

**Untersuchungen zum Bodenwasserhaushalt und
Modellierung der Bodenwasserflüsse
entlang eines Höhen- und Ariditätsgradienten (SE Marokko)**

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)
der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von

Benedikt Weber

aus

Bonn

Bonn, im November 2004

Angefertigt mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

1. Referent: Prof. Dr. B. Diekkrüger
2. Referent: Prof. Dr. B. Reichert
Tag der Promotionsprüfung: 11.02.2005

Diese Dissertation ist auf dem Hochschulschriftenserver der ULB Bonn http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss_online elektronisch publiziert.

Diese Arbeit wurde finanziell gefördert vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF), Förder-Kennziffer 01 LW 0301A und vom Ministerium für Wissenschaft und Forschung des Landes Nordrhein-Westfalen (MWF), Förder-Kennziffer 223-21200200. Für die Förderung seien dem BMBF und dem MWF gedankt.

Mein Dank gilt in erster Linie meinem akademischen Betreuer, Prof. Dr. Bernd Diekkrüger, der es mit seinen kritischen und konstruktiven Anregungen stets verstand, die wesentlichen wissenschaftlichen Aspekte der vorliegenden Arbeit hervorzuheben.

Daneben gilt mein Dank Frau Prof. Dr. Barbara Reichert für die Beurteilung der Dissertation und die Kooperation in Bonn und Marokko.

Im Rahmen des IMPETUS-Projekts gilt mein besonderer Dank den Kollegen mit denen ich die letzten vier Jahre mehr als interdisziplinär zusammengearbeitet habe. Für die einbandfreie Kooperation im Sinne eines Daten- und Erkenntnisaustauschs bedanke ich mich vor allem bei Sébastien Cappy, Britta Chafik, Frank Gresens, Oliver Schulz und Markus Staudinger.

Für die Unterstützung während der Arbeit im Gelände, die Gastfreundlichkeit und die unvergessliche Zeit in Marokko möchte ich mich stellvertretend bei folgenden Personen bedanken: Lahsen Ait Ahmed aus Tichki, Lahsen El Inani aus Bou Skour, Mohad & Brâhim Zenen aus Arguioun und Mohamed Khalil Mohammed aus Tamegrout.

Darüber hinaus danke ich Annette Schäfermeier und Elfriede Mainz für die Hilfestellung während der Laboranalyse und Simone Giertz für die vielen Tipps und Hinweise zu den Formalitäten vor Abgabe der Arbeit.

Zuletzt möchte ich meinen Freunden und meiner Familie für das Korrekturlesen und die zahlreichen Hilfeleistungen bedanken.

In besonderem Maße gilt mein Dank Christina Bönig.

INHALTSVERZEICHNIS	II
ABBILDUNGSVERZEICHNIS	IV
TABELLENVERZEICHNIS	IX
VERZEICHNIS DER FOTOGRAFIEN	XI
ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS.....	XII
1 EINLEITUNG.....	1
1.1 Problemstellung	1
1.2 Integration in den interdisziplinären Forschungsverbund IMPETUS	2
1.3 Zielvorstellung und methodisches Vorgehen	4
2 HYDROLOGISCHE CHARAKTERISTIKA VON TROCKENRÄUMEN - STAND DER FORSCHUNG.....	6
2.1 Definitionen für den ariden Raum	6
2.2 Methodische Probleme bei der Erfassung von Daten	7
2.3 Hydrologische Charakteristika des ariden Raumes	8
2.3.1 Böden und Bodenwasserhaushalt	8
2.3.2 Skelettgehalt und Steinbedeckung	11
2.3.3 Schnittstelle Boden - Vegetation	14
2.3.4 Abflussentstehung.....	15
3 HYDROLOGISCHE MODELLE UND DEREN ANWENDUNG IN TROCKENRÄUMEN	22
3.1 Hydrologische Modelle	22
3.2 Hydrologische Modellierung in ariden und semiariden Räumen	23
4 NATURRÄUMLICHE AUSSTATTUNG DES DRÂA-EINZUGSGEBIETS.....	32
4.1 Abgrenzung des Untersuchungsraums	32
4.1.1 Geologie und Reliefgeschichte	34
4.1.2 Hypsometrie.....	37
4.1.3 Klima	38
4.1.4 Hydrologisches Netzwerk.....	42
4.1.5 Böden.....	45
4.1.6 Vegetation.....	47
4.1.7 Kulturlandschaftliche Charakteristika	48
4.2 Die Untersuchungsstandorte	49
4.2.1 Jebel Hssain Brâhim (JHB)	52

4.2.2 El Miyit (EMY)	54
4.2.3 Arguioun (ARG).....	56
4.2.4 Bou Skour (BSK).....	58
4.2.5 Taoujgalt (TJG)	60
4.2.6 Assif-n-Ait-Ahmed (ASS) mit den Teileinzugsgebieten Taria-n-Boussaid (TNB) und Cascade (CSC).....	61
5 BESCHREIBUNG DES EINGESETZTEN BODENWASSERMODELLS <i>ARID</i>	65
5.1 Diskretisierung der Bodensäule.....	66
5.2 Infiltration	67
5.3 Abfluss.....	68
5.4 Bodenwasserbewegung.....	69
5.5 Evapotranspiration.....	71
5.6 Bodentemperatur.....	73
5.7 Räumliche Diskretisierung des Einzugsgebiets.....	74
5.8 Zeitliche Diskretisierung	77
6 DATEN UND METHODEN.....	78
6.1 Statische Daten	78
6.1.1 Digitales Geländemodell, Topographie und Relief	78
6.1.2 Bodenphysikalische Daten.....	82
6.1.3 Infiltration und Beregnung	82
6.1.4 Vegetationsdaten.....	86
6.2 Hydrodynamische Daten	86
6.2.1 Klimadaten.....	86
6.2.2 Abflussdaten	92
7 ANALYSE DER HYDROLOGISCHEN PROZESSE DER UNTERSUCHUNGSSTANDORTE	97
7.1 Bodenphysikalische Eigenschaften	97
7.2 Infiltrations- und Abflussneigung der untersuchten Böden.....	102
7.3 Hygrisch-thermische Gradienten.....	114
7.4 Bodenwasserdynamik.....	115
7.5 Aggregation von Klimadaten zur Abflussanalyse.....	120
7.6 Abflussanalyse.....	122
8 MODELLANWENDUNG ZUR ANALYSE DES BODENWASSERHAUSHALTS.....	128
8.1 Modellparametrisierung.....	128

8.2	Sensitivitätsanalyse.....	134
8.3	Kalibrierung.....	137
8.4	Modellgüte und Modellvalidierung.....	138
8.4.1	Bodenwasser.....	140
8.4.2	Bodentemperatur.....	151
8.4.3	Abfluss.....	154
9	RAUMZEITLICHE VARIABILITÄT DER MODELLIERTEN BILANZGRÖSSEN.....	161
9.1	Raumzeitliche Dynamik der simulierten Wasserhaushaltskomponenten.....	161
9.2	Variabilität der Wasserhaushaltskomponenten im Hinblick auf den hygri- sch-thermischen Gradienten.....	170
9.3	Der Bodenwasserhaushalt auf der Skala der ausgewiesenen Landschaftseinheiten.....	179
10	DISKUSSION UND AUSBLICK.....	186
11	ZUSAMMENFASSUNG.....	197
12	ABSTRACT.....	199
13	LITERATURVERZEICHNIS.....	201
14	ANHANG UND GLOSSAR.....	223

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 1.1:	Schematische Übersicht des IMPETUS-Projekt-konzepts.....	3
Abb. 2.1:	Aufteilung des Niederschlagswassers in Bodenfeuchte und Oberflächenabfluss.	17
Abb. 4.1:	Untersuchungsstandorte und Höhenzonen im oberen Einzugsgebiet des Oued Drâa	33
Abb.4.2:	Hypsometrische Kurve des Untersuchungsgebiets und prozentuale Flächenanteile der Höhenstufen	38
Abb. 4.3	Ausgewählte Klimadiagramme im Einzugsgebiet des Drâa	40
Abb. 4.4:	Potenzielle Evaporation durch Bac-Colorado-Verdunstungspfannen am Beispiel ausgewählter Messstandorte.....	41
Abb. 4.5:	Annuelle Niederschlagssummen, -häufigkeiten und –variabilitäten der Station Ouarzazate zwischen 1951 und 2001	42
Abb. 4.6:	Beziehung zwischen dem Abfluss am Pegel Ifre und dem Zufluss des Stausees Mansour Eddhabi	43
Abb. 4.7:	Abflussregime am Pegel Ifre im Zeitraum 1962 bis 2001.	44
Abb. 4.8:	Abflussregime des Oued Drâa 22 km unterhalb von Ouarzazate vor Inbetriebnahme des Stausees Mansour Eddhabi.....	44
Abb. 4.9:	Höhenprofil mit Lage der Untersuchungsstandorte und den in der Analyse herangezogenen IMPETUS-Klimastationen	50
Abb. 4.10:	Kumulative Verteilung der Hangneigungsklassen innerhalb der Untersuchungsgebiete	52
Abb. 4.11:	Digitales Höhenmodell des Standorts Jebel Hssain Brâhim	53
Abb. 4.12:	Digitales Höhenmodell des Standorts El Miyit.....	55
Abb. 4.13:	Digitales Höhenmodell des Standorts Arguioun.....	57
Abb. 4.14:	Digitales Höhenmodell des Standorts Bou Skour	59
Abb. 4.15:	Digitales Höhenmodell des Standorts Taoujgalt.....	60
Abb. 4.16:	Digitales Höhenmodell des Standorts Assif-n-Ait-Ahmed	63
Abb. 5.1:	Modellkonzept zur dynamischen Simulation der Prozesse arider Räume	65
Abb. 5.2:	Diskretisierung der Bodensäule und die wichtigsten im Modell berechneten Wasserflüsse.....	66
Abb. 5.3:	Schema zur Anpassung der Infiltrationskurve an die experimentell erhobenen Messdaten.....	67
Abb. 5.4:	Räumliche Diskretisierung und Ausweisung von Landschaftseinheiten am Beispiel einer Catena am Standort El Miyit.....	76

Abb. 6.1: Verteilung der aggregierten Reliefformtypen in den jeweiligen Untersuchungsstandorten	81
Abb. 6.2: Messnetz der in dieser Arbeit herangezogenen Klimastationen innerhalb des Drâa-Einzugsgebiets.....	87
Abb. 6.3: Auswirkung der Temperaturkorrektur auf den Bodenwassergehalt.....	90
Abb. 6.4: Tagesgangabhängige Amplitude als Artefakt der thermischen Korrektur des Bodenwassergehalts	91
Abb. 6.5: Leitfähigkeit und Eichgerade am Pegel Taria	94
Abb. 6.6: Beziehung zwischen gemessenen Wasserständen und dem Abfluss am Beispiel des Pegels Taria.....	95
Abb. 7.1: Korngrößendreieck aller Bodenproben in Gewichts-%	99
Abb. 7.2: Zusammenhang zwischen Textur und Hangneigung	100
Abb. 7.3: Mittelwert und 95 %-Konfidenzintervall des Mittelwertes der drei Korngrößenfraktionen	100
Abb. 7.4: Zusammenhang zwischen dem Variationskoeffizienten der Korngrößenzusammensetzung und der Flächengröße des untersuchten Gebiets.....	101
Abb. 7.5: Verteilung der Proben hinsichtlich Skelettgehalt und Bodentiefe	102
Abb. 7.6: Zusammenhang zwischen Hangneigung [°] und Bodenmächtigkeit [mm]	102
Abb. 7.7: Der Abflusskoeffizient in Abhängigkeit von der ponding time und Bodenmächtigkeit.....	103
Abb. 7.8: Der Abflusskoeffizient in Abhängigkeit von Skelettgehalt und Steinbedeckung	104
Abb. 7.9: Abflusskoeffizienten klassifiziert nach Reliefformtyp	105
Abb. 7.10: Variabilität der Abflusskoeffizienten aller Untersuchungsstandorte.	107
Abb. 7.11: Gesättigte Wasserleitfähigkeit der sechs Untersuchungsstandorte	108
Abb. 7.12: Gesättigte Wasserleitfähigkeit klassifiziert nach Reliefformtyp und prozentuale Flächenanteile des jeweiligen Formtyps	108
Abb. 7.13: Gesättigte Leitfähigkeit der dominierenden Reliefformtypen.....	109
Abb. 7.14: Verteilung der K_s -Werte an allen Untersuchungsstandorten klassifiziert nach dem Reliefformtyp	110
Abb. 7.15: Zusammenhang zwischen Hangneigung und der gesättigten Leitfähigkeit.....	111
Abb. 7.16: Zusammenhang zwischen Bodenmächtigkeit und der gesättigten Leitfähigkeit	112
Abb. 7.17: Gesättigte Leitfähigkeit in Abhängigkeit von Bodentiefe und Neigung	113
Abb. 7.18: Verlauf von Lufttemperatur und Niederschlag sowie der jeweiligen Variationskoeffizienten für den Betrachtungszeitraum 2002.....	114

Abb. 7.19: Tagesmittelwerte des Bodenwassergehalts und monatliche Niederschlagssummen am Standort El Miyit von November 2001 bis Oktober 2003.	116
Abb. 7.20: Tagesmittelwerte des Bodenwassergehalts und monatliche Niederschlagssummen am Standort Arguioun von November 2001 bis Oktober 2003.....	117
Abb. 7.21: Tagesmittelwerte des Bodenwassergehalts und monatliche Niederschlagssummen am Standort Bou Skour von November 2001 bis Oktober 2003.....	118
Abb. 7.22: Tagesmittelwerte des Bodenwassergehalts und monatliche Niederschlagssummen am Standort Taoujgalt von November 2001 bis Oktober 2003.....	119
Abb. 7.23: Variationskoeffizienten der Tagesmittelwerte der Bodenfeuchte	120
Abb. 7.24: Kumulierte Niederschläge der Einzugsgebiete Taria-n-Boussaid (TNB) und Cascade (CSC) im Zeitraum Januar 2002 bis September 2003.	122
Abb. 7.25: Abflussganglinien der Pegel Taria und Cascade im Zeitraum April 2002 bis September 2003	124
Abb. 7.27: Abflussganglinien während der Schneeschmelzperiode	127
Abb. 8.1: Ableitung von primären und sekundären Reliefparametern auf der Grundlage des Höhenmodells am Beispiel von Taoujgalt	129
Abb. 8.2: Wassergehaltsveränderungen auf der Grundlage verschiedener PTF im Vergleich zu den Werten der besten Kalibrierung	132
Abb. 8.3: Vergleich der mit verschiedenen Pedotransferfunktionen berechneten Wasserhaushaltsgrößen	132
Abb. 8.4: Sensitivität des Bodenwassergehalts und der realen Evaporation gegenüber Änderungen des Bodenwiderstands	136
Abb. 8.5: Gemessene und simulierte Bodenwassergehalte in El Miyit, Landschaftseinheit Hamada.....	141
Abb. 8.6: Gemessene und simulierte Bodenwassergehalte, El Miyit, Landschaftseinheit Wadi	143
Abb. 8.7: Gemessene und simulierte Bodenwassergehalte, Arguioun.....	144
Abb. 8.8: Tagesmittelwerte der Bodenfeuchte in verschiedenen Bodentiefen	145
Abb. 8.9.: Gemessene und simulierte Bodenwassergehalte, Bou Skour.....	147
Abb. 8.10: Gemessene und simulierte Bodenwassergehalte, Taoujgalt.....	148
Abb. 8.11: Isolinien-darstellung der Ergebnisse der Bodenfeuchtevalidierung	150
Abb. 8.12: Die Parameter e und b in Abhängigkeit vom Sand- und Skelettgehalt	151
Abb. 8.13: Kalibrierung der Wärmeleitfähigkeit am Beispiel von Arguioun	152
Abb. 8.14: Gemessene und simulierte Bodentemperatur, Arguioun.....	154

Abb. 8.15: Vergleich von gemessenen und simulierten Abfluss am Pegel El Miyit	155
Abb.8.16: Scatterplot von gemessenem und simuliertem Abfluss, Pegel El Miyit	156
Abb. 8.17: Vergleich der simulierten und gemessenen Abflüsse am Pegel Taria	157
Abb 8.18: Scatterplot der gemessenen und simulierten Abflüsse am Pegel Taria.....	157
Abb. 8.19: Vergleich der simulierten und gemessenen Abflüsse am Pegel Cascade	159
Abb. 8.20: Scatterplot der gemessenen und simulierten Abflüsse am Pegel Cascade.....	159
Abb. 9.1: Dynamik ausgewählter Wasserhaushaltskomponenten am Jebel Hssain Br.....	162
Abb. 9.2: Dynamik ausgewählter Wasserhaushaltskomponenten in El Miyit.....	163
Abb. 9.3: Dynamik ausgewählter Wasserhaushaltskomponenten in Arguioun	164
Abb. 9.4: Dynamik ausgewählter Wasserhaushaltskomponenten in Bou Skour.	165
Abb. 9.5: Dynamik ausgewählter Wasserhaushaltskomponenten in Taoujgalt.	166
Abb. 9.6: Dynamik ausgewählter Wasserhaushaltskomponenten in Taria-n-Boussaid.....	167
Abb. 9.7: Dynamik ausgewählter Wasserhaushaltskomponenten in Cascade	168
Abb. 9.8: Simulierte Grundwasserneubildung (GWNB) und die Änderung im Bodenwasserspeicher (Δ BW) am Beispiel des Cascade-Gebiets.....	171
Abb. 9.9: Simulierte Grundwasserneubildung (GWNB) im Zeitraum Januar 2002 bis September 2003	172
Abb. 9.10: Prozentuale Füllanteile an ausgewählten Speichern	174
Abb. 9.11: Isoliniendarstellung des räumlich und zeitlich gemittelten simulierten Bodenwassergehalts	175
Abb. 9.12: Isoliniendarstellung der räumlich und zeitlich gemittelten simulierten realen Evaporation	176
Abb. 9.13: Isoliniendarstellung der räumlich und zeitlich gemittelten simulierten realen Transpiration	177
Abb. 9.14: Anteile von Evaporation und Transpiration an der Gesamtverdunstung	178
Abb. 9.15: Absolute Abweichung von der mittleren Bodenfeuchte bzw. von der mittleren Evapotranspiration aller Standorte	179
Abb. 9.16: Simulierter Bodenwassergehalt und Evapotranspiration nach Aggregierung der Landschaftseinheiten in Reliefformtypen	180
Abb. 9.17: Raumzeitliche Variabilität von Evaporation, Transpiration und Bodenwassergehalt am Beispiel von Bou Skour.....	182
Abb. 9.18: Räumliche Verteilung der Landschaftseinheiten am Untersuchungsstandort Bou Skour.	183

Abb. 9.19: Das Auftreten von Oberflächenwasser am Beispiel eines Niederschlagsereignis in Bou Skour.....	184
Abb. 10.1: Prozentuale Veränderung ausgewählter Wasserhaushaltsgrößen nach Modifikation der zeitlichen Auflösung des Niederschlags	194
Abb. A1: Verteilung der Landschaftseinheiten am Standort Jebel Hssain Brâhim	225
Abb. A2: Verteilung der Landschaftseinheiten am Standort El Miyit.....	225
Abb. A3: Verteilung der Landschaftseinheiten am Standort Arguioun	226
Abb. A4: Verteilung der Landschaftseinheiten am Standort Taoujgalt.....	226
Abb. A5: Verteilung der Landschaftseinheiten am Standort Assif-n-Ait-Ahmed	227
Abb. A6: Raumzeitliche Variabilität von Bodenwassergehalt, Evaporation und Transpiration am Untersuchungsstandort Jebel Hssain Brâhim.....	228
Abb. A7: Raumzeitliche Variabilität von Bodenwassergehalt, Evaporation und Transpiration am Untersuchungsstandort El Miyit.	229
Abb. A8: Raumzeitliche Variabilität von Bodenwassergehalt, Evaporation und Transpiration am Untersuchungsstandort Arguioun.	230
Abb. A9: Raumzeitliche Variabilität von Bodenwassergehalt, Evaporation und Transpiration am Untersuchungsstandort Taoujgalt.	231
Abb. A10: Raumzeitliche Variabilität von Bodenwassergehalt, Evaporation und Transpiration am Untersuchungsstandort Cascade.	232
Abb. A11: Raumzeitliche Variabilität von Bodenwassergehalt, Evaporation und Transpiration am Untersuchungsstandort Taria-n-Boussaid.....	233

TABELLENVERZEICHNIS

Tab. 1.1:	Zusammenhang von Niederschlag und wirtschaftlicher Leistung in Marokko	2
Tab 4.1:	Hydrologische Charakteristika der Untersuchungsgebiete	51
Tab. 5.1:	Ausgewählte Konzepte zur Diskretisierung der Landschaft in homogene Modelleinheiten.....	75
Tab. 6.1:	Wölbungsstärken zur Abgrenzung von Reliefformtypen.....	80
Tab. 6.2:	Hinzugezogene Klimadaten mit Messzeitraum und Sensorausfall	88
Tab. 6.3:	Ergebnis der Temperaturkorrektur der Wassergehaltsbestimmung	91
Tab. 6.4:	Niederschlag der drei Stationen im Einzugsgebiet im Assif-n-Ait-Ahmed;.....	92
Tab. 7.1:	Statistische Kenngrößen ausgewählter bodenphysikalischer Eigenschaften	98
Tab. 7.2:	Zusammenfassung der Abflusscharakteristika aller Standorte aggregiert in Reliefformtypen.....	105
Tab. 7.3:	Klimadatensätze und die jeweiligen Niederschlagssummen.....	121
Tab. 7.4:	Abflusscharakteristika während des gemeinsamen Betrachtungszeitraums 12.10.02 bis 18.07.03	123
Abb. 7.26:	Abflussmessungen an den Pegeln Taria, Cascade und Gorge.....	126
Tab. 8.1:	Sensitivitätsindizes von Boden- und Vegetationsparametern mit Einfluss auf ausgewählte Modellergebnisse.....	135
Tab. 8.2:	Zusammenstellung der für die Modellierung kalibrierten Zielgrößen.	137
Tab. 8.3:	Gütemaße der Simulationen für die Landschaftseinheit Hamada des Einzugsgebiets El Miyit (split sample test).....	141
Tab. 8.4:	Gütemaße der Simulation für die Landschaftseinheit Hamada des Einzugsgebiets El Miyit (differential split sample test).	142
Tab. 8.5:	Gütemaße der Simulationen für die Landschaftseinheit Wadi des Einzugsgebiets El Miyit (split sample test).	142
Tab. 8.6:	Gütemaße der Simulationen für die Landschaftseinheit Wadi des Einzugsgebiets El Miyit (differential split sample test).	143
Tab. 8.7:	Gütemaße der Simulationen für Arguioun (split sample test).....	145
Tab. 8.8:	Gütemaße der Simulation für Arguioun (differential split sample test).....	146
Tab. 8.9:	Gütemaße der Simulationen für Bou Skour (split sample test).....	146
Tab. 8.10:	Gütemaße der Simulation für Bou Skour (differential split sample test).....	148
Tab. 8.11:	Gütemaße der Simulationen für Taoujgalt (split sample test).....	149
Tab. 8.12:	Gütemaße der Simulation für Taoujgalt (differential split sample test).....	151

