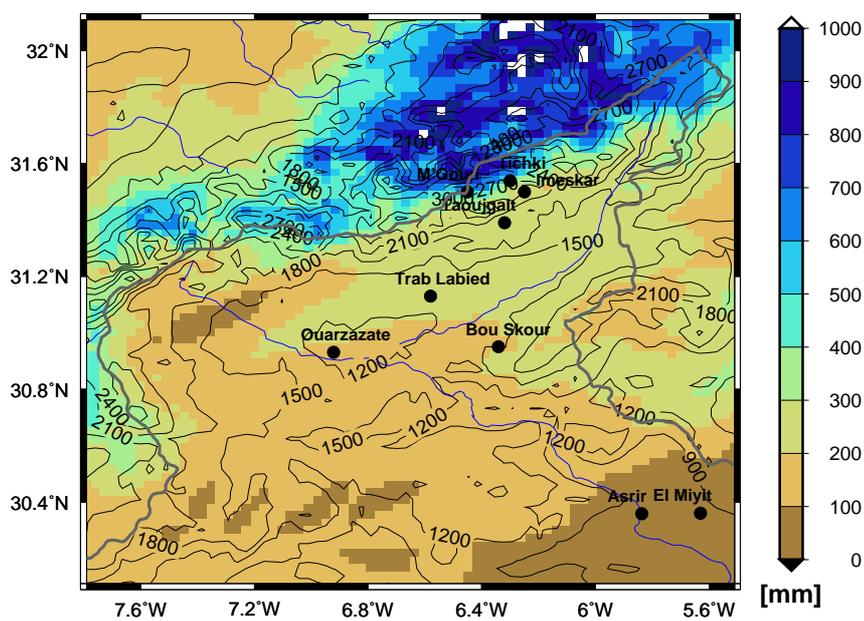


Abbildung 5.15: Mittlere Niederschlagsverteilung in mm auf Basis der NCEP-CWT-Verteilungen von 1979 bis 1998; Modellorographie in m, graue Linie: Einzugsgebiet des Drâa.

6 Regionalisierung für einen zukünftigen Zeitraum auf Basis von REMO-Modelldaten

In diesem Kapitel wird die vorgestellte statistisch-dynamische Regionalisierung für einen zukünftigen Zeitraum angewendet. Dazu werden CWT-Klassifikationen auf Basis von Bodendruckdaten des REMO verwendet. Im Rahmen des IMPETUS-Projekts wurden mit REMO die SRES-Szenarien A1B und B1 des IPCC realisiert. Diese gehen von verschiedenen ökonomischen und soziologischen Voraussetzungen aus, die Einfluss auf z. B. den CO_2 -Ausstoß haben. In den folgenden Abschnitten wird zunächst auf das Modell REMO und die aus den Modellsimulationen verwendeten Daten eingegangen. Die Ergebnisse der in diesem Kapitel durchgeführten CWT-Klassifikation werden mit den Ergebnissen der CWT-Klassifikation, die auf Basis der NCEP-Reanalysen erstellt wurden, verglichen (s. a. Kap. 5), um die realistische Wiedergabe der Rekombination für einen zukünftigen Zeitraum einschätzen zu können. Danach werden die SRES-Szenarien A1B und B1 genauer vorgestellt und auf ihre Signifikanz bzgl. der Änderungen der CWTs und der Niederschlags- bzw. Evapotranspirationstendenz untersucht. Abschließend werden CWT-Verteilungen für die Szenarien berechnet und eine Rekombination mit den in Abschnitt 5.2 gewählten Repräsentanten durchgeführt und genauer betrachtet.

6.1 REMO – Modell und Daten

Das REMO wurde am Max-Planck-Institut für Meteorologie auf Basis eines Wettervorhersagemodells des DWD entwickelt. Es wird für Anwendungen auf der synoptischen und meso- α Skala verwendet. Die Modellgleichungen werden auf einem Längen-Breiten-Gitter mit einer orographiefolgenden Vertikalkoordinate berechnet (z. B. *Jacob, 2001*). Im Rahmen des IMPETUS-Projekts wurden Simulationen mit diesem Modell durchgeführt, die ganz Afrika bis 15°S, die Arabische Halbinsel und das Mittelmeer abdecken (synoptische Skala). In der Vertikalen erstreckt sich das Modell auf 25 km unterteilt in 20 hybride Level. Die Gittermaschen haben eine Erstreckung von 0,5° x 0,5° (ca. 55 km x 55 km) und die Daten werden 3- bzw. 6-stündig abgespeichert (*Paeth et al., 2005*, s. a. Abb. 1.3).

Den Antrieb für die verwendeten REMO-Läufe lieferte das ECHAM5/MPI-OM (ECHAM Version 5/*Max Planck Institute Ocean Model*). Auch die SST-Variabilität stammt aus diesem Modell (*Roeckner et al., 2003*). Die dem ECHAM5/MPI-OM entnommene SST ist nicht mit der beobachteten vergleichbar. Daher ist es nicht zielfüh-

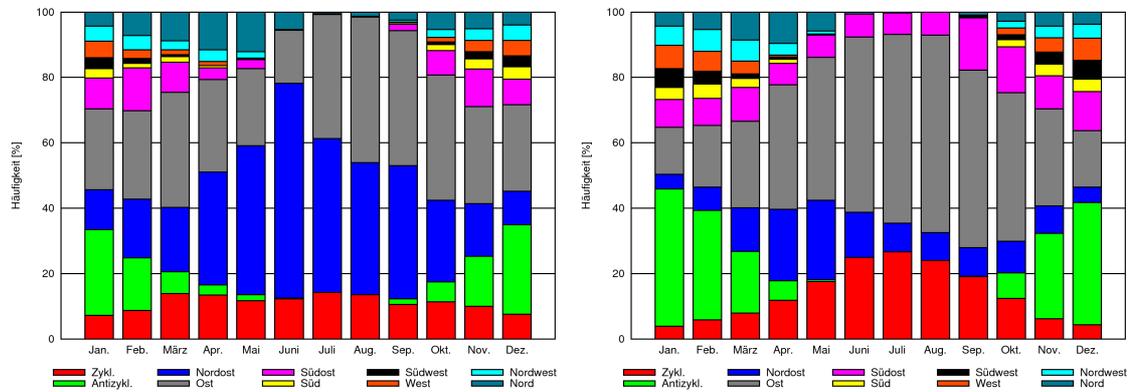
rend, das Modell FOOT3DK direkt mit dem REMO-Datensatz anzutreiben. Es wird eine gute Übereinstimmung mit den Messwerten von 2002 benötigt, um die Auswahl der Repräsentanten und deren Vergleich mit den Messwerten der IMPETUS-Klimastationen vornehmen zu können.

Für die Kontrollsimulation von 1960 bis 2000 wurden beobachtete Treibhausgase aus den frühen 90ern vorgegeben, die Landnutzung wurde konstant gehalten. Während der Szenariensimulationen von 2001 bis 2050 wurden die Treibhausgasverteilungen der SRES-Szenarien A1B bzw. B1 vorgegeben (s. a. *Nakicenovic und Swart, 2000*). Zur Vorgabe der Landnutzungsänderungen für die Szenariensimulation wurde von *Paeth et al. (2009)* ein stochastisches Landnutzungsänderungsmodell basierend auf Annahmen für die zukünftigen Bevölkerungszahlen und die Urbanisierung in Afrika entwickelt. Für die Berechnungen wurde ein Landnutzungsdatensatz des *United States Geological Survey (USGS)* der *Global-Land-Cover-Characterization (GLCC)* verwendet. Weiterhin wurden Demographie und ökonomische Daten nach Vorgaben der *United Nations (UN)* als Randbedingungen verwendet. Ebenso wird eine Vorgabe der FAO berücksichtigt, nach der bis 2050 die Abholzung gemittelt über das tropische Afrika 30% beträgt (genauere Beschreibung siehe *Paeth et al., 2009*). Die verwendeten REMO-Modelldaten bestehen für die Kontroll- und die Forcingläufe aus je drei Ensembleläufen.

6.2 Vergleich der CWT-Verteilungen des REMO und der NCEP-Reanalysen

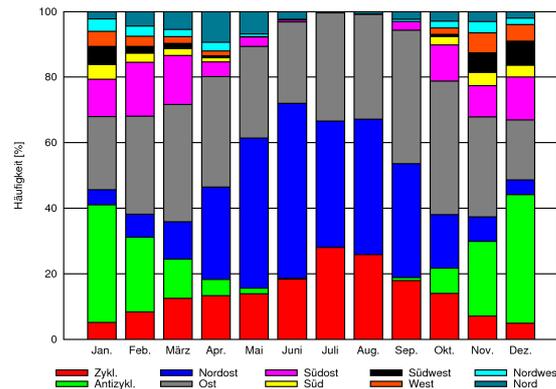
Es wird an dieser Stelle überprüft, wie ähnlich die Bodendruckverteilung der Kontrollsimulation des REMO der Verteilung der Reanalysen ist, da diese zur Berechnung der CWT-Häufigkeiten verwendet wird. In Abbildung 6.1 werden die Häufigkeitsverteilung der CWTs sowohl für die NCEP-Reanalysen (Abb. 6.1a) als auch für das Ensemblemittel der REMO-Daten aus den drei Ensembleläufen (Abb. 6.1b) dargestellt. Des Weiteren ist noch eine CWT-Verteilung abgebildet (Abb. 6.1c), die auf Basis einer anderen REMO-Simulation berechnet worden ist. Diese Simulation für die Jahre 1979 bis 2003 wurde bis 1993 mit Hilfe von ERA15-Reanalysen und von 1994 bis 2003 mit Analysen des ECMWF angetrieben (*Paeth et al., 2005*). Dieser mit beobachteten SST und Messungen angetriebene Datensatz von 1979 bis 2003 bietet jedoch keine Alternative zum LM-Datensatz, mit dem die FOOT3DK-Simulationen angetrieben werden, da die mit ihm simulierten Niederschlagsfelder nicht richtig abgebildet werden. Es hat sich gezeigt, dass ungünstige Vorgaben beim Nesting auf die Simulationsergebnisse des FOOT3DK übertragen werden. Zusätzlich wird die Vergleichbarkeit mit den anderen REMO-Simulationen dadurch beeinträchtigt, dass die gewählten Modelleinstellungen der verschiedenen REMO-Simulationen nicht identisch sind. Dieser Datensatz ist also nicht geeignet, um das FOOT3DK in ihn zu nesten.

Die CWT-Verteilung auf Basis der NCEP-Reanalysen (Abb. 6.1a) zeigt im Vergleich mit der CWT-Verteilung des REMO-Datensatzes von 1979 bis 2003 (Abb. 6.1c) ähnliche Häufigkeiten über die einzelnen Monate. Die CWTs Nordost und Ost sind in beiden



(a) Monatliche CWT-Verteilung der NCEP-Reanalysen von 1970 bis 1999

(b) Monatliche CWT-Verteilung des REMO-Ensemblemittels von 1970 bis 1999



(c) Monatliche CWT-Verteilung der REMO-Daten von 1979 bis 2003

Abbildung 6.1: CWT-Verteilung der NCEP-Reanalysen von 1970 bis 1999 (a), des Ensemblemittels der REMO-Daten von 1970 bis 1999 (b) und eines REMO-Datensatzes von 1979 bis 2003 (c), der mit Beobachtungsdaten (ERA15 und Analyse) angetrieben worden ist in %.

Klassifikationen am häufigsten und in ähnlicher Größenordnung vertreten. In den Sommermonaten ist die Häufigkeit der beiden Lagen in der Verteilung der CWTs aus den REMO-Daten von 1979 bis 2003 berechnet etwas geringer. Dort tritt im Vergleich zu den Analysedaten häufiger die CWT Zyklonal auf. Gleiches gilt im Winter für die CWT Nordost dadurch, dass in dieser Zeit die antizyklonale CWT stärker vertreten ist. Deutlichere Unterschiede werden bei einem Vergleich zwischen der CWT-Verteilung auf Basis der NCEP-Reanalysen und der CWT-Verteilung auf Basis der REMO-Modelldaten (Antrieb: ECHAM5/MPI-OM) sichtbar (Abb. 6.1b). Hier ist die CWT Nordost deutlich seltener vertreten als in den beiden anderen Klassifikationen. Auch der Jahresgang mit einem Maximum der CWT Nordost in den Sommermonaten wird nicht abgebildet. Während in den beiden anderen CWT-Verteilungen die CWT Südost von Juni bis August nur sehr selten auftritt, wird sie in der Verteilungen der mit Klimamodelldaten angetriebenen REMO-Simulation das ganze Jahr über relativ gleichmäßig klassifiziert. Die Unterschiede zwischen diesen beiden CWT-Verteilungen sind größer als z. B. zwischen Kontroll- und Forcingperiode der auf REMO-Daten basierenden Häufigkeitsverteilung, die mit ECHAM-Antrieb berechnet.

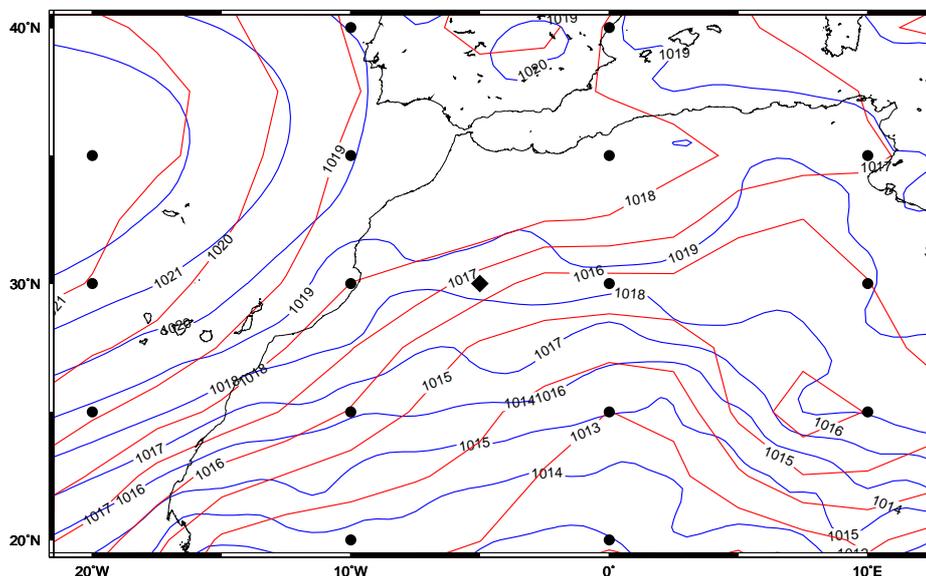


Abbildung 6.2: Mittlere MSLP-Verteilung der NCEP-Reanalysen (rot, Auflösung $2,5^\circ$) und des Ensemblemittels der REMO-Daten (blau, Auflösung $0,5^\circ$) über einen 30-jährigen Zeitraum von 1970 bis 1999 jeweils für den 00 UTC-Termin in hPa. ◊: Punkt, für den die CWTs berechnet werden; ○: Gitterpunkte, die zur Berechnung der CWTs beitragen.

Im Folgenden werden die Gründe für diese Unterschiede genauer untersucht, obwohl sich die Auftretshäufigkeit der CWTs Nordost und Ost in ihrer Summe nur wenig von der Summe der Auftretshäufigkeit der CWTs in den Reanalysedaten unterscheidet. Der deutliche Unterschied zwischen der CWT-Klassifikation auf Basis der Reanalysen und der auf Basis der Modelldaten wird durch die durchgeführte Zusammenlegung der CWTs Nordost und Ost (s. a. Kap. 5) abgeschwächt.

Ein Vergleich der Bodendruckfelder der NCEP-Reanalysen und des REMO, angetrieben mit Modelldaten (ECHAM5/MPI-OM) für die Jahre 1970 bis 1999, zeigt die Unterschiede in der Klassifikation der CWT Nordost. In Abbildung 6.2 ist der Druck der NCEP-Reanalysen (rot) und des Ensemblemittels der REMO-Modelldaten (blau) dargestellt. Die Position des Azorenhochs im Nordwesten des betrachteten Gebiets stimmt in beiden Datensätzen überein. Um den Punkt, für den die CWT-Klassifikation durchgeführt wird (\diamond in Abb. 6.2), sind die Anströmungsrichtungen jedoch unterschiedlich. Der erste subjektive Eindruck bestätigt sich auch durch eine Berechnung der Windrichtung anhand der Bodendruckverteilungen aus Abbildung 6.2 nach den Gleichungen 3.5 und 3.6. In den REMO-Modelldaten ist die damit berechnete Windrichtung für den CWT-Berechnungspunkt für die mittlere MSLP-Verteilung (*Mean Sea Level Pressure*) Ost, während sich in den Reanalysen für den gewählten Zeitraum eine nordöstliche Anströmung findet. Die Hauptströmungsrichtung über den 30-jährigen Zeitraum ist also in den beiden Datensätzen verschieden. Die Ursache dafür liegt in den Antriebsdaten für die REMO-Simulationen aus dem ECHAM5/MPI-OM. Die schon im ECHAM5/MPI-OM abweichenden Verteilung der CWTs Nordost und Ost überträgt sich auf das REMO und verstärkt sich sogar leicht.

Bei einem Vergleich der CWT-Verteilungen der Ensemblemittel von ECHAM5/MPI-OM und REMO (Antrieb: ECHAM5/MPI-OM) über die einzelnen Monate (Abb. 6.3) werden Unterschiede in der Lage Nordost hauptsächlich in den Sommermonaten sichtbar. In den Monaten Juni bis September kommt diese CWT deutlich seltener vor. Dafür kommt es in diesen Monaten zu einer Zunahme der Häufigkeit der CWTs Südost und Ost, während die zyklonale CWT ebenso wie die CWT Nordost seltener wird. Die Abweichung von den NCEP-Reanalysen ist deutlich (vgl. Abb. 6.1a).

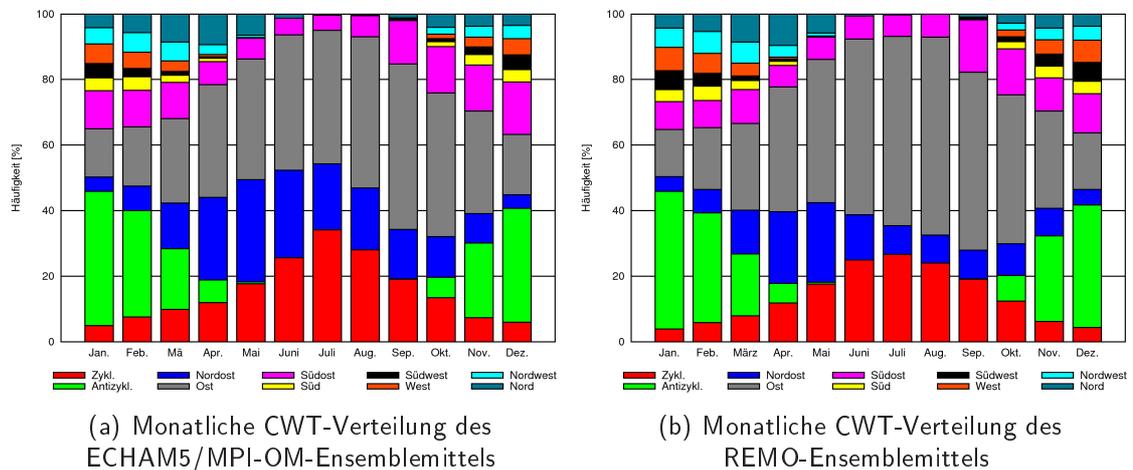


Abbildung 6.3: CWT-Verteilung des Ensemblemittels der ECHAM5/MPI-OM-Daten (a) und des Ensemblemittels der REMO-Daten (b) von 1970 bis 1999 in %.