Tab. 8.13: Kalibrierung des Wärmeleitfähigkeitsfaktors und der Modellvalidierung durch Gütemaße.....	153
Tab. 8.14: Simulierung der Abflüsse in den Teileinzugsgebieten Cascade und Taria-n-Boussaid	158
Tab. 8.15: Abflussvalidierung an Pegel Taria und Cascade.....	158
Tab. 9.1: Simulierte Gebietswasserbilanz aller Standorte im Vergleich.....	169
Tab. 9.2: Anteil der simulierten Wasserhaushaltkomponenten am Niederschlag.....	170
Tab. 10.1: Veränderung von Gerinneabfluss und Oberflächenwasser als Folge der räumlichen Auflösung des Geländemodells am Beispiel Taoujgalts.....	187
Tab. A1: Berechnung der Regressionsgeraden und Stärke des Zusammenhangs zwischen den Klimaelementen unterschiedlicher Klimastationen.....	223
Tab. A2: Charakteristische bodenhydrologische Eigenschaften aller ausgewiesenen Landschaftseinheiten.....	224

VERZEICHNIS DER FOTOGRAFIEN

Foto 4.1:	Untersuchungsstandort Jebel Hssain Brâhim	54
Foto 4.2:	Untersuchungsstandort El Miyit.....	56
Foto 4.3:	Untersuchungsstandort Arguioun.....	58
Foto 4.4:	Untersuchungsstandort Bou Skour	59
Foto 4.5:	Untersuchungsstandort Assif-n-Ait-Ahmed.....	62
Foto 4.6:	Untersuchungsstandort Taria-n-Boussaid	64
Foto 6.1:	Versuchsanordnung während der Niederschlagssimulation.....	85
Foto A1:	Verschütteter Pegelstandort am Auslass des Teileinzugsgebiets Cascade.....	234
Foto A2: a)	Bergung des Pegels Cascade im Oktober 2003	234
Foto A3: b)	Bergung des Pegels Cascade im Oktober 2003	234

ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS

AMBETI	Agrarmeteorologisches Modell zur Berechnung von Evaporation, Transpiration und Interzeption
at	Lufttemperatur
b	Parameter zur Anpassung des Bodenwiderstands
BW	Bodenwasser
d	Tag
DEZ	Dielektrizitätszahl
DGM	Digitales Geländemodell
dGPS	differenzielles Globales Positionierungssystem
DVWK	Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V.
e	Parameter zur Anpassung des Bodenwiderstands
E_{real}	aktuelle Evaporation
ET	Evapotranspiration
EZG	Einzugsgebiet
GIS	Geographisches Informationssystem
GW	Grundwasser
GWNB	Grundwasserneubildung
Hyps	Hypsometrische Methode zur Aggregierung von Klimadaten
IA	Index of Agreement
IMPETUS	Integratives Management Projekt für einen Effizienten und Tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika
LAI	leaf area index, Blattflächenindex
LE	Landschaftseinheit
LD respektive ρ	Lagerungsdichte
ME	(Coefficient of) Model Efficiency
ORMVAO	Office Régionale de Mise en Valeur Agricole Ouarzazate
PTF	Pedotransferfunktion
r^2	Bestimmtheitsmaß
rad	kurzwellige Globalstrahlung
rH	relative Luftfeuchte
rV	relative Variabilität
S, U, T	Sand, Schluff, Ton
SI	Sensitivitätsindex
st	Bodentemperatur
T_{real}	aktuelle Transpiration
TDR	Time Domain Reflectometry
TIN	Triangular Irregular Network
TWI	Topographic Wetness Index
VC	Variationskoeffizient
WRB	World Reference Base for Soil Resource
wv	Windgeschwindigkeit

Lokalbezeichnungen

ARG	Arguioun
ASS	Assif-n-Ait-Ahmed
BSK	Bou Skour
CSC	Cascade
EMY	El Miyit
IMS	Klimastation "Imeskar"
IRK	Klimastation "Iriki"
JHB	Jebel Hssain Brâhim
MGO	Klimastation "M'Goun"
MSM	Klimastation "M'Semrir"
OZZ	Klimastation "Ouarzazate"
SKO	Klimastation "Trab Labied"
TIC	Klimastation "Tichki"
TJG	Taoujgalt
TNB	Taria-n-Boussaid
ZAG	Klimastation "Zagora"

Verzeichnis der Symbole

α	Anpassungsparameter der VAN GENUCHTEN-Gleichung [-]
μ	arithmetischer Mittelwert
σ	Standardabweichung
β	Parameter zur exponentiellen Abnahme der Infiltrationsrate [-]
m	Formparameter [-]
n	Parameter zur Berücksichtigung der Oberflächenrauigkeit [-]
Θ	relativer Bodenwassergehalt [%]
Ψ	Matrixpotenzial [J/kg]
Φ	Porosität [$m^3 m^{-3}$]
λ	Porengrößenindex [-]
λ_{LF}	thermische Leitfähigkeit [$W m^{-1} K^{-1}$]
ψ_b	Luft Eintrittspunkt [hPa]
K_s	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [mm/h]
Σ	Summe
Δ	Bilanzänderung
\emptyset	Durchschnittswert
γ	Psychrometerkonstante g [$m^{-3} K^{-1}$]
θ	Wassergehalt [$m^3 m^{-3}$]
θ_s	Wassergehalt bei Sättigung [$m^3 m^{-3}$]
θ_r	residualer Wassergehalt [$m^3 m^{-3}$]

1 Einleitung

1.1 Problemstellung

Der Rohstoff Wasser gehört in semiariden Regionen zu den wichtigsten natürlichen Ressourcen. Es gilt als kostbar, erschöpfbar und degradierbar und ist raumzeitlich sehr ungleichmäßig verteilt. Die Entwicklung der vergangenen Jahrzehnte zeigt, dass die globalen Süßwasserressourcen in vielen Regionen der Erde unter enormen Nutzungsdruck geraten und dass außerdem die erschlossenen Ressourcen in ihren Nutzungsmöglichkeiten eingeschränkt wurden (SOROOSHIAN et al. 2002). Bereits heute ist die Verfügbarkeit von Süßwasser für viele Gebiete der Erde fast nicht mehr gewährleistet. Hochrechnungen für das erste Viertel des 21. Jahrhunderts zeigen, dass ein Viertel der Weltbevölkerung an Süßwassermangel leiden wird. Untersuchungen belegen, dass schon heute die für Afrika pro Person verfügbare Süßwassermenge lediglich 25 % der im Jahre 1950 vorhandenen Menge beträgt (DARKOH 2003). Insbesondere für Nordwestafrika muss davon ausgegangen werden, dass die zukünftige Versorgung mit Wasser immer schwerer zu prognostizieren ist und diese Unwägbarkeiten zusätzliches Konfliktpotenzial für alle wassernutzenden Akteure birgt (SOROOSHIAN et al. 2002). Sowohl die Ursachen als auch potenzielle Konsequenzen einer quantitativen und qualitativen Degradierung von Süßwasser sind sehr komplex. Häufig gehen klimatisch-physikalische Rahmenbedingungen (Dürreperioden in Nordwestafrika) Hand in Hand mit sozioökonomischen Veränderungen (beispielsweise eine nicht angepasste Landwirtschaft, Bevölkerungswachstum).

Seit Beginn des 20. Jahrhunderts wird in Marokko von einem Gleichgewicht zwischen Perioden mit Wasserüberschuss und defizitären Haushaltsjahren berichtet (vgl. EIU 2003). Dieses Gleichgewicht ist seit Mitte der 1970er Jahre gestört, da mehrere Jahre andauernde Dürreperioden Phasen mit ausgeglichener Wasserbilanz tendenziell übertreffen (CONACHER & SALA 1998). Laut EIU (2003) ist in Marokko von einer jährlichen Steigerung des Wasserbedarfs von 6 % auszugehen. Gleichzeitig erhöhen sich die Wasserpreise, wodurch die Wasserverfügbarkeit weiter eingeschränkt wird und die Ressource Wasser - wie im Falle von Marokko - einer staatlichen Verteilungspolitik unterliegt und vor allem für die Landwirtschaft rationalisiert werden muss. Zur Sicherung der Trink- und Brauchwasserbestände werden von der marokkanischen Regierung jährlich 4 Milliarden US\$ ausgegeben. Aus geographischer Sicht wird dieses Geld jedoch sehr ungleich verteilt: Mit $\frac{2}{3}$ des Gesamtbetrags profitieren urbane Zentren wesentlich stärker als ländliche Regionen. Mit Hilfe von Drei-Jahres-Programmen sehen die staatlichen Behörden eine Erweiterung der Bewässerungsflächen zur

Sicherung der Getreideproduktion vor, so dass auch in Zukunft von einer Expansion der landwirtschaftlichen Nutzfläche und des Wasserverbrauchs auszugehen ist. Ungeachtet technischer Innovation zu einer effizienteren Wasserausnutzung in Marokko warnt die Weltbank vor einer zukünftigen Abnahme der Wasserverfügbarkeit in Höhe von 30 % (EIU 2003).

In Marokko traten zwischen 1990 und 2000 sechs Dürreperioden auf, von denen jede eine Kontraktion der wirtschaftlichen Produktion des Landes nach sich zog. Dabei ist von einer Beziehung zwischen Niederschlag als physikalisch-klimatischem Parameter und dem Bruttoinlandprodukt als Maß für die wirtschaftliche Leistungsfähigkeit auszugehen (Tab. 1.1).

Tab. 1.1: Zusammenhang von Niederschlag und wirtschaftlicher Leistung in Marokko (Datenquelle: EIU 2003:18).

Jahr	Niederschlag	BIP-Wachstum (reale %-Änderung)
1995	extrem gering	-6.6
1996	sehr stark	12.2
1997	gering	-2.2
1998	durchschnittlich bis gut	7.7
1999	gering	-0.1
2000	gering	1.1
2001	durchschnittlich	6.4
2002	durchschnittlich bis gering	3.0

Die Folgen der Dürreperioden sind ein gesamtwirtschaftliches Phänomen und nicht allein auf die Landwirtschaft beschränkt. Gerade aus der raumzeitlichen Variabilität der Wasserverfügbarkeit heraus, wird eine Identifikation der relevanten Prozesse und ein skalenabhängiges Monitoring der Wasserhaushaltskomponenten notwendig. Grundlegende Voraussetzungen für die Entwicklung von Maßnahmen des Wassermanagements mit dem Ziel einer Sicherung der künftigen Wasserversorgung sind modellbasierte Untersuchungen zur quantitativen Bestimmung zukünftiger Veränderungen der Ressource Wasser.

1.2 Integration in den interdisziplinären Forschungsverbund IMPETUS

Eine deterministische Analyse und anwendungsbezogene Betrachtung des Wasserkreislaufs erfordern nicht nur, dass unterschiedliche Disziplinen der Naturwissenschaften (beispielsweise Hydrologie, Botanik, Meteorologie, Landwirtschaft und Fernerkundung) eng kooperieren müssen, sondern zieht eine Berücksichtigung sozioökonomischer und humanmedizinischer Fragestellungen nach sich (Abb. 1.1). Ein solcher vernetzter Ansatz wird in der Forschungsinitiative IMPETUS (Integratives Management Projekt für einen Effizienten und Tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika) realisiert. Das IMPETUS-Projekt ist

Teil des vom Bundesministerium für Bildung und Forschung initiierten GLOWA-Programms (Globaler Wandel des Wasserkreislaufs), welches den Wasserkreislauf in Flusseinzugsgebieten unterschiedlicher Klimazonen analysiert. Mit den Einzugsgebieten des Oued Drâa in Marokko und dem Ouémé in Benin werden zwei Regionen nördlich und südlich der Sahara untersucht. Die Auswahl der Flusseinzugsgebiete ist motiviert von der Wirkung potenzieller Telekonnektionsprozesse zwischen den Großklimaten Westafrikas und dem Zusammenhang zwischen den seit den 1970er Jahren vermehrt auftretenden Dürreperioden im subsaharischen Raum. Übergeordnete Zielvorstellung des disziplinenübergreifenden Kompetenznetzwerks ist das Aufzeigen konkreter Wege zur Umsetzung wissenschaftlicher Resultate in empirisch fundierte und anwendbare Lösungsstrategien vor dem Hintergrund einer sich ändernden natürlichen Umgebung. Hierdurch soll eine verlässliche Basis für politische Maßnahmen der örtlichen Entscheidungsträger geschaffen werden.

Auf der Basis der erteilten Forschungserlaubnis wurden mehrere Kooperationsabkommen mit Institutionen in Marokko abgeschlossen. Zur Sicherstellung einer funktionierenden bilateralen Kooperation sind u.a. Verträge mit dem marokkanischen Wetterdienst (*Direction de la Météorologie National*) und der lokalen Landwirtschaftsbehörde ORMVAO (*Office Régional de Mise en Valeur Agricole Ouarzazate*) unterzeichnet worden. Durch diese Maßnahme konnte sichergestellt werden, dass die eigenen Forschungsergebnisse in die marokkanische Forschungslandschaft integriert werden können. Die Implizierung der notwendigen Interdisziplinarität wird gewährleistet, indem jeweils unterschiedliche Fachbereiche sämtliche relevante Komponenten des Wasserkreislaufs untersuchen (vgl. Abb. 1.1).

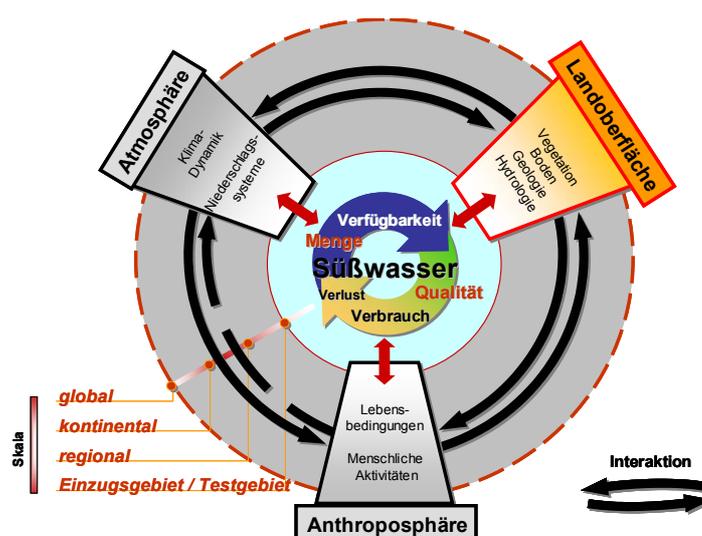


Abb. 1.1: Schematische Übersicht des IMPETUS-Projektkonzepts (IMPETUS 2001, verändert).

Entsprechend des interdisziplinären Ansatzes arbeiten in Marokko unterschiedliche Fachdisziplinen Hand in Hand. Mit dem Ziel eines Prozessverständnisses verschiedener Komponenten des Wasserhaushalts werden im IMPETUS-Teilprojekt B2 folgende Untersuchungsschwerpunkte bearbeitet:

- Klimatologie des Drâa-Einzugsgebiets auf der Basis bestehender Klimadaten und eigener Messreihen entlang des Höhen- und Ariditätsgradienten.
- Bestimmung der raumzeitlichen Schneedeckenverteilung und ihres Anteils am Wasserhaushalt.
- Analyse der Bodenwasserdynamik, der Grundwasserneubildung und der abflussbildenden Prozesse in Abhängigkeit von Klima, Relief, Vegetation und Boden (vorliegende Arbeit).
- Analyse der historischen und rezenten Bodendegradation zur Bestimmung des mit der aktuellen Überweidung verbundenen Erosionsrisikos.
- Analyse der Verfügbarkeit und Nutzbarkeit der Ressource Grundwasser

Bei der Betrachtung der relevanten Wasserhaushaltskomponenten wird ein multiskaliger Ansatz verwendet (DIEKKRÜGER et al. 2002). Während die pedologische Bestandsaufnahme und die Analyse des Bodendegradationsstatus auf der Grundlage von einzelnen Bodenprofilen und Catenen erfolgt, verwenden die schnee- und grundwasseranalytischen Methoden einen regionalen Ansatz. Die bodenhydrologischen Untersuchungen und Modellierungen, die den Gegenstand der vorliegenden Arbeit ausmachen, erfolgen über die Definition ausgewählter Teileinzugsgebiete auf der lokalen Skala.

1.3 Zielvorstellung und methodisches Vorgehen

Die vorliegende Arbeit setzt sich das Ziel die wichtigsten Steuergrößen des Bodenwasserhaushalts im Drâa-Einzugsgebiet zu erfassen und zu bilanzieren. Zur Beschreibung und Quantifizierung der hydrologischen Prozesse kommt ein neu entwickeltes, räumlich und zeitlich hoch aufgelöstes Simulationsmodell zum Einsatz. Vor dem Hintergrund der spezifischen Anforderungen an die Bodenwassermodellierung in ariden Regionen geht der Anwendung eine Betrachtung der bodenhydrologischen Besonderheiten von Trockenräumen voraus. Aufgrund der fehlenden Verfügbarkeit von Validierungsdaten erfordert die Modellanwendung den Aufbau einer funktionierenden Messinfrastruktur zur Erfassung der bodenhydrologischen Charakteristika. Hierzu ist es notwendig, entlang des Höhen- und Ariditätsgradienten repräsentative Einzugsgebiete auszuweisen und die wesentlichen Zustandsvariablen, insbesondere Abfluss, Verdunstung und bodenhydrologisch relevante Eigenschaften, zu erfassen und zu

bewerten. Die Abschätzung der Bodeninfiltrabilität und Abflusscharakteristika wird mit Hilfe von in-situ Infiltrationsmessungen und Beregnungsexperimenten vorgenommen.

Nach Bereitstellung aller benötigten Messdaten wird das Modell parametrisiert, kalibriert und validiert. Durch die Diskretisierung des Einzugsgebiets in Landschaftseinheiten mit homogenem hydrologischem Verhalten können jeder Einheit spezifische Parametersätze zugewiesen werden. Bei der Simulation der Wasserbilanzgrößen steht die Betrachtung auf der Skala der verschiedenen Einzugsgebiete im Vordergrund. Die Analyse der raumzeitlichen Bodenwasserdynamik erfolgt schließlich im Zusammenhang mit dem Höhen- und Ariditätsgradienten.

2 Hydrologische Charakteristika von Trockenräumen - Stand der Forschung

2.1 Definitionen für den ariden Raum

Der Beschreibung hydrologisch relevanter Zustandsgrößen in Trockenräumen geht die Definition „arider Bedingungen“ voraus. Aride und semiaride Regionen werden durch ein Ungleichgewicht zwischen Feuchtigkeitseintrag und -austrag charakterisiert (BOER 1999). Als wichtigster Beitrag für den Wasseraustrag ist die langjährige Verdunstungsmenge zu sehen, die die Niederschlagsmenge bei Weitem übersteigen kann (WEISCHET 1991). Die hohen Verdunstungsraten sind auf hohe Energiegewinne durch Sonneneinstrahlung sowie auf niedrige relative Luftfeuchten, aber auch auf hohe Windgeschwindigkeiten zurückzuführen (WEISCHET 1991). Nach BOER (1999) können folgende naturräumliche Ursachen für das Vorliegen von semiariden und ariden Bedingungen unterschieden werden:

- die Unterbindung von ozeanischen Feuchtigkeitstransporten durch explizite Kontinentalität oder durch orographische Barrieren,
- der Einfluss semistationärer subtropisch-randtropischer Hochdruckgürtel sowie
- der Effekt von kalttemperierten Meeresströmungen.

Bei der Quantifizierung der Aridität werden sehr unterschiedliche und teilweise uneinheitliche Ansätze herangezogen. Die Abnahme der Wasserverfügbarkeit wird in der Literatur oftmals mit Hilfe einer Vielzahl hydroklimatischer Indizes operationalisiert. Diese Indizes beruhen entweder auf der Erfassung von Niederschlag oder auf der Erfassung einer Kombination von Niederschlag und Temperatur und gegebenenfalls Niederschlag, Temperatur, Evapotranspiration und Bodenfeuchte (TATE & GUSTARD 2000, MARACCHI 2000).

In dieser Arbeit wird der Definition von MENSCHING (1978:413) gefolgt, der zu den ariden Regionen „die vollariden [...] und die semiariden Regionen (Steppen bis Dornsavanne)“ zählt. Vollaride Regionen kennzeichnet das Auftreten von 10 bis 12 Trockenmonaten¹. Demgegenüber werden semiaride Regionen mit dem Vorherrschen von 8 bis 10 Trockenmonaten und weniger als 400 mm (Sommerregenklimate) respektive 600 mm (Winterregenklimate) Niederschlag im Jahresmittel abgegrenzt. Zu den subhumiden Klimaten werden Gebiete mit 6 bis 8 Trockenmonaten und 600 bis 1000 mm Niederschlag (Sommerregenklimate) bzw. 400 bis 800 mm (Winterregenklimate) hinzugezählt. Nach der Definition von

¹ Als „trocken“ gelten Perioden mit weniger als 200 mm Niederschlag in Sommerregengebieten und weniger als 100 mm in Winterregengebieten im Jahresmittel.

MENSCHING ist der „Ariditätsgrad“ rein hygrisch inspiriert, wobei WEISCHET (1991) betont, dass die Grenzen zwischen ariden und semiariden Regionen oft sehr unscharf und von einer Übergangszone hoher zeitlicher und räumlicher Mobilität gekennzeichnet sind. Für hydrologische Modellierungen in semiariden Einzugsgebieten werden häufig einfache Ariditätsindizes aus dem Verhältnis von Niederschlag und Lufttemperatur bzw. Niederschlag und potenzieller Evaporation hergeleitet.

Der in der angloamerikanischen Nomenklatur gebräuchliche Begriff „*dryland*“ ist ein kollektiver Terminus für Bedingungen, die von extrem arid über arid bis semiarid reichen (GRAF 1988, BOER 1999, KIRKBY et al. 2002). Die Bezeichnung „Wüste“ wird in diesem Zusammenhang vermieden, da der Begriff mehr auf einem botanischen als hydro-klimatischen Konzept fußt. Der im Zusammenhang mit Wasserknappheit häufig genannte Zustand der Dürre (*drought*) beruht auf einer Abnahme der Wasserverfügbarkeit für eine definierte Raum- und Zeiteinheit (DRACUP et al. 1980a, CONACHER & SALA 1998, VOGT & SOMMA 2000).

2.2 Methodische Probleme bei der Erfassung von Daten

Die Literaturübersicht über die hydrologischen Eigenschaften und Prozesse von Trockenräumen lässt erkennen, dass Menge und Qualität der bodenhydrologisch verwertbaren Messdaten oft nur gering ist. Darüber hinaus sind bestehende Datensätze räumlich und zeitlich häufig inkonsistent (GRAF 1988, SKIRVIN et al. 2003). Zahlreiche Arbeiten über Wassertransporte trockener Böden beruhen auf kurzfristigen Studien im Gelände oder auf exemplarischen Versuchsreihen unter Laborbedingungen. Vergleichsweise gut dokumentiert sind Studien aus dem mediterranen Raum und dem Nahen Osten sowie aus Australien und dem SE Nordamerikas. Bei der allgemeinen Betrachtung hydrologischer Charakteristika von Trockenräumen werden daher Forschungsarbeiten dieser Großräume hinzugezogen.

Die Komplexität der hydrologischen Prozesse erfordert einen hohen finanziellen und zeitlichen Aufwand, um ein aussagekräftiges Monitoring-Netzwerk zu implementieren. Viele Trockenräume befinden sich in finanzschwachen Ländern, die für eine Unterhaltung und Wartung einer Messinfrastruktur nicht aufkommen können. Da zudem viele Untersuchungsgebiete in wenig zugänglichen Gebieten liegen, kann der Wartungsaufwand an den Messstellen oft nicht geleistet werden. Selbst am Beispiel der traditionell profunden hydrologischen Forschung Australiens wird deutlich, dass die Hydrologie der episodischen Wasserläufe der Trockengebiete hinsichtlich der vorhandenen Pegelstandorte stark unterrepräsentiert ist. Während in perennierenden Gerinnen des Landes durchschnittlich eine Pegelstation für eine

Fläche von 3200 km² installiert wurde, findet sich in den episodisch Wasser führenden Gerinnen lediglich ein Pegel für eine Fläche von 350000 km² (BULL & KIRKBY 2002).

Die hohe Variabilität von Niederschlag und Abflussereignissen erschwert eine direkte Messung der relevanten hydroklimatischen Charakteristika, so dass, kombiniert mit der vergleichsweise geringen Messstationsdichte, bisher wenige, in andere aride Umgebungen übertragbare Erkenntnisse, beschrieben wurden (LEVIN et al. 1980, DVWK 1991, GUPTA & WAYMIRE 1998, JOTHITYANGKOON et al. 2001).

Die Kurzlebigkeit und Gefährlichkeit von Abflussereignissen erschwert die direkte Abfluss- erfassung in allen Trockenräumen. Die Dynamik des Gerinnebetts während plötzlicher Wadi- abkommen macht es schwierig - in Einzelfällen sogar unmöglich - qualitativ hochwertige Abflusskurven zu kalibrieren. Trockenflüsse, die infolge ständiger Verschüttung des eigenen Gerinnebettes ihren Verlauf ändern (*braided rivers*) sind häufig von hoher Sedimentfracht gekennzeichnet (WERTZ 1970). Der große Feststoffanteil - vom DVWK (1991:84) werden Maximalwerte von 50 kg/m³ angegeben - erlaubt oftmals nicht den Einsatz von hydrologi- schen Messflügeln, so dass auf indirekte Erhebungen bzw. grobe Abschätzungen ausgewichen werden muss. Vielfach wird berichtet, dass Abflussmessstellen von plötzlich auftretenden, linienhaften Abflüssen nach ausreichenden Niederschlägen zerstört wurden.

Im Gegensatz zu humiden Breiten stößt auch die Erfassung bodenhydrologischer Parameter auf methodische Schwierigkeiten. Die wenig entwickelten Böden zeigen hinsichtlich bestehender Definitionsgrenzen extreme Ausprägungen, so dass die in gemäßigten Breiten entwickelten Erfassungsmethoden bodenhydrologischer Prozesse und Zustände nur selten Anwendung finden können. Aufgrund der hohen Saugspannung der trockenen Böden ist die Registrierung des Bodenwasserregimes auf der Basis von Tensiometern und Gipsblock- elektroden überwiegend nicht möglich. Durch den hohen Skelettgehalt der geringmächtigen Böden können oftmals weder Bohrstockproben noch ungestörte Stechzylinderproben erhoben werden. Selbst der Einbau von bodensensorischen Erfassungsgeräten, wie z.B. Bodentempe- raturfühlern und TDR-Sensorstäben oder das Einlassen von Doppelringinfiltrometern ist mit Schwierigkeiten verbunden.

2.3 Hydrologische Charakteristika des ariden Raumes

2.3.1 Böden und Bodenwasserhaushalt

Die geringmächtigen, wenig entwickelten Böden arider Regionen sind in der Regel grobtextu- riert, skelettreich und weisen in Gebieten außerhalb landwirtschaftlicher Intensivnutzung geringe Gehalte organischer Substanz auf. Infolge geringer Jahresniederschläge und entspre-

chend hoher Evapotranspirationsraten ist die Bodenwasserbewegung überwiegend aufsteigend, so dass sich ungünstige Bodenmerkmale, wie z. B. eine oberflächliche Anreicherung von Salzen bis hin zur Krustenbildung (Induration), einstellen können (VOLK & GEYGER 1970, BEVEN 2002).

Bei der makroskopischen Betrachtung des Bodens sind Wasserfluss und Speicherung von dem Volumen des durchflossenen Hohlraumes sowie von der Größe und Form der festen Bodenbestandteile abhängig. Die von SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002) als von oben nach unten gerichtete Bewegung des Sickerwassers definierte *Infiltration* erfolgt als direkte Folge von Niederschlägen, Beregnung oder Überstauung. Der Infiltrationsprozess wird von der Infiltrationsrate gekennzeichnet, also der Wassermenge, die pro Zeit in den Boden eindringt. Neben den Bedingungen an der Bodenoberfläche wird die Infiltrationskapazität arider Böden von weiteren Standorteigenschaften bestimmt, die im Folgenden detailliert erläutert werden².

Während das räumliche Infiltrationsverhalten von Böden humider Breiten an die spezifische Bodenvorfeuchteverteilung gekoppelt ist, hängt es in ariden Regionen primär von der Geländeneigung, der Vegetationsverteilung und den bodenphysikalischen Gegebenheiten ab (CHILDS 1969, YAIR & LAVÉE 1982). Somit ist die Infiltration in ariden Regionen von größerer räumlicher Variabilität und Komplexität geprägt als in humiden Regionen (DESCROIX et al. 2002). Am Beispiel Nordtunesiens zeigen BERNDTSSON & LARSON (1987), dass die Variabilität der Infiltration von der Topographie bestimmt wird, dabei im Besonderen von der Hangposition und der Entfernung zum Vorfluter. Zahlreiche weitere Studien dokumentieren den starken Einfluss von Reliefparametern auf das Infiltrations-Abflussverhalten (POESEN et al. 1990, PACHEPSKY et al. 2001).

Am Beispiel von Infiltrationsmessungen in Spanien belegt CERDÀ (1999), dass die Infiltration nicht nur räumlichen Gegebenheiten unterliegt, sondern, nicht weniger signifikant, von zeitvariablen Bedingungen abhängt. Mit Hilfe eines Niederschlagssimulators wurden zwei Großbereiche („Hang“ und „Pediment“) im Frühling, Sommer, Herbst und Winter beregnet. Die Analysen zeigen, dass die physikalischen Bodeneigenschaften und die resultierenden Infiltrationsraten von der Saisonalität der Niederschläge bzw. vom saisonalen Wandel der Vegetation als Reaktion auf hygrische Phasen gesteuert werden. Während der sommerlichen Trockenperiode wurden an den geringmächtigen Hangböden geringere Infiltrationsraten als

² Die vorgestellten Eigenschaften steuern alle vertikalen Wasserbewegungen, also auch die nach oben gerichtete, aufsteigende Wasserbewegung.

am feinmaterialreicheren Pediment gemessen. In den niederschlagsreicheren Wintermonaten zeigten die zwei definierten Groseinheiten ein inverses Verhalten, das der Autor mit der saisonalen Abfolge von Quellung und Schrumpfung der Tonpartikel der Pedimentböden erklärt.

Die kurze, periodische Durchfeuchtung der Böden „begünstigt“ Standorte, die mit groben Substratkomponenten durchsetzt sind, da diese eine effektivere Infiltrabilität aufweisen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). FLORET et al. (1982) zeigen anhand von tunesischen Steppenböden, dass sandige Standorte bei gleichem Jahresniederschlag eine 60 % kürzere Periode mit trockenen Bodenbedingungen aufweisen als lehmige Böden. Zu Beginn von Trockenperioden reißen die kapillaren Wasserfäden in sandreichen Oberböden schnell ab, so dass die residuale Feuchtigkeit im Boden konserviert werden kann (CEBALLOS et al. 2002). Umgekehrt bewirkt der hohe Anteil sandreichen Substrats eine Minderung der Speicherkapazität, da das Wasser in Bodentiefen versickert, die beispielsweise für Pflanzen mit gering entwickeltem Wurzelsystem (zahlreiche annuelle Arten) nicht mehr nutzbar sind. Dagegen werden feinmaterialreiche Bodenstandorte von geringen Infiltrationsraten aber höheren Wasserhaltekapazitäten gekennzeichnet (ZILLBACH 1984, VAN WESEMAEL et al. 2000).

In diesem Zusammenhang muss auf die Benetzbarkeit von ariden Böden hingewiesen werden. Während der Durchfeuchtung eines Bodens können die Bodenpartikel einer unterschiedlichen Benetzbarkeit unterliegen, je nachdem ob Wasser vorrückt (Sorption) oder sich zurückzieht (Desorption). Eine schlechte Benetzbarkeit schränkt die Infiltrationskapazität der Böden ein. Wie Tracerexperimente auf Sandböden zeigen (RITSEMA et al. 1998, BAUTERS et al. 2000), tritt bei diesen Böden das so genannte *fingering* auf, bei dem sich die Feuchtefront aufgrund textueller Instabilitäten unregelmäßig und fingerförmig in die Tiefe verlagert (NGUYEN et al. 1999).

Die Bodenvorfeuchte spielt in Trockenräumen eine eher untergeordnete Rolle für die Infiltration und die Abflussentstehung. Untersuchungen von FITZJOHN et al. (1998) dokumentieren, dass sie nur in seltenen Fällen eine bereits initiierte Abflussbildung verstärken kann. Sie gilt als Funktion der physikalischen und hydraulischen Eigenschaften der Böden (FITZJOHN et al. 1998) und wird maßgeblich kontrolliert von Vegetation und Topographie. Bei der Entstehung von Oberflächenabfluss weist auch BEVEN (2002) auf die Bodenvorfeuchte hin, welche darüber entscheiden kann, in welchem Maß die Niederschläge absorbiert werden.

2.3.2 Skelettgehalt und Steinbedeckung

Aufgrund der klimatischen Verhältnisse dominiert die physikalische Verwitterung, so dass große Mengen zerkleinerten Gesteinsmaterials vorliegen. Diese bedecken als *Steinpflaster* (desert pavement) oder *Felswüste* große Areale und sorgen für den Skelettreichtum³ des Bodenkörpers (kleinere Kornfraktionen werden bei diesem Prozess äolisch verfrachtet und akkumulieren an exponiert liegenden Standorten). Auf der Mikroskala kommt dem Einfluss des Steingehalts auf die bodenhydrologischen Eigenschaften gerade in semiariden Regionen eine besondere Bedeutung zu (CORTI et al. 1998). Im Gegensatz zu feinmaterialreichen Böden zeigen skelettreiche Böden bei gleichem Niederschlagsinput höhere Wassergehalte, da sich dieselbe Niederschlagsmenge auf ein kleineres Bodenvolumen konzentrieren muss (KADMON et al. 1989). In einer zusammenfassenden Betrachtung resümieren POESEN & LAVEE (1994), dass die Anwesenheit von Skelett die bodenhydrologischen Bedingungen steuert, und dass diese Abhängigkeit besonders in Trockengebieten zum Tragen kommt.

Generell ist von einer großen lateralen und vertikalen Variabilität des Steingehalts auszugehen (PARSONS et al. 1992, CHOW & REES 1995, POESEN & LAVEE 1994, VAN WESEMAEL et al. 2000). SAUER & LOGSDON (2002) untersuchten skelettreiche Böden in einem ariden 147 ha großen Einzugsgebiet in Arkansas (USA) und belegen entlang von Toposequenzen, dass im Talboden signifikant höhere Infiltrationsraten als am Oberhang auftreten. Anhand eines ariden, schuttmaterialreichen Untersuchungsgebiets in SE Spanien bestätigen VAN WESEMAEL et al. (2000), dass topographisch konvexe Bereiche häufig mit geringmächtigen, schuttmaterialreichen Böden zusammenfallen. Umgekehrt sind die Böden konkaver Tiefenbereiche durch größere Bodenmächtigkeiten und höherer Gesteinsbedeckung gekennzeichnet. Die Autoren zeigen, dass die geringmächtigen, schuttmaterialreichen Böden mit hohen Infiltrations- und Perkulationsraten und geringer Abflussneigung geprägt sind. Auch die Studien von POESEN et al. (1994) und D'ODORICO & RIGON (2003) erklären die räumliche Verbreitung des Schuttmaterials mit topographischen Rahmenbedingungen. Am Beispiel der Sonora-Wüste (Arizona, USA) weist AKAGI (1980) auf die Relation zwischen der Größe der Fragmente und der Hangneigung hin. Die Sortierung des Materials ist gerade in ephemeren Gerinnen arider Gebirgsregionen auf die verschiedenen Gesteinsarten zurückzuführen, wobei steigender Steingehalt und abnehmender Feinbodenanteil positiv korreliert sind (RHOADS 1989, CABALLERO et al. 2002). Die Abfolge schuttreicher und schuttärmerer Standorte

³ Als Bodenskelett werden Korngrößen $\varnothing \geq 2$ mm zusammengefasst.

spiegelt sich auch hinsichtlich landwirtschaftlicher Produktion bzw. Biomassenzuwachs in mediterranen Anbaugebieten wider (KOSMAS et al. 1994).

Bei der Betrachtung der grobtexturellen Bodenbestandteile muss zwischen den komplett im Boden vergrabenen Steinen (Bodenskelett) und den oberflächlich aufliegenden Fragmenten (Steinpflaster) unterschieden werden (ABRAHAMS & PARSONS 1991). Zahlreiche Arbeiten belegen, dass der prozentuale Anteil der Steinbedeckung an der Oberfläche und der volumetrische Skelettgehalt im Bodenkörper nicht linear proportional zusammenhängen. Die Dichte der Steinbedeckung an der Bodenoberfläche korreliert dagegen mit zunehmender Fragmentgröße. Eine Reihe von Arbeiten im Mittelmeerraum weisen darauf hin, dass die Gesteinsgröße einen entscheidenden Einfluss auf die Abflusentstehung hat (TORRI et al. 1994, BOIX-FAYOS et al. 2001, DESCROIX et al. 2001). Studien von YAIR & LAVEE (1982) aus dem Sinai (Israel) belegen, dass die Anwesenheit von großen Gesteinsblöcken Abfluss fördert, während kleine Gesteinsfragmente ihn verhindern. Diese Befunde decken sich mit den Resultaten von POESEN & LAVEE (1994) in Südostspanien und bekräftigen die Hypothese, dass kleine Steine Infiltration begünstigen und somit der Abflussbildung entgegenwirken.

Hinsichtlich eines ausgewogenen Wasserhaushalts sind Böden mit Verdunstungsschutz begünstigt, da sie eine geringere kapillare Porosität der Oberfläche aufweisen und vertikale Wassertransporte abschwächen. Die Schutzfunktion der Steinbedeckung hat gerade während Trockenzeiten eine konservierende Wirkung für die verbleibende Bodenfeuchtigkeit (VAN WESEMAEL et al. 1995). Die Infiltrabilität wird dabei durch die Interzeption der oberflächlich aufliegenden Steine herabgesetzt und die für die Infiltration aktive Oberfläche reduziert (POESEN & BUNTE 1996). Dabei steigt der Abfluss in Form von *rock flow* proportional zum Steinbedeckungsgrad (POESEN et al. 1990)

POESEN und eine Reihe von Co-Autoren (POESEN et al. 1990, POESEN & LAVEE 1994, POESEN & INGELMO-SANCHEZ 1992, POESEN & BUNTE 1996) weisen auf die Bedeutung der Position der Steine hin und postulieren, dass teilweise eingegrabene (*embedded*) ein anderes Infiltrationsverhalten bewirken als auf der Oberfläche liegende. Es ist von einer ambivalenten Wirkung des Steinpflaster auszugehen, da einerseits der Kontaktbereich zwischen Boden und Stein als präferenzierter Fließweg fungieren kann, andererseits verkleinert der eingegrabene Teil des Steines die zur Wasseraufnahme zur Verfügung stehende Bodenmatrix (INGELMO et al. 1994, CERDA 1999, STOTHOFF et al. 1999). POESEN et al. (1990) stellen die Untersuchungsergebnisse von verschiedenen Autoren gegenüber, die auf das Verhältnis von Steinbedeckung und Oberflächenabfluss abzielen. Dabei halten sich positive und negative

Effekte die Waage. Die Autoren erklären diesen Widerspruch mit der Position der Steine an der Oberfläche: teilweise eingegrabene Steine initiieren Abfluss, lose aufliegende begünstigen die Infiltration.

Die ambivalente Bedeutung skeletthaltiger Böden auf bodenhydrologische Eigenschaften ist auch an anderer Stelle kontrovers diskutiert worden (CHILDS & FLINT 1990, BRAKENSIEK & RAWLS 1994, CERDA 1996, 1999, VAN WESEMAEL et al. 1995, 2000, BEVEN 2002). Einigkeit besteht darüber, dass grobtexturierte Böden geringere Wasserhaltekapazitäten aufweisen als feinmaterialreiche. In ihren Studien zur Untersuchung des Zusammenhangs zwischen Steingehalt und Erosionsanfälligkeit geben POESEN et al. (1994) zu bedenken, dass der Einfluss des Skeletts skalenabhängig ist. Während eine Steinbedeckung auf der Mesoskala eines ariden Untersuchungsgebiets (10^{-2} bis 10^2 km²) Abfluss sowohl zu fördern als auch zu mindern imstande ist, kann auf Mikroplot-Skala von einem negativen Effekt auf die Abflusskonzentration ausgegangen werden, da bodendeckende Steine eine natürliche Stabilisierung der Bodenoberfläche bewirken.

Agrarwissenschaftlichen Untersuchungen zufolge kann die Anwesenheit kleinerer Steine in Einzelfällen sogar bodenmeliorierende Effekte ausüben. Beispielsweise bestätigen KOSMAS et al. (1994), dass die Weizenproduktion mediterraner Böden durch hohe Steingehalte deutlich gesteigert werden kann. Die Begünstigung hinsichtlich des Pflanzenwachstums zeigte sich allerdings nur während trockener Perioden. Während Feuchtphasen sind Böden mit hohem Steingehalt gegenüber feinmaterialreichen Böden stark benachteiligt. Die Autoren erklären diesen Umstand dadurch, dass das Bodenskelett eine konservierende Wirkung auf die Bodenfeuchte ausübt, die dann in Trockenzeiten über die Biomasseproduktion entscheidet.

Steine können nicht nur die Infiltration und das Entstehen von Oberflächenabfluss sowie dessen hydraulische Eigenschaften signifikant steuern, sondern auch den Wärmehaushalt eines Bodens und damit wiederum den Wasserhaushalt (SAUER & LOGSDON 2002). Aufgrund der Funktion als Wärmespeicher können Gesteinsfragmente Wärmetransporte hervorrufen, die selbst wiederum temperaturbedingte Feuchtigkeitstransporte bewirken können. MEHUYS et al. (1975) konnten nachweisen, dass die Wärmeleitfähigkeit im trockenen Bodenmilieu proportional mit dem Skelettgehalt steigt. Unter Feuchtbedingungen kehrt sich dieses Verhältnis jedoch um.

Die komplexen Effekte, die das Bodenskelett auf die hydrologischen Eigenschaften ausüben, zieht die Erarbeitung einer Vielzahl von Verfahren nach sich, die eine quantifizierende Erfassung und Abschätzung der Bodenbestandteile zum Ziel haben (vgl. POESEN & LAVÉE 1994, BRAKENSIEK & RAWLS 1994, vgl. Kap. 8.1). Für Modellierungen des Bodenwasserhaushalts

arider Regionen ist es darum unerlässlich, den Skelettgehalt des Bodens (Gewichts bzw. Volumenprozent) zu bestimmen und vom potenziell zu sättigenden Bodenkörper zu trennen⁴.

2.3.3 Schnittstelle Boden - Vegetation

Auch an der Schnittstelle Boden-Vegetation unterliegen die hydrologischen Prozesse einer hohen raumzeitlichen Variabilität (WIERENGA 1987). Obwohl aride Regionen nur spärliche Vegetationsbedeckungen aufweisen sind signifikante und äußerst effektive Rückkopplungen zwischen Vegetation und hydrologischem Verhalten bekannt (BERGKAMP 1998). Die günstigere Wasserversorgung in Tiefenlinien und Senken äußert sich an diesen Standorten durch eine Konzentration der Vegetation, so dass topographische Konkavitäten im Gelände deutlich nachgezeichnet werden. Dennoch ist das räumliche Muster der Pflanzenstandorte nicht zwangsläufig mit topographischen Rahmenbedingungen zu erklären. Auf der Grundlage von Vegetationsbeobachtungen und Wassergehaltsbestimmungen aus der israelischen Negev berichten KADMON et al. (1989), dass während Trockenperioden von einem hangabwärts gerichteten Gradienten abnehmender Bodenfeuchte auszugehen ist. In diesem Zusammenhang konnten STOTHOFF et al. (1999) nachweisen, dass die scheinbare Abhängigkeit der Vegetation von bestimmten Korngrößenzusammensetzungen in Wahrheit auf der potenziellen Eindringtiefe der Wurzeln beruht. Auch die Studien von SCHREIBER et al. (1995) zeigten, dass die Keimung und Existenz von Vegetation durch die Bildung von Sedimenttaschen in Rissen und Klüften begünstigt wird.

Faktoren, die auf die Vegetation eines ariden Standorts einwirken, ziehen stets Veränderungen im Infiltrationsverhalten der betreffenden Böden nach sich (BEVEN 2002, FARMER et al. 2003). Untersuchungen zeigen, dass eine wechselseitige Beziehung zwischen den Standorten von Vegetationsansiedlungen und dem räumlichen Muster des zur Wasserbindung befähigten Bodensubstrats existiert. Studien auf der Grundlage von natürlichen Niederschlägen und Beregnungsexperimenten zeigen, dass die Anwesenheit von Vegetation die Infiltrationsrate lokal stark erhöht (LOCH 2000, CANTÓN et al. 2001, CANTÓN et al. 2003, BEVEN 2002). Gerade unter Stressbedingungen als Folge saisonalen Wassermangels belegen zahlreiche Studien einen signifikanten Zusammenhang zwischen der Vegetationsbedeckung und der Infiltrationsrate (PUIGDEFÀBREGAS et al. 1996, BERGKAMP 1998, AMATO 2000, BEVEN 2002). Durch Erhöhung der Oberflächenrauigkeit bietet die Vegetation Oberflächenabflüssen Widerstand und fungiert bei Transportprozessen als Sedimentfalle (BULL & KIRKBY 2002).

⁴ Je nach Verwitterungsgrad und Mineralbeschaffenheit ist Gesteinsmaterial imstande Wasser auf- und abzugeben.

Unter ariden Bedingungen wird die Gefahr von Krustenbildung, *rainsplash* und Erosion durch die Interzeptionswirkung des Vegetationsbestands verringert (VALENTIN 1994).

Am Beispiel der nördlichen Negev demonstrieren KADMON et al. (1989), dass Vegetationszonen mit spezifischem Bodenwasserregime zusammenfallen und sich prozessual bedingen. Gleiches wird von FLERCHINGER & COOLEY (2000) aus einem semiariden Gebirgsraum (Idaho, USA) berichtet. Auch BERGKAMP (1998) schildern hohe Infiltrationsraten an Vegetationsstandorten, schränken aber ein, dass diese Resultate nicht auf größere Skalen übertragbar sind. Publikationen aus Australien zeigen, dass die Beseitigung tief wurzelnder Vegetationsbestände zu geringeren Infiltrationsraten und höheren Abflussmengen führt und bekräftigen demnach, dass sich eine Degradation der Vegetationsdecke auf die hydrologischen Prozesse auswirkt (RUPRECHT & SCHOFIELD 1989). PEUGEOT et al. (2003) belegen, dass die Vegetationsdegradation in ariden Breiten Infiltration reduziert und Abfluss, Erosion und Sedimenttransport begünstigt.