Die unterschiedlichen Resultate der Klassifikationen führen zu folgenden Schlüssen:

- Das REMO-Modell – angetrieben mit ERA15 und Analysen – zeigt eine realistische Klassifikationsverteilung der CWTs im Vergleich zu den Reanalysedaten, wobei es zu einer Überschätzung der zyklonalen Lagen im Sommer und der antizyklonalen Lagen im Winter kommt.
- Unterschiede zwischen dem mittleren Druckfeld von 1970 bis 1999 der NCEP-Reanalysen und des REMO - angetrieben mit ECHAM5/MPI-OM-Daten – zeigen eine unterschiedliche Grundströmung für den Berechnungspunkt der CWTs.
- Die Tendenzen der CWT-Häufigkeit des ECHAM5/MPI-OM übertragen sich über die Antriebsdaten auf das REMO und zeigen sich insbesondere in den Abweichungen der Häufigkeit der CWTs Nordost und Ost.
- Der Einfluss dieser CWT-Verteilung des REMO auf die Rekombination wird dadurch geringer, dass die CWTs Ost und Nordost auf Grund fehlender Repräsentanten zusammengefasst werden und sich die Häufigkeit in der Summe beider Lagen nur unerheblich von denen der Reanalysen unterscheidet.

6.3 SRES-Szenarien A1B und B1

Im SRES des IPCC werden die unterschiedlichen möglichen zukünftigen Entwicklungen in vier verschiedene Szenarien-Gruppen unterteilt: A1, A2, B1 und B2. In der Gruppe A1 gibt es drei weitere Unterteilungen: A1FI, A1T und A1B. Die A1-Szenarien beschreiben eine zukünftige Welt mit einem starken und schnellen ökonomischen Wachstum. Nachdem die Weltbevölkerung ihr Maximum in der Mitte des Jahrhunderts erreicht hat, nimmt die Zahl der Menschen bis zum Ende des Jahrhunderts ab. Regionale Unterschiede werden rasch abgebaut. Das A1B-Szenario beschreibt eine Energienutzung, die alle Ressourcen ausgeglichen verwendet. Die Entwicklung der Weltbevölkerung im B1-Szenario entspricht der im A1B-Szenario. Auch hier kommt es zu schnellen ökonomischen Entwicklungen. Es werden vermehrt ressourcen-effiziente und saubere Technologien entwickelt (*Nakicenovic und Swart, 2000*). Die beiden Szenarien verhalten sich bzgl. der globalen CO_2 -Emissionen ähnlich. Beide haben ihr Maximum in der Mitte des Jahrhunderts. Die Kurve liegt für das Szenario A1B jedoch bei höheren Werten und geht im B1-Szenario unter den Ausgangswert zu Beginn des 20. Jahrhunderts zurück.

6.4 Rekombination der Szenarien von 2020 bis 2049

Für die Rekombination der Szenarien A1B und B1 wird ein 30-jähriger Zeitraum von 2020 bis 2049 ausgewählt. Dieser liegt gegen Ende der im Rahmen des IMPETUS-Projekts durchgeführten REMO-Simulationen. Als Kontrollperiode wird ein 30-jähriger Zeitraum von 1970 bis 1999 verwendet. In den folgenden Unterkapiteln wird zunächst auf die CWT-Klassifikationen eingegangen. Dann wird die Signifikanz der Häufigkeiten

der CWTs für die Ensemblemittel der beiden Szenarien geprüft. Abschließend wird eine Rekombination des Niederschlags und der Evapotranspiration auf Grundlage der Vorschrift aus Kapitel 5 durchgeführt und das Ergebnis als Differenz zwischen Forcing- und Kontrollperiode für ein mittleres Jahr vorgestellt.

CWT-Verteilung

Durch die Zusammenfassung verschiedener CWTs werden die Unterschiede gerade in den CWTs Nordost und Ost geglättet. Ein Vergleich der CWT-Klassifikation der NCEP-Reanalysen und der Kontrollperiode des REMO zeigt in den zusammengefassten Lagen vernachlässigbare Unterschiede, die meistens unter 0,7% der Tage liegen. Die größten Abweichungen treten in den zusammengefassten CWT Nordost und Ost auf. Umgerechnet kommt die zusammengefasste CWT Nordost und Ost in dem betrachteten 30-jährigen Zeitraum in der Kontrollperiode 5 Tage pro Jahr weniger vor. Dieser Unterschied wird als vernachlässigbar angesehen.

Für die CWT-Berechnungen der einzelnen Ensembles zeigt sich für beide Szenarien eine ähnliche Verteilung (siehe Abb. 6.4). Die Unterschiede zwischen den einzelnen Ensembleläufen sind dabei ebenfalls gering. Sowohl im A1B- als auch im B1-Szenario treten die Ostlagen für den Zeitraum von 2020 bis 2049 mit Abstand am häufigsten auf. Im Ensemblemittel liegen die Unterschiede zwischen Kontroll- und Forcingperiode meist unter 1%. Lediglich für die zusammengefasste CWT Nordost und Ost zeigt sich eine Zunahme zwischen Forcing- und Kontrollperiode von über 2% für beide Szenarien. Eine Abnahme der gleichen Größe ergibt sich für die CWT Antizyklonal für das A1B-Szenario.

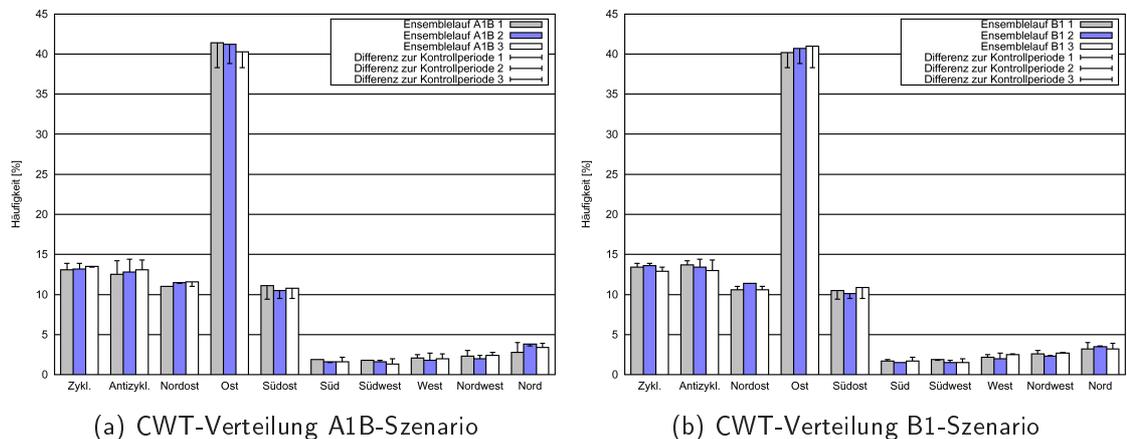


Abbildung 6.4: CWT-Verteilung der Szenarien A1B (a) und B1 (b) auf Grundlage der REMO-Modelldaten von 2020 bis 2049 und deren Differenzen bezüglich einer Kontrollperiode von 1970 bis 1999 für jeweils drei Ensembleläufe in %.

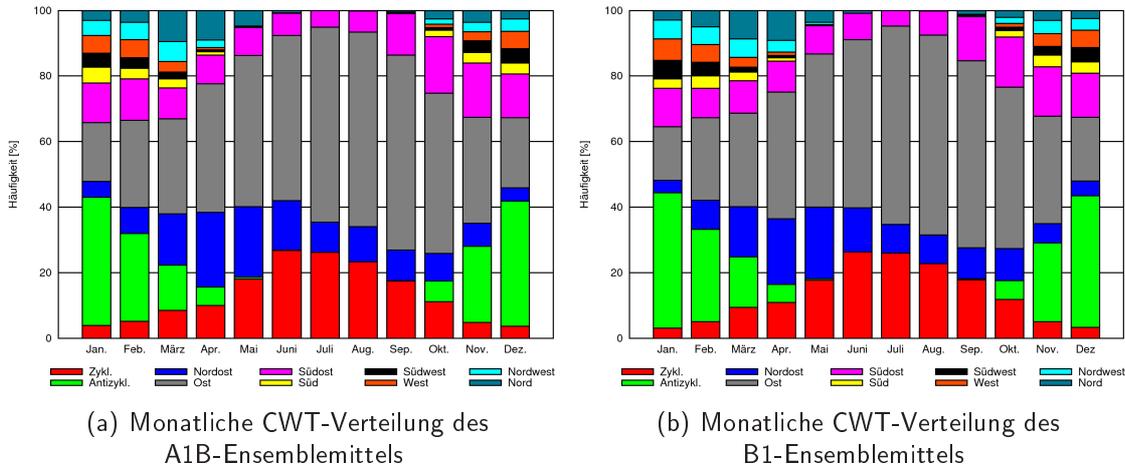


Abbildung 6.5: Monatliche CWT-Verteilung der Ensemblemittel der Szenarien A1B (a) und B1 (b) auf Grundlage der REMO-Modelldaten von 2020 bis 2049 in %.

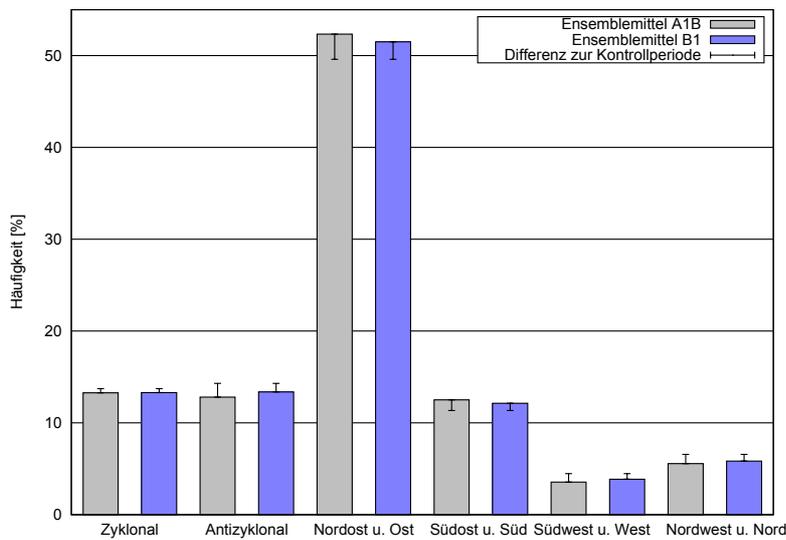


Abbildung 6.6: CWT-Verteilung der zusammengefassten CWTs der Ensemblemittel der Szenarien A1B (grau) und B1 (blau) auf Grundlage der REMO-Modelldaten von 2020 bis 2049 und deren Differenzen für das Ensemblemittel der Kontrollperiode von 1970 bis 1999 in %.

Eine Aufteilung der CWTs der Ensemblemittel nach Monaten für beide Szenarien zeigt ebenfalls weitgehende Übereinstimmungen zwischen den beiden Szenarien für den Zeitraum von 2020 bis 2049 (siehe Abb. 6.5), analog zum entsprechenden Vergleich der Szenarien mit der Kontrollperiode (siehe Abb. 6.3b).

Bei einer Betrachtung der zusammengefassten Ensemblemittel (Abb. 6.6) zeigen sich weiterhin kaum Unterschiede für beide Szenarien. Die Tendenzen im Vergleich zur Kontrollperiode gehen in den Ensemblemitteln für den gewählten Zeitraum in die gleiche Richtung, wenn auch die Intensität der Zu- und Abnahmen der Häufigkeit der einzelnen CWTs unterschiedlich ist. Die Trends liegen größtenteils um 1%. Lediglich die schon genannte Lagen Nordost für beide und Antizyklonal für das Szenario A1B ändern sich stärker. In beiden Szenarien treten die zusammengefassten CWTs Nordost und Ost sowie Südost und Süd häufiger auf, alle anderen gruppierten CWTs nehmen in der Häufigkeit ab.

Die abgebildete CWT-Verteilung ist stark vom gewählten Zeitraum abhängig. Für einen kürzeren Zeitraum von 2036 bis 2050 (Kontrollperiode von 1986 bis 2000) ergibt sich z. B. eine Zunahme der Häufigkeit der südwestlichen und westlichen CWTs (nicht abgebildet), während sich die südlichen und südöstlichen Lagen für beide Szenarien unterschiedlich verhalten. Für das A1B-Szenario kommt es zu einer minimalen Zunahme, für das B1-Szenario zu einer minimalen Abnahme dieser CWTs.

Signifikanz des Signals

In diesem Abschnitt wird überprüft, ob sich die Häufigkeiten der CWTs zwischen Kontroll- und Forcingperiode der IPCC-Szenarien A1B und B1 signifikant unterscheiden. Die Signifikanz der CWT-Häufigkeitsänderung zwischen Forcing- und Kontrollperiode der REMO-Ensemblemittel wird mit Hilfe eines zweiseitigen Vierfelder- χ^2 -Tests geprüft. Durch die Erstellung einer Vierfeldertafel (siehe Tab. 6.1), bei der zwischen Ereignis (Forcing- und Kontrollperiode entstammen einer gemeinsamen Grundgesamtheit) und Komplementäreignis (Forcing- und Kontrollperiode sind aus zwei verschiedenen Grundgesamtheiten) unterschieden wird, kann mit Hilfe der Prüfsumme χ^2 (Formel 6.1) die Signifikanz für verschiedene Niveaus getestet werden. Überschreitet die Prüfsumme einen vorgegebenen Schwellwert für χ^2 in Abhängigkeit vom Freiheitsgrad, so unterscheiden sich die relativen Häufigkeiten der beiden Datensätze $p_{con} = a_{con}/n_{con}$ und $p_{for} = a_{for}/n_{for}$ auf dem gewählten Signifikanzniveau. Forcing- und Kontrollperiode entstammen also zwei verschiedenen Grundgesamtheiten. Als zweiseitig wird der Test bezeichnet, da neben der Nullhypothese $p_{con} = p_{for}$ die zwei Alternativhypothesen $p_{con} < p_{for}$ und $p_{con} > p_{for}$ geprüft werden.

$$\chi^2 = \frac{n_{ges} \cdot (a_{con}b_{for} - b_{con}a_{for})^2}{n_{con} \cdot n_{for} (a_{con} + a_{for})(b_{con} + b_{for})} \quad (6.1)$$

In Abbildung 6.7 sind die Differenzen zwischen den Forcing- und Kontrollperioden der Szenarien A1B und B1 in Tagen sowie deren Signifikanzen dargestellt. Während die Tendenzen sich für beide Szenarien kaum unterscheiden, sind in den Signifikanzen Un-

Tabelle 6.1: Vierfeldertafel zum Vergleich zweier Stichproben (siehe [Sachs, 1978](#)).

	Anzahl Ereignisse	Anzahl Komplementärereignisse	Insgesamt
Kontrollperiode	a_{con}	b_{con}	$n_{con} = a_{con} + b_{con}$
Forcingperiode	a_{for}	b_{for}	$n_{for} = a_{for} + b_{for}$
Insgesamt	$a_{con} + a_{for}$	$b_{con} + b_{for}$	$n_{ges} = n_{con} + n_{for}$

terschiede sichtbar. In beiden Szenarien ist die Häufigkeitszunahme der CWT Ost höchst signifikant (99,9%-Niveau). Auf dem 99%-Niveau ist auch die Häufigkeitszunahme der CWT Südost signifikant. Während für das B1-Szenario darüber hinaus lediglich die Abnahme für die CWT Nord auf dem 95%-Niveau signifikant ist, zeigen sich für das Szenario A1B weitere signifikante Tendenzen. So ist die Abnahme für die CWTs Antizyklonal und West auf 99%-Niveau signifikant, auf dem 95%-Niveau auch die Abnahme für die Lage Nordwest. Die Differenzen für die anderen CWTs sind nicht signifikant.

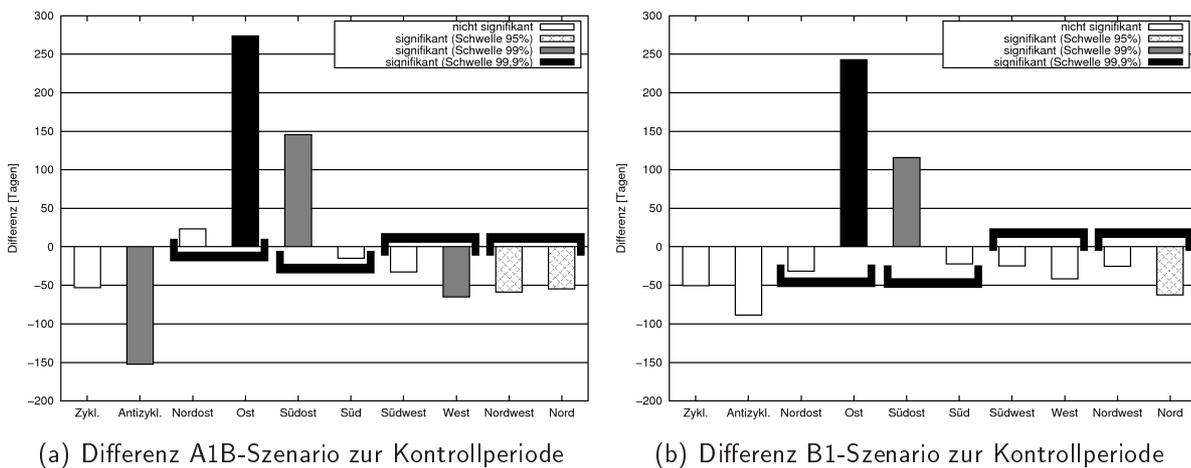


Abbildung 6.7: Differenzen der Ensemblemittel der beiden SRES-Szenarien A1B (a) und B1 (b) von 2020 bis 2049 zur Kontrollperiode von 1970 bis 1999 in Tagen und deren Signifikanzen für das 95%-, 99%- und 99,9%-Niveau. Die zusammengefassten CWTs sind durch Klammern gekennzeichnet.

Durch eine signifikante Zunahme der Häufigkeit der CWT Südost kann vermehrt warme und feuchte Luft vom Atlantik in das Dräaeinzugsgebiet transportiert werden. Bei ausreichender Intensität der Ereignisse würde dies zu einer Niederschlagszunahme führen. Die signifikante Abnahme für die CWT West (A1B-Szenario) könnte weniger Niederschlag am Jebel Siroua liefern, der das Dräaeinzugsgebiet auf der Westseite begrenzt, gleiches gilt auf der Nordseite des Hohen Atlas.

Betrachtung des Signals des Niederschlags und der Evapotranspiration

In diesem Abschnitt wird die Rekombination des Niederschlags und der Verdunstung für den Zeitraum von 2020 bis 2049 betrachtet. Dazu werden die Ergebnisse der CWT-Klassifikation der Ensemblemittel der REMO-Simulation der Szenarien A1B und B1 verwendet (s. a. Abb. 6.6). Zusätzlich wird ein t-Test durchgeführt, der überprüft, ob die Niederschlags- bzw. Evapotranspirationsänderungen zwischen Kontroll- und Forcingperiode signifikant sind.