2.3.4 Abflussentstehung

Transportprozesse durch Wasser sind - insbesondere nach intensiven Regenereignissen - denudativ oder rein auf die Tiefenlinien konzentriert (VAN WESEMAEL et al. 1998). Größere Abflüsse konvergieren schließlich in den Vorflutern arider Regionen, in der Regel den Tiefenlinien der Wadis. Dabei wird der Definition von MENSCHING (1979:551) gefolgt, nach welcher mit Wadis „alle Talsysteme in Trockengebieten“ gemeint sind. Es wird jedoch betont, dass es sich vornehmlich um Trockentäler handelt, die nur episodisch durchflossen werden. Geomorphologisch werden verschiedene Waditypen unterschieden, je nachdem ob es sich bei dem durchflossenen Gebiet um Gebirge, Tafelland, große Ebenen oder endoreische Becken handelt. Diese Abflussrinnen gelten damit als klimageomorphologische Leitform dieser Zone. Einerseits können einzelne Waditerrassenformationen (z.B. die des unteren Drâas) als Zeugen der wasserbegünstigten Verhältnisse des Pluvials gedeutet werden (SCHIFFERS 1950, 1971), andererseits können bei vielen kleineren Wadis rezente fluviodynamische Phänomene angesprochen werden (MENSCHING 1979). Ein Charakteristikum aller größeren Wadiläufe der Region ist ein im Verhältnis zum Umland geringerer Gehalt an Kalk und Salz. Infolge der episodischen Abflüsse wird eine nachhaltige Anreicherung von Salzen oder Kalk verhindert.

Der Niederschlagsvariabilität folgend, spiegelt das Abflussgeschehen in ariden Räumen komplexe raumzeitliche Muster wider. Durch räumlich stark variable Niederschlagschwellenwerte, oberhalb derer Oberflächenabfluss entsteht, sind Trockenräume jedoch von

einer starken nicht-linearen Beziehung zwischen Niederschlag und Abfluss gekennzeichnet (BULL & KIRKBY 2002). Oberhalb des gebietspezifischen Niederschlagsschwellenwertes entsteht Abfluss, der hochvariabel in der Magnitude ist. Während Hochwässer ephemerer Gerinne in Bezug auf ihre Magnitude, Abflussmenge und *Peakflow* definiert werden, sind Perioden mit unterdurchschnittlichen Abflussmengen („Hydrologische Trockenheit“) ungleich schwerer zu definieren und in der Literatur heftig diskutiert (DRACUP et al. 1980a, 1980b).

Der im Rahmen von Niederschlagsexperimenten hervorgerufene Abfluss ist nach Analysen von BULL et al. (1999) im ariden Raum abhängig von Lithologie, Morphologie und Landnutzung. Manche Oberflächen reagieren dabei sehr schnell auf Niederschlagsereignisse mit Abflusskonzentration (z.B. Felsbereiche, geringmächtige Böden geneigter Flächen), andere absorbieren bis zu 100 % des Regenwassers und tragen nicht oder nur sehr spät zur Abflussentstehung bei (beispielsweise Tiefenlinien, Kolluvien, Geröllhalden und Vegetationsstandorte) (YAIR 1990). Im Gegensatz zu humiden Klimaten sind aride Großräume durch Bodenwassergehalte unterhalb der Feldkapazität und oftmals tiefe Grundwasserstände geprägt, so dass darum nur eine schwach entwickelte „hydrologische Zusammenhängigkeit“ im Raum vorliegt (PUIGDEFABREGAS et al. 1998).

Abfluss entsteht in ariden Breiten primär als Infiltrationsüberschuss und entspricht dem HORTON'schen Typ (MORIN & CLUFF 1980, DESCROIX et al. 2002, BEVEN 2002, DAVIE 2002). Der HORTON'sche Abfluss entsteht, wenn die Niederschlagsintensität die Infiltrationsrate des ungesättigten Bodens überschreitet. Im Sinne von HORTON (1933) agiert der Boden als „separierende Oberfläche“ und teilt das Niederschlagswasser in Oberflächenabfluss und Bodenwasser auf. Demnach bestimmt die Infiltrationsrate bzw. Infiltrabilität eines Bodens, ob und in welchem Maße es zu Oberflächenabfluss kommt (Abb. 2.1).

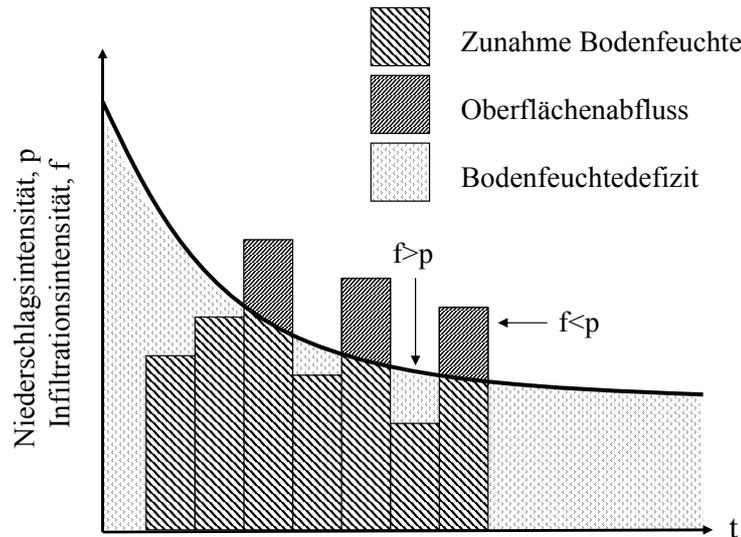


Abb. 2.1: Aufteilung des Niederschlagswassers in Bodenfeuchte und Oberflächenabfluss (DYCK & PESCHKE 1995, verändert)

Im anglophonen Raum wird dieser Abflusstyp als *infiltration excess overland flow* oder *Hortonian overland flow* bezeichnet. Die Voraussetzungen für diese Form der Abflussentstehung sind in ariden Regionen besonders dadurch gegeben, dass eine Vegetationsbedeckung weitestgehend fehlt und die Böden geringmächtig bzw. nur schwach entwickelt sind und geringe Infiltrationskapazitäten aufweisen (DUNNE & DIETRICH 1980a, 1980b). Die in ariden Regionen teilweise intensiven Niederschläge bewirken eine schnelle Sättigung des Bodens. Sind die Böden zusätzlich von Krustenbildung und Hydrophobie gekennzeichnet, können sich Abflüsse hoher Magnitude in sehr kurzer Zeit (franz.: *crues*, engl.: *flash floods*) ereignen.

HORTONS Infiltrationsgleichung beruht auf einer experimentell hergeleiteten Funktion zur Beschreibung der zeitlichen Abnahme der Infiltrationskapazität (HORTON 1933):

$$i = i_{\min} + (i_{\max} - i_{\min})e^{-\beta t} \quad [\text{Gl. 2.1}]$$

wobei

i	=	Infiltrationsrate [mm h^{-1}]
i_{\min}	=	minimale (finale) Infiltrationsrate
i_{\max}	=	maximale (initiale) Infiltrationsrate
β	=	Parameter zur Beschreibung der exponentiellen Abnahme der Infiltrationsrate mit der Zeit t

Wie bei allen gängigen, empirischen Infiltrationsgleichungen wird vorausgesetzt, dass der zeitliche Verlauf der Infiltration als Funktion des im Boden gespeicherten Wassers abgeleitet werden kann (DYCK & PESCHKE 1995). Die anfängliche Infiltrationsrate (initiale Infiltrationsrate) beginnt demnach bei einem hohen Wert und flacht je nach Bedingung graduell ab, um bei Erreichen der Infiltrationskapazität ein konstantes Niveau, die finale Infiltrationsrate, zu erreichen (BEVEN 2002). Die finale Infiltrationsrate markiert gleichzeitig den Zustand der Bodensättigung, was der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung (K_s) entspricht (vgl. Abb. 5.3). Die Anfangsinfiltrationsrate ist eine Kombination aus schwerkraftinduzierter Wasserbewegung und bestehenden Potenzialgradienten. Als Infiltrationsverlust wird die Wassermenge bezeichnet, die versickern muss, bevor HORTON'scher Abfluss entsteht. Das *infiltration excess*-Konzept wird zur Kalkulation des Abflussvolumens aus einer bekannten Niederschlagsmenge angewendet (BEVEN 2002). Zur Abflussbestimmung in ariden Gebieten wird dieser konventionelle Ansatz häufig mithilfe von Beregnungsexperimenten angewendet (vgl. Kap. 6.1.3).

Die Infiltrationsverluste im porösen, trockenen Gerinnebett des Vorfluters (Transmissionsverluste) zählen zu den dominierenden hydrologischen Prozessen in semiariden Regionen (GRAF 1988, SORMAN & ABDULRAZZAK 1993). Auch BEVEN (2002:75) unterstreicht die besondere Bedeutung der Transmissionsverluste: „The valley bottom can act as a sink for runoff due to infiltration [...]“. Als Folge der schwer zu quantifizierenden Transmissionsverluste verlieren ephemere Oberflächenabflüsse auf der Fließstrecke oft an Magnitude und Intensität, ein Phänomen, das von verschiedenen Autoren als *hydrographic degeneration* bezeichnet wird (AL-HOMOUD et al. 1998, BEVEN 2002). Aus dieser Besonderheit ergibt sich, dass die Abflüsse nicht wie in humiden Klimaten mit der Lauflänge zunehmen, sondern am unteren Ende der Niederschlagszelle am größten sind und unterhalb schnell abnehmen. Das im Jahresverlauf geringe absolute Abflussvolumen ephemerer Flüsse impliziert jedoch nicht zwangsläufig eine kürzere Fließdauer, da die hohe Sedimentfracht nachweislich die Dauer eines Abflussereignisses erhöhen kann (KNIGHTON & NANSON 2001).

Durch explizite Infiltration und Perkolation können die Tiefenlinien also entscheidend zur Auffrischung des Grundwasserreservoirs beitragen (CHEN & XUE 2003). Auch in der klimageomorphologisch orientierten Arbeit von MENSCHING (1979) werden den Wadiliniien hinsichtlich der Grundwasserneubildungsrate höchste Bedeutung beigemessen. Erst, nachdem der teilweise mächtige, mit alluvialem Material verfüllte Wadikörper gesättigt ist, entsteht linienhafter Abfluss. Unabhängig von der Porosität des Lockermaterials im Wadikörper können Transmissionsverluste in ariden Räumen ebenso auf die Permeabilität des

geologischen Festgesteins zurückgeführt werden (BULL et al. 1999, HIROSE 1999, TSUJIMURA et al. 1999).

Als Folge heterogener Bodenbedingungen arider Regionen ist nicht die gesamte Oberfläche am Abflussgeschehen beteiligt, sondern nur bestimmte Räume (SMITH 2002). Dieser Gedanke ist schon im *partial areas concept* von HURSH (1944) und BETSON (1964) verankert (zit. BEVEN 2001, DAVIE 2002), welches besagt, dass der Abfluss unterhalb der gesättigten Oberflächenbereiche reinfiltrieren kann. Im umgekehrten Fall kann bereits infiltriertes Wasser durch partielle Heraufsetzung des Wasserspiegels erneut zur Oberfläche gelangen, als *return flow* wieder zum Oberflächenabfluss beitragen und zum Vorfluter abfließen. Wie schon erläutert, kann Schuttmaterial den Versiegelungsgrad der Bodenoberfläche lokal erhöhen, so dass dem Prozess des *rock flows* in Regionen mit ausgeprägter Steinbedeckung sicherlich ein zusätzlicher Anteil an der Abflussbildung zukommt (vgl. Kap. 2.3.2).

Die beiden nachfolgenden Abflussbildungsprozesse ereignen sich in ariden Regionen vergleichsweise selten und sind eher auf humide Breiten konzentriert (DAVIE 2002), so dass sie der Vollständigkeit halber erwähnt, nicht aber erläutert werden. In ariden Einzugsgebieten tritt Oberflächenabfluss nach der Theorie des Sättigungsüberschusses (*saturation excess overland flow*) vergleichsweise selten auf. In seiner Entstehung ist er auf Standorte in Vorfluternähe und Depressionen durch Austritt von oberhalb infiltriertem Niederschlag beschränkt. Lateraler bodeninnerer Abfluss nach dem Konzept des *Zwischenabfluss* spielt in ariden Regionen ebenfalls eine untergeordnete Rolle, da schwerkraftinduzierte Bodenwasserbewegungen Wassergehalte im Niveau der Feldkapazität erfordern, diese in ariden Klimaten aber nur selten erreicht werden (PUIGDEFABREGAS et al. 1996, 1998). Unter dem gerade in Trockenräumen oberflächlich aufliegendem Verwitterungsschutt kann sich infiltriertes Niederschlagswasser entlang einer wasserundurchlässigen Stauschicht gravitativ fortbewegen.

Berichte über die klimatischen Ursachen von Starkregenfällen und die geomorphologischen Auswirkungen der Abfluss- und Transportvorgänge von Wadis sind vielfältig (BULL et al. 1999). Starkregenereignisse und daraus resultierende Hochwasserfluten sind auch im Südosten Marokkos keine Seltenheit, unterliegen aber einer hohen zeitlichen Variabilität. Da Frequenz und Ausmaß von Starkniederschlägen und Wadifluten nur spärlich dokumentiert und praktisch nicht prognostizierbar sind, müssen häufig grobe Wiederkehrintervalle abgeschätzt werden. MECKELEIN (1959) zufolge ereignen sich Überschwemmungen der großen zentralsaharischen Wadis durchschnittlich alle 5 Jahre. Für das sich im hyperariden

Einflussbereich befindliche Wadi Sannur (östliche Wüste, Ägypten) geben FOSSATI et al. (1999) ein Wiederkehrintervall von durchschnittlich 7 Jahren an.

Seit Anfang der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts sind von europäischen Wissenschaftlern zahlreiche lokale Untersuchungen über Starkregen und extreme Abflussereignisse in Nordafrika publiziert worden (z.B. CAPOT-REY 1954, KLITZSCH 1966, VANNEY 1967, JANNSEN 1969, GAVRILOVIC 1970, CRUETTE 1971, MENSCHING 1979, LÜDER 1980). Eine Reihe lokaler Studien befasst sich dabei mit den hydrologischen und geomorphologischen Auswirkungen weniger Tage andauernder Regenfälle (z.B. GRUNERT & MEYER 1990). Während des von PERIGNÉGUY (1970) detailliert beschriebenen Hochwassers des *Oued Sebou* in Mittel-Marokko (Einzugsgebiet von 16540 km²) wurden Abflussspitzen von maximal 2300 m³/s erreicht. Zuvor sind innerhalb von vier Wochen fast 700 mm Niederschlag gefallen. Zahlreiche Studien verfolgten das Ziel einer Abschätzung der Abflussmenge, wobei eine quantitative Dokumentation starker Regenfälle und nachfolgender Überschwemmungen in ariden Regionen oftmals nur durch die zufällige Anwesenheit von Forscherteams möglich ist (LÜDER 1980, GRUNERT & MEYER 1990, GHEITH & SULTAN 2002).

Um Abflussmengen vergangener Ereignisse abschätzen und rekonstruieren zu können bzw. um potenzielle Wadi-Abflüsse vorhersagen zu können wurden oftmals nicht-empirische, mathematische Verfahren angewendet. Diese basieren meist auf geomorphologischen Indizien, wie die Höhe von Flutmarken, Erosionsschäden im Uferbereich, Beobachtungen am Ende des Abflussvorgangs sowie klimatischer Angaben über Höhe und Verlauf vorangegangener Niederschläge (GRUNERT & MEYER 1990, DVWK 1991). Nach Ermittlung der Gerinnegeometrie von Abflussbahnen lässt sich die zugehörige Abflussmenge beispielsweise nach der Formel von MANNING bzw. GAUCKLER & STRICKLER berechnen. Als entscheidende Kenngröße muss der Rauigkeitsbeiwert empirisch bestimmt werden, dessen Wert je nach Beschaffenheit der Gerinnesohle schwankt. Eine Alternative zur Abflussbestimmung in Trockengebieten ohne perennierenden Abfluss ist der Einsatz von Niederschlagssimulationen auf definierten Messflächen (vgl. Kap. 6.1.3).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass der Bodenwasserhaushalt semiarider Regionen durch eine Kombination hoher klimatischer Variabilität, heterogener Vegetationsverteilung, unregelmäßigen Relief und komplexen geologischen und pedohydrologischen Rahmenbedingungen bestimmt wird (FITZJOHN et al. 1998, MIYAOKA et al. 1999). Die Reaktion einzelner Wasserhaushaltskomponenten auf Niederschlagsereignisse verläuft raumzeitlich sehr ungleichmäßig (YAIR & LAVÉE 1982, BERGKAMP 1998, CERDA 1999). Die wesentlichen Unterschiede im Wasserhaushalt zwischen temperierten und semiariden

Regionen sind auf die spezifischen Bedingungen des *Klimas* (geringe jährliche Niederschlagssummen, hohe Niederschlagsvariabilität, hohe potenzielle Evaporation), des *Bodens* (hohe Permeabilität, Skelettreichtum, geringe Wasserspeicherkapazität) und der *Vegetation* (geringer Bedeckungsgrad, räumlich variable Water Use Efficiency) zurückzuführen (FARMER et al. 2003). Dabei muss betont werden, dass die beteiligten Prozesse sich gegenseitig bedingen und daher nur schwer separat voneinander betrachtet werden können (BONACHELA et al. 2001).

3 Hydrologische Modelle und deren Anwendung in Trockenräumen

Als Folge komplexer raumzeitlicher Prozesse sind aride Räume von einer großen Heterogenität der hydrologisch relevanten Größen gekennzeichnet (YU & HU 2003). Angesichts dieser Variabilität ist weder eine detaillierte Vorhersage bzw. Simulation der Wasserflüsse noch eine Erfassung der benötigten Parameter ohne Fehler zu bewerkstelligen (BEVEN 2002). Auf der Grundlage der in Kap. 2 erläuterten „ariden Bedingungen“ erfordern hydrologische Modelle spezifische Lösungen.

3.1 Hydrologische Modelle

Im Folgenden werden nur elementare Unterscheidungskriterien hydrologischer Modelle vorgestellt. Detaillierte Zusammenstellungen von Modelltypen und deren Abgrenzungskriterien geben beispielsweise DYCK & PESCHKE (1995) und BEVEN (2001).

In Bezug auf den Grad der Kausalität können stochastische und deterministische Modelltypen unterschieden werden. Während die hydrologischen Größen stochastischer Modelle als raumzeitlich veränderbare Zufallsfunktionen betrachtet werden, erlauben deterministische Ansätze bei gegebenem Input und Parametersatz nur ein spezifisches Modellergebnis. Deterministische Modelle können weiterhin aufgrund der Prozesskomplexität klassifiziert werden (DYCK & PESCHKE 1995).

Für den Black-Box-Typ als einfachste Form deterministischer Modelle genügt meist die eindimensionale Block-Betrachtung des hydrologischen Systems (BEVEN 2002). Bei diesen Modellen wird nicht das physikalische Gebietsverhalten, sondern das Systemverhalten einheitlich durch eine empirische Systemfunktion beschrieben. Das hydrologische Verhalten beruht auf räumlich konzentrierten Parametern (*lumped*) die als „Einzugsgebiets-Mittelwert“ betrachtet werden. Da Black-Box-Funktionen oft stationären Bedingungen unterliegen wird das Verhalten innerhalb des hydrologischen Systems, beispielsweise die raumzeitliche Veränderung des Abflussregimes, nicht beschrieben. Black-Box-Modelle berechnen Abfluss auf der Grundlage einer direkten Beziehung zwischen Abfluss und einer oder mehreren weiteren Variablen. Die Einfachheit des Modells erlaubt eine Übertragung nur auf Gebiete mit z.B. denselben geologischen oder klimatischen Rahmenbedingungen. Ein klassisches Beispiel für diesen Typ sind Modelle zur Wellenablaufberechnung (*unit hydrograph*), welche eine lineare Beziehung zwischen Effektniederschlag und Ablaufwelle zugrunde legen (WOOD & O'CONNEL 1985:506).

Demgegenüber beinhalten konzeptionelle Modelle (Grey-Box Modelle) einfache Gleichungen zur Prozessbeschreibung. Der konzeptionelle Charakter impliziert, dass nicht mit harten

mathematischen Gleichungen, wie beispielsweise der Einbeziehung des Darcy-Gesetzes, gearbeitet wird, sondern dass das System häufig als Abfolge von Speichersegmenten betrachtet wird, deren Grenzbedingungen vorab definiert werden müssen. Die berücksichtigten Haushaltskomponenten (z.B. Abfluss, Evapotranspiration) werden von einer Reihe Parameter gesteuert, die für jedes betrachtete Einzugsgebiet neu kalibriert werden müssen. Als Beispiel für einen Grey-Box-Ansatz wird das im Modular Modeling System (MMS) integrierte PRMS-Modul (Precipitation Runoff Modeling System) genannt (z.B. FLÜGEL 1995, MACHAUER 2003).

Physikalisch basierte Modelle beruhen dagegen auf einer Serie physikalischer Gleichungen, die auf räumlich verteilten Parametern basieren (*distributed model*). Hierbei wird das Einzugsgebiet in eine große Anzahl Raumeinheiten (beispielsweise in Form von Rastern, TINs oder Finite-Elemente-Netze) diskretisiert. Im Gegensatz zu den vorangegangenen Modelltypen werden die modellinternen Gleichungen für jede Raumeinheit spezifisch gelöst. Da für die zugrunde gelegten räumlichen Einheiten spezifische Parametersätze vorliegen müssen, sind physikalisch basierte Modelle sehr parameterintensiv. Der Vorteil dieses Modellkonzepts liegt jedoch darin begründet, dass die physikalisch basierten Gesetzmäßigkeiten auf vergleichbare Räume übertragbar sind. Da die erforderliche Datendichte in der Realität so gut wie nie vorliegt, werden vorhandene Daten extrapoliert. Diese Simplifikation wirkt sich auf das Modellergebnis aus und ist skalenabhängig (WOOLDRIDGE et al. 2001, ANDERSON & BATES 2001). Ein frühes Modell dieses Typs wurde mit dem Système Hydrologique Européen (SHE) (ABBOTT & REFSGAARD 1986) realisiert.

BEVEN (2002) gibt zu bedenken, dass manche physikalisch basierten Modellkonzepte angesichts der spärlichen Datengrundlage arider Regionen „überparametrisiert“ sind. BOER (1999) merkt an, dass die Ergebnisse komplexer physikalischer Modelle nicht zwangsläufig bessere Qualität aufweisen als einfachere Ansätze. Bei einem von YE et al. (1997) in drei australischen Einzugsgebieten vorgenommenen Vergleich zweier konzeptioneller Modelle unterschiedlicher Komplexität (IHACRES mit 6 zu kalibrierenden Parametern, LASCAM mit 22 zu kalibrierenden Parametern) zeigt sich beim einfachen Modellkonzept eine höhere Modellgüte.