Für die gewählten Zeiträume wird eine Rekombination für die Ensemblemittel der beiden Szenarien durchgeführt. Beim Ensemblemittel wird die Modellvariabilität herausgenommen, die auf Grund von unterschiedlichen Anfangspunkten auftreten kann. So kann die Variabilität betrachtet werden, die durch das Klimasignal auftritt.

Die Frage, ob die auftretenden Änderungen signifikant sind, wird mit einem zweiseitigen t-Test beantwortet. Die Nullhypothese geht von der Gleichheit beider Mittelwerte aus ($\bar{x}_{con} = \bar{y}_{for}$). Die Alternativhypothesen lauten: $\bar{x}_{con} < \bar{y}_{for}$ bzw. $\bar{x}_{con} > \bar{y}_{for}$. Dabei werden für jeden Gitterpunkt für die Kontrollperiode und ein Szenario die Mittel \bar{x}_{con} und \bar{x}_{for} des Niederschlags bzw. der Verdunstung über den 30-jährigen Gesamtzeitraum sowie deren Varianzen $s_{x_{con}}^2$ bzw. $s_{y_{for}}^2$ betrachtet. Es gilt (siehe z. B. Schönwiese, 1985):

$$t = \frac{|\bar{x}_{con} - \bar{y}_{for}| \cdot \sqrt{n}}{\sqrt{s_{x_{con}}^2 + s_{y_{for}}^2}} \quad \text{für gleichen Stichprobenumfang.} \quad (6.2)$$

Die Rekombinationen der beiden Szenarien ähneln sich sowohl in den Niederschlags- als auch in den Verdunstungsfeldern. Zur Verdeutlichung des Klimasignals sind in den Abbildungen 6.8 und 6.9 mittlere jährliche Differenzen zwischen Kontroll- und Forcingperiode für den 30-jährigen Zeitraum dargestellt.

Niederschlag

Bei einer Betrachtung des Gebietsmittels nimmt der Niederschlag pro Jahr im Szenario A1B um 6,9 mm und im Szenario B1 um 5,4 mm ab. Für das Simulationsgebiet bilden sich verschiedenen Niederschlagstendenzen heraus. Auf der nördlichen Seite des Hohen Atlas zeigt sich eine signifikante Abnahme des Niederschlags von über 30 mm (siehe Abb. 6.8a und 6.8c). Im Bereich des Dräaeinzugsgebiets wird eine Zweiteilung sichtbar, insbesondere für das 95%-Signifikanzniveau. Im Nordosten kommt es zu einer Zunahme des Niederschlags, bedingt durch die Zunahme der Häufigkeit der zusammengefassten CWTs Südost und Süd ebenso wie durch die Zunahme der Häufigkeit der zusammengefassten CWTs Nordost und Ost. Der Bereich der Niederschlagszunahme erstreckt sich für das Szenario A1B bis nach Ouarzazate, während es im Szenario B1 in diesem Bereich vereinzelt Gitterpunkte mit signifikanten Niederschlagszunahmen gibt. Im Bereich südwestlich von Ouarzazate nimmt der Niederschlag auf dem 95%-Niveau signifikant ab. Das ist bedingt durch die Häufigkeitsabnahme der zusammengefassten CWTs Südwest und West, die sich mit größerer Intensität für das Szenario A1B zeigt. Die gleiche Ursache hat auch die Abnahme des Niederschlags im Nordosten auf der nördlichen Seite des Hohen Atlas

(Repräsentanten West ohne Niederschlag, Abb. A.8h und A.8i). Gerade Repräsentanten der CWTs Südwest und West, die eine Situation ohne Niederschlag im Dräaeinzugsgebiet vertreten, haben einen großen Anteil am Niederschlag auf der Nordseite des Hohen Atlas.

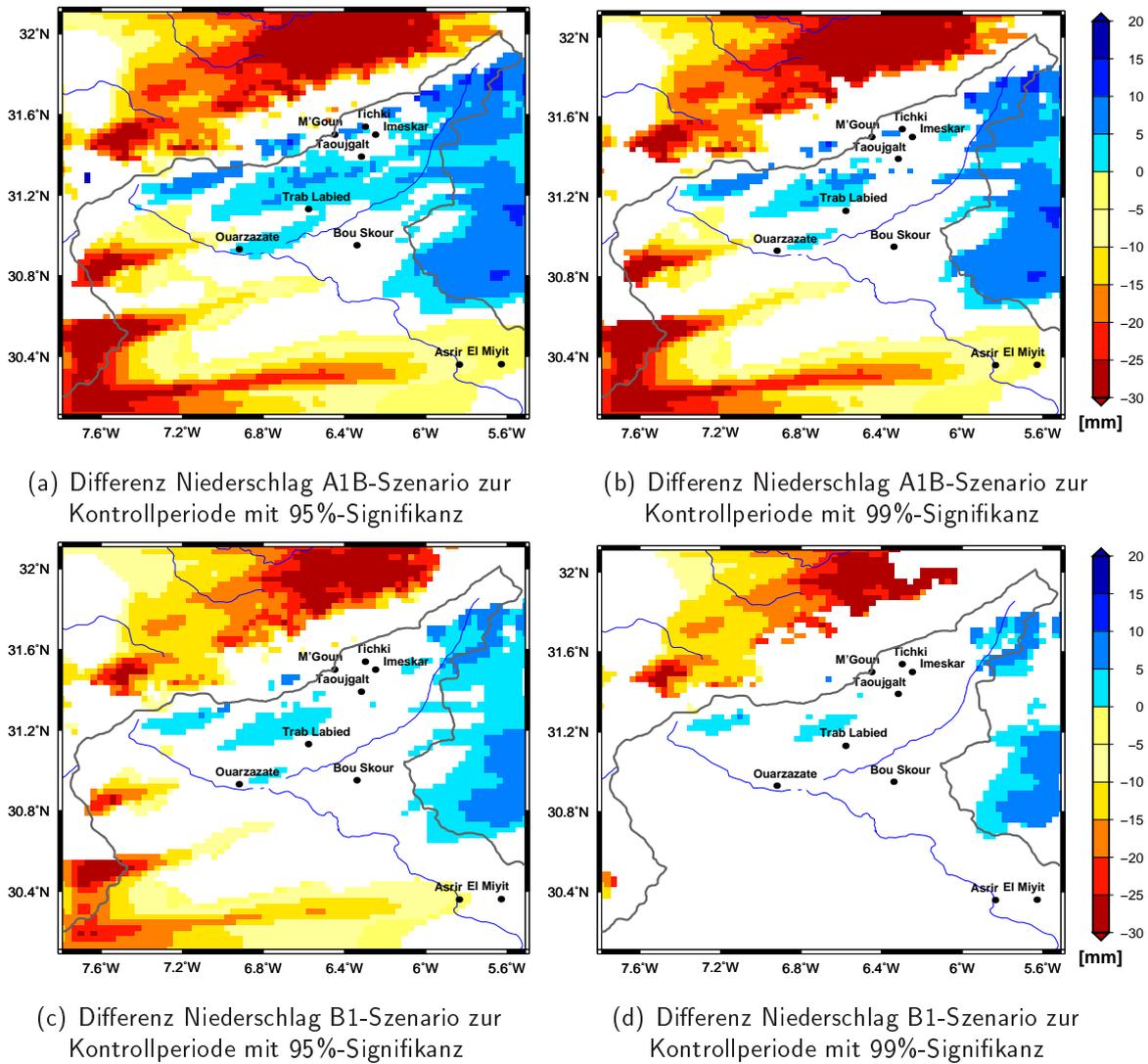


Abbildung 6.8: Differenzen der Rekombination auf Basis der CWT-Verteilungen der Szenarien A1B und B1 von 2020 bis 2049 und einer Kontrollperiode von 1970 bis 1999 für das jeweilige Ensemblemittel für den Niederschlag mit 95% Signifikanz (a und c) und mit 99% Signifikanz (b und d), alles in mm.

Einzelne Repräsentanten sind in Abb. 6.8a und 6.8c deutlich zu erkennen (z.B. CWT Südwest, 23.12.01, Abb. A.7i), da die Anzahl der gewählten Repräsentanten zu gering ist. Das Ergebnis der Rekombination wird in beiden Szenarien hauptsächlich von der Zunahme für die gruppierten CWTs Südost und Süd sowie für die gruppierten CWTs Nordost und Ost und der Abnahme für die gruppierten CWTs Südwest und West gesteuert. Der 23.12.01 (s. a. Abb. A.7i), der als südwestlicher Repräsentant mit Niederschlagsdient, zeichnet sich in der Differenzendarstellung des Niederschlags deutlich ab. Um die Aufprägung der Muster häufig verwendeter Repräsentanten zu verhindern, müsste die Anzahl der möglichen Repräsentanten pro CWT erhöht werden. Dazu wäre ein längerer Nestingzeitraum als 14 Monate notwendig.

In den Abbildungen 6.8b und 6.8d sind nur die Niederschlagsdifferenzen dargestellt, die zu 99% signifikant sind. Während sich im A1B-Szenario die Niederschlagsabnahme im südlichen Bereich des Einzugsgebiets und auf der Nordseite des Hohen Atlas als signifikant erweist, sind signifikante Niederschlagszunahmen im Bereich um Trab Labied und östlich des Dräaeinzugsgebiet zu finden. Für das B1-Szenario gibt es insgesamt weniger signifikante Veränderungen. Im Dräaeinzugsgebiet zeigt sich nur für einige wenige Gitterpunkte eine signifikante Niederschlagszunahme zwischen Kontroll- und Forcingperiode. Signifikante Abnahmen gibt es lediglich auf der Nordseite des Hohen Atlas.

Bei ausschließlicher Betrachtung der Niederschlagszunahme im nordöstlichen Dräatal kann das Resultat abgeleitet werden, dass die Wasserverfügbarkeit in dieser Region bis zur Mitte des Jahrhunderts positiv beeinflusst wird. Zur genaueren Verifikation muss untersucht werden, wie der Niederschlag über das Jahr verteilt auftritt. Bei einer Zunahme von Starkniederschlagsereignissen kann es trotz einer Niederschlagszunahme zu Problemen mit der Wasserversorgung kommen (z. B. Überschwemmungen), die zu schlechteren Ernten und damit zu Versorgungsproblemen führen würden (s. a. *Born et al., 2008a*). Für den südwestlichen Bereich und die Region nördlich des Hohen Atlas sollte sich auf abnehmenden Niederschlag zur Mitte des Jahrhunderts eingestellt werden (besonders im A1B-Szenario signifikant). Hier sind vorsorgende Maßnahmen zu empfehlen. Die jährliche Verteilung des Niederschlags und die Länge und Häufigkeit von Dürreperioden muss in die Überlegungen miteinbezogen werden.

Nun ist eine konstante Niederschlagsmenge nicht allein ausschlaggebend für eine gleichbleibende Wasserverfügbarkeit in einer Region. Unter Anderem muss auch die Evapotranspiration betrachtet werden.

Evapotranspiration

Im Mittel über das Simulationsgebiet nimmt die Verdunstung im A1B-Szenario um 7,8 mm und im B1-Szenario um 5,6 mm für ein mittleres Jahr ab. Das entspricht in etwa den mittleren Abnahmen im Niederschlag. Die mittleren jährlichen Verteilungen der Differenzen der Evapotranspiration von Kontroll- und Forcingperiode auf dem 95%-Signifikanzniveau für beide Szenarien ähneln sich (siehe Abb. 6.9a und 6.9c).

Im gesamten Simulationsgebiet kommt es überwiegend zu einer Abnahme der Evapotranspiration, am stärksten nördlich des Hohen Atlas. Abnahmen, die stärker als 15 mm pro Jahr sind, finden sich im Norden des Flusseinzugsgebiets parallel zum Atlasgrat. Auch im Dräatal kommt es größtenteils zu einer Abnahme der Evapotranspiration. Im süd-

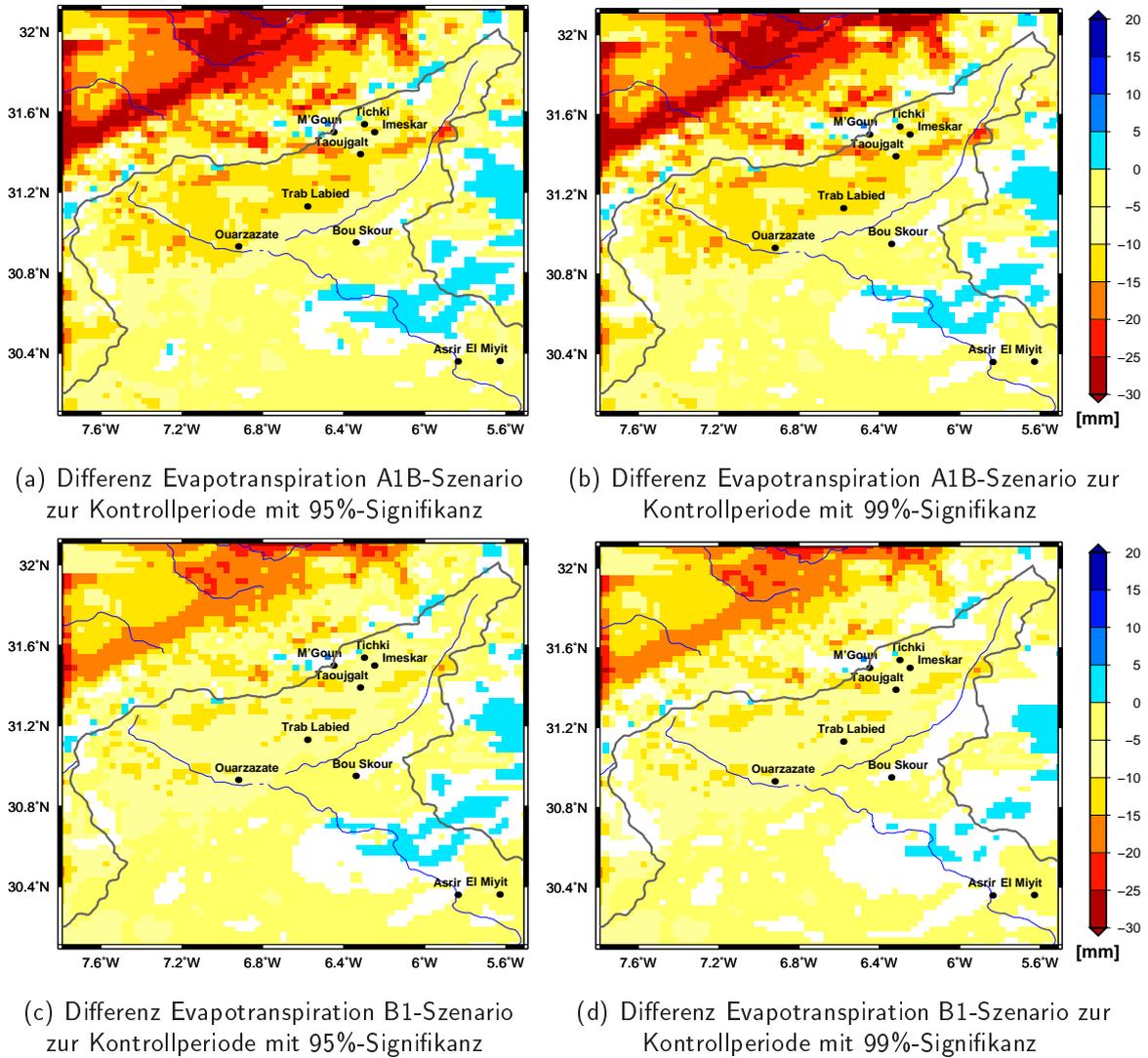


Abbildung 6.9: Differenzen der Rekombination auf Basis der CWT-Verteilungen der Szenarien A1B und B1 von 2020 bis 2049 und einer Kontrollperiode von 1970 bis 1999 für das jeweilige Ensemblemittel für die Evapotranspiration mit 95% (a und c) und mit 99% Signifikanz (b und d), alles in mm.

westlichen Teil lässt sich diese Tendenz mit der Abnahme des Niederschlags erklären. In den Bereichen mit einer Niederschlagszunahme könnte die Abnahme der Evapotranspiration an der Wahl der Episoden ohne Niederschlag liegen. Bei den Simulationen ist FOOT3DK auf die Initialisierung des Bodenwassergehalts aus dem LM3.14 angewiesen (siehe Abschnitt 4.2). Dieser ist höher als die mit dem FOOT3DK simulierten Niederschläge. Die Verdunstung an Tagen mit Niederschlag entspricht auf Grund der kurzen Simulationsdauer von 24 Stunden auch nicht in jedem Fall dem gefallenem Niederschlag. Während der Episodensimulationen mit Niederschlag kommt es hauptsächlich nach dessen Beendigung zur Verdunstung des gefallenem Wassers. Wasser, das im Boden versickert (abhängig von der Bodenart), wird über die Restore-Konstante (Zeitvorgabe: 24h) in den Oberboden zum Verdunsten zurückgeführt. Je nachdem, wann das Niederschlagsereignis während der Simulation eingesetzt hat, kann nicht das gesamte gefallene Wasser verdunsten. Eine Zunahme der Verdunstung findet sich hauptsächlich in einem Gebiet südlich von Bou Skour sowie weiter östlich, außerhalb des Drâaeeinzugsgebiets. Für die Evapotranspiration ist der größte Teil der Ergebnisse auf dem 99%-Niveau signifikant. In den wenigen Gittermaschen, in denen es zu einer signifikanten Zunahme der Evapotranspiration kommt (siehe Abb. 6.9b und 6.9d), liegen die Änderungen zwischen 0 und 5 mm pro Jahr. Die in diesem Abschnitt beschriebenen Trends gelten für beide Szenarien, wobei die Tendenzen im Szenario A1B stärker ausgeprägt sind. Dieses Ergebnis muss kritischer betrachtet werden, als das Ergebnis der Niederschlagsrekombination, da es wegen fehlender Messdaten nicht so gut validiert werden konnte. *Born et al. (2008b)* zeigen, dass es zu einem signifikanten Anstieg der Temperatur von 1,8 bis 2,2°C in der Region bis zur Mitte des Jahrhunderts kommt. Das zur Verfügung stehende Wasser würde auf Grund dieser Temperaturerhöhung für die Szenarien A1B und B1 stärker verdunsten. Als Schlussfolgerung an dieser Stelle steht die Empfehlung, Bewässerungsmethoden mit möglichst wenig Verdunstung zu verwenden, um nicht unnötig Wasser zu verschwenden.

7 Zusammenfassung, Diskussion und Ausblick

7.1 Methode

Das Hauptziel der vorliegenden Arbeit war die Untersuchung von Niederschlag und Evapotranspiration mittels statistisch-dynamischer Regionalisierung für den Hohen Atlas in Marokko.

Im Allgemeinen ist Regionalisierung für viele z.B. hydrologische oder meteorologische Anwendungen notwendig, da für Studien kleinräumiger Regionen häufig meteorologische Modelldaten auf sehr kleiner Skala benötigt werden. In dieser Arbeit wurde folgende Methode der statistisch-dynamischen Regionalisierung angewendet: Auf einer größeren Skala werden tägliche Zirkulationsmuster identifiziert. Für die verschiedenen Zirkulationsmuster werden auf einer kleineren Skala 24-stündige Episodensimulationen von vorher ausgewählten Repräsentanten dieser Muster durchgeführt. Diese Repräsentanten werden mit Hilfe der statistischen Auswertung des Auftretens der Zirkulationsmuster rekombiniert. Im Gegensatz zu einer rein statistischen Regionalisierung werden die kleinerskalierten physikalischen Eigenschaften verschiedener Zirkulationsmuster durch die Episodensimulationen berücksichtigt. Die gewählte Gittermaschenweite löst die Orographie der Untersuchungsregion auf und liefert dadurch einen weiteren Informationsgewinn. Im Unterschied zu einer rein dynamischen Regionalisierung ermöglicht die Kürze der Episoden höhere räumliche Auflösungen.

Als Antrieb auf der synoptischen Skala wurde in dieser Arbeit eine Klassifikation von Bodendruckfeldern in CWTs verwendet (*Jones et al., 1993*). Die durchgeführte Rekombination basierte für den statistischen Anteil auf der Häufigkeitsverteilung der verschiedenen CWTs sowie der Niederschlagswahrscheinlichkeit. Zur Regionalisierung wurde diese Klassifikation bereits in anderen Studien verwendet. Neben der Anwendung für die Dräa-region im südlichen Oasegebiet (*Hübener, 2005*) wurde die CWT-Klassifikation z.B. im Mittelmeerraum (*Pinto, 2002*) oder für Portugal (*Trigo und DaCamara, 2000*) verwendet.

Das mesoskalige meteorologische Modell FOOT3DK wurde für den dynamischen Anteil der Regionalisierung verwendet (siehe *Brücher, 1997*). Das Modellgebiet erstreckt sich von der Bergregion des Hohen Atlas bis südlich in das flachere Becken von Ouarzazate. Zu diesem Zweck wurde es zunächst auf die Region des Hohen Atlas angepasst. Im Anschluss wurden Sensitivitätsstudien zu verschiedenen die Evapotranspiration beeinflussenden Parametern vorgenommen. Das Modell reagiert qualitativ entsprechend den physikalischen Vorüberlegungen. Durch eine Erweiterung des FOOT3DK konnte

ein hochaufgelöster, aktueller Datensatz von Bodenarten genutzt werden. Mit der Anpassung wurden im Rahmen dieser Arbeit die dynamischen Episodensimulationen von Niederschlag und Evapotranspiration durchgeführt.

7.2 Analyse und Validierung der Zielgrößen

Der Niederschlag der Repräsentanten wurde mit Hilfe von Messdaten für das Jahr 2002 validiert. Diese Validierung wurde durch die im Rahmen des Projekts IMPETUS installierten Messstationen ab 2002 ermöglicht. Da die Nestingdaten für die Episodensimulationen ebenfalls aus dem Jahr 2002 stammen, wurde dieses für die Validierung verwendet. Die CWT-Klassifikation für alle gegenwärtigen und vergangenen Anwendungen wurden mit NCEP-Reanalysen vorgenommen.

Zur Verwendung von FOOT3DK für die Episodensimulationen mussten zunächst Kriterien aufgestellt werden, die die Auswahl geeigneter Repräsentanten für die CWTs regelten. Diese subjektiv aufgestellten Regeln wurden durch den zur Verfügung stehenden Nestingzeitraum von lediglich 14 Monaten bestimmt. Die Kürze dieses Zeitraums machte eine Zusammenfassung der CWTs nach physikalisch motivierten Kriterien erforderlich. Für jede Gruppe (auch unterschieden in feuchte und trockene Episoden) von CWTs wurde mindestens ein geeigneter Repräsentant ausgewählt. Für alle CWTs ergibt sich eine Anzahl von insgesamt 22 verschiedenen Episoden.

Der auf Grundlage von FOOT3DK-Simulationen rekombinierte Niederschlag des Jahres 2002 zeigt im Vergleich mit Stationsmessungen aus der Region eine gute Übereinstimmung, auch die Niederschlagsverteilung des LM3.14 wird gut abgebildet. Für die Evapotranspiration stehen keine Vergleichsmessungen zur Verfügung. Bestenfalls gibt es grobe Abschätzungen der realen Evapotranspiration mit Hilfe der potentiellen Verdunstung. Die Verteilung der Evapotranspiration entspricht in diesem Fall aber den physikalischen Überlegungen.

Mit der durchgeführten Validierung wurde belegt, dass die statistisch-dynamische Regionalisierung auf Basis der Episodensimulationen mit FOOT3DK für die Region im Hohen Atlas angewendet werden kann.

7.3 Anwendung auf zukünftige Zeiträume

Niederschlag und Evapotranspiration wurden für den Zeitraum von 2020 bis 2049 rekombiniert. Dazu wurden die SRES-Szenarien A1B und B1 verwendet und für diesen Zeitraum auf Basis von REMO-Daten CWT-Klassifikationen durchgeführt. Zu Vergleichszwecken wurde zunächst eine Kontrollperiode von 1970 bis 1999 klassifiziert. Es stellte sich heraus, dass die CWT-Verteilung in den Modelldaten des REMO von denen der NCEP-Reanalysen abweicht. Die Begründung dieser Tatsache findet sich im Antrieb des REMO. Die Tendenzen zu einem deutlich geringeren Auftreten der CWT Nordost und dem häufigeren Auftreten der CWT Ost zeigen sich schon bei einer CWT-Klassifikation auf Grundlage von Modelldaten des ECHAM5/MPI-OM. Sie werden an das REMO

übertragen und leicht verstärkt. Die Abweichung nach der Zusammenfassung der CWTs ist aber vernachlässigbar gering.

Die mit der vorgestellten Methode berechneten zukünftigen Verteilungen für Niederschlag und Evapotranspiration für das Drâatal liefern differenziertere Aussagen als vergleichbare Studien: Oftmals zeigte sich dort eine Niederschlagsabnahme für Marokko. In der vorliegenden Arbeit kommt es im nordöstlichen Simulationsbereich (Marokko südlich des Hohen Atlas) teilweise zu signifikanten Niederschlagszunahmen. Für die Verdunstung zeigte sich fast im ganzen Drâaeinzugsgebiet eine signifikante Abnahme in beiden Szenarien.

Die in Teilbereichen aufgetretene Niederschlagszunahme beeinflusst die Wasserverfügbarkeit in diesem Bereich positiv. Für genauere Aussagen muss jedoch auch die Niederschlagsvariabilität innerhalb eines Jahres untersucht werden. Bei einer Betrachtung dieser Niederschlagsvariabilität und der Entwicklung von Feucht- und Trockenperioden für den nordwestlichen Maghreb anhand von Analyse-Daten fanden *Born et al. (2008a)* eine Tendenz zu wärmeren und trockeneren Perioden, die sich in den SRES-Szenarien A1B und B1 fortsetzt. Für die Szenarien ergibt sich weiterhin eine vermehrte Auftretshäufigkeit von Trockenperioden im Vergleich zu den heutigen. Das Auftreten von Feuchtperioden analysierten sie für die Regionen ATL und SOA dagegen nahezu unverändert. Damit wird allerdings noch Nichts über das Auftreten von Starkniederschlagsereignissen ausgesagt, die den Eintrag von Wasser in den Stausee begünstigen, aber auch vermehrt Sediment in den Mansour Eddahbi eintragen. Der hohe Sedimenteintrag hat bereits zu Problemen bei der Bewässerung der südlichen Oasen geführt (*Klose, 2008b*). Im Hohen Atlas werden bei Starkniederschlagsereignissen darüber hinaus Felder über- oder weggeschwemmt. Es kann in Zusammenhang damit auch zu Erdbeben kommen, da der Boden viel Niederschlag in kurzer Zeit nicht aufnehmen kann.

Eine Tendenz zu veringert Verdunstung fanden auch *Paeth und Thamm (2007)* für ganz Nordafrika durch Berechnungen mit REMO. Diese scheint durch die auftretende Niederschlagsabnahme zu Stande zu kommen. Diese Ergebnisse stimmen teilweise mit den Ergebnissen der vorgestellten Arbeit überein. Es gibt auch hier Bereiche, in denen die Evapotranspiration auf Grund abnehmender Niederschläge abnimmt. Allerdings kommt es in Teilen des Drâaeinzugsgebiets auch zu signifikanten Niederschlagszunahmen. Dass diese sich in den Simulationen mit REMO nicht zeigen, liegt an der deutlich größeren Auflösung von $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ mit der dieses Modell betrieben wurde. So konnten kleinskalige Niederschläge nicht aufgelöst werden. Dieser Unterschied im Niederschlag kann für die Region bedeutsam sein. Die Niederschlagszunahme nährt die Vermutung, dass der Wasserstand des Stausees auf einem bestimmten Niveau gehalten werden kann, obwohl die Verdunstung über dem Stausee auf Grund steigender Temperaturen zunehmen dürfte (*Born et al., 2008b*). Diese Annahme lässt sich mit der hier durchgeführten Rekombination nicht be- oder widerlegen, da der Mansour Eddahbi bei einer Maschenweite von ca. $3 \text{ km} \times 3 \text{ km}$ nicht ausreichend aufgelöst wird. Ob die signifikante Niederschlagszunahme, die sich in Teilbereichen für beide Szenarien zeigt, ausreicht, die Wasserverfügbarkeit zu sichern, bleibt abzuwarten. Bereits heute sind die Verluste von Wasser durch Verdunstung riesig. Es gelangen nur 10 bis 20% des über dem Hohen Atlas gefallenen Niederschlags in den Mansour Eddahbi (*Schulz, 2008c*). Hinzu kommt auch,

dass es durch eine zu erwartende Verlagerung der Schneegrenze nach oben in Folge von steigenden Temperaturen zu Veränderungen im unterirdischen Abfluss aus den Bergen in den Stausee kommen kann. Das betrifft sowohl die Menge als auch den zeitlichen Rahmen des Abflusses.

Auch für andere SRES-Szenarien wurden die Änderungen im afrikanischen Klima untersucht. So fanden *Maynard und Royer* (2004) für das Szenario B2 und möglichst realistische Landnutzungsänderungen mit dem Modell ARPEGE-Climat (*Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle*) mit einer Auflösung von 100 km für Marokko für März, April und Mai sowie Juni, Juli und August einen signifikanten Anstieg der Verdunstung durch das CO_2 -Forcing. Signifikante Änderungen im Niederschlag fanden sie für diese Region nicht. Das Szenario B2 ist nicht so global ausgelegt, wie die beiden bisher besprochenen Szenarien. Es hat seinen Fokus auf lokaler oder regionaler Entwicklung, wobei die ökonomische Entwicklung nicht so schnell fortschreitet (*Nakicenovic und Swart*, 2000). Bei einer Berücksichtigung aller genannter Faktoren für die Zukunft muss von einer schlechteren Wasserverfügbarkeit als heute ausgegangen werden. Die Komplexität des Wasserkreislaufs macht weitere Untersuchungen notwendig. Eine mit statistisch-dynamischer Regionalisierung rekombinierte Niederschlagszunahme reicht nicht aus, um von einer gesicherten Wasserverfügbarkeit bis zur Mitte des Jahrhunderts zu sprechen. Es bleibt abzuschätzen, welche Faktoren den größten Einfluss auf den Wasserhaushalt in der Region haben. Zur Einsparung von Wasser sollte weiterhin versucht werden Wasserverluste z. B. bei der Bewässerung durch Verdunstung zu vermeiden. Dies ist insbesondere im Südwesten des Dräatals wichtig, wo die Abnahme der Verdunstung eine Reaktion auf die Abnahme des Niederschlags ist.

7.4 Ausblick

Die in dieser Arbeit vorgestellte Forschung ist im Rahmen des Projekts IMPETUS entstanden und beantwortet wesentliche Fragestellungen des Problemkomplexes „Auswirkung von Klimawandel und veränderter Wassernutzung auf den Niederschlag und die Verdunstung“ (PK Ma-H.5). Dabei waren einige Methoden festgelegt, um die Vergleichbarkeit mit anderen Arbeiten in der Region zu gewährleisten, wie z. B. die Klassifikation der Zirkulationsmuster in CWTs (siehe auch *Hübener*, 2005) oder die im Projekt verwendeten SRES-Szenarien A1B und B1. In diesem Ausblick werden einige zum Teil von den Vorgaben abweichende Möglichkeiten vorgestellt. Dabei wird unterschieden zwischen methodischen Erweiterungen dieser Arbeit und Anwendungen der statistisch-dynamischen Regionalisierung in einer anderen Region mit ähnlichen Fragestellungen. Bei allen im Folgenden vorgestellten potentiellen Modifikationen bleibt zu klären, ob eine Verbesserung der hier vorgestellten Methodik erreicht werden kann. Die Beantwortung dieser Frage bleibt anderen Studien vorbehalten.

Im Rahmen methodischer Erweiterungen böte sich die Möglichkeit, die großskalige Mustererkennung mit einem anderen Verfahren zu testen, also andere Steuerparameter als den verwendeten Bodendruck auf der synoptischen Skala für die Regionalisierung zu nutzen. In einer besser gewählten Mustereinteilung käme es nicht zu einem großen

Übergewicht von nur zwei Klassen. Möglich wäre z. B. eine Clusteranalyse, wie sie im Rahmen des IMPETUS-Projekts bei der statistisch-dynamischen Regionalisierung für Benin verwendet worden ist. Eine weitere Möglichkeit wäre ein Ergänzen der CWTs durch die Berücksichtigung der Feuchte der Luft, oder indem beispielsweise die Wahrscheinlichkeiten atmosphärischer Stabilitätsindices an die CWTs gekoppelt würden.

Die CWT-Klassifikation für die Szenarien könnte mit anderen Modelldaten durchgeführt werden, da diese Klassifikation mit den REMO-Daten aus genannten Gründen deutlich von den Verteilungen in den Reanalysedaten abweicht. Im Rahmen des ENSEMBLES-Projekts sind Simulationen durchgeführt worden, die dazu verwendet werden könnten. Dieser Datensatz hat allerdings den Nachteil, dass sich Marokko am südlichen Rand befindet. Durch Randstörungen in diesen Simulationen kann es zu einer Abweichungen bei der CWT-Klassifikation kommen.

Für zukünftige Arbeiten wäre auf jeden Fall eine größere Repräsentanzanzahl wünschenswert. Dazu wäre ein längerer Nestingzeitraum als lediglich 14 Monate notwendig. Dadurch könnte das „Durchprägen“ einzelner Repräsentanten in der Rekombination abgemildert werden. Auch bei einer größeren Anzahl von Repräsentanten können sich einzelne Ereignisse weiterhin „durchprägen“.

Eine Möglichkeit wäre eine statistische Manipulation der Vertreter durch ein Post-processing der Simulation, indem Niederschlag und Evapotranspiration zufällig variiert werden. Auch der Einbau einer sogenannten diabatischen Heizung in die Simulation wäre eine Möglichkeit, die Repräsentanzanzahl zu vergrößern. Dabei wird durch Modifikation der Ein- oder Ausstrahlung einzelner Repräsentanten die Vertikalbewegung modifiziert. Das führt bei sonst gleichen Randbedingungen zu einer Zu- bzw. Abnahme des Niederschlags.

Ein weiterer Ansatzpunkt bietet sich in der Rekombinationsvorschrift. Bei Verfügbarkeit von mehr Repräsentanten könnte die Rekombination z. B. mit einer Berücksichtigung der Jahreszeiten vorgenommen werden, indem Vertreter für Sommer- und Winterhalbjahr ausgewählt würden. Als Variation der Verwendung des Jahreszeitenaspekts könnte zusätzlich oder stattdessen die Berechnung der Niederschlagsanteile auf Basis der Jahreszeiten als Grundgesamtheit ausgezählt werden.

In jedem Fall wäre es für zukünftige Arbeiten nützlich, aktuelle Landnutzungsinformationen oder projizierte Landnutzungskarten für zukünftige Zeiträume zu verwenden, falls diese zur Verfügung stehen. Dafür böte sich auch für zukünftige Forschungsvorhaben eine interdisziplinäre Kooperation an, wie sie schon im Rahmen des Projekts IMPETUS stattgefunden hat.

Die in dieser Arbeit vorgestellte Methode ist auch in anderen Regionen der mittleren Breiten anwendbar, z. B. zur Erforschung der gegenwärtigen Wasserverfügbarkeit und einer Projektion für zukünftige Zeiträume und andere Flusseinzugsgebiete in z. B. Europa oder Nordafrika.

Literaturverzeichnis

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. und Smith, M., 1998:** Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and drainage paper*, **56**:1–15.
- Antic, S., Laprise, R., Denis, B. und de Elía, R., 2006:** Testing the downscaling ability of a one-way nested regional climate model in regions of complex topography. *Climate Dynamics*, **26**:305–325.
- Bárdossy, A. und Caspary, H.-J., 1990:** Detection of Climate Change in Europe by Analyzing European Atmospheric Circulation Patterns from 1881 to 1989. *Theoretical and Applied Climatology*, **42**:155–167.
- Bárdossy, A., Stehlík, J. und Caspary, H.-J., 2002:** Automated objective classification of daily circulation patterns for precipitation and temperature downscaling based on optimized fuzzy rules. *Climate Research*, **23**:11–22.
- Beyer, B., 2002:** *Zur Parameterisierung turbulenter Austauschprozesse in der Prandtl-schicht*. Diplomarbeit, Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln.
- Blaney, H. F. und Criddle, W. D., 1950:** Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. *USDA Technical Paper*, **96**.
- Blinov, I. F. und Sitnin, O. V., 1983:** Experience in operating the structures of the Mansour Eddahbi hydropower development. *Power Technology and Engineering (formerly Hydrotechnical Construction)*, **17**(10):25–30.
- Born, K., 1996:** *Seewindzirkulationen: Numerische Simulationen der Seewindfront*. Dissertation, Meteorologisches Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn.
- Born, K., Fink, A. H. und Paeth, H., 2008a:** Dry and wet periods in the north-western Maghreb for present day and future climate conditions. *Meteorologische Zeitschrift*, **17**(5):533–551.
- Born, K., Piecha, K. und Fink, A., 2008b:** *IMPETUS Atlas Morocco - Research Results 2000 - 2007*, Kapitel: Regional Patterns of Rainfall and Temperature in the Drâa Region.