3.2 Hydrologische Modellierung in ariden und semiariden Räumen

In der Beschreibung der relevanten hydrologischen Charakteristika wurde deutlich, dass das Prozessgeschehen skalenabhängig ist (vgl. Kap. 2). Die im Folgenden beispielhaft aufgeführten Modellansätze begegnen den unter ariden Bedingungen auftretenden Besonder-

heiten mit spezifischen Lösungen. Es werden nur Konzepte vorgestellt, die unmittelbar in ariden bzw. semiariden Einzugsgebieten zum Einsatz kommen. Global angewendete Modelle, wie z.B. das WaterGAP Global Hydrology Model (WGHM) (DÖLL et al. 2003) oder das VIC-Modell (NIJSSEN et al. 2001), die Szenarien hinsichtlich der Global Change-Thematik auf der Makroskala rechnen, werden hier nicht weiter behandelt.

Frühe Studien in Trockenräumen verfolgten das Ziel eines Prozessverständnisses vorangegangener Niederschlagsereignisse und resultierender *flash floods* (SCHICK 1986, 1988, COSTA 1987). Erste Anwendungen von einfachen Blockmodellen (*lumped models*) integrieren einen einfachen Ansatz zur Gesamtbetrachtung des Wasserbudgets (SHANAN & SCHICK 1980). Frühe, komplexere Modellsysteme, wie das physikalisch basierte Modell von LAVEE (1986) sind unkalibriert, berücksichtigen jedoch schon die räumliche Variabilität der Niederschläge und der Bodenoberflächeneigenschaften.

Die komplexen Prozesse ephemerer Gerinne in Trockenräumen sind Gegenstand von Modellstudien, die KNIGHTON & NANSON (2001) im Lake Eyre Einzugsgebiet (Zentral Australien) vorgenommen haben. Im Hinblick auf das episodische und stark variable Abflussverhalten ist die Erklärung der physikalischen Gesetzmäßigkeiten auch in neueren Studien immer noch nicht abgeschlossen (BULL & KIRKBY 2002, NANSON et al. 2002, SHANNON et al. 2002).

Als Datenbasis verwendeten SHARMA et al. (1996) flächig vorliegende Fernerkundungsdaten und koppelten ihr Niederschlags-Abfluss-Modell mit einem GIS-Ansatz. Das Vorliegen einer großen Datendichte im 150 km² großen Einzugsgebiet von Walnut Gulch (Arizona, USA) erlaubt die Anwendung einer Vielzahl von Niederschlags-Abfluss-Modellen, wie z.B. das ereignisbasierte KINEROS von SMITH et al. (1995). Anhand des gut dokumentierten Untersuchungsgebiets können die in ariden Räumen bedeutsamen Prozesse, wie z.B. die Transmissionsverluste im Gerinne, durch Regressionsanalysen beschrieben werden (WHEATER et al. 1997). Diese finden häufig in Ansätzen vergleichbarer Räume Anwendung (GOODRICH et al. 1997).

Modelle, die der Besonderheit arider Räume Rechnung tragen, integrieren häufig explizite Lösungen von RICHARDS, DARCY oder GREEN/AMPT zur Beschreibung der HORTON'schen Abflusentstehung (HILLEL 1980). Bei der Entwicklung eines erweiterten Infiltrationsansatzes berücksichtigt GOMER (1995) bei der Makroporeninfiltration algerischer Vertisole einen schnell perkolierenden und einen langsam entwässernden Anteil. Am Beispiel des 5000 km² großen Einzugsgebiet des Oued Mina (Algerien) wendet er einen modifizierten Ansatz nach GREEN-AMPT-MEIN-LARSON an. Sein unkalibriertes Modell zur Quantifizierung von

Oberflächenabfluss und Feststoffaustrag wählt einen quasi-physikalischen Ansatz mit nur wenigen Parametern.

Auch ein von SCOGING (1992) in Walnut Gulch (Arizona, USA) angewendetes Abflussmodell erfordert über Niederschlagssimulationen erhobene Infiltrationscharakteristika. Zur Beschreibung der Infiltration wurden jeweils drei Gleichungen (GREEN-AMPT, KOSTIAKOV und PHILIP) gelöst. Das einfache Modell war jedoch nicht in der Lage die Abflussdynamik adäquat abzubilden.

In der Region des nordmarokkanischen Rif wurden von MOUSSADEK (1999) Ergebnisse von Infiltrationsmessungen und Berechnungsversuchen mit gängigen Infiltrationsgleichungen evaluiert. Die Studie zielt auf die Bestimmung der Erosionsbeträge unter Anwendung der Universal Soil Loss Equation (USLE) ab.

Unter Berücksichtigung der Krustenbildung werden von SMITH et al. (2002) verschiedene Ansätze zur Abschätzung der Infiltration vorgenommen. Im Rahmen des KINEROS-Modellsystems wird die Infiltration mit Hilfe der SMITH-PARLANGE-Gleichung berechnet (BEVEN 2002). Dieses Verfahren beruht auf der Annahme, dass sich die Diffusivität eines Bodens exponentiell zum Wassergehalt verhält (BEVEN 2002). Oben genannte Methoden sind nur auf der Punktskala anwendbar - die Übertragung auf Einzugsgebietsgröße scheitert sehr häufig (CORRADINI et al. 2000).

In zahlreichen Modellen wird die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte mit Hilfe des Topographischen Index TI zu erklären versucht (z.B. MOORE et al. 1993, PUIGDEFABREGAS et al. 1998). In gängigen, gegliederten Modellen ergibt sich der TI aus der Neigung der betrachteten Rasterzelle und der Größe der Fläche, die in die Zelle entwässert. GOMEZ-PLAZA et al. (2001) betonen, dass für die Wassergehaltsabschätzung in ariden Regionen die Evaporation eine maßgebliche Rolle spielt, diese in bestehenden Topographischen Indizes jedoch nur unzureichend integriert ist. Am Beispiel eines kleinen semiariden Einzugsgebiets in SE Spanien kommt deshalb ein modifizierter Topographischer Feuchteindex (TWI) zur Vorhersage der räumlichen Bodenfeuchteverteilung zum Einsatz. Zur Verbesserung der Vorhersage wird dabei ein Vegetationsparameter und die als Energieinput für die Evaporationsrate bedeutsame Strahlung in den Index integriert.

Die Kopplung eines einfachen Soil Vegetation Atmosphere Transfer (SVAT) Modells mit einem TOPMODEL-Formalismus kommt in einem nur 6 ha großen Einzugsgebiet im SE Australiens zur Anwendung (PELLENQ et al. 2003). Das Modell bildet die Boden- und Bodenoberflächenfeuchte auf der kleinskaligen Betrachtungsgrundlage zufrieden stellend ab.

Interessant ist das *upscaling* der punktförmig gemessenen Bodenfeuchtwerte hinsichtlich eines neuen Ansatzes, der auf Topographie und Bodentiefe beruht.

In diesem Kontext sind auch die kleinskaligen und auf aride Gebiete übertragbaren Ansätze zur Modellierung der Bodenfeuchte von SVETLITCHNYI et al. (2003) zu nennen. Auf der Grundlage von Reliefparametern (Neigung, Wölbung, Exposition und Hanggradient) werden relative Bodenwassergehalte abgeschätzt. In Einzelstudien können vertretbare Korrelationen erreicht werden, bislang fehlt jedoch noch ein praktikables Regionalisierungsverfahren.

Die Detektion hydrologischer Prozesse in peripheren Regionen erfolgt immer häufiger mit Hilfe von Fernerkundungsdaten (SCHULTZ 1999). BASTIAANSEN et al. (1994) haben im Kontext des HAPEX-EFEDA-Projekt (Hydrological and Atmospheric Pilot Experiment-Echival Field Experiment in a Desertification-threatend Area) gemessene Bodenfeuchte und Evaporation mit Fernerkundungsmethoden verglichen. Am Beispiel eines spanischen Untersuchungsgebiets konnte mit dem Ansatz des *Normal Difference Vegetation Index* (NDVI) die Energiebilanz an der Bodenoberfläche zufrieden stellend quantifiziert werden.

Im Rahmen des WAVES-Konzepts (Water Availability, Vulnerability of Ecosystems and Society) charakterisiert und simuliert HALM (2000) die hydrologischen Prozesse und Eigenschaften in einem 150000 km² großen Einzugsgebiet im semiariden Nordosten Brasiliens. Das verwendete Modell stellt eine Anpassung von HILLFLOW (BRONSTERT 1994) an Bedingungen im semiariden Raum dar. Im Modellverbund SIM (Semi-Arid-Integrated Model) ist das deterministische, flächendifferenzierte hydrologische Modell WASA (Model of Water Availability in Semi-Arid Environments) (GÜNTNER 2003) eingegliedert. Die Ausweisung der Landschaftseinheiten des unkalibrierten, konzeptionellen Modells orientiert sich an Toposequenzen und den reliefbedingten Effekten auf Bodenfeuchte und Abflussbildung. Das auf dem *Curve-Number*-Verfahren basierende 1-Parameter-Australian Water Balance Model (AWBM, BOUGHTON 1995) kann beim Vorliegen von „verwertbaren“ Abflüssen zusätzlich mit einem *flood hydrograph model* kombiniert werden.

Die Schwierigkeit Bodenproben ungestört zu entnehmen um etwa Retentionskurven zu erzeugen, erfordert die Korrelation hydrologischer Parameter mit primären oder sekundären Reliefdaten (vgl. PUIGDEFABREGAS et al. 1998). Die fehlenden Parameter werden in Anwendungen für Trockenräume sehr oft über Pedotransferfunktionen (PTF) aus einfach zu bestimmenden Bodenparametern wie der Korngrößenverteilung, dem C_{org}-Gehalt oder der Porosität abgeschätzt (SCHEINOST 1995, RAWLS & BRAKENSIEK 1995, BATJES 1996, CHRISTIAENS & FEYEN 2001, ELSENBEER 2001, WÖSTEN et al. 2001). In einer Studie von RAWLS & PACHEPSKY (2002) werden topographische Eigenschaften zur Ermittlung des Retentions-

verhaltens eines Bodens herangezogen. Beispielsweise untersuchen VAN WESEMAEL et al. (2000) die Auswirkung der räumlichen Verteilung von skeletthaltigen Böden und deren Einfluss auf den Bodenwassergehalt. Das im Rahmen des MEDALUS-Projektes (Mediterranean Desertification and Land Use) eingesetzte, eindimensionale PATTERN-Modell berechnet für ein südspanisches Testgebiet, dass Abfluss und Evapotranspiration mit der räumlichen Verteilung des Bodenskeletts und der Bodenmächtigkeit positiv korrelieren.

In einem einfachen Modell, welches auf dem Verhältnis von teilweise eingegrabenen Steinen, lose aufliegenden Steinen und steinfreien Oberflächen basiert, integrieren POESEN et al. (1990) einen Perkulationskoeffizienten (Verhältnis der Gesamt-Regenmenge zur perkolierenden Wassermenge), der die Dichte der aufliegenden Steine berücksichtigt.

Bislang integrieren nur wenige Ansätze die in Trockenräumen wichtige Komponente des Wasserdampftransports. Bereits KOVDA (1980) weisen auf die in ariden Böden besonders wichtige, aber schwer zu quantifizierende Komponente des Wasserdampftransports hin. Anhand von Feldexperimenten zeigen sie, dass die vertikalen Wasserdampftransporte entlang des Sättigungsgradienten vom niedrigen zum hohen Potenzial erfolgen. Durch die nächtliche Abkühlung der oberen Bodenschichten als Folge der Ausstrahlung sinkt der Dampfdruck gegenüber den tieferen Horizonten. Dadurch entstehen Ausgleichsbewegungen in Form von aufsteigenden Wasserdampfbewegungen von tieferen zu den oberen Horizonten hin und Kondensation in den oberflächennahen Bodenschichten. STOTHOFF (1997) beweist in einer Studie am Beispiel Nevadas (USA), dass der Transport von Wasser und Wasserdampf mit Hilfe gekoppelten Modellen zufrieden stellend beschrieben werden kann. Bei dem von BASTIAANSEN et al. (1989) konzipierten EVADES-Modell (EVAporation in DESerts) kommt der Mobilität der *Verdunstungsfront* bei der Beschreibung des Wasserdampftransports arider Böden eine entscheidende Bedeutung zu. Die Verdunstungsfront wird als Übergang von gasförmigen zu flüssigem Wasserfluss definiert. Die Bestimmung der Wasserflüsse erfolgt jeweils separat nach der DARCY- bzw. FICK-schen Gesetzgebung. Das ursprünglich für die gemäßigten Breiten entwickelte Modell AMBETI (BRADEN 1995) wurde von ADENÄUER (2003) mithilfe von Boden- und Klimadaten aus der Arbeitsregion erstmals auf einen Trockenraum übertragen. Das zeitlich und räumlich (14 Bodenkompimente) hoch aufgelöste 1D-Modell verwendet verschiedene Pedotransferfunktionen (PTF) zur Ableitung der hydrologischen Parameter. Das Modellresultat zeigt besonders während sehr trockener Bedingungen eine Unterschätzung der Bodenfeuchte zugunsten der Bodenevaporation, welches ADENÄUER (2003) primär auf die modellinterne Kalkulation flüssiger Wassertransporte zwischen benachbarten Bodenkompimenten zurückführt.

DOMINGO et al. (2001) testen ein physikalisch basiertes Evapotranspirationsmodell zur Simulation langzeitlicher Veränderungen. Die Untersuchungen in Südspanien dokumentieren, dass die Evaporationsraten die Niederschläge im Haushaltsjahr deutlich überschreiten. Die Autoren beweisen, dass das geschätzte Wasserdefizit durch die hohen Infiltrationsverluste im Gerinnebett entsteht. Durch die Analyse von Niederschlag und aktueller Evapotranspiration in SE Spanien verfolgt der Modellansatz von DOMINGO et al. (2001) das Ziel einer Herausstellung lateraler Flüsse. Da die aktuelle Evapotranspiration an Pflanzenstandorten (*Retama sphaerocarpa*) längerfristig die Niederschlagsrate übertrifft, gehen die Autoren davon aus, dass diese Senken bei defizitären Wasserbedingungen von seitlichen Zuflüssen aufgefrischt werden.

Hinsichtlich Transpirationsleistung und der stomatären Leitfähigkeit arider Vegetation sind bisher nur Untersuchungen an einzelnen Arten vorgenommen worden. In zahlreichen Studien steht dabei die Anpassung an Wasserstress und dem Verhalten von C₄-Pflanzen im Vordergrund. Obwohl die simulierten Tagesgänge und Magnituden an Präriegrasarten in einer Teststudie in Kansas (USA) gut abgebildet werden, verschlechtert sich die Modellgüte allerdings erheblich während Trockenperioden (KIM & VERMA 1991).

Für ein semiarides, schneegenährtes Gebirgseinzugsgebiet (Idaho, USA) wenden FLERCHINGER & COOLEY (2000) ein Niederschlags-Abflussmodell an. Die Kalkulation der Wasserhaushaltskomponenten (ephemerer Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss Evapotranspiration, Schneeschmelze, Perkolation) unter Verwendung des Simultaneous Heat And Water Modells (SHAW) erreicht im Allgemeinen eine gute Übereinstimmung mit den gemessenen Werten. Jedoch wird das 26 ha umfassende Einzugsgebiet auf Grundlage der Vegetation und Schneeeauflage in nur drei Landschaftseinheiten diskretisiert, die hinsichtlich des Abflusses und des Grundwassers identisch betrachtet werden.

In Israel ist das von LANGE (1999) beschriebene ZIN-Modell zur Anwendung gekommen. Das großskalige Niederschlags-Abfluss-Modell betrachtet jedoch nur Einzelereignisse und verzichtet auf die Kalibrierung mit gemessenen Abflussdaten. Die Abflussbildung wird über Anfangsverluste der Infiltration sowie Abflussbeiwerte beschrieben. Hinsichtlich der räumlichen Diskretisierung sind repräsentative Landschaftseinheiten aufgrund ihres Infiltrationsverhaltens ausgewiesen worden. Die Resultate dokumentieren, dass der teilweise große Mangel hydrologischer Daten in Trockenräumen die Anwendung parameterträchtiger Modellsysteme oft nicht zulässt.

Dem Problem der geringen Verfügbarkeit an hydraulischen Parametern für den Untergrund und den Aquifer begegnen MENDOZA et al. (2003) durch eine neue Technik zur Ableitung von

Parametern mit Hilfe der *Brutsaert-Methode*. Dieses erstmals in einem semiariden Gebirgs-Einzugsgebiet (Oaxaca, Mexiko) zum Einsatz gekommene Verfahren basiert auf dem Zusammenhang dominierender hydraulischer Parameter und dem Abflussgeschehen. Ein Nachteil dieser Methode ist, dass die Evapotranspiration im Zuge der Simplifizierung nicht berücksichtigt wird und von einem neigungslosen Aquifer ausgegangen werden muss.

Zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate wenden GHEITH & SULTAN (2002) ein ereignisbasiertes, hydrologisches Modell in der ägyptischen Wüste an. Dabei wird berechnet, dass 21 bis 31 % von mehreren 1994er Niederschlagsereignissen infolge von Transmissionsverlusten zur Grundwasseranreicherung beitragen.

Das von PEUGEOT et al. (2003) und CAPPELAERE et al. (2003) im semiariden Südwesten vom Niger (1.9 km² Einzugsgebietsgröße) eingesetzte, physikalisch basierte Modell *r.water.fea* belegt den Einfluss der Bodenkrusten und der Transmissionsverluste auf die Abflussbildung. Die ereignisbasierte Simulation verfolgt das Ziel, die hohe Sensitivität gegenüber der Niederschlagsvariabilität zu berücksichtigen. Eine Erweiterung des bestehenden Modellsystems mit einer SVAT-Komponente bezieht die Rückkopplungen an der Schnittstelle Vegetation-Boden in die Gesamtbetrachtung ein. Die Autoren postulieren die Möglichkeit einer Übertragung auf vergleichbare endorheische Einzugsgebiete.

Zur Modellierung der Wassergehalte wird das physikalisch basierte Simulationsmodell für gekoppelte Wärme- und Wasserflüsse (SUAHEAT) auf das semiaride Tansania angewendet (SALIM 1999). Die zur Kalibrierung und Validierung erforderliche Bestimmung der Bodenfeuchte basiert sowohl auf gemessenen als auch mittels Fernerkundungsmethoden (Thermales Infrarot) abgeleiteten Daten. Für die Diskretisierung und Lösung der erforderlichen Gleichungen der Wasser- und Wärmeflüsse kommt hierbei die *Methode der finiten Differenzen* zur Anwendung.

Ein Verfahren zur besseren Ausnutzung der bestehenden Datensätze stellt die Kopplung mehrerer Modelle unterschiedlicher Komplexität dar. MICHAUD & SOROOSHIAN (1994) vergleichen drei Modelltypen (komplex gegliedert, einfach gegliedert sowie ein Modell mit konzentrierten Parametern (*lumped*)) in einem semiariden Einzugsgebiet im SW der USA. Die Gegenüberstellung der Modellresultate offenbart, dass das unkalibrierte, räumlich komplexe Modell die beste und der *lumped*-Ansatz die schlechteste Übereinstimmung mit den gemessenen Werten liefert. Aufgrund der schlecht abgebildeten räumlichen Variabilität der Infiltrationseigenschaften kann Abfluss nach dem HORTON-Typ auch im Modell mit räumlich verteilten Parametersätzen nur mit großen Fehlerwerten simuliert werden.

In New Mexico (USA) wenden KEMP et al. (1997) mit PALS-SW (Patch Arid Lands Simulator-Soil Water), 2DSOIL (ein mechanistisches Modell) und SWB (Soil Water Budget) drei Bodenwassermodelle unter semiariden Bedingungen an. Alle Ansätze sind fähig pflanzenspezifische Eigenschaften (u.a. Wurzelverteilung, Phänologie), Bodenwasserdynamik (u.a. eindimensionale Formulierung nach DARCY-RICHARD, ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit nach GARDNER) und Evapotranspiration (u.a. Dampfdruckgradient, stomatärer Widerstand) zu berücksichtigen. Keins der drei Modelle ist jedoch in der Lage, die Bodenwasserdynamik in den betrachteten Bodentiefen vorherzusagen. Das Verhältnis von Transpiration zu Evapotranspiration wird untereinander zwar ähnlich und im Vergleich mit den gemessenen Raten teilweise zufrieden stellend abgebildet, ein Zusammenhang mit den textuellen Bodeneigenschaften kann bislang nicht hergeleitet werden.

Ausgehend von der Skalenabhängigkeit der zugrunde gelegten Parametersätze und den betrachteten Wasserhaushaltskomponenten wenden sowohl JOTHITYANGKON et al. (2001) als auch FARMER et al. (2003) einen systematischen, in zeitlicher Hinsicht herunterskalierten Ansatz (*downscale approach*) an. Auf drei Zeitskalen (Jahr, Monat, Tag) sind drei Modelle am Beispiel eines australischen Untersuchungsgebiets entwickelt worden. Dabei wird die Abflussbildung auf der jährlichen Auflösungsebene in einem einfachen Speicher-Kaskadenmodell nach dem Prinzip des Sättigungsflächenabflusses betrachtet. Während auf der monatlichen Betrachtungsebene ein Modul zur Simulation des Zwischenabflusses integriert und die Oberfläche in Bezug auf die Vegetation diskretisiert wird, sind auf Tagesbasis langsame Abflussbewegungen und ein tief angesetzter Grundwasserspeicher bedeutsam. Die Ergebnisse implizieren, dass die vertikale Abgrenzung der Bodenkompimente auf allen Zeitskalen den dominierenden Faktor für die Abflussbildung darstellt. Sekundäre Bedeutung besitzt die räumliche Variabilität der Klima- und Vegetationsparameter.

Die Auswirkungen von Landnutzungsänderungen und Degradationserscheinungen auf den Bodenwasserhaushalt sind Gegenstand vieler Arbeiten in semiariden Räumen (vgl. SPARROW et al. 2003). Die im Rahmen des MEDALUS-Projekts von BOER (1999) konzipierten Modellsysteme verwenden verschiedene Indizes zur Quantifizierung der Degradation und versuchen diese über entsprechende Wasserhaushalts- und Vegetationsmodelle zu erklären. Das Modell Simulation Environment for Dryland studies (SED) dient dabei weniger als Vorhersagemöglichkeit, sondern prüft im Vorfeld definierte Indizes (z.B. *rain use efficiency*, Evaporationskoeffizient nach SPECHT) auf ihre Aussagekraft hinsichtlich Landschaftsdegradation.

Das Bodenwassermodell von MAHMOOD & HUBBARD (2003), angewendet im Trockenraum des südlichen Nebraskas (USA), ermöglicht die Betrachtung der Auswirkung von variablen Bodenverhältnissen und Landnutzungseffekten auf den Wasserhaushalt. Die Studie zeigt, dass sich die durch Landnutzung hervorgerufenen Sensitivitäten stärker auf den Bodenwasserhaushalt auswirken als der Effekt der Bodenvariabilität.

Als Beispiel für ein kleinskaliges hydrologisches Modell zur Analyse von Landnutzungsänderungen und Berechnung von Szenarien ist das TOPOG-IRM-Modell von ZHANG et al. (1999) zu nennen. In einem semiariden Einzugsgebiet (SE Australien) werden Bodenfeuchteveränderungen, Evapotranspiration, Abfluss und Grundwasserneubildung simuliert. Für ein auf Landnutzungsänderungen abzielendes Szenario wird angenommen, dass die Bäume entweder in Streifen höhenlinienparallel oder als zusammenhängende „Insel“ vorhanden sind. Das Ergebnis zeigt, dass die höhenlinienparallelen Aufforstungen weniger Oberflächenabfluss und eine höhere Grundwasserneubildungsrate zur Folge haben.

Der Versuch Degradationsauswirkungen zu simulieren verlangt nach einer klaren Definition der durch Degradation hervorgerufenen Veränderungen. Der Ansatz von OKIN et al. (2001) verfolgt das Ziel, die Vulnerabilität des Systems durch den Nährstoffhaushalt zu operationalisieren. Unter der Annahme, dass die Akkumulation von Nährstoffen durch Vegetationsentnahme oder -zerstörung unterbunden wird, dient der signifikante Rückgang der pflanzenverfügbaren Nährstoffe (N, Mg, Ca) als Indiz für eine Landschaftsdegradation.

4 Naturräumliche Ausstattung des Drâa-Einzugsgebiets

Im Rahmen der methodischen Konzeption des IMPETUS-Projekt wird im Folgenden zwischen dem *Untersuchungsraum* und den *Untersuchungsstandorten* unterschieden (vgl. Abb. 4.1). Als Untersuchungsraum des IMPETUS-Projektes wird das hydrologische Einzugsgebiet des oberen Drâa-Flusses bezeichnet. Die naturräumlichen Besonderheiten des ca. 23500 km² großen Einzugsgebiets werden im ersten Teil dieses Kapitels erläutert. Es handelt sich dabei um eine kurze Beschreibung der klimatischen, geologischen, topographischen, botanischen, hydrologischen und kulturlandschaftlichen Bedingungen.

Die dieser Arbeit zugrunde liegenden differenzierenden Untersuchungen und Modellierungen konzentrieren sich dagegen auf sieben, für das Umland repräsentative Untersuchungsstandorte. Lage und Größe der zwischen 2 ha und 150 km² großen Untersuchungsstandorte sind zu Beginn der ersten Projektphase gemeinsam von allen beteiligten Fachdisziplinen bestimmt worden. Im zweiten Teil dieses Kapitels werden die naturräumlichen Besonderheiten dieser Standorte detailliert erläutert.

4.1 Abgrenzung des Untersuchungsraums

Der im Rahmen der vorliegenden Arbeit betrachtete Untersuchungsraum befindet sich im Südosten Marokkos unmittelbar zwischen der Gebirgskette des Hohen Atlas im Nordwesten und dem algerisch-marokkanischen Grenzverlauf im Südosten. Im Westen trennt die Schwelle des *Jebel Siroua* das Becken von der westlichen Fortsetzung der präafrikanischen Senke - der Sousse-Ebene - ab. Im Osten wird der Untersuchungsraum von der zwischen Boumalne und Tinerhir gelegenen Schwelle von Imider begrenzt. Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich über eine Fläche von 23533 km² von 07°75' bis 05°38' östlicher Länge und von 29°71' und 32°02' nördlicher Breite. Abb. 4.1 stellt das hydrologische Einzugsgebiet des oberen Drâa und die Position der Untersuchungsstandorte dar.

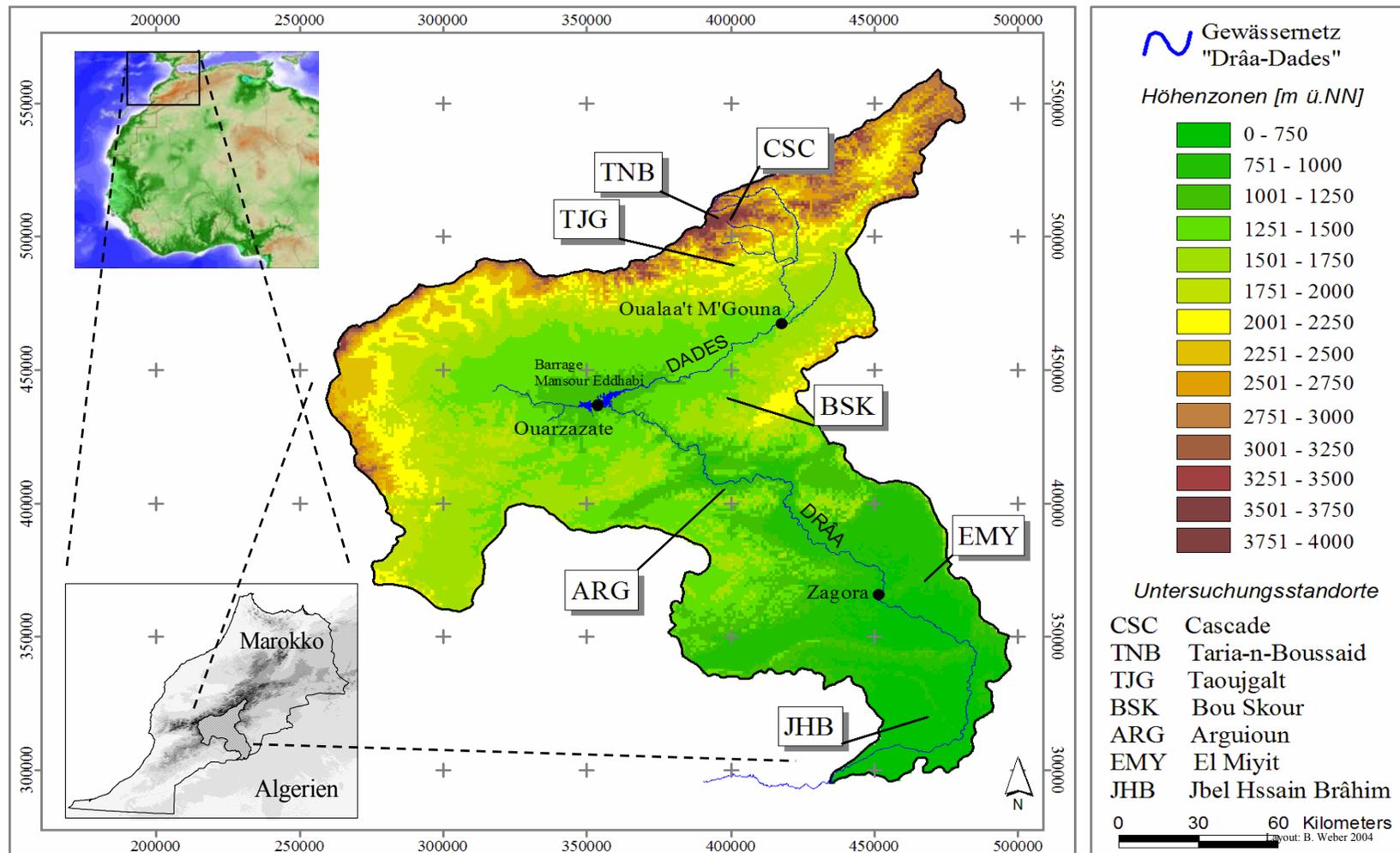


Abb. 4.1: Untersuchungsstandorte und Höhenzonen im oberen Einzugsgebiet des Oued Drâa (Datengrundlage: GTOPO 30, Projektion: Lambert Conformal Conic, Sheroid: Clarke 1880, Rasterweite: 937 m).

Der Oued Drâa wird nordöstlich der Stadt Ouarzazate ($30^{\circ}55'12.17''\text{N}$ und $06^{\circ}55'5.30''\text{W}$) durch das Zusammentreffen des *Oued Dades* und des *Oued Imini* gebildet⁵. Beide Vorfluter entwässern den nordöstlichen bzw. südwestlichen Teil der Atlas-Kette. Südöstlich von Ouarzazate durchfließt der Drâa die Fortsetzung des Antiatlas und die Massive des Jebel Bani. Im Bereich des marokkanisch-algerischen Grenzverlaufs weitet sich das Drâatal schließlich in die breiten, flachen Schotterebenen der *Hamada du Drâa* im Saharavorland. Bereits mehrere Fließkilometer oberhalb führt der Drâa in der Regel kein oberirdisches Wasser mehr, so dass das Drâatal die restliche Wegstrecke zum *Cap Drâa* (Mündungsbereich des Oued Drâa am Atlantik) nur noch als periodisch wasserführendes Trockental anzutreffen ist. Nach ausreichenden Niederschlägen kann der Drâa auch weit unterhalb des Hamada du Drâa Wasser führen.

4.1.1 Geologie und Reliefgeschichte

Die geologischen Verhältnisse des Hohen Atlas und des Antiatlas sind bereits im ausgehenden 19. Jahrhundert beschrieben worden. Eine detaillierte Zusammenstellung der historischen Explorationen der Atlas- und Anti-Atlas-Region ist in CHOUBERT (1963) aufgeführt. Geologisches Kartenmaterial steht im Maßstab von 1:200000 bzw. 1:500000 zur Verfügung (SERVICE GÉOLOGIQUE DU MAROC (1979, 1978, 1974-1977)).

Im Bereich des Untersuchungsraums erstreckt sich eine markante geologische Bruchzone, die das „Afrikanische Marokko“ vom „Europäischen Marokko“ trennt. Als Fortsetzung der tertiär verfüllten Sousse-Ebene stellen die Furche von Ouarzazate-Tinerhir und die Hamada-Ebenen von *Ksar es Souk* eine Trennlinie zwischen den in Richtung ESE streichenden jungen Faltengebirgen Nord- und Zentralmarokkos und den sehr alten Landmassen des afrikanischen Festlandssockels dar (ANDRES 1977). Die parallel streichenden Gebirgszüge des Antiatlas und die saharischen Hamadaflächen südöstlich dieser „tektonischen Grenzlinie“ (MÜLLER-HOHENSTEIN & POPP 1990:19) gehören schon der alten afrikanischen Masse an. Nach JACOBESHAGEN (1988) ist das Becken von Ouarzazate bereits der präafrikanischen Senke zuzurechnen, die die afrikanische Tafel von der europäischen trennt. Von anderen Autoren wird die Existenz einer „Südatlasstörungszone“ („accident sudatlassique“) bezweifelt (z.B. JENNY 1988). Die noch heute andauernden Absenkungsbewegungen entlang dieser Leitlinie sowie das verheerende Erdbeben von Agadir im Jahr 1960 zeugen allerdings von der

⁵ Die Angaben zur Namensgebung der im Text erwähnten Lokalitäten und Gewässer wurden den topographischen Karten 1:100000 des Kartographischen Dienstes in Rabat entnommen.

geodynamischen Aktivität dieser Zone. Im Becken von Ouarzazate treffen folgende geologische Domänen aufeinander: Die atlantische Domäne im Norden, das präafrikanische Becken, der Antiatlas und die alten vulkanischen Hartlinge des Jebel Siroua und Jebel Sarhro (im Süden bzw. Südwesten).

Die Massive des Mittleren und Hohen Atlas entstanden im Zuge der variskischen Gebirgsbildung und sind der "atlantischen Domäne" der nordafrikanischen Faltengebirge zuzurechnen. Die Heraushebung des Atlas begann in der Kreide und fällt zeitlich mit der alpidischen Orogenese zusammen. Mit einer WE-Erstreckung von 700 km und Erhebungen von > 4000 m ü.NN (Jebel Toubkal 4165 m ü. NN) ist der Hohe Atlas das mit Abstand längste und höchste Gebirgsmassiv Marokkos. Er lässt sich nach ZILLBACH (1984:16) in verschiedene strukturelle Teilbereiche aufgliedern: den westlichen Hohen Atlas, den Atlas von Marrakesch, den sich östlich anschließenden Kalkatlas und die östlichen flachen Hügelketten, die die Verbindung zum algerischen Sahara-Atlas darstellen. Aufgrund vielfältiger Sedimente der Trias und des stellenweise freigelegten kristallinen Gebirgssockels zeichnet sich der Hohe Atlas durch eine große geologisch-lithologische Vielfalt aus (COUVREUR 1968, MICHARD 1976). Das in der jüngeren Trias entstandene Atlas-Riftsystem füllte sich in der Folgezeit mit basischen Vulkaniten und klastischen Rotsedimenten (STETS & WURSTER 1981, BEAUCHAMP et al. 1999). Im Bereich des Untersuchungsraums wird der Hohe Atlas von stark gefalteten jurassischen und kreidezeitlichen Kalken dominiert. MENSCHING (1953:17) bezeichnet den östlichen Hohen Atlas darum auch als „Jura-Atlas“. Die Schichtkalke des Jura wurden im ausgehenden Paläozoikum gehoben, in mehreren Phasen verfault, überschoben und von zahlreichen Störungszonen durchzogen (JACOBHAGEN 1988, EL HARFI et al. 2001). Die tektonischen Störungslinien weisen WE bis WSW-ENE Richtung auf und werden von Faltungen gekennzeichnet, in denen antiklinal strukturierte Bereiche von synklinalen Becken und Plateaulandschaften getrennt werden. Dem Verlauf der Synklinalen folgend, haben sich Flüsse eingetieft (Oued M'Goun, Oued Dades, Zuflüsse des Oum-er-Rbia), die im Unterlauf nach Süden abknicken (ZILLBACH 1984). Als Abgrenzung mit der alpidischen Faltung schlägt DRESCH (1941) den Begriff der atlantischen Faltung (*les plissements atlantiques*) vor.

Unter dem Einfluss dynamischer Wechselfolgen von quartären Trocken- und Feuchtphasen wurde das Relief besonders in den Fußflächen der Gebirge und Tallandschaften merklich akzentuiert. Es lösten sich Phasen vorherrschender Akkumulation mit Perioden ab, in denen die Einschneidung in den Untergrund bzw. linienhafte Erosion dominierte. Die zwischen den Gebirgsstöcken entstandenen intramontanen Beckenlandschaften wurden mit jungen - meist

quartären - Sedimenten verfüllt (COUVREUR 1981). Im Gegensatz zum eiszeitlich überprägten mittleren und westlichen Hohen Atlas, der im Toubkal-Gebiet sogar Talgletscher ausbildete (ZILLBACH 1984), lassen im Bereich der Südabdachung der M’Goun-Kette nur wenige Spuren auf eine kaltzeitliche Vergletscherungsphase schließen. Neben dem rezenten periglazialen Formenschatz, wie Solifluktionerscheinungen, Streifenböden, Frostmusterböden und Rasentreppen (WICHE 1953, COUVREUR 1966) beschreibt MENSCHING (1953) am M’Goun Kare und Firmmulden, die auf die Existenz von Kargletscher deuten. COUVREUR (1981) berichtet sogar von Moränen im Oulilimt-Tal und Blockgletschern am Irhril M’Goun. Eine Einordnung des Hohen Atlas in die Reihe afrikanischer Hochgebirge und eine vergleichende Betrachtung ihrer ökosystemaren Veränderungen in den letzten 20000 Jahren geben MESSERLI & WINIGER (1992).

An der Südabdachung der Atlaskette wird das Landschaftsbild von ausgedehnten Fußflächensystemen bestimmt, welche in die präafrikanische Senke mit den Beckenlandschaften von Oued Dades, Ouarzazate und Drâa übergehen (CHOUBERT 1963). Neueren Studien zufolge können zwei Hauptsedimentationsphasen unterschieden werden, die sich nach EL HARFI et al. (2001) am Übergang der ausgehenden Kreide zum Mittleren Eozän beziehungsweise zwischen dem späten Eozäns bis ins Quartär vollzogen. Die eigentliche Absenkungszone oder „Synklinale der *khelas*“ ereignete sich zeitgleich mit Hebungsphasen des Zentralen Hohen Atlas. Die heutige Beckenlandschaft ist mit neogenen (mio-pliozänen) und quartären Sedimenten verfüllt. Nach EL HARFI et al. (2001) können Mächtigkeiten von bis zu 1200 m erreicht werden. Charakteristisch für diesen Raum sind die von den angeschnittenen *khelas* in großen Blöcken abbrechenden Bruchstücke von Konglomeraten bzw. Fanglomeraten. Der Herkunft nach handelt es sich um Gesteine des Hohen Atlas, so dass ZILLBACH (1984) bereits für deren Bildungsphase von einem, dem heutigen Abflussnetz entsprechenden hydrologischen System ausgeht.

Das Drâatal hat sich südlich des Ouarzazate-Beckens in den aus präkambrischen Gesteinen aufgebauten Antiatlas geschnitten. Wie der Hohe Atlas streicht der Gebirgszug des Antiatlas in WE-Richtung und wird stellenweise von vulkanischen Strukturen des jungkänozoischen Jebel Siroua (3304 m) bzw. des Jebel Ougnat (1700 m) durchbrochen (OLIVA 1972). Obwohl beide Vulkankomplexe demselben geologischen Ensemble paläozoischer Massive angehören, trägt der Antiatlas östlich des Jebel Siroua den Namen Jebel Sarhro (bis 2710 m) (MENSCHING 1953). Der Antiatlas ist nur dem Namen nach dem nordafrikanischen Atlas-Gebirgssystem zuzurechnen, da er tektonisch bereits dem westlichen Sahara-Kraton angehört. Im Gegensatz zum Hohen Atlas ist der Antiatlas nur schwach reliefiert und gehört nicht mehr dem „atlassi-

schen Marokko“ an. Hier treten bereits Teile des afrikanischen Massivs in Form von kristallinen Schiefen und Graniten an die Oberfläche (MICHARD 1976). Von einer Reihe Autoren werden der sedimentär geprägte AntiAtlas und der kristallin aufgebaute Sockel des AntiAtlas unterschieden (z.B. CHOUBERT 1963). Die ältesten Gesteine sind präkambrischen Alters und werden von Graniten verschiedenster Ausprägung sowie Rhyoliten, Glimmerschiefern, Serizitschiefern und Quarziten vertreten (CHOUBERT 1963, ANDRES 1977, ZILLBACH 1984). Die Genese und Prägung des AntiAtlas vollzog sich in drei präkambrischen Phasen (PI bis PIII), die detailliert in CHOUBERT (1963), TIXERONT (1971) und OLIVA (1972) beschrieben sind.

Verschiedenen Autoren zufolge wird der Region südlich des Beckens von Ouarzazate bis einschließlich der Bani-Schichtflächen dem AntiAtlas zugerechnet (z.B. ANDRES 1977, BEAUDOT 1971, OLIVA 1972). Der lithologischen Differenzierung Rechnung tragend wird das Gebiet der Bani-Ketten gemäß CHOUBERT (1963) aber als separate geologische Einheit betrachtet. Dieser südöstlichste Riegel des AntiAtlas ist charakterisiert durch markante Schichtkämme, die bis 1100 m hinauf ragen. Während die weichen Mergel und Sandsteine ausgeräumt wurden, sind harte Quarzitlagen und quarzitisches Sandsteine als Strukturelement herauspräpariert. Die von RISER (1971:104) aufgrund des Strukturaufbaus bezeichneten „Escarpelements“ sind nach Süden von entwässernden Tiefenlinien, den so genannten „*Foums*“ (arab.: Mund; klusenähnliche Taleinschnitte), zerschnitten. Der Formenschatz quartärer Ablagerungen wird im Raum des AntiAtlas vornehmlich durch Pedimente, Schwemmschuttglacis, lehmige Ablagerungen sowie schuttübersäte, schwach geneigte Fußflächen und -ebenen (*regs*) repräsentiert (ANDRES 1977). Das rezente Relief wird von intensiver mechanischer Verwitterung bestimmt, aus welcher die Schuttdecken der Hänge und der Skelettreichtum der Böden resultieren.

Die westlichen und südlichen Ränder des AntiAtlas wurden in der Kreidezeit transgrediert und später mit quartären Sedimenten zur „Hamada du Dra“ eingeebnet (JOLY et al. 1954, BEAUDET 1971). Der sporadische Endsee *Lac Iriki* am Südrand des Untersuchungsraums zeugt noch von altquartären Klimabedingungen.

4.1.2 Hypsometrie

Ein Großteil der hydrologischen Arbeiten in semiariden Regionen beschränkt sich auf die Erforschung des Prozessgefüges in einer spezifischen Höhenzone (u.a. CERDA 1996). Bislang fokussieren nur wenige Untersuchungen den Einfluss eines expliziten orographischen Gradientens (SCHREIBER 1995, BURKE 2003). Das Untersuchungsgebiet im Oberen Drâa-

Einzugsgebiet erstreckt sich über einen Höhengradient von über 3500 m (498 m bis 4071 m). Der Gipfelkamm des *Ighil M'Goun* stellt mit 4071 m ü.NN die höchste Erhebung der Region dar. Die tiefsten und zugleich südlichsten Geländepunkte repräsentieren die Ausläufer der Salz-Ton-Ebene des östlichen *Lac Irikis*, einer Sebka-Fläche im Saharavorland.

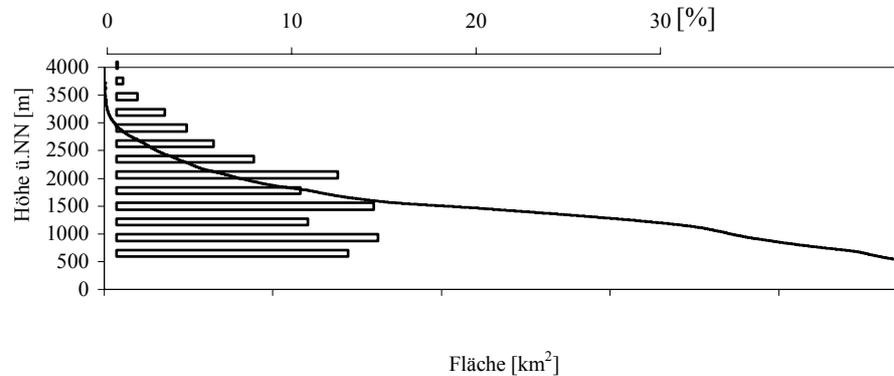


Abb.4.2: Hypsometrische Kurve des Untersuchungsgebiets und prozentuale Flächenanteile der Höhenstufen (Datengrundlage: GTOPO 30, Rasterweite 937 m).

Aus der hypsometrischen Kurve (Abb. 4.2) geht hervor, dass mehr als die Hälfte (54 %) der Gesamtfläche unterhalb der Höhenstufe von 1500 m liegen. Unterhalb von 2000 m befinden sich 78 % der Gesamtfläche. Die für die Wasserverfügbarkeit des gesamten Drâa-Tals essentielle Höhenlage mit winterlichem Schneefall (oberhalb 2500 m) wird mit einem Gesamtflächenanteil von nur 9 % beziffert.

4.1.3 Klima

Nach der Klimaklassifikation von TROLL & PAFFEN (1964) wird das Klima Marokkos in den Übergangsbereich von winterfeucht-sommertrockenen Steppenklimaten und den subtropischen Halbwüsten- und Wüstenklimaten eingeordnet. Während die jahreszeitliche Zweiteilung des Klimas mit kühlen, feuchten Wintern und heißen, trockenen Sommern noch auf den mediterranen Klimatypus hinweist, deuten Niederschlagsarmut und hohe Temperaturmittel auf den Einfluss des ariden Klimas hin. Die Niederschlagsgenese beruht im Wesentlichen auf einer Südverlagerung der Nordatlantik-Oszillation (NAO) im nordhemisphärischen Winterhalbjahr mit der Folge zyklonaler Aktivität (z.B. ZORITA et al. 1992, HÄCKEL 1999, ALONSO-SARRÍA et al. 2002, KNIPPERTZ et al. 2003). Die vornehmlich in W-E-Richtung drehenden polaren Zyklone bewirken beim Zusammentreffen mit feuchteren tropischen Luftmassen advective Niederschläge. Der Anteil des Sommerregens am Gesamtniederschlag liegt zwischen 10 und 20 % (MÜLLER-HOHENSTEIN & POPP 1990). Während der Jahresgang der Niederschläge im feuchteren Westmarokko einen nahezu sinusförmigen Verlauf mit

Niederschlagsmaxima im Hochwinter aufweist, ist im Südosten des Landes ein zweites Frühjahrsmaximum zu beobachten (z.B. LE HOUÉROU 2001). HULME (1992) charakterisiert den Südosten Marokkos als Region mit prägnanter Bimodalität der Niederschlagsverteilung bei gleichzeitig hoher annueller Variabilität.