- Boroneant, C., Plaut, G., Giorgi, F. und Bi, X., 2006:** Extreme precipitation over the Maritime Alps and associated weather regimes simulated by a regional climate model: Present-day and future climate scenarios. *Theoretical and Applied Climatology*, **86**:81–99.
- Brücher, T., 2008:** *Verbesserung der Simulation des westafrikanischen Klimas durch die Implementierung eines einfachen dynamischen Vegetationsmodells (SVege) in das Klimamodell ECHAM5*. Dissertation, Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln.
- Brücher, W., 1997:** *Numerische Studien zum Mehrfachnesting mit einem nicht-hydrostatischen Modell*. Dissertation, Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln.
- Brücher, W., Kerschgens, M. J. und Steffany, F., 1994:** On the Generation of Synthetic Wind Roses in Orographically Structured Terrain (Research Note). *Theoretical and Applied Climatology*, **48**:203–207.
- Brücher, W., Kessler, C., Kerschgens, M. J. und Ebel, A., 2000:** Simulation of traffic-induced air pollution on regional to local scales. *Atmospheric Environment*, **34**:4675–4681.
- Brücher, W., Sogalla, M. und Kerschgens, M. J., 2003:** *FOOT3DK-Handbuch: Modell, Tools und Klimatologiemodul*. Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln.
- Brutsaert, W., 1982:** *Evaporation into the Atmosphere*. D. Reidel Publishing Company.
- Busch, U. und Heimann, D., 2001:** Statistical-dynamical extrapolation of a nested regional climate simulation. *Climate Research*, **19**:1–13.
- Busuioc, A. und von Storch, H., 2003:** Conditional stochastic model for generating daily precipitation time series. *Climate Research*, **24**:181–195.
- Charney, J., Quirk, W. J., Chow, S.-H. und Kornfield, J., 1977:** A Comparative Study of the Effects of Albedo Change on Drought in Semi-Arid Regions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **34**:1366–1385.
- Charney, J. G., 1975:** Dynamics of deserts and drought in the sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Seiten 193–202.
- Cherry, S., 1996:** Singular Value Decomposition Analysis and Canonical Correlation Analysis. *Journal of Climate*, **9**:2003–2009.
- Clapp, R. B. und Hornberger, G. M., 1978:** Empirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties. *Water Resources Research*, Seiten 601–604.

- Conway, D. und Jones, P. D., 1998:** The use of weather types and air flow indices for GCM downscaling. *Journal of Hydrology*, **212-213**:248–361.
- Crane, R. G. und Hewitson, B. C., 1998:** Doubled CO₂ precipitation changes for the Susquehanna Basin: Down-scaling from the genesis general circulation model. *International Journal of Climatology*, **18**:65–76.
- Deardorff, J. W., 1977:** A Parameterization of Ground-Surface Moisture Content for Use in Atmospheric Prediction Models. *Journal of Applied Meteorology*, **16**:1182–1185.
- Dirmeyer, P. A., Schlosser, C. A. und Brubaker, K. L., 2008:** Precipitation, recycling and land memory: An integrated analysis. *COLA Technical Report*, **257**.
- Dirmeyer, P. A., Zeng, F. J., Ducharne, A., Morill, J. C. und Koster, R. D., 2000:** The Sensitivity of Surface Fluxes to Soil Water Content in Three Land Surface Schemes. *Journal of Hydrometeorology*, **1**:121–134.
- Doms, G. und Schättler, U., 2002:** A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM. *Consortium for Small-Scale Modelling*.
- Enders, A. und Diekrüger, B., 2009:** *Information Technologies in Environmental Engineering 2*, Kapitel: Development of a Spatial Decision Support Framework for IMPETUS project in West Africa. Springer.
- Enke, W., Schneider, F. und Deutschländer, T., 2005:** A novel scheme to derive optimized circulation pattern classifications for downscaling and forecast purposes. *Theoretical and Applied Climatology*, **82**:51–63.
- Fink, A., Piecha, K., Brücher, T. und Knippertz, P., 2008:** *IMPETUS Atlas Morocco - Research Results 2000 - 2007*, Kapitel: Precipitation Variability in Northwest Africa.
- Fritzsche, P., 2008:** *IMPETUS Atlas Morocco - Research Results 2000 - 2007*, Kapitel: Digital Terrain Model of the Drâa Catchment.
- Fuentes, U. und Heimann, D., 2000:** An Improved Statistical-Dynamical Downscaling Scheme and its Application to the Alpine Precipitation Climatology. *Theoretical and Applied Climatology*, **65**:119–135.
- Fuentes Hutfilter, U., 1998:** *Statistisch-dynamische Regionalisierung auf der Basis einer Klassifikation synoptischer Entwicklungen*. Dissertation.
- Gerstengarbe, F.-W. und Werner, P. C., 1999:** *Katalog der Großwetterlagen Europas (1881 - 1998) nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky*.
- Goodess, C. M. und Palutikof, J., 1998:** Development of daily rainfall scenarios for southeast Spain using a circulation-type approach to downscaling. *International Journal of Climatology*, **10**:1051–1083.

- Großmann, W., 1976:** *Geodätische Rechnungen und Abbildungen in der Landesvermessung.*
- Gundelakar, H. G., Khodke, U. M., Sarkar, S. und Rai, R. K., 2008:** Evaluation of pan coefficient for reference crop evapotranspiration for semi-arid region. *Irrigation Science*, **26**:169–175.
- Hagemann, S., Botzet, M., Dümenil, L. und Machehauer, B., 1999:** Derivation of Global GCM Boundary Conditions from 1 km Land Use Satellite Data . *MPI Report*, **289**.
- Haylock, M. R., Cawley, G. C., Harpham, C., Wilby, R. L. und Goodess, C. M., 2006:** Downscaling heavy precipitation over the United Kingdom: A comparison of dynamical and statistical methods and their future scenarios. *International Journal of Climatology*, **26**:1397–1415.
- Heinemann, G. und Kerschgens, M., 2006:** Simulation of surface energy fluxes using high-resolution non-hydrostatic simulations and comparisons with measurements for the LITFASS-2003 experiment. *Boundary-Layer Meteorology*, **121**:195–220.
- Henning, I. und Henning, D., 1980:** Kontinent-Karten der potentiellen Landverdunstung. Mittlere Jahressummen, berechnet mit dem Penman-Ansatz. *Meteorologische Rundschau*, **33**:18–33.
- Hess, P. und Brezowsky, H., 1977:** Folge 113, Berichte des Deutschen Wetterdienstes in *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*. Selbstverlag, 2. Ausgabe.
- Hewitson, B. C. und Crane, R. G., 2006:** Consensus between GCM climate change projections with empirical downscaling: Precipitation downscaling over South Africa. *International Journal of Climatology*, **26**:1315–1337.
- Hübener, H., 2005:** *Mesoskalige Simulation einer Verdunstungsklimatologie für ein semi-arides Untersuchungsgebiet in Südmarokko*. Dissertation, Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln.
- Hübener, H., Schmidt, M., Sogalla, M. und Kerschgens, M., 2004:** Simulating evapotranspiration in a semi-arid environment. *Theoretical and Applied Climatology*.
- Huebener, H. und Kerschgens, M., 2007:** Downscaling of current and future rainfall climatologies for southern Morocco. Part II: Climate change signals. *International Journal of Climatology*.
- Huth, R., 2001:** Disaggregating climatic trends by classification of circulation patterns. *International Journal of Climatology*, **21**:135–153.
- Jacob, D., 2001:** A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorological and Atmospheric Physics*, **77**:61–73.

- Jacobsen, I. und Heise, E., 1982:** A New Economic Method for the Computation of the Surface Temperature in Numerical Models. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, **55**(2):128–141.
- James, P. M., 2006:** An assessment of European synoptic variability in Hadley Centre Global Environmental models based on an objective classification of weather regimes. *Climate Dynamics*, **27**:215–231.
- Jenkinson, A. F. und Collison, F. P., 1977:** An initial climatology of gales over the North Sea. *Synoptic Climatology Branch Memorandum*, (62):1–18.
- Jiang, X., Niu, G.-Y. und Yang, Z.-L., 2009:** Impacts of vegetation and groundwater on warm season precipitation over the Central United States. *Journal of Geophysical Research*, **114**.
- Jochum, M. A. O., de Bruin, H. A. R., Holtslag, A. A. M. und Calera Belmonte, A., 2006:** Area-Averaged Surface Fluxes in a Semiarid Region with Partly Irrigated Land: Lessons Learned from EFEDA. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **45**:856–874.
- Jones, P. D., Hulme, M. und Briffa, K. R., 1993:** A Comparison of Lamb Circulation Types with an objective Classification Scheme. *International Journal of Climatology*, **13**:655–663.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Gandin, D. D. L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R. und Joseph, D., 1996:** The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**(3).
- Karrou, M., 1998:** Observations on effect of seeding pattern on water-use efficiency of durum wheat in semi-arid areas of Morocco. *Fields Crop Research*, **59**:174–179.
- Khoob, A. R., 2008:** Artificial neuronal network estimation of reference evapotranspiration from pan evaporation in a semi-arid environment. *Irrigation Science*, **27**:35–39.
- Klose, A., 2008a:** *IMPETUS Atlas Morocco - Research Results 2000 - 2007*, Kapitel: Soil Properties in the Drâa Catchment.
- Klose, A., 2008b:** *IMPETUS Atlas Morocco - Research Results 2000 - 2007*, Kapitel: Soil Erosion Risk in the Drâa Catchment.
- Knippertz, P., 2003a:** *Niederschlagsvariabilität in Nordwestafrika und der Zusammenhang mit der großskaligen atmosphärischen Zirkulation und der synoptischen Aktivität*. Dissertation, Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln.

- Knippertz, P., 2003b:** Tropical-Extratropical Interactions Causing Precipitation in Northwest Africa: Statistical Analysis and Seasonal Variations. *Monthly Weather Review*, **131**:3069–3076.
- Knippertz, P., Christoph, M. und Speth, P., 2003a:** Long-term precipitation variability in Morocco and the link to the large-scale circulation in recent and future climates. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **83**(1-2):67–88.
- Knippertz, P. und Fink, A. H., 2008:** Dry-Season Precipitation in Tropical West Africa and Its Relation to Forcing from the Extratropics. *Monthly Weather Review*, **136**:3579–3596.
- Knippertz, P., Fink, A. H., Reiner, A. und Speth, P., 2003b:** Three Late Summer/Early Autumn Cases of Tropical-Extratropical Interactions Causing Precipitation in Northwest Africa. *Monthly Weather Review*, **131**:116–134.
- Krüger, A., 2002:** *Statistische Regionalisierung des Niederschlags für Nordrhein-Westfalen auf Grundlage von Beobachtungsdaten und Klimaszenarien*. Dissertation, Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln.
- Lage, M., Bamouh, A., Karrou, M. und Mourid, M. E., 2003:** Estimation of rice evapotranspiration using a microlysimeter technique and comparison with FAO Penman-Monteith and Pan evaporation methods under Moroccan conditions. *Agro-nomie*, **23**:625–631.
- Lamb, H. H., 1972:** British Isles weather types and a register of the daily sequence of circulation patterns, 1861-1971. *Geophysical Memoir*, **116**:85.
- Lecina, S., Martínez-Cob, A., Perez, P. J., Villalobos, F. J. und Baselga, J. J., 2003:** Fixed versus variable bulk canopy resistance for reference evapotranspiration estimation using the Penman-Monteith equation under semiarid conditions. *Agricultural Water Management*, **60**:181–198.
- López-Moreno, J. I., Goyette, S. und Beniston, M., 2008:** Climate change prediction over complex areas: spatial variability of uncertainties and predictions over the Pyrenees from a set of regional climate models. *International Journal of Climatology*, **28**:1535–1550.
- Louis, J.-F., 1979:** A Parametric Model of Vertical Eddy Flux in the Atmosphere. *Boundary Layer Meteorology*, **17**:187–202.
- Loveland, T. R., Reed, B. C., Brown, J. F., Ohlen, D. O., Zhu, Z., Yang, L. und Merchant, J. W., 2000:** Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, **21**(6):1303–1330.

- MacKellar, N. C., Tadross, M. A. und Hewitson, B. C., 2009:** Effects of vegetation map change in MM5 simulations of southern Africa's summer climate. *International Journal of Climatology*, **29**:885–898.
- Maheras, P., 1988:** The synoptic weather types and objective delimitation of the winter period in Greece. *Weather*, **43**:40–45.
- Maheras, P., Flocas, H., Tolika, K., Anagnostopoulou, C. und Vafiadis, M., 2006:** Circulation types and extreme temperature changes in Greece. *Climate Research*, **30**:161–174.
- Mahfouf, J. F. und Noilhan, J., 1991:** Comparative Study of Various Formulations of Evaporation from Bare Soil Using In Situ Data. *Journal of Applied Meteorology*, **30**:1354–1365.
- Malek, E., 1993:** Comparison of the Bowen Ratio-Energy Balance and Stability-Corrected Aerodynamic Methods for Measurement of Evapotranspiration. *Theoretical and Applied Climatology*, **48**:167–178.
- Maynard, K. und Royer, J.-F., 2004:** Effects of “realistic” land-cover change on greenhouse-warmed African climate. *Climate Dynamics*.
- Messerli, B. und Winiger, M., 1992:** Climate, Environmental Change, and Resources of the African Mountains from the Mediterranean to the Equator. *Mountain Research and Development*, **12**(4):315–336.
- Monteith, J. L., 1981:** Evaporation and surface temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **107**(451):1–27.
- Nakicenovic, N. und Swart, R., Herausgeber, 2000:** *Emissions Scenarios*. Special Report. Cambridge University Press.
- Nicholson, S. E., 1981:** Rainfall and Atmospheric Circulation during Drought Periods and Wetter Years in West Africa. *Monthly Weather Review*, **109**:2191–2208.
- Nicholson, S. E., 2000:** The nature of rainfall variability over Africa on time scales of decades to millenia. *Global and Planetary Change*.
- Noblet-Ducoudre, N. d., Claussen, R. und Prentice, C., 2000:** Mid-Holocene greening of the Sahara: first results of the GAIM 6000 BP Experiment with two asynchronously coupled/atmosphere/biome models. *Climate Dynamics*, **16**(9):643–659.
- Noilhan, J. und Planton, S., 1989:** A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Monthly Weather Review*, **117**:536–549.
- Paeth, H., Born, K., Girmes, R., Podzun, R. und Jacob, D., 2009:** Regional Climate Change in tropical and Northern Africa due to Greenhouse Forcing and Land Use Changes. *Journal of Climate*, **22**:114–132.

- Paeth, H., Born, K., Podzun, R. und Jacob, D., 2005:** Regional dynamic downscaling over West Africa: model evaluation and comparison of wet and dry years. *Meteorologische Zeitschrift*, **14**(2):349–367.
- Paeth, H. und Thamm, H.-P., 2007:** Regional modelling of future African climate north of 15° S including greenhouse warming and land degradation. *Climatic Change*, **83**:401–427.
- Parish, R. und Funnell, D. C., 1999:** Climate change in mountain regions: some possible consequences in the Moroccan High Atlas. *Global Environmental Change*, **9**:45–58.
- Peixoto, P. J. und Oort, A. H., 1992:** *Physics of Climate*. Springer-Verlag.
- Perry, A. und Mayes, J., 1998:** The Lamb weather type catalogue. *Weather*, **53**(7):222–229.
- Pielke, R. A., 1984:** *Mesoscale Meteorological Modeling*. Academic Press, Orlando.
- Pinto, J. G., 2002:** *Influence of Large-Scale Atmospheric Circulation and Baroclinic Waves on the Variability of Mediterranean Rainfall*. Dissertation, Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln.
- Pinto, J. G., Neuhaus, C. P., Krüger, A. und Kerschgens, M., 2009:** Assessment of the Wind Gust Estimation Method in Mesoscale Modelling of Storm Events over West Germany. *Revised to Meteorologische Zeitschrift*.
- Raghuwanshi, N. S. und Wallender, W. W., 1998:** Converting from Pan Evaporation to Evapotranspiration. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*.
- Rana, G. und Katerji, N., 1998:** A Measurement Based Sensitivity Analysis of the Penman-Monteith Actual Evapotranspiration Model for Crops of Different Height and in Contrasting Water Status. *Theoretical and Applied Climatology*, (60):141–149.
- Rana, R. und Katerji, N., 2008:** Direct and indirect methods to simulate the actual evapotranspiration of an irrigated overhead table grape vineyard under Mediterranean conditions. *Hydrological Processes*, **22**:181–188.
- Roeckner, E., Bäuml, G., Bonaventura, L., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kirchner, I., Kornbluh, L., Manzini, E., Rhodin, A., Schlese, U., Schulzweida, U. und Tompkins, A., 2003:** The atmospheric general circulation model ECHAM5- Part I - Model Description. *Max-Planck Institut für Meteorologie Report*, **349**.
- Rowell, D. P., 2003:** The Impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian Rainfall Season. *Journal of Climate*, **16**:849–862.

- Sachs, L., 1978:** *Angewandte Statistik - Statistische Methoden und ihre Anwendung*. Springer-Verlag.
- Sadani, M., Ouazzani, N. und Mandi, L., 2004:** Impact de la sécheresse sur l'évolution de la qualité des eaux du lac Mansour Eddahbi (Ouarzazate, Maroc). *Revue de sciences de l'eau*, Seiten 69–90.
- Schmidli, J., Frei, C. und Vidale, P. L., 2006:** Downscaling from GCM precipitation: A benchmark for dynamical and statistical downscaling methods. *International Journal of Climatology*, Seiten 679–689.
- Schönwiese, C. D., 1985:** *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Gebrüder Borntraeger.
- Schulz, O., 2008a:** *IMPETUS Atlas Morocco - Research Results 2000 - 2007*, Kapitel: The Drâa Catchment.
- Schulz, O., 2008b:** *IMPETUS Atlas Morocco - Research Results 2000 - 2007*, Kapitel: The IMPETUS Climate Monitoring Network.
- Schulz, O., 2008c:** *IMPETUS Atlas Morocco - Research Results 2000 - 2007*, Kapitel: Snowmelt Modelling in the High Atlas Mountains.
- Sentuc, F.-N., 2004:** *Der Einfluss lokaler Verkehrsemissionen auf die Immissionssituation im Großraum Köln - Episoden- und Szenariensimulationen mit einem genesteten Modellsystem*. Dissertation, Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln.
- Shao, Y., Sogalla, M., Kerschgens, M. und Brücher, W., 2001:** Effects of land-surface heterogeneity upon surface fluxes and turbulent conditions. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **78**:157–181.
- Slabbers, P. J., 1980:** Practical Prediction of Actual Evapotranspiration. *Irrigation Science*, **1**:185–196.
- Sogalla, M., Hübener, H. und Kerschgens, M., 2001:** Sensitivitätsstudien mit einem hochauflösenden mesoskaligen Modell zur Wechselwirkung von Landoberflächen-Strukturen und Niederschlag in Westafrika. *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik*, **27**(339).
- Sogalla, M. und Kerschgens, M., 2001:** Berechnung lokaler Niederschlagsfelder zur Parameterisierung der nassen Deposition auf der Basis größer-skaliger Wettervorhersagemodelle. *Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln*.
- Sogalla, M., Krüger, A. und Kerschgens, M., 2006:** Mesoscale modelling of interactions between rainfall and the land surface in West Africa. *Meteorological and Atmospheric Physics*, **91**:211–221.

- Speth, P. und Dieckrüger, D., Herausgeber, 2005:** *IMPETUS Westafrika-Integratives Management-Projekt für einen Effizienten und Tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika: Fallstudien für ausgewählte Flusseinzugsgebiete in unterschiedlichen Klimazonen.*
- Stöckle, C. O., Kjelgaard, J. und Bellocchi, G., 2004:** Evaluation of estimated weather data for calculating Penman-Monteith reference crop evapotranspiration. *Irrigation Science*, **23**:39–46.
- Taubenheim, J., 1969:** *Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten.* Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig K.-G.
- Todd, R. W., Evett, S. R. und Howell, T. A., 2000:** The Bowen ratio-energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in a semi-arid, advective environment. *Agricultural and Forest Meteorology*, **103**:335–348.
- Trenberth, K. E., 1999:** Atmospheric Moisture Recycling: Role of Advection and Local Evaporation. *Journal of Climate*, **12**:1368–1381.
- Trenberth, K. E., Smith, L., Qian, T. und Fasullo, J., 2007:** Estimates of the Global Water Budget and Its Annual Cycle Using Observational and Model Data. *Journal of Hydrometeorology - Special Edition.*
- Trigo, R. M. und DaCamara, C. C., 2000:** Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal. *International Journal of Climatology*, **20**:1559–1581.
- Trigo, R. M. und Palutikof, J. P., 1999:** Simulation of daily temperatures for climate change scenarios over Portugal: a neural network model approach. *Climate Research*, **13**:45–59.
- USDA, 1993:** *Soil Survey Manual*, Kapitel: 3 - Examination and Description of Soils. U. S. Department of Agriculture.
- Ventura, F., Spano, D., Duce, P. und Snyder, R. L., 1999:** An evaluation of common evapotranspiration equations. *Irrigation Science*, **18**:163–170.
- Ward, N. M., Lamb, P. H., Portis, D. H., El Hamly, M. und Sebbari, R., 1999:** *Beyond El Niño: Decadal and Interdecadal Climate Variability*, Kapitel: 6 - Climate Variability in Northern Africa: Understanding Droughts in the Sahel and Maghreb. Springer-Verlag.
- Watson, R. T., Zinyowera, M. C., Moss, R. H. und Dokken, D. J., Herausgeber, 1997:** *IPCC Special Report on The Regional Impacts of Climate Change - An Assessment of Vulnerability*, Kapitel: Africa. IPCC.

- Weber, B., 2004:** *Untersuchungen zum Bodenwasserhaushalt und Modellierung der Bodenwasserflüsse entlang eines Höhen- und Ariditätsgradienten (SE Marokko)*. Dissertation, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn.
- Wetzel, P. J. und Chang, J.-T., 1987:** Concerning the Relationship between Evapotranspiration and Soil Moisture. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **26**:18–27.
- Wilby, R. L. und Wigley, T. M. L., 1997:** Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography*, **21**:530–548.
- Wilson, M. F. und Henderson-Sellers, A., 1985:** A global archive of land cover and soil data for use in general circulation climate models. *Journal of Climatology*, **5**:119–143.
- WMO, Herausgeber, 1983:** Folge 100, WMO in *WMO*. World Meteorological Organization, 2. Ausgabe.
- Xu, C., Gong, L., Jiang, T., Chen, D. und Singh, V. P., 2006:** Analysis of spatial distribution and temporal trend of reference evapotranspiration and pan evaporation in Changjiang (Yangtze River) catchment. *Journal of Hydrology*, **327**:81–93.
- Yarnal, B., Comrie, A. C., Frakes, B. und Brown, D. P., 2001:** Developments and prospects in synoptic climatology. *International Journal of Climatology*, **21**:1923–1950.
- Zobler, L., 1986:** A World Soil File for Global Climate Modelling. *NASA Technical Memorandum 87802*.
- Zorita, E., Kharin, V. und von Storch, H., 1992:** The Atmospheric Circulation and Sea Surface Temperature in the North Atlantic Area in Winter: Their Interaction and Relevance for Iberian Precipitation. *Journal of Climate*, **5**:1097–1108.

A Anhang

A.1 Kurze Beschreibung der CWTs

Die mittleren Bodendruckfelder der NCEP-Reanalysen für die einzelnen CWTs sind im Anhang in Abbildung A.2 dargestellt. Es folgt nun eine knappe Beschreibung, eine ausführlichere Beschreibung der CWTs findet sich bei z. B. [Hübener \(2005\)](#). Dabei gilt es zu beachten, dass sämtliche Informationen bzgl. der Häufigkeit und der Niederschlagsmenge einer CWT für einen Zeitraum von 1979 bis 1998 bestimmt werden. Die Abbildung A.2 ist auf Basis eines längeren Bezugszeitraums von 1970 bis 1999 berechnet.

CWT Zyklonal

Im mittleren Druck der zyklonalen Lagen zeigt sich im Vergleich zum gesamten mittleren Druck der NCEP-Reanalysen eine negative Druckanomalie über dem Zentrum des Berechnungsgebiet (siehe Abb. A.2). Das Vorkommen der CWT Zyklonal ist über das Jahr gleichmässig verteilt (siehe Abb. 5.2a), sie hat einen Anteil von 11,4%. Der mit dieser Lage in Verbindung stehende Niederschlag in Ouarzazate ist im langjährigen Mittel mit Ausnahme des Dezembers in den Wintermonaten stärker als im Sommer (siehe Abb. 5.2b). Für ein mittleres Jahr über den betrachteten Zeitraum von 1979 bis 1998 liefert die CWT Zyklonal in der Summe den meisten Niederschlag an der Station Ouarzazate mit 28,3 mm.

CWT Antizyklonal

Während der antizyklonalen CWT liegt ein Hochdruckgebiet über dem Berechnungspunkt. Die antizyklonale CWT tritt häufiger im Winter als während der anderen Jahreszeiten auf. Während der Sommermonate Juni, Juli und August tritt sie im langjährigen Mittel kaum auf (siehe Abb. 5.2a). Sie hat einen Anteil von 8,36% für ein mittleres Jahr. Mit ihr in Zusammenhang stehender Niederschlag tritt kaum auf. Das mit dieser Luftdrucksituation verbundene Absinken über dem Berechnungsgebiet der CWT stabilisiert, so dass es nur selten zu Wolkenbildung und Niederschlag im Bereich der Station Ouarzazate kommt.

CWT Nordost

Wenn in der Untersuchungsregion eine nordöstliche Strömung zu beobachten ist, liegt ein Gebiet hohen Drucks vor Westeuropa mit Zentrum im Atlantik. Die nordöstliche CWT tritt über das durchschnittliche Jahr gesehen im betrachteten Zeitraum mit 31,3% am häufigsten auf. Sie hat ihren größten Anteil im Sommer. Im Juni herrscht diese Anströmung an 64% aller Tage vor (siehe Abb. 5.2a). Im Verhältnis zu ihrer Auftrittshäufigkeit liefert sie geringe Niederschlagsmengen an der Station Ouarzazate mit im Mittel 0,1 mm pro Auftreten (siehe Abb. 5.3b). Der mit dieser CWT verbundene Niederschlag fällt hauptsächlich im Sommerhalbjahr. Es gibt eine signifikante Antikorrelation zwischen der Häufigkeit der CWT und der Anzahl der Niederschlagstage an der Station Ouarzazate für das gesamte Jahr (Abb. 5.4).

CWT Ost

Bei dieser Strömungslage im Untersuchungsgebiet reicht ein Hochdruckgebiet mit Zentrum im Atlantik bis nach Marokko. An dessen südlichem Rand wird Luft von Osten in die Region transportiert. Die CWT Ost tritt mit 30,6% ähnlich häufig auf wie die CWT Nordost. Diese Anströmrichtung ist gleichmäßiger über die Monate verteilt (siehe Abb. A.2). Die CWT Ost liefert im Sommerhalbjahr den größeren Anteil am Niederschlag, da sie eine der wenigen Lagen ist, die im Sommer vorkommen. Im Jahresmittel des Zeitraums von 1979 bis 1998 fallen im Zusammenhang mit dieser Lage 24,6 mm Niederschlag in Ouarzazate (siehe Abb. 5.3a). Es zeigt sich keine signifikante Antikorrelation mit der Anzahl der Niederschlagstage der Jahre 1979 bis 1998.

CWT Südost

Zu einer negativen Druckanomalie kommt es für die CWT Südost über dem Atlantik westlich der Iberischen Halbinsel bei einer gleichzeitigen positiven Anomalie über Europa, dem Mittelmeer und der Sahara. Durch die mit der negativen Anomalie über dem Atlantik verbundenen Höhenträge bzw. Bodentiefs kann feuchte Meeresluft in das Gebiet transportiert und an der Südseite des Atlas gehoben werden, was im Zusammenhang mit instabiler Schichtung zu Niederschlag führt. Die CWT Südost hat mit 21,4 mm einen großen Anteil am Niederschlag der Station Ouarzazate für ein mittleres Jahr (siehe Abb. 5.3a). Auch die Korrelation der Häufigkeit dieser CWT mit der Anzahl an Niederschlagstagen ist signifikant auf dem 95%-Niveau (Abb. 5.4). Niederschlag, der mit dieser Lage in Verbindung steht, fällt hauptsächlich im Winterhalbjahr. Insgesamt hat diese CWT einen Anteil von 5,79% im Mittel über den betrachteten Zeitraum. Besonders auffällig ist der Februar – Niederschlag im Jahresmittel von 8,6 mm. Dieser jedoch wird zu einem großen Teil durch eine viertägige Niederschlagsepisode im Jahr 1998 verursacht, während der 22,2 mm Niederschlag fielen. Wäre der Referenzzeitraum wie

bei *Hübener* (2005) von 1978 bis 1997 gewählt worden, wären der Januar und der Februarniederschlag dieser CWT an der Station Ouarzazate ähnlicher. An dieser Stelle zeigt sich die starke Abhängigkeit der Ergebnisse vom gewählten Zeitraum.

CWT Süd

Die CWT Süd wird von einer stark mäandrierenden Strömung mit einem ausgeprägten Trog vor der marokkanischen Küste geprägt. Die Druckanomalie, die dabei auftritt, ist deutlich schwächer als die der CWT Südwest. Die CWT Süd liefert mit im Mittel 2,4 mm den meisten Niederschlag pro Auftreten an der WMO-Station Ouarzazate (siehe Abb. 5.3b). Da sie jedoch selten vorkommt, ergeben sich für ein mittleres Jahr lediglich 12,8 mm (siehe Abb. 5.3a). Der Großteil dieses Niederschlags fällt in den Monaten November und Dezember. Mit Ausnahme von zwei Terminen fällt der gesamte Niederschlag dieser CWT entweder im Zusammenhang mit reinen Südströmungen oder einer Mischung mit der zyklonalen CWT. Während des Sommerhalbjahres tritt diese CWT mit sehr geringem Anteil lediglich im April auf, daher fällt im Sommer kein Niederschlag im Zusammenhang mit ihr. Sie ist mit einem Korrelationskoeffizienten von über 0,4 am stärksten mit dem Auftreten von Niederschlagstagen korreliert (Abb. 5.4).

CWT Südwest

Zu einer Anströmung aus Südwesten auf das Zentrum der Berechnungen kommt es wie im Fall der CWT Südwest, wenn sich ein Trog vor der marokkanischen Küste im Atlantik befindet. In diesem Bereich herrscht dann eine intensive negative Druckanomalie vor, die sich bis nach Westeuropa erstreckt. Die CWT Südwest kommt im Mittel mit 1,15% selten vor. Sie ist damit die CWT, die von 1979 bis 1998 in der betrachteten Region am seltensten auftritt. Wenn sie vorkommt, dann ebenso wie die CWT Süd und CWT Südost hauptsächlich im Winter. Während der Sommermonate Juni, Juli und August wird diese CWT nicht klassifiziert. Der Niederschlagsanteil dieser CWT liegt im Mittel bei 5,8 mm pro Jahr (siehe Abb. 5.3a). Bei Mischlagen mit der zyklonalen CWT treten mehr Termine mit Niederschlag als ohne auf.

CWT West

Ein Zentrum tiefen Drucks über dem nördlichen Portugal führt zu einer stärker zonal geprägten Strömung über dem Untersuchungsgebiet. Die Anomalie im Vergleich zum Druckmittel erstreckt sich bis nach Marokko und Westeuropa. Die CWT West tritt im Mittel von 1979 bis 1998 mit einer Häufigkeit von lediglich 1,79% auf. Von Juni bis September kommt sie nicht vor (siehe Abb. 5.2a). In 50% der Fälle bringt diese CWT in Ouarzazate Niederschlag mit sich, wenn sie als Mischklasse mit einem zyklonalen Anteil klassifiziert wird. Die Mischlagen mit Niederschlag

treten im Betrachtungszeitraum ausschließlich im Winterhalbjahr auf. Im Jahresmittel liefert diese CWT lediglich 2,3 mm Niederschlag (s. a. Abb. 5.3a).

CWT Nordwest

Bei der CWT Nordwest befindet sich ein Trog nördlich des Untersuchungsgebiets, dessen Achse sich von der Iberischen Halbinsel bis über das Mittelmeer erstreckt. Auf seiner Rückseite überströmt Luft den Hohen Atlas und erreicht so die Drâa-Region. Die damit verbundene Absinkbewegung auf der Südseite des Hohen Atlas fördert eine Stabilisierung der Schichtung, so dass im Zusammenhang mit dieser Wetterlage nur wenig Niederschlag zu erwarten ist. Der Niederschlag der CWT Nordwest ist im Vergleich zu den anderen CWTs gering. Er liegt im Jahresmittel bei 0,7 mm (siehe Abb. 5.3a). Mit 2,27% weist die CWT eine geringe Häufigkeit auf. In den betrachteten 20 Jahren treten in Zusammenhang mit ihr insgesamt 14 Tage mit Niederschlag in Ouarzazate auf. Dabei sind die Mischlagen aus Zyklonal und Nordwest die häufigsten mit Niederschlag verknüpften Situationen.

CWT Nord

Die CWT Nord hat einen mittleren Anteil von 5,62% im Betrachtungszeitraum. Sie bringt den geringsten Niederschlag im Jahresmittel mit sich. Der mittlere Jahresniederschlag von 1979 bis 1998, der im Zusammenhang mit dieser CWT fällt, liegt bei lediglich 0,5 mm (siehe Abb. 5.3a). Hier ist die Anzahl der Tage, die Niederschlag an der Station Ouarzazate mit sich bringen, ähnlich gering wie für die CWT Nordwest. Diese CWT tritt im betrachteten Zeitraum insgesamt an 15 Tagen mit Niederschlag auf (sieben davon als Mischklasse), obwohl sie insgesamt an über 450 Tagen vorkommt.

A.2 Abbildungen

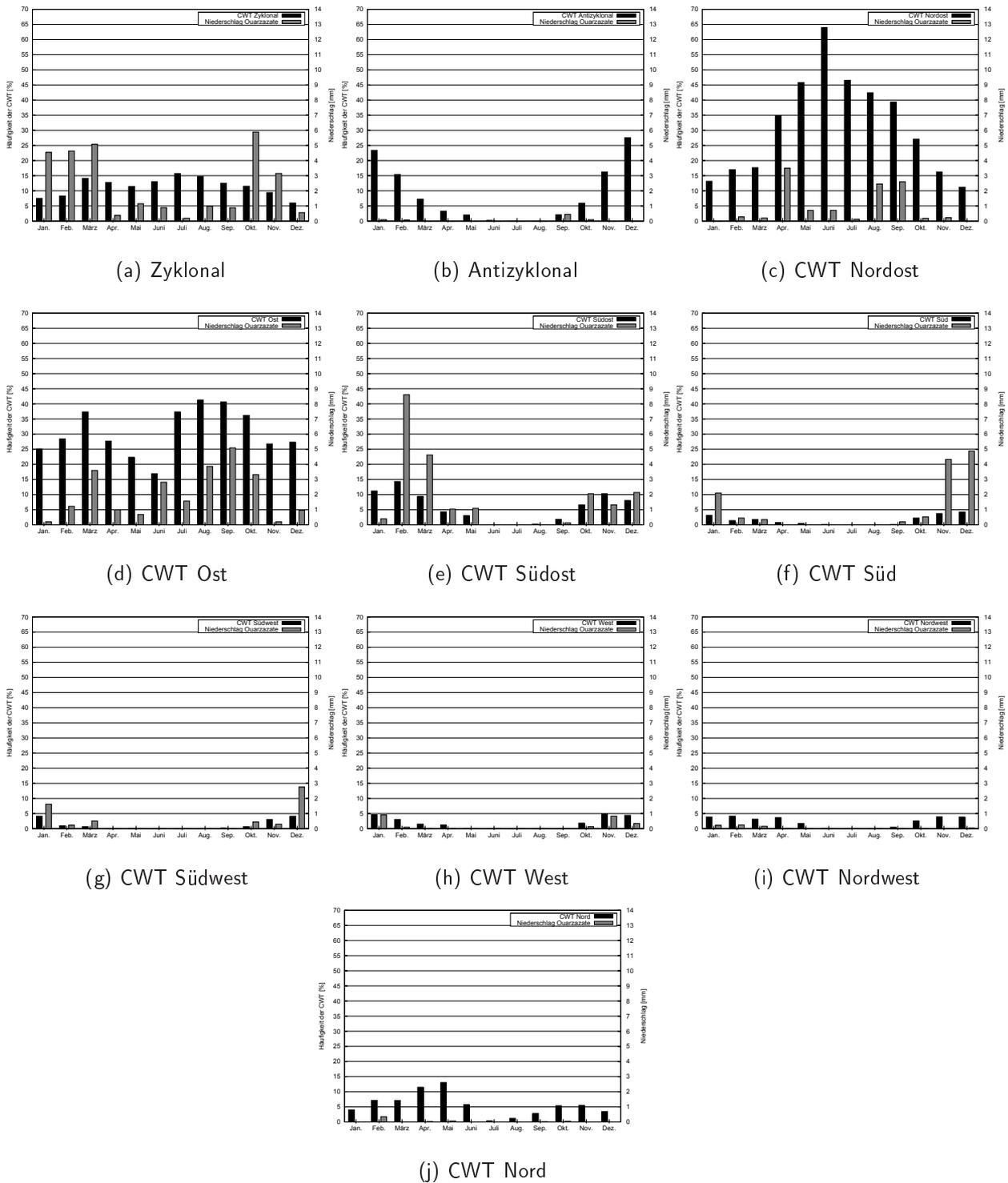


Abbildung A.1: CWT-Verteilung der NCEP-Reanalysen der Jahre 1979 bis 1998 in % und den CWTs zugeordneter Niederschlag der Station Quarzazate in mm.