Für die klimatische Differenzierung des Untersuchungsraums ist ein ausgeprägter Gradient in Nord-Süd- und in West-Ost-Richtung charakteristisch. Vereinfacht betrachtet, beruht die räumliche und zeitliche Temperatur- und Niederschlagsverteilung auf einem W-E-gerichteten Gradienten zunehmender Kontinentalität, einem NW-SE-gerichteten Gradienten zunehmender Aridität und der orographischen Komponente des Hohen Atlas. Der von MENSCHING (1953:99) als „klimatisches Scheidegebirge“ bezeichnete Hohe Atlas fungiert als wichtige Barriere zwischen dem mediterran-atlantischen Klimatyp und dem innerkontinental-sahararischem Klimatypus. Die SW-NE streichenden Gebirgsketten des Hohen, Mittleren und Anti-Atlas schwächen den ozeanischen Effekt deutlich ab, so dass er am Südrand des Hohen Atlas, im Bereich des Jebel Bani und seines Vorlands nicht mehr spürbar ist (CONACHER & SALA 1998). Wesentlich klimawirksamer als die Kontinentalität ist die höhenabhängige Niederschlagszunahme bzw. Temperaturabnahme. Die in der Literatur angegebene Variationsbreite der Niederschlagsmengen wird mit ca. 500 mm beziffert. Während die Niederschläge für die Gipfelregion des Hohen Atlas nur geringfügig um den Durchschnittswert von 560 mm (YOUBI 1990, COUVREUR 1968, TROIN 2002) streuen, werden für den Süden 70 mm (Zagora) angegeben PLETSCH (1971). An dieser Stelle muss darauf hingewiesen werden, dass die hygrischen Verhältnisse der Atlasregion keineswegs als „gleichmäßig feucht“ charakterisiert werden können. Von der Klimastation MSM (1940 m) berichtet COUVREUR (1968:9), dass zwischen September bis Oktober 1950 272 mm Niederschlag fielen, was 119 % des Jahresdurchschnitts entspricht. Dagegen wurden im gleichen Zeitraum des Folgejahres nur 42 mm und 1952 sogar nur 4 mm Niederschlag registriert.

In Abb. 4.3 sind die mittleren Lufttemperaturen (°C), die mittlere relative Luftfeuchtigkeit (%) und die mittleren Niederschlagssummen (mm) für alle Monate der Betrachtungszeiträume enthalten. Während dem Klimadiagramm der Station *M'Semrir* (31°42'.10''N / 5°48'55'') eine Zeitreihe von 1970 bis 2001 (Niederschlag seit 1963) zugrunde liegt, sind im Klimadiagramm von *Ifre* (31°19'.43.39''N / 06°11'8.37''W) Daten ab 1964 enthalten (mit Ausnahme der relativen Luftfeuchte (seit 1984)). Die Stationen *Ouarzazate-Flughafen* (30°55'19.15''N / 06°55'12.76''W) und *Zagora* (30°19'39.35''N / 5°50'27.96''W) messen seit 1975 (Niederschlag seit 1950) beziehungsweise 1963 (relative Luftfeuchte seit 1983).

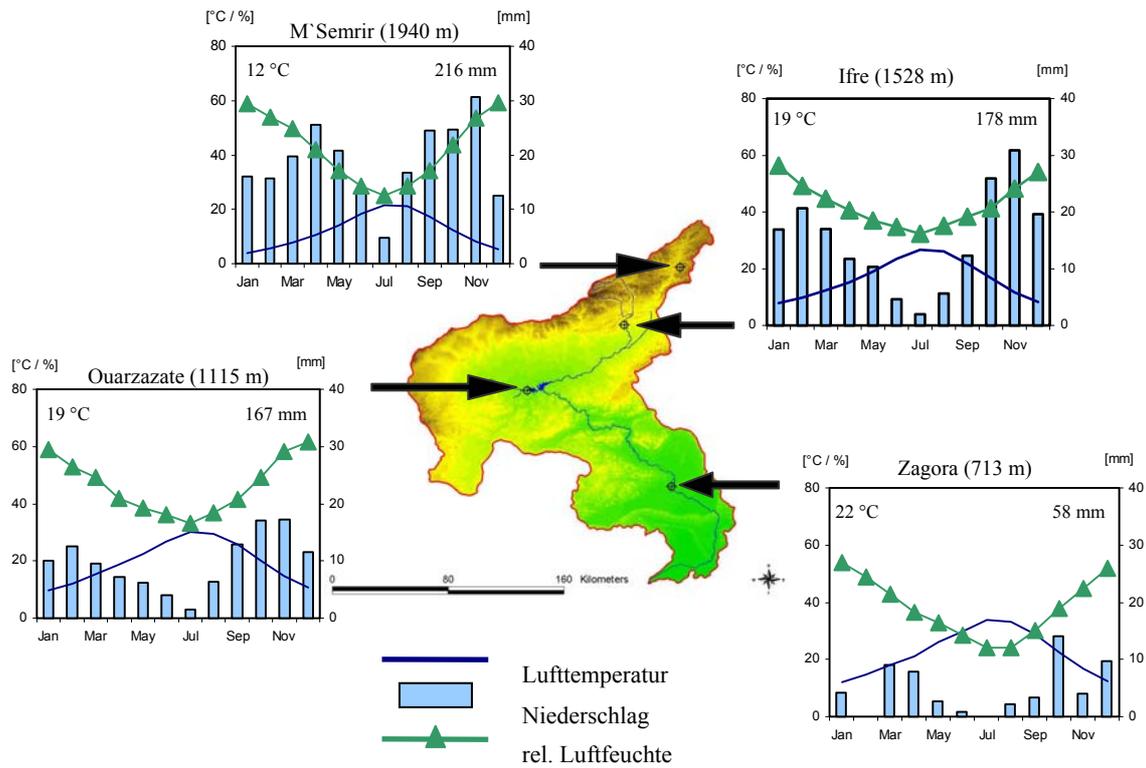


Abb. 4.3 Ausgewählte Klimadiagramme im Einzugsgebiet des Drâa (Datenquelle: Direction Regionale de l'Hydraulique Agadir 2002)

Die vier Standorte wurden ausgewählt, da sie die wichtigsten naturräumlichen Einheiten des Untersuchungsraums vertreten: Klimastation *M'Semrir* repräsentiert den Übergangsbereich der südexponierten, montanen Atlaskette zum Becken von Ouarzazate und befindet sich am Talboden des Oued Dades. Ebenso wie *M'Semrir* repräsentiert die Station *Ifre* den Talboden eines Vorfluters: der Oued M'Goun, ein Nebenfluss des Dades liegt auf 1528 m ü.NN. Die Station *Ouarzazate*-Flughafen liegt in der gleichnamigen Beckenlandschaft auf 1115 m ü.NN und wird von COUVREUR (1981:509) der „*sous-étage saharien frais*“, einer kalten Untergruppierung des saharisch-ariden Klimabereiches zugeordnet. *Zagora* repräsentiert das zonal-aride Klima der randsaharischen Schichtstufenlandschaft. Alle Klimastationen, deren Daten in die vorliegende Arbeit einfließen, sind zusammenfassend in Abb. 6.2 dargestellt.

Die Klimadiagramme belegen, dass der Jahresniederschlag von Süden nach Norden zunimmt. Hinsichtlich der zeitlichen Verteilung des Niederschlages ist bei allen Klimadiagrammen ein bimodaler Verlauf mit zwei Maxima - im Herbst und im Spätwinter - erkennbar. Die von MENSCHING (1953) als Nordgrenze der Sahara angesehene 100 mm-Isohyete verlief unter Hinzunahme dieser Daten quer durch den Antiatlas zwischen den Untersuchungsstandorten

Arguioun und *Bou Skour*. Die Lokalisation der 100 mm-Isohyete im südlichen Antiatlas wird von ANDRES (1977) bestätigt. An dieser Stelle sei angemerkt, dass angesichts der hohen Niederschlagsvariabilität diese Grenzwertlinie methodisch kaum zu vertreten ist - zumal das bestehende Klimamessnetz im Untersuchungsgebiet bei weitem nicht ausreicht, eine hygrische Grenze festzulegen.

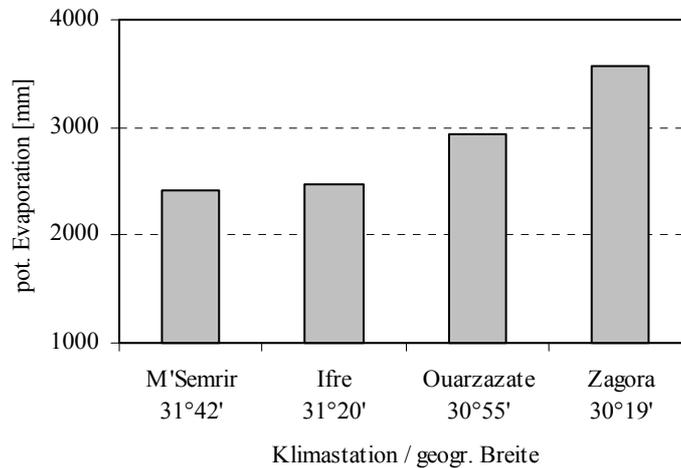


Abb. 4.4: Potenzielle Evaporation durch Bac-Colorado-Verdunstungspfannen am Beispiel ausgewählter Messstandorte (Datenquelle: Direction Regionale de l'Hydraulique Agadir 2002).

Der Ariditätsgradient innerhalb des Untersuchungsraums ist auch in den Verdunstungsmessungen mittels Bac-Colorado-Verdunstungspfannen abzulesen (Abb. 4.4).

Am Beispiel der 50jährigen Niederschlagsreihe der Klimastation Ouarzazate wird deutlich, dass die jährlichen Niederschlagssummen zusätzlich auch einer hohen zeitlichen Variabilität unterworfen sind (Abb. 4.5).

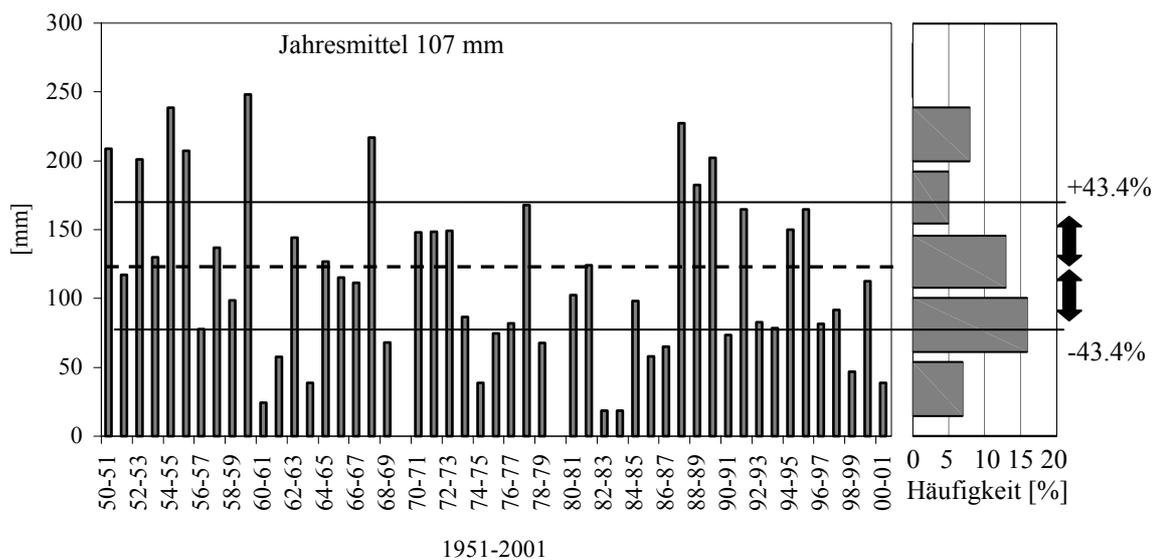


Abb. 4.5: Annuelle Niederschlagssummen, -häufigkeiten und -variabilitäten der Station Ouarzazate zwischen 1951 und 2001; die gestrichelte Linie gibt den Jahresmittelwert (107 mm) an (Datenquelle: Direction Regionale de l'Hydraulique Agadir 2002).

Die Variabilität der Jahresniederschläge kann mit einer mittleren Abweichung von 43.4 % beziffert werden. Nach der Definition von COTE & LEGRAS (1966) gelten Jahre, die oberhalb und unterhalb des von der mittleren Abweichung vorgegebenen Schwankungsbereichs liegen, gemeinhin als Feucht- bzw. Trockenjahre. Für das Beispiel Ouarzazate gilt, dass bei 42 % der betrachteten Jahre Feucht- bzw. Trockenbedingungen vorlagen. Nach dieser Definition kommen KNIPPERTZ et al. (2003:71) für einen längeren Betrachtungszeitraum sogar auf einen Wert von 56 %. In einer räumlichen Darstellung der Niederschlagsvariabilitäten zeigen COTE & LEGRAS schon 1966, dass die Wahrscheinlichkeit für das Eintreffen eines Trockenjahres im Südosten des Landes höher ist als irgendwo sonst in Marokko. Eine vergleichbare Auswertung von ZILLBACH (1984) ergibt für das Becken von Ouarzazate, dass die erfassten Jahre mit negativer Abweichung, d.h. Jahre relativer Trockenheit, zahlenmäßig überwiegen, so dass ein kurzfristiger (seit den 1970er Jahren) Trend zur Trockenheit festgestellt werden kann. Die gezeigte Variabilität dokumentiert, dass weniger die absoluten Niederschlagssummen, sondern die Unsicherheit in der zeitlichen Verteilung der Niederschläge zum bestimmenden Klimafaktor werden kann.

4.1.4 Hydrologisches Netzwerk

Die dominierende hydrographische Leitlinie ist das System des *Dades-Drâa* (vgl. Abb. 4.1). Alle aus dem Hohen Atlas und Antiatlas stammenden tributären Wadis sind auf diesen

Vorfluter eingestellt. Die wichtigsten Nebenflüsse sind M'Goun, Izerki, Imini sowie der aus dem Zusammenfluss des Toundout und Targanda gebildete Skoura. Nach Inbetriebnahme des zwischen 1968 und 1971 angelegten Stausees *Mansour Eddhabi* bei Ouarzazate ist der sich unterhalb anschließende Oued Drâa nicht mehr perennierend. Neben agrar- und energiewirtschaftlichen Überlegungen war die Sicherung der Trinkwasserversorgung ausschlaggebend für die Realisierung des ehrgeizigen Staudammbau-Projektes, das in den späten 1960er Jahren begonnen wurde (EIU 2003). Eine Zielvorstellung der marokkanischen Regierung war der Bau von durchschnittlich zwei Dämmen pro Jahr. Positiver Nebeneffekt der Staudämme war die Kompensation katastrophaler Abflussspitzen im Drâatal. Durch die Inbetriebnahme des Stausees Mansour Eddhabi sowie fünf kleiner Dämme im Unterlauf hat sich das hydrologische Netzwerk im Untersuchungsraum erheblich gewandelt (PLETSCH 1971). Das Stauseewasser wird nach einem Management-Plan nur zu bestimmten Zeiten in Form einer *lâchée* abgelassen, so dass für den Zeitraum 1994 bis 1995 eine Fläche von 26218 ha bewässert werden kann (ORMVAO 1995). Das hydrologische Einzugsgebiet oberhalb der Stadt Ouarzazate ist an der Befüllung des Stausees und somit an der Wasserverfügbarkeit im gesamten Drâatal maßgeblich beteiligt. Das Abflussverhalten am Pegel Ifre, ca. 85 Flusskilometer oberhalb, schlägt sich noch in den Zuflussmengen am Staudamm *Mansour Eddhabi* ablesen (Abb. 4.6).

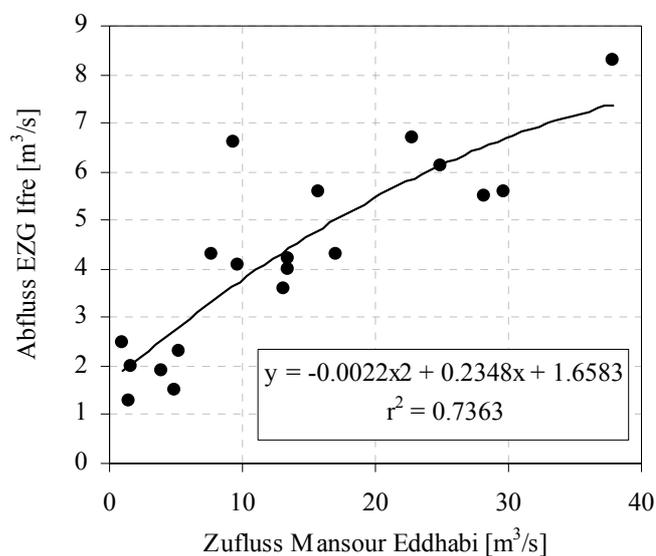


Abb. 4.6: Beziehung zwischen dem Abfluss am Pegel Ifre (Einzugsgebietsgröße: 1131 km²) und dem Zufluss des Stausees Mansour Eddhabi (Zeitraum: 1979 bis 2000) (Datenquelle: Direction Regionale de l'Hydraulique Agadir 2002).

Die Korrelation von $r^2=0.74$ belegt, dass es sich oberhalb des Stausees von *Ouarzazate* um ein hydrologisch zusammenhängendes Netz handelt.

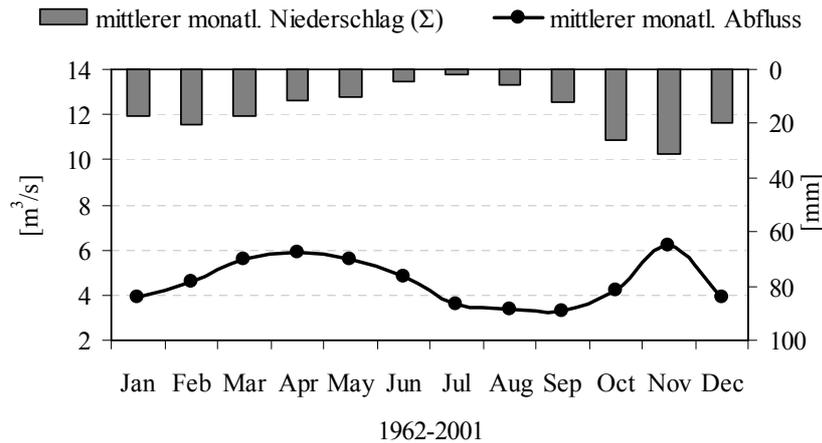


Abb. 4.7: Abflussregime am Pegel Ifre (Einzugsgebietsgröße: 1131 km²) im Zeitraum 1962 bis 2001.

Die Dynamik der Wasserführung ist durch ein an den Niederschlag angepasstes Regime gekennzeichnet, so dass sich die jahreszeitliche Bimodalität des Niederschlags auch im Abflussverhalten widerspiegelt (Abb. 4.7). Starke Hochwässer treten vor allem im Zusammenhang mit den zum Teil hohen Niederschlägen im Herbst auf, sind aber in der Regel nur von kurzer Dauer. Die aus der Schneeschmelze resultierenden Frühjahrsfluten sind dagegen von geringerer Intensität und halten über einen längeren Zeitraum hinweg an. Während die Abflüsse im Herbst überwiegend pluvialen Ursprungs sind, wird der Abflussgang im Frühling von einem nivalen Niederschlagsverhalten geprägt, da die Spitzenabflüsse zeitverzögert nach dem Niederschlagsmaximum erfolgen.

Die im Jahr 1968 aufgegebene Pegelstation *Zaouia-n-Ourbaz* befand sich ca. 22 km südöstlich von Ouarzazate und vermittelt ein Bild des Abflussverhaltens vor der Inbetriebnahme des Stausees (RISER 1973). Dabei wird deutlich, dass das jährliche Abflussregime ohne das Korrektiv des Stausees großen Schwankungen unterworfen ist (Abb. 4.8).

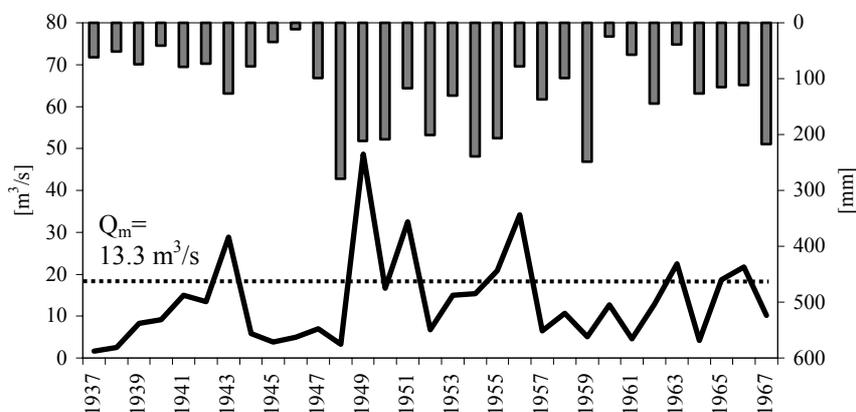


Abb. 4.8: Abflussregime des Oued Drâa 22 km unterhalb von Ouarzazate vor Inbetriebnahme des Stausees Mansour Eddhabi; Q_m entspricht dem mittleren Abfluss [m³/s]; Datenquelle: RISER (1973:169).

Circa die Hälfte aller Jahre des Betrachtungszeitraums sind von Jahresabflüssen gekennzeichnet, die mindestens 50 % über oder unter dem mittleren Jahresabfluss von $13.3 \text{ m}^3/\text{s}$ liegen (Median: 10.7).

4.1.5 Böden

Bislang liegen nur wenige Untersuchungen hinsichtlich der Verbreitung von Böden für das Drâa-Einzugsgebiet vor. Zahlreiche Lokalstudien in vergleichbaren Regionen Marokkos sind vorhanden und teilweise gut dokumentiert (z.B. RUELLAN 1962, RAYNAL 1962, HAMMOUMI & RISER 1988, BOUARFA et al. 2002). Eine einheitliche, allgemeingültige Bodenansprache nach einer ausgewählten Klassifikation fehlt jedoch ebenso wie die kartographische Darstellung der Bodeneigenschaften bzw. Substrattypen.

Die Identifikation der im Untersuchungsraum vorgefundenen Bodentypen und die Einordnung in die verwendete Bodenklassifikation basiert auf den Untersuchungen von MILLER (2002), CHAFIK (2004 in Vorb.) und eigenen Erhebungen (2000 bis 2003). Im Folgenden wird auf die Nomenklatur der internationalen Klassifikation der *World Reference Base for Soil Resource* (WRB) (FAO-ISSS-ISRC 1998) zurückgegriffen. Nach Erläuterung allgemeiner Charakteristika der wichtigsten Substrattypen werden die Bodengroßlandschaften beginnend mit dem Hohen Atlas über den AntiAtlas und das randsaharische Becken beschrieben.