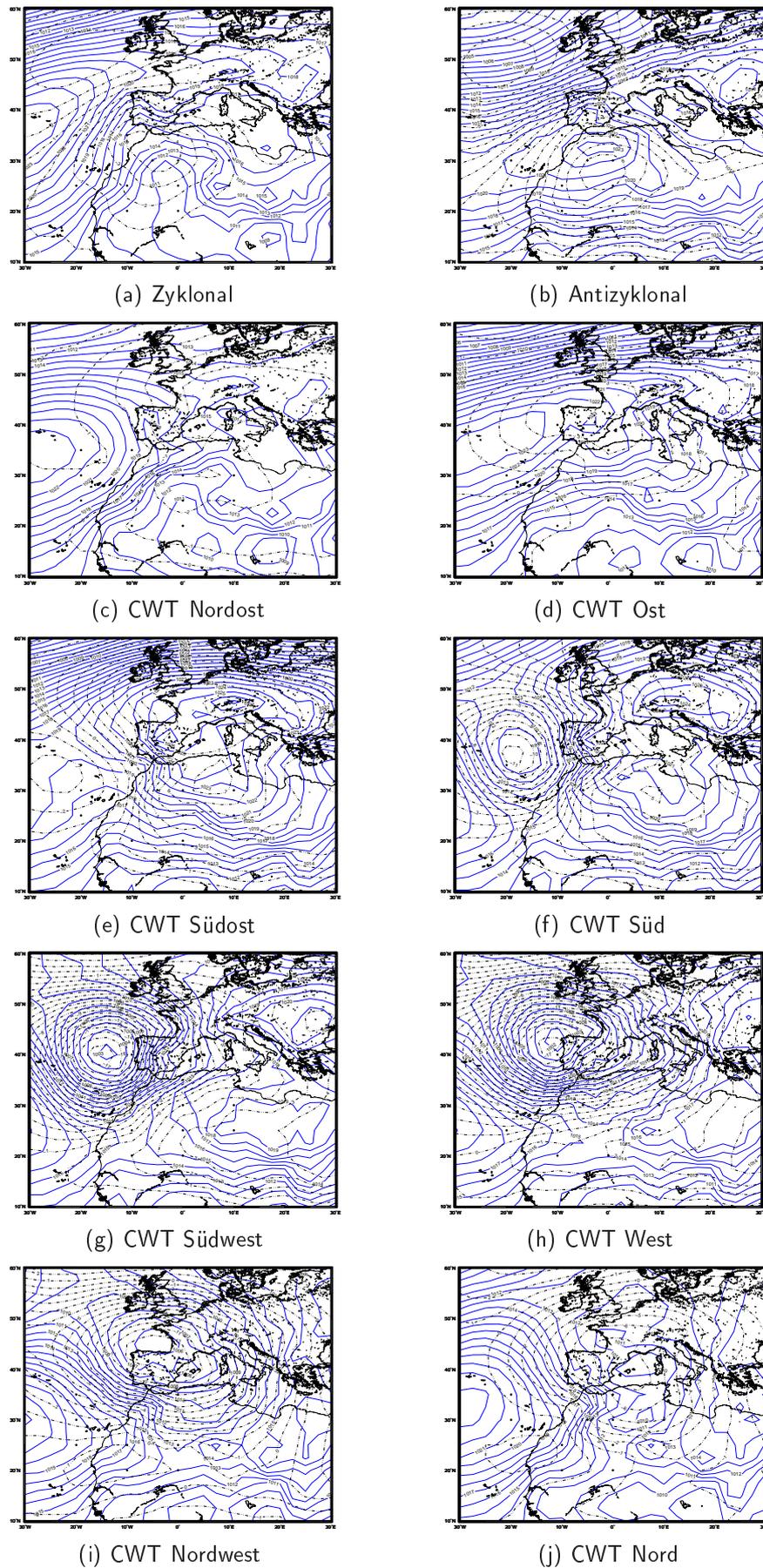


Abbildung A.2: Mittlere Druckmuster der einzelnen CWT-Verteilungen für die NCEP-Reanalysedaten von 1970 bis 1999 und deren Anomalien zum mittleren Druckfeld, Isobarenabstand 1 hPa.

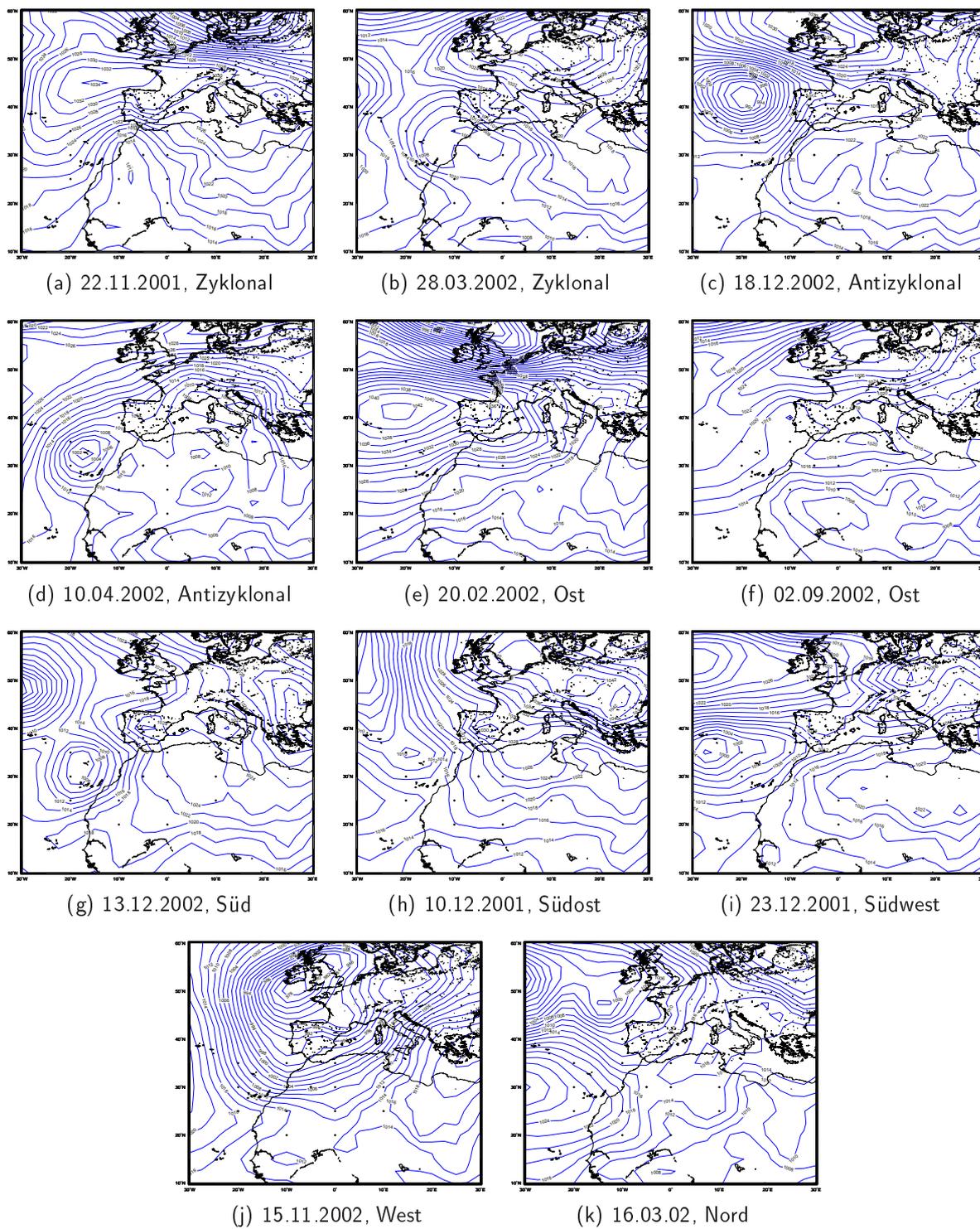


Abbildung A.3: Druckmuster der gewählten Repräsentanten mit Niederschlag für die NCEP-Reanalysedaten, Isobarenabstand 2 hPa.

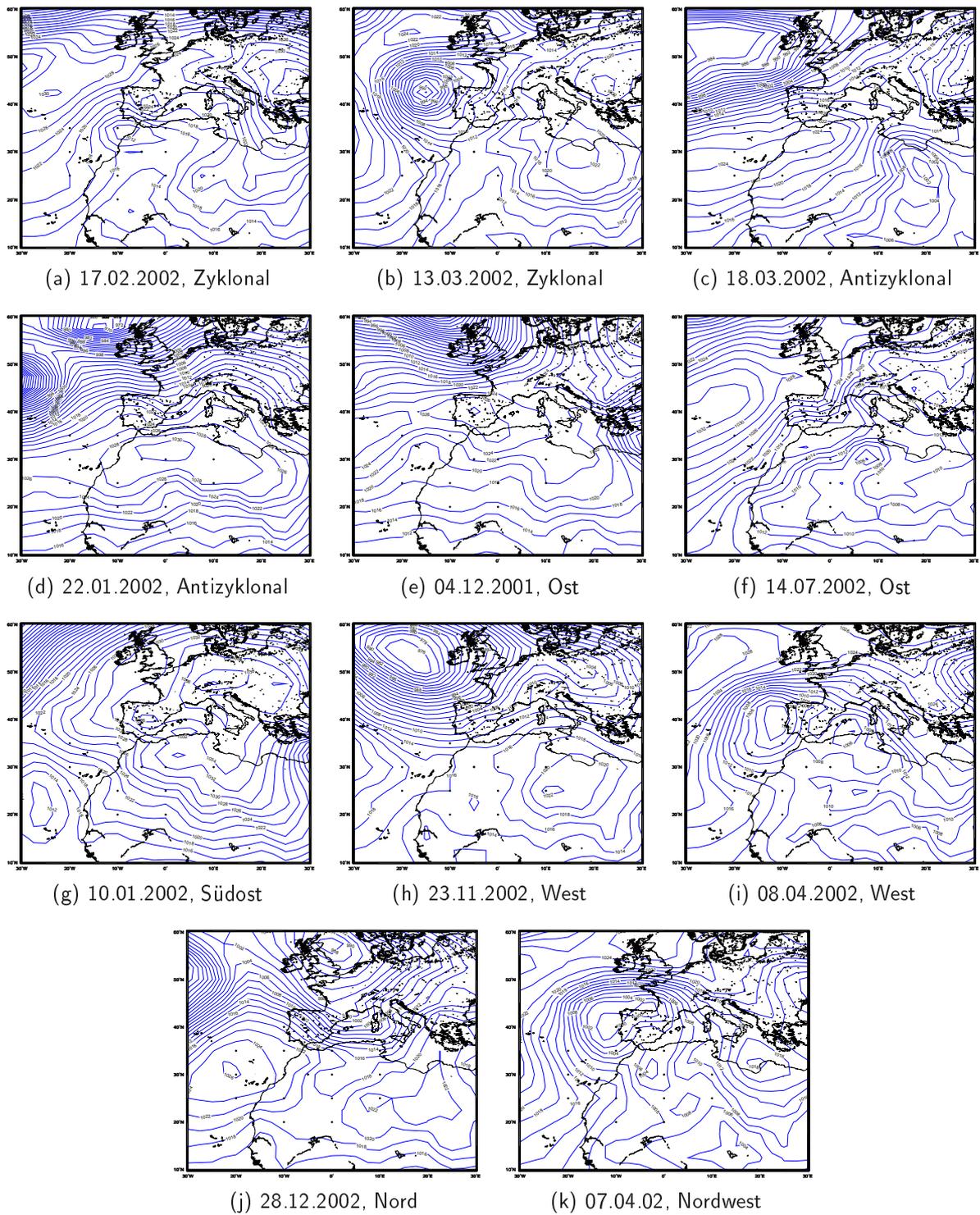


Abbildung A.4: Druckmuster der gewählten Repräsentanten ohne Niederschlag für die NCEP-Reanalysedaten, Isobarenabstand 2 hPa.

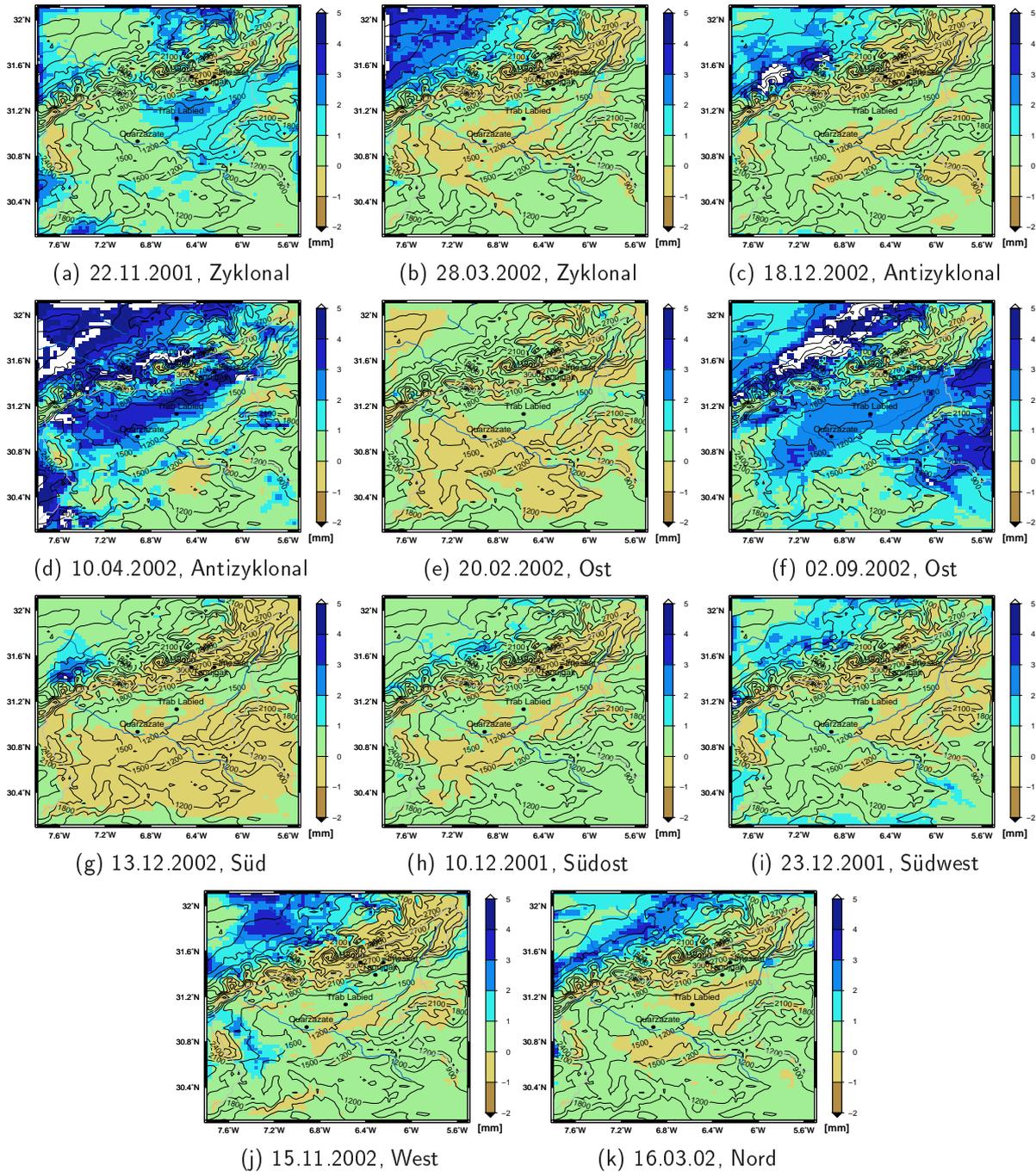


Abbildung A.5: Täglich akkumulierte Evapotranspiration der gewählten Repräsentanten mit Niederschlag für die NCEP-Reanalysedaten in mm.

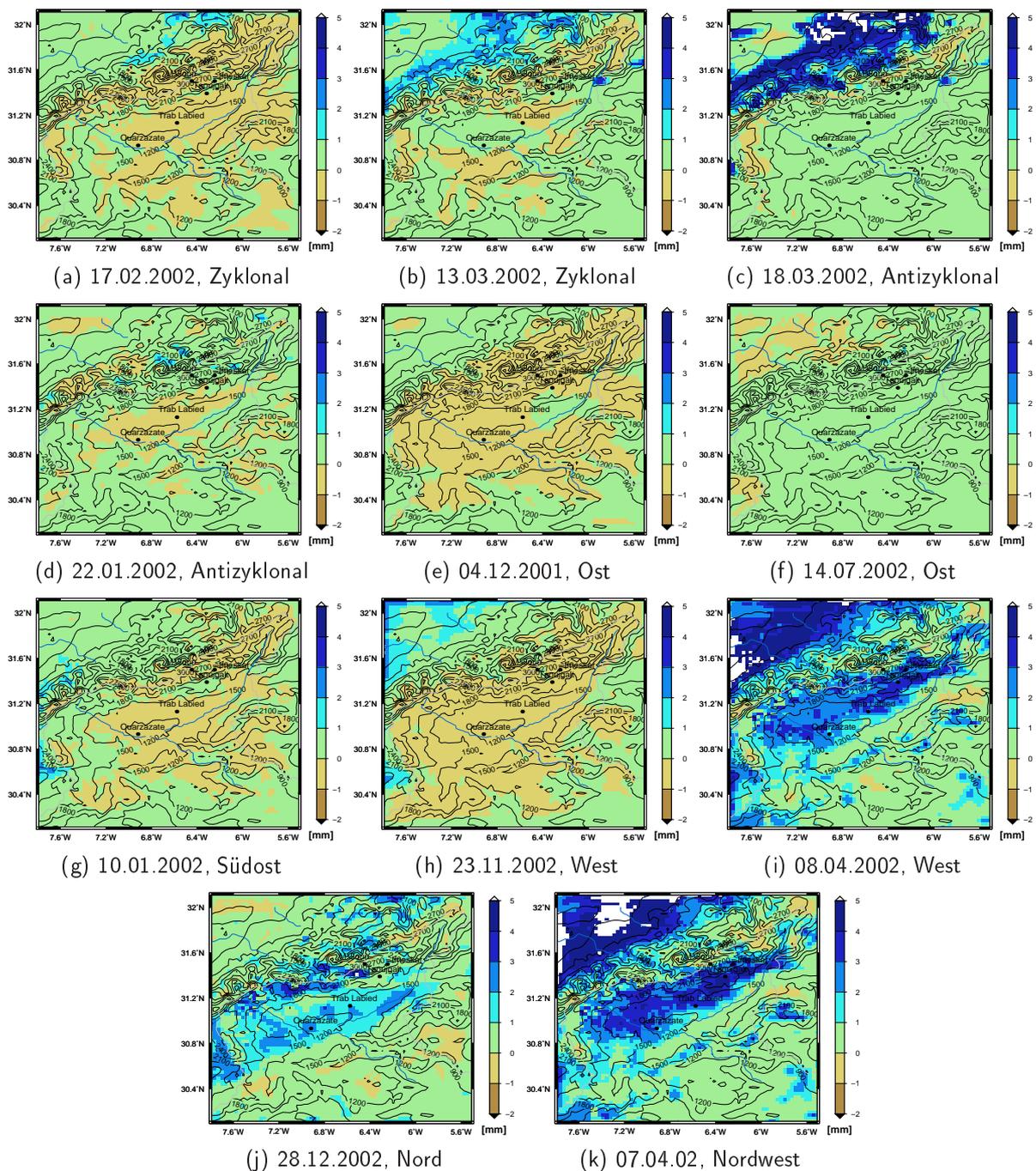


Abbildung A.6: Täglich akkumulierte Evapotranspiration der gewählten Repräsentanten ohne Niederschlag für die NCEP-Reanalysedaten in mm.

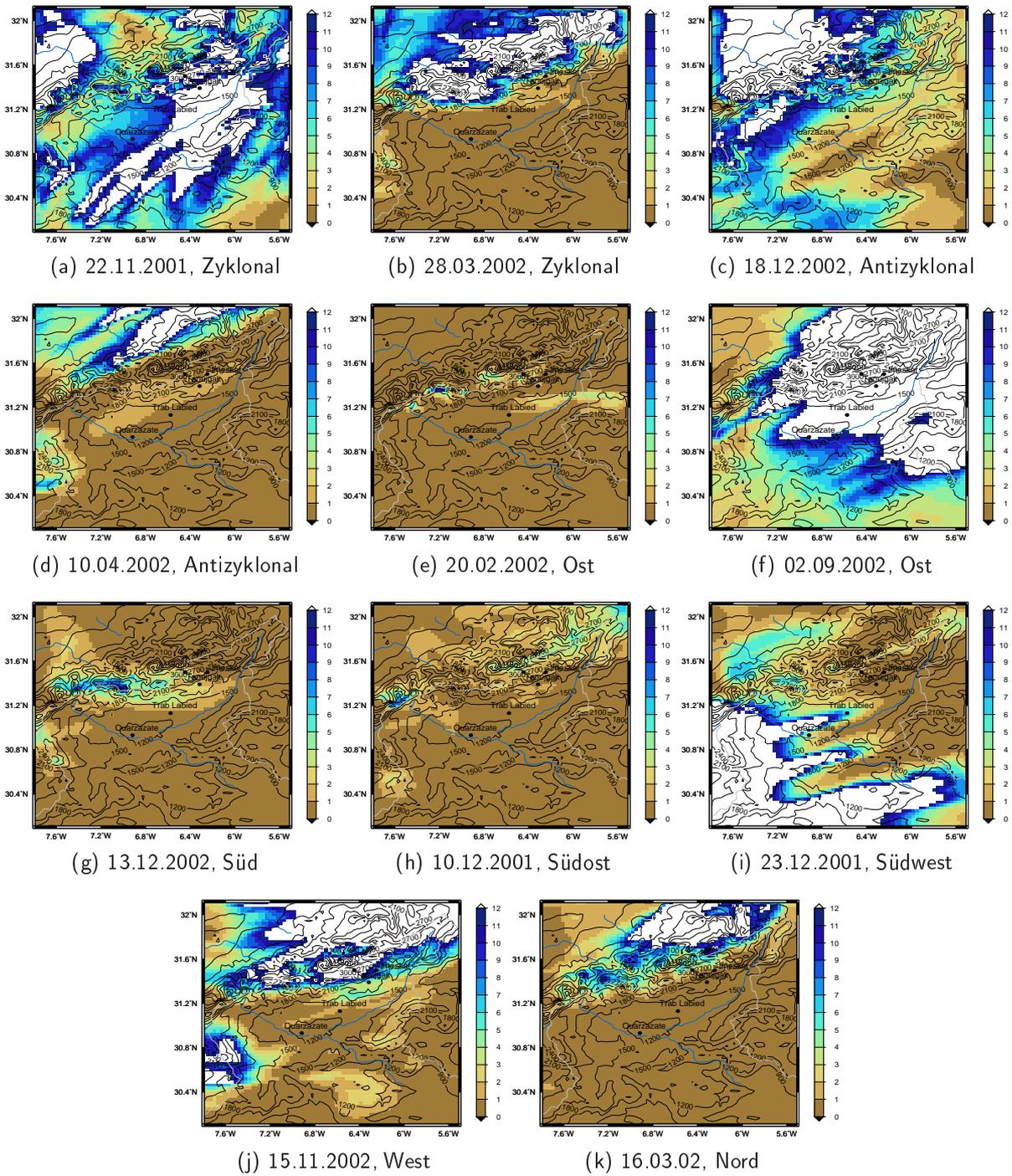


Abbildung A.7: 24-stündiger akkumulierter Niederschlag der gewählten Repräsentanten mit Niederschlag für die NCEP-Reanalysedaten in mm.

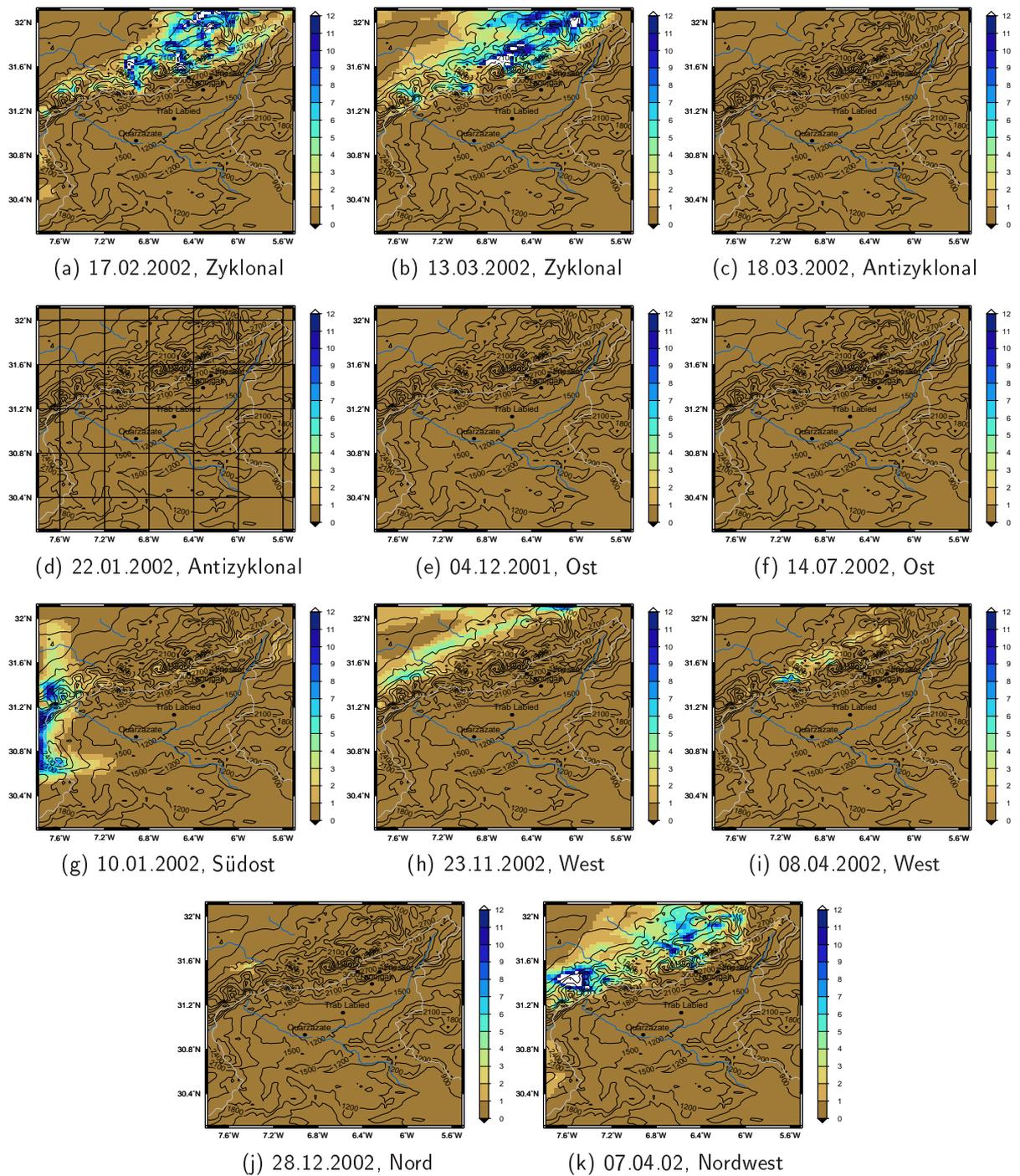


Abbildung A.8: 24-stündiger akkumulierter Niederschlag der gewählten Repräsentanten ohne Niederschlag für die NCEP-Reanalysedaten in mm.

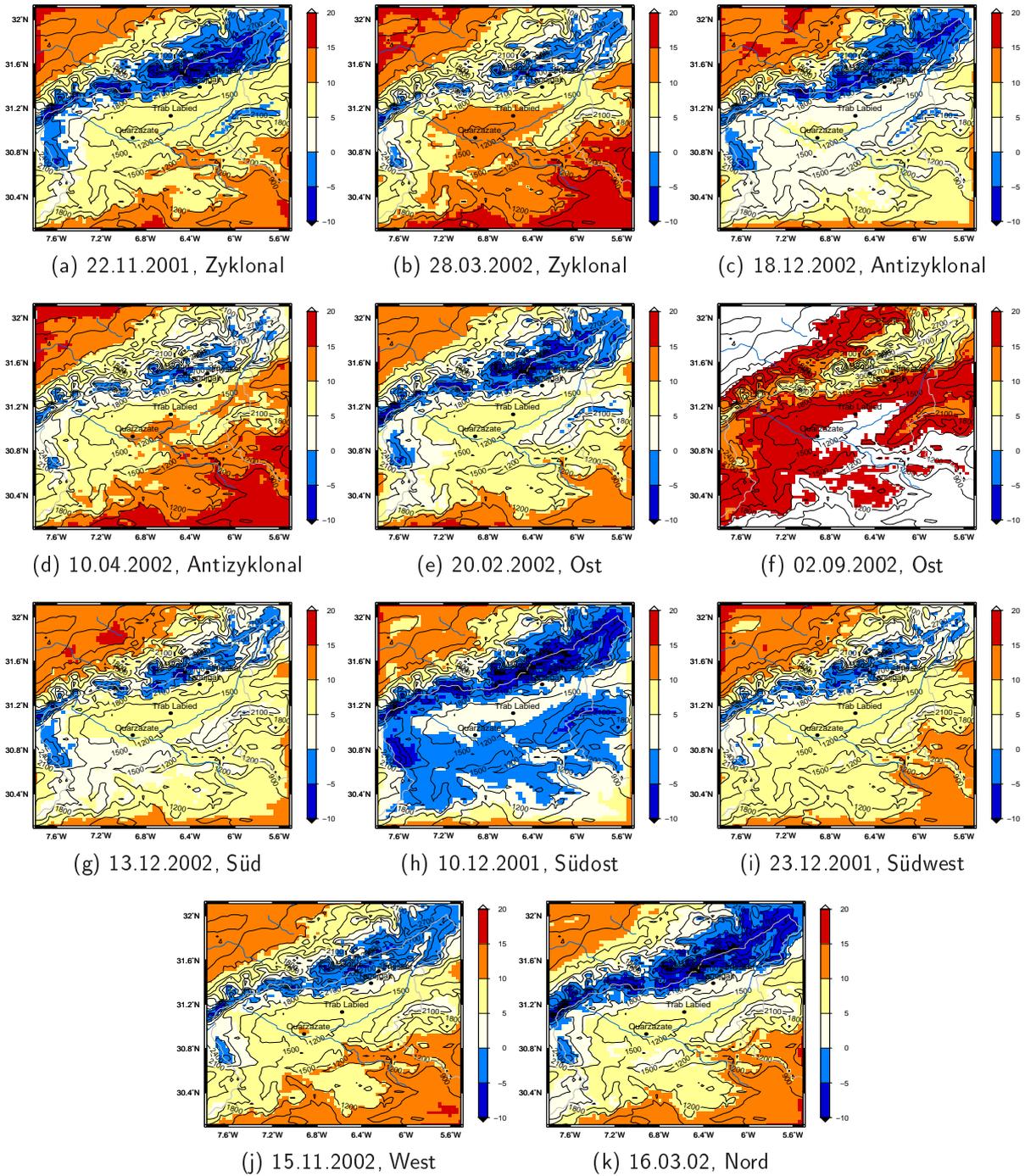


Abbildung A.9: Mittlere tägliche Temperatur der untersten Modellschicht der gewählten Repräsentanten mit Niederschlag für die NCEP-Reanalysedaten in °C.

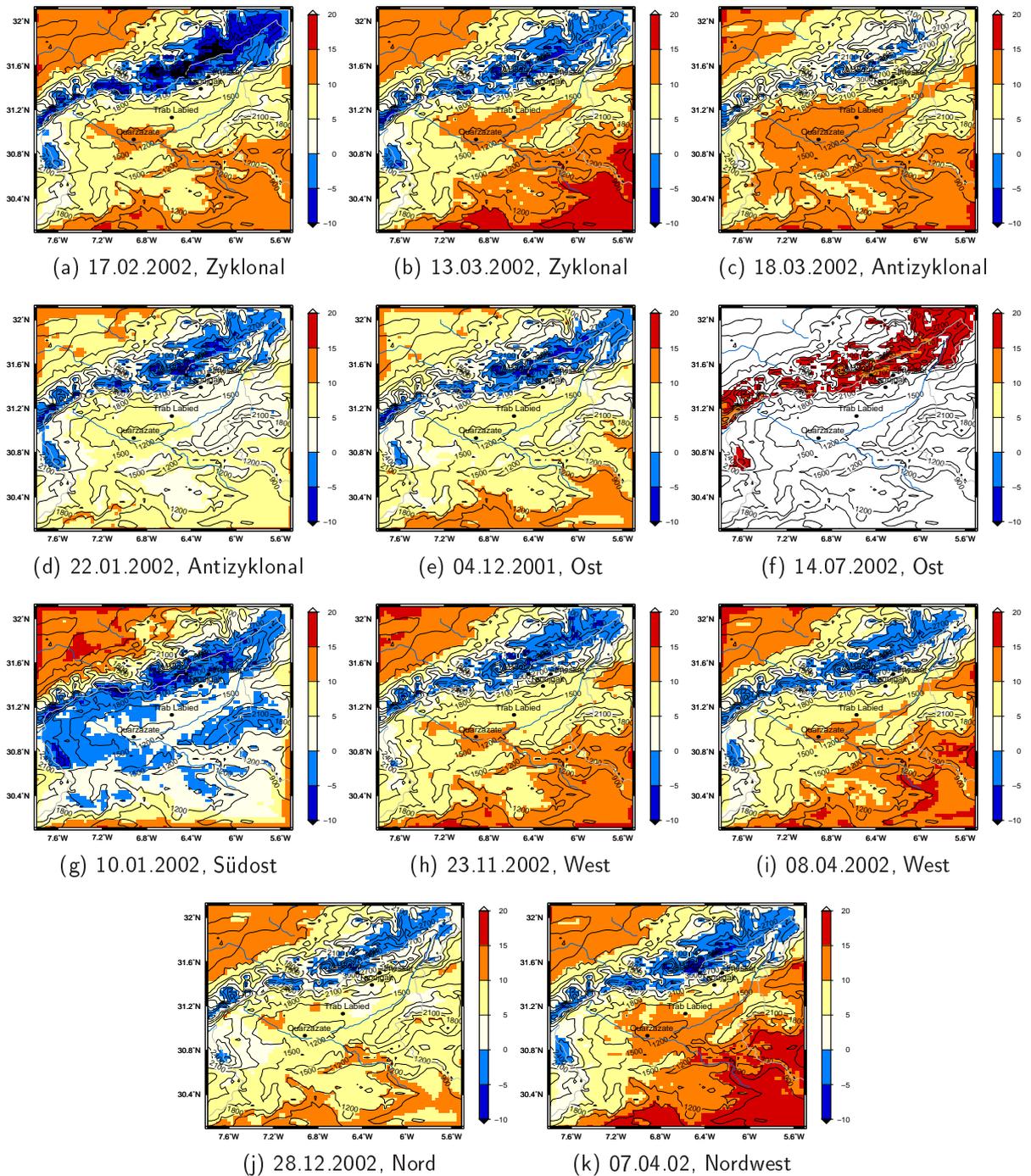


Abbildung A.10: Mittlere tägliche Temperatur der untersten Modellschicht der gewählten Repräsentanten ohne Niederschlag für die NCEP-Reanalysedaten in °C.

Danksagung

Zuerst möchte ich Herrn Prof. Dr. Michael Kerschgens für die Vergabe des interessanten Themas und die Begutachtung dieser Arbeit danken. Ich habe immer gerne in seiner Arbeitsgruppe gearbeitet.

Mein Dank gilt auch HD Dr. habil. Andreas Fink für die Begutachtung und viele inhaltliche Diskussionen dieser Arbeit.

Ein besonderer Dank gilt Dr. Andreas Krüger, der für meine Fragen, Probleme und Sorgen immer ein offenes Ohr hatte. Die vielen Diskussionen, insbesondere zum FOOT3DK, waren sehr hilfreich.

Ein Dank gilt auch Dr. Kai Born für die Bereitstellung der Antriebsdaten für die Modellsimulationen und des Katasters ebenso wie für die Abbildungen 3.6a und 5.6. Die vielen mit den Simulationen zusammenhängenden Gespräche waren sehr lehrreich.

Anna Klose und Dr. Oliver Schulz danke ich für die Bereitstellung ihrer Daten und für viele damit verbundene Erklärungen.

Die interdisziplinäre Zusammenarbeit im Rahmen des IMPETUS-Projekt hat immer toll funktioniert, angefangen bei der Integration neuer Kollegen bis zu gemeinsamen Reisen nach Marokko.

Ein Dank gebührt auch Ralf Hoffmann, der immer bereit war, bei Problemen mit der Datenbearbeitung Lösungen in der GIS-„Toolbox“ zu finden.

Ich danke auch Stefan Zacharias und Mark Reyers, die für Gespräche zu Ihren Erfahrungen mit FOOT3DK immer bereit waren.

Ein Dank für die Korrekturen an dieser Arbeit geht an Dr. Andreas Krüger, Dr. Kai Born, Dr. Roland Gersch und Sonja Eikenberg.

Dr. Roland Gersch danke ich für seine nahezu unendliche Geduld und die Unterstützung bei viele wichtigen Entscheidungen.

Ein Dank gebührt auch Dr. Heike Hübener, die mir bei Fragen zur Methode, Ihren Ergebnissen und Ihrem Untersuchungsgebiet in den Anfängen meiner Arbeit weitergeholfen hat. Dr. Joaquim Pinto danke ich für die Bereitstellung des Klassifikationsprogramms und die Beantwortung der Fragen dazu.

Danke auch an die Personen, die regelmäßig an den Arbeitsgruppentreffen und an den Treffen des Themenkreises Wasser teilgenommen haben und immer offen für Diskussionen waren. Für die Treffen des Themenkreises bin ich immer gern nach Bonn gereist.

Am freundschaftlichen Arbeitsklima im „Frauenzimmer“ haben Sonja Eikenberg und Simone Kotthaus einen großen Anteil, wofür ihnen hiermit gedankt sei.

Ein abschließender Dank gebührt meinen Eltern, die mich während des gesamten Studiums unterstützt haben.

Diese Arbeit wurde gefördert vom Bundesministerium für Bildung und Forschung und vom Ministerium für Innovation, Wissenschaft, Forschung und Technologie des Landes Nordrhein-Westfalen.

Erklärung

Ich versichere, dass ich die von mir vorgelegte Dissertation selbstständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit - einschließlich Tabellen, Karten und Abbildungen -, die anderen Werken im Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; dass diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät zur Prüfung vorgelegen hat; dass sie - abgesehen von unten angegebenen Teilpublikationen - noch nicht veröffentlicht worden ist sowie, dass ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluss des Promotionsverfahrens nicht vornehmen werde. Die Bestimmungen der Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Dissertation ist von Prof. Dr. M. Kerschgens betreut worden.

Teilpublikationen:

K. Piecha, K. Born, M. Kerschgens: Method of statistical-dynamical downscaling for precipitation and evapotranspiration at the High Atlas Mountains; *Global Change in Africa: Projections, Mitigation, and Adaption*; Köln, Juni 2009 (Tagungsbeitrag).

Ich versichere, dass ich alle gemachten Angaben wahrheitsgemäß nach bestem Wissen und Gewissen gemacht habe und verpflichte mich, jedmögliche, die obigen Angaben betreffenden Veränderungen, dem Dekanat unverzüglich mitzuteilen.

Köln, den 17.08.2009

(Kristina Piecha)