Jenseits der landwirtschaftlich kultivierten Flächen wird die Profildifferenzierung von einer starken Abhängigkeit zu Topographie und Ausgangsgestein gekennzeichnet (CONACHER & SALA 1998). Des Weiteren ist die rezente Bodenentwicklung Ausdruck der vorherrschenden Klimagradien und wird in Anlehnung der oben erwähnten klimatischen Ausführungen besonders vom Feuchtigkeitsangebot bestimmt. Die Böden des Untersuchungsraums sind in der Regel nur gering entwickelt, gleichzeitig sind die lithogenen Merkmale (Flachgründigkeit der Profile, hoher Skelettanteil, Steinbedeckung) stark ausgeprägt. Zwischen einem Rohboden mit sehr geringer Mächtigkeit und verwittertem Festgestein ist nur schwer zu unterscheiden. Darüberhinaus sind die Böden durch den geringen Gehalt organischer Substanz gekennzeichnet. Aufgrund der spärlichen Vegetation fällt kaum Streu an. Das Fehlen der im Zusammenhang mit dem Gehalt an organischer Substanz stehenden bodenmelliorierenden Eigenschaften, welche Wasserbindung, Nährstoffsorption, Kationenaustauschkapazität und Pufferungsvermögen beeinflussen, hemmt die Pedogenese zusätzlich (GANNSEN 1968:25).

Nach MILLER (2002:13) dominieren in der montanen Region der Atlas-Südabdachung vorwiegend „reliefabhängige Bodensequenzen“. Dabei sind die Rohböden der Hochlagen je

nach Relief und Substrat verschieden weit differenziert. Die Heterogenität drückt sich in einer Vielzahl von Bodentypen und deren Übergangsstadien aus (MILLER 2002). Dabei bildet überwiegend karbonathaltiges Substrat das wichtigste Ausgangssubstrat für die Böden im Hohen Atlas. In den Kammlagen der Atlaskette sind geringmächtige Kalkböden vorzufinden, die nach der WRB als *Calcisols* angesprochen werden können und einen Kalkgehalt von $> 30\%$ aufweisen. Bei diesen Karbonatböden handelt es sich in der Regel um *skeletal Calcisols*, da der Skelettgehalt ca. 50% der Bodenmatrix ausmacht. Der lithogene, geringmächtige Charakter der Horizonte drückt sich im Auftreten von *skeletal Calcisols* bis *calcic Leptosols* aus. Im Gegensatz zum südlichen Untersuchungsraum sind die Böden der Hochlagen deutlich humideren und zugleich kühleren Klimabedingungen ausgesetzt und unterliegen einer vergleichsweise kurzen Sommerperiode.

In der südlichen Auslaufzone der Atlaskette sind in den Böden immer noch mindesten 15% Karbonate enthalten, so dass die Böden als *leptic Calcisols* angesprochen werden können. Azonale Bodengruppen mit verschiedenen Ausbildungen der *Vertisols* finden sich in den Tiefenlinien der großen Oueds. Als Folge von Auswaschung und Tonverlagerung sind die geringsten Kalkgehalte in den episodisch wasserführenden Oueds zu finden. Im Bereich des Antiatlas dominieren substratspezifische *calcaric Regosols* oder *chromic Leptosols*. Im Allgemeinen sind für die vorherrschenden Bodensequenzen des Antiatlas sehr geringe Bodenmächtigkeiten kennzeichnend. Die extreme Flachgründigkeit wird nach der Nomenklatur der WRB durch das Präfix *Yermi-paralithic* angedeutet.

Die Profilausbildung wird am Südrand des Antiatlas durch das aride Klima bestimmt. Im Bereich der Bani-Schwelle wird dies durch Versalzungen, Krustenbildungen und Alkalisierungen belegt. FLORET et al. (1982) kennzeichnen dies als aktivsten pedogenetischen Prozess im ariden System. Die Böden werden durch eine Anreicherung saliner Bodeninhaltsstoffe charakterisiert (*hyposalic*, *hyposodic*, *gipsirit*). Hohe Evaporationsraten führen zu aufsteigenden Bewegungen von Lösungen im Boden und deren Anreicherung im oberflächennahen Bereich. Im Untersuchungsgebiet sind Kalkverbackungen häufig zu beobachtende Phänomene. In der nach GANSEN (1968) streng interpretierter Definition des Begriffes „Boden“ können die initialen durch Feinmaterialakkumulation entstandenen Böden der Fels- oder Steinwüstenbereichen sowie der Dünen- und Schotterflächen nicht mehr als „Boden“ bezeichnet werden, obwohl bereits bodentypische Prozesse wie Krustenbildung oder Halomorphie auftreten (MÜLLER-HOHENSTEIN & POPP 1990). Hinsichtlich ihrer bodentexturellen Eigenschaften nehmen die Salzionpfannen eine Sonderstellung ein, da hier die

sonst so typische Steinbedeckung fehlt und zumindest der Oberboden weitestgehend frei von Bodenskelett ist.

Die agrarisch (und durch Beweidung) genutzten Böden des Untersuchungsraums sind neben der äolischen Deflation besonders durch Wassererosion gefährdet (RAYNAL 1962, WAGNER 1984). Als Folge der hohen Niederschlagsvariabilität, geringer Vegetationsbedeckung und anthropogener Eingriffe in das Ökosystem ist im gesamten Untersuchungsgebiet ein breitgefächertes Formenschatz intensiver Abtragungsvorgänge zu beobachten. Dabei überwiegen durch Flächenspülung hervorgerufene und linienhafte Formen (z.B. WAGNER 1984, ZILLBACH 1984, MÜLLER-HOHENSTEIN & POPP 1990, CHAFIK, in Vorb.).

4.1.6 Vegetation

In der Abfolge der Vegetationsgesellschaften spiegeln sich die thermischen und hygrischen Verhältnisse des Untersuchungsraums wider. Die potenzielle natürliche Vegetation, welche infolge anthropozogener Aktivität an allen Untersuchungsstandorten starke Degradationserscheinungen aufweist, lässt sich in drei Formationsklassen zusammenfassen: der dem Verwandtschaftskreis mediterraner Steineichenwälder zugehörige Verband *Juniperothuriferae-Quercion-rotundifoliae*, die weitgehend waldfreien Gesellschaften der Trockensteppe und die auf sandige Wadi- und Dünenbereiche sowie Felsfluren gebundenen Halbwüsten- und Wüstengesellschaften. Detaillierte Beschreibungen der südostmarokkanischen Vegetationsformationen liefern folgende Autoren: MÜLLER-HOHENSTEIN (1978), FLORET et al. (1982), MÜLLER-HOHENSTEIN & POPP (1990), LE HOUÉROU (2001), FINCKH & STAUDINGER (2002), JAUFFRET & VISSER (2003) sowie STAUDINGER (in Vorb.). Eine auf Fernerkundungsdaten basierende Vegetationsklassifikation für das obere Drâa-Einzugsgebiet wurde von SCHMIDT, M. (2003) durchgeführt.

Die Grenze zu den Hartlaubgehölzen der mediterranen Vegetationsformation im Hohen Atlas ist nach MÜLLER-HOHENSTEIN (1978) rein hygrisch begründet (mindestens 500-600 mm im Jahresmittel). Während *Quercus rotundifolia* in vielen Regionen dem Holzeinschlag und der Waldweide zum Opfer gefallen ist, finden sich im Untersuchungsraum lichte und stark degradierte *Juniperus thurifera*-Bestände zusammen mit oromediterranen Dornpolstergesellschaften (JAUFFRET & VISSER 2003). Die Trockensteppen zwischen Atlässüdbdachung und AntiAtlas werden jenseits der Flussoasen von *Hemikryptophyten* und *Chamaephyten* eingenommen. Zu den häufigsten Vertretern gehören *Hammada scoparia*, *Zilla spinosa*, *Launaea ssp.*, *Lavandula ssp.*, *Anvillea radiata*, *Convolvulus trabutianus*, *Ziziphus lotus*, *Artemisia herba-alba*. Manche Arten zeigen schon Anpassung an aride Bedingungen durch

Salzresistenz und Halophilie. Im Übergang zu den Gebirgsbereichen des AntiAtlas überwiegen Halbsträucher, deren Artenspektrum sich hier zu den kälteresistenten Arten hin verschiebt (ZILLBACH 1984, MASELLI 1995). Die Adaption der Zwergstrauchformation ist durch ein extensives Wurzelwerk, Reduktion der Wasserabgabe und Wachstumsverringering bzw. Ruhephasen während expliziter Trockenperioden begründet. Nach LE HOUÉROU (2001) wird der Südrand der Trockensteppe von der 100 mm–Isohyete begrenzt, die gleichzeitig den Übergang von arider zur hyperariden Zone markiert. Arten, wie *Retama spaerocarpa*, *Acacia Raddiana*, *Acacia ehrenbergiana* und *Tamarix aphylla*, wachsen in Wadinähe und erreichen mit ihren Wurzeln das Grundwasser. Verschiedene Tamariskenarten sind bevorzugt auf Nebkhas zu finden, die von den Bäumen infolge Vergrößerung des Windwiderstands selbst akkumuliert werden.

4.1.7 Kulturlandschaftliche Charakteristika

In Anlehnung an die Daten der *Direction de la Statistique* (EIU 2003) wird die Bevölkerung Marokkos mit 29.2 Mio Menschen beziffert (Stand Mitte 2001). Das Bevölkerungswachstum ist von 2.4 % in den 1980ern auf ca. 1.6 % im Jahr 2002 gefallen. Die Bevölkerungsgruppe der berberstämmigen macht ein Drittel der Bevölkerung aus. Während in den atlantischen Regionen Nordwestmarokkos ca. $\frac{2}{3}$ der Marokkaner leben und die städtischen Agglomerationen bevorzugen, liegt die Bevölkerungsdichte im dünn besiedelten Süden des Landes durchschnittlich bei einem Einwohner pro Hektar. Auch die Provinzhauptstadt Ouarzazate ist von hohen Zuwachsraten gekennzeichnet; zwischen 1982 und 1994 ist die Einwohnerzahl von 17200 auf 39200 gestiegen (+ 130 %).

Aufgrund der Aridität und des geringmächtigen, nährstoffarmen und skelettreichen Substrats, lassen die von Erosion und Versalzung betroffenen Böden kaum Ackerbau zu. Die weitaus größten Areale des Einzugsgebiets (ca. 90-95 % der Gesamtfläche) gelten aus agrarischer Sicht als Ungunstregionen und werden nahezu vollständig (!) weidewirtschaftlich genutzt. Die traditionelle marokkanische Landnutzung gliedert sich in nomadische, transhumante und agropastorale Wirtschaftsformen auf. Diese Wirtschaftsformen sind meistens funktional vergesellschaftet und die jeweiligen Anteile von sozioökonomischen, demographischen und klimatischen Rahmenbedingungen abhängig. Die in naturräumlichen Ungunstgebieten betriebene Weidewirtschaft mit transhumanter Komponente wird dabei häufig als reine Subsistenz ausgeübt (NOHLEN & NUSCHELER 1983).

Neben den Hochgebirgsansiedlungen besitzen vor allem grundwassernahe Standorte, wie die Täler perennierender Flüsse und Oasen, für große Einzugsbereiche eine entscheidende

siedlungs- und wirtschaftsgeographische Bedeutung. Einen groben Überblick der traditionellen und aktuellen Landnutzungsformen geben MÜLLER-HOHENSTEIN & POPP (1990) und ORMVAO (2003). Eine Beschreibung über landwirtschaftliche Produktion und sozioökonomische Beziehungsgeflechte im Hohen Atlas sind in BENCHERIFA (1983) aufgeführt.

Durch anthropozoogene Schädigungen weist die natürliche Vegetation deutliche Degradationsmerkmale auf (DUNJO et al. 2003). Die ehemals von mediterranen Waldgesellschaften dominierten Hochregionen sind heute entweder waldfrei oder von Macchien und Garrique-Formationen ersetzt worden (MÜLLER-HOHENSTEIN & POPP 1990). Durch die vielerorts fehlende Vegetationsdecke sind Hanglagen fast überall erosionsgefährdet. Auch in den von Natur aus waldfreien Regionen der Trockensteppe sind die in Berichten des 19. Jahrhunderts noch erwähnten ausgedehnten „Halfameere“ (*Stipa tenacissima*) längst dem hohen Beweidungsdruck gewichen (MÜLLER-HOHENSTEIN 1978, ZILLBACH 1984). Die Landschaft der Zwergstrauch-Steppe ist ihrerseits eine seminatürliche Formation und nach JAUFFRET & VISSER (2003) eine Folge der 1000 Jahre zurückreichenden agropastoralen Geschichte der Region. Akuter Brennstoffmangel verschärft die Degradierung der holzigen, brennbaren Vegetation besonders im Umkreis von Siedlungen. Eine Regenerierung verläuft in Abhängigkeit der hygrischen und edaphischen Rahmenbedingung nur sehr langsam ab. Auf der Grundlage historischer Quellen wurden von CONACHER & SALA (1998) mögliche Auswirkungen landschaftsökologischer Veränderung im Süden Marokkos untersucht. Dabei wurden vor allem die Transformationsprozesse der Fauna, die Verringerung der Anzahl nutzbarer Brunnen, die Erniedrigung des Grundwasserspiegels sowie den Rückgang von Waldflächen beschrieben.

4.2 Die Untersuchungsstandorte

Der Auswahl der Untersuchungsstandorte liegt der methodische Ansatz zugrunde, mit einem nord-südlich gerichteten Transekt die wichtigsten Großlandschaften des oberen Drâa-Einzugsgebiets repräsentieren zu können (vgl. Abb. 4.1). Die in Absprache mit allen Teildisziplinen getroffenen Auswahlkriterien basieren auf einer Repräsentativität hinsichtlich

- der geologischen Großeinheiten,
- des Klimas,
- der Höhenzonierung,
- der Bodengroßlandschaften und des Degradationsstatus,
- der relevanten hydrologischen Prozesse und
- der Vegetationsgesellschaften.

Zu Beginn des Forschungsprojektes IMPETUS im Jahr 2000 wurden Lage und Ausdehnung der IMPETUS-Untersuchungsflächen festgelegt und mit einer Klimastation (Campbell Scientific Inc., UK) instrumentiert. Die Standorte der projekteigenen Klimastationen sind in Abb. 6.2 lokalisiert.

Von den insgesamt Klimastationsstandorten wurden sieben Gebiete selektiert, die die erforderlichen Voraussetzungen für die Beschreibung des Bodenwasserhaushalts und Anwendung eines hydrologischen Modells besitzen. Die ausgewählten Standorte qualifizieren sich entweder durch das Vorhandensein eines hydrologisch abgrenzbaren Einzugsgebiets oder dadurch, dass sie in Raumeinheiten mit jeweils hydrologisch repräsentativem Verhalten differenzierbar sind. Bei den im Folgenden als *Untersuchungsstandorte* definierten Gebieten handelt es sich um:

Jebel Hssain Brâhim (JHB), El Miyit (EMY), Arguioun (ARG), Bou Skour (BSK), Taoujgalt (TJG) und die zwei Teileinzugsgebieten *Taria-n-Boussaid (TNB)* und *Cascade (CSC)* in der Talschaft des Assif-n-Ait-Ahmed (ASS). Auf deren Lage innerhalb des Transekts verweist Abb. 4.9.

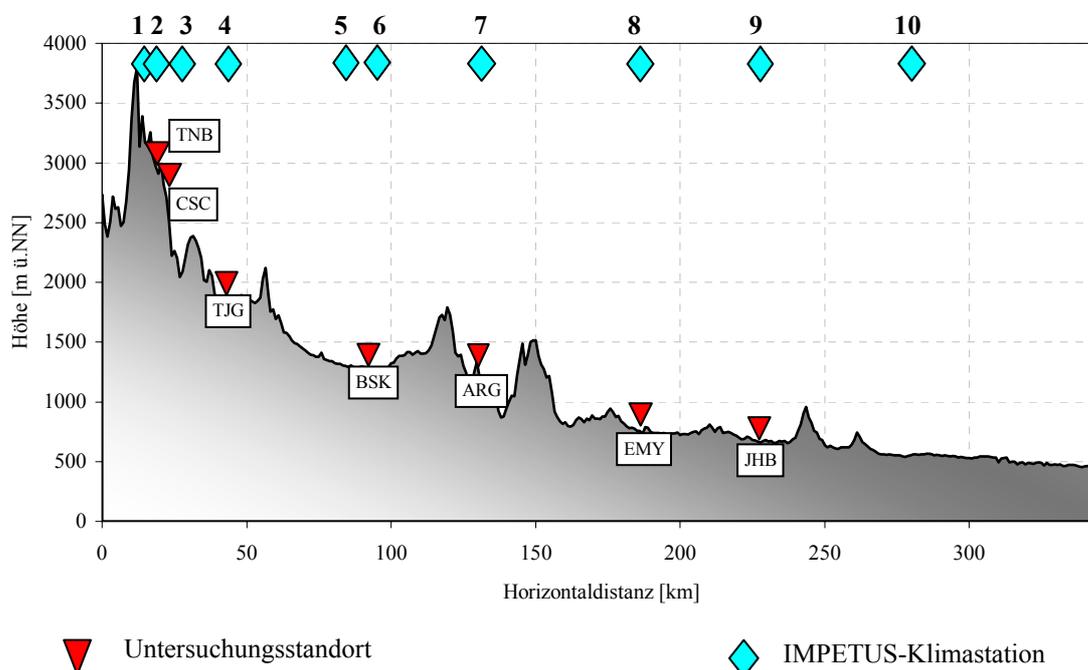


Abb. 4.9: Höhenprofil mit Lage der Untersuchungsstandorte und den in der Analyse herangezogenen IMPETUS-Klimastationen (1: MGO, 2: TIC, 3: IMS, 4: TJG, 5: SKO, 6: BSK, 7: ARG, 8: EMY, 9: JHB, 10: IRK) (Datengrundlage: GTOPO 30, Rasterweite 937 m).

Flächengröße sowie ausgewählte topographische und hydrologische Charakteristika sind Tab. 4.1 zu entnehmen. Der Untersuchungsstandort Taoujgalt ließ eine - im Rahmen der

Geländearbeit zu bewältigende - Abgrenzung des hydrologischen Einzugsgebiets nicht zu. Dennoch kam das hier verwendete Modell auch am Beispiel eines 12×12 km breiten Rasters (100×100 m Zellenbreite) zum Einsatz. Aufgrund der Gebietsgröße und wegen der fehlenden Pegelstation bzw. fehlender, zur Modellvalidierung benötigter Abflüsse diente die Modellanwendung in TJG nur der Ableitung ausgewählter Resultate, wie beispielsweise die Betrachtung der jährlichen Bodenwasserdynamik (vgl. Kap. 9).

Tab 4.1: Hydrologische Charakteristika der Untersuchungsgebiete.

Untersuchungsgebiet	Abk.	mittl. Höhenlage [m ü.NN]	Fläche [m ²]	Längsprofil [m]	Querprofil [m]	Fließstrecke [m]	Rasterweite DGM [m]
Jebel Hssain Brâhim	JHB	749	0.8696	1792	306	1702	10
El Miyit	EMY	847	1.09	1695	660	1926	10
Arguioun	ARG	1088	0.018	248	83	202	2
Bou Skour	BSK	1465	0.031	249	113	207	2
Taoujgalt	TJG	2091	153.9	Kein abgrenzbares hydrologisches EZG			100
Assif-n-Ait-Ahmed	ASS	2459	109.4	17890	7216	19341	100
Taria-n-Boussaid	TNB	3285	5.4	3232	4917	261	100
Cascade	CSC	2869	51.7	10021	6661	14646	100
EZG Oberer Drâa		1143	23533.3	257739	223672	628992	937

Da eine flächendeckende Kartierung der bodenhydrologischen Prozesse im gesamten Assif-n-Ait-Ahmed (ASS) aus logistischen Gründen ausbleiben musste, wurden zwei repräsentative Teileinzugsgebiete ausgewiesen, die im Folgenden als Taria (TNB) und Cascade (CSC) bezeichnet werden.

Die auf Basis der digitalen Geländemodellen (DGM) generierte Hangneigung der Untersuchungsstandorte wurde gemäß der AG BODEN (1994:58) in Hangneigungsstufen klassifiziert. Abb. 4.10 ist zu entnehmen, dass die beiden flächenkleinsten Standorte Bou Skour und Arguioun neben dem Assif-n-Ait-Ahmed im Hohen Atlas die größte Neigung aufweisen. Bei ihnen sind ca. 50 % der Fläche stark geneigt, wohingegen bei den übrigen Standorten nur ca. 20 % der Gesamtfläche stark geneigte bis steile Flächen ausmachen.

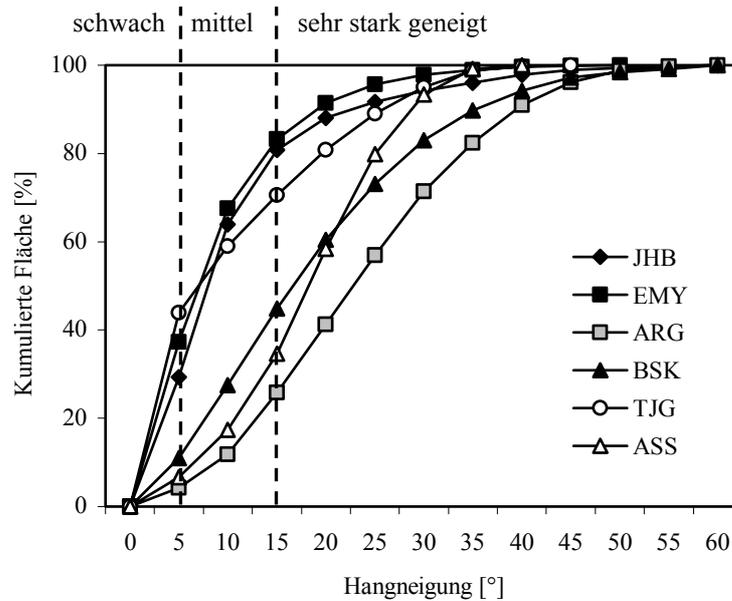


Abb. 4.10: Kumulative Verteilung der Hangneigungsklassen innerhalb der Untersuchungsgebiete (Datengrundlage: GTOPO 30, Rasterweite 937 m).

Im folgenden Kapitel werden die Untersuchungsstandorte als digitale Höhenmodelle (DGM) dargestellt (Abbildungen 4.11 bis 4.16). Das Verfahren der Generierung der verwendeten Höhenmodelle wird gesondert in Kap. 6.1.1 erläutert. Zur Orientierung werden in die Abbildungen sowohl die permanent installierten Messstellen (Pegel, Klimastation) als auch das Vorfluter- bzw.- Gerinnesystem (kleiner Bildausschnitt am oberen Rand der Höhenmodelle) angegeben.

4.2.1 Jebel Hssain Brâhim (JHB)

Das Einzugsgebiet JHB liegt bei 5°63' östlicher Länge und 29°94' nördlicher Breite ca. 7 km südwestlich der Ortschaft Tagounite. Geomorphologisch handelt es sich bei der Untersuchungsfläche um eine breite, nach SW abfallende (Hangneigung: $\varnothing < 10^\circ$) Schichtfläche, die an beiden Seiten durch schuttreiche, stark erodierte 10 bis 40 m hohe Rücken umrahmt ist (Foto 4.1 b).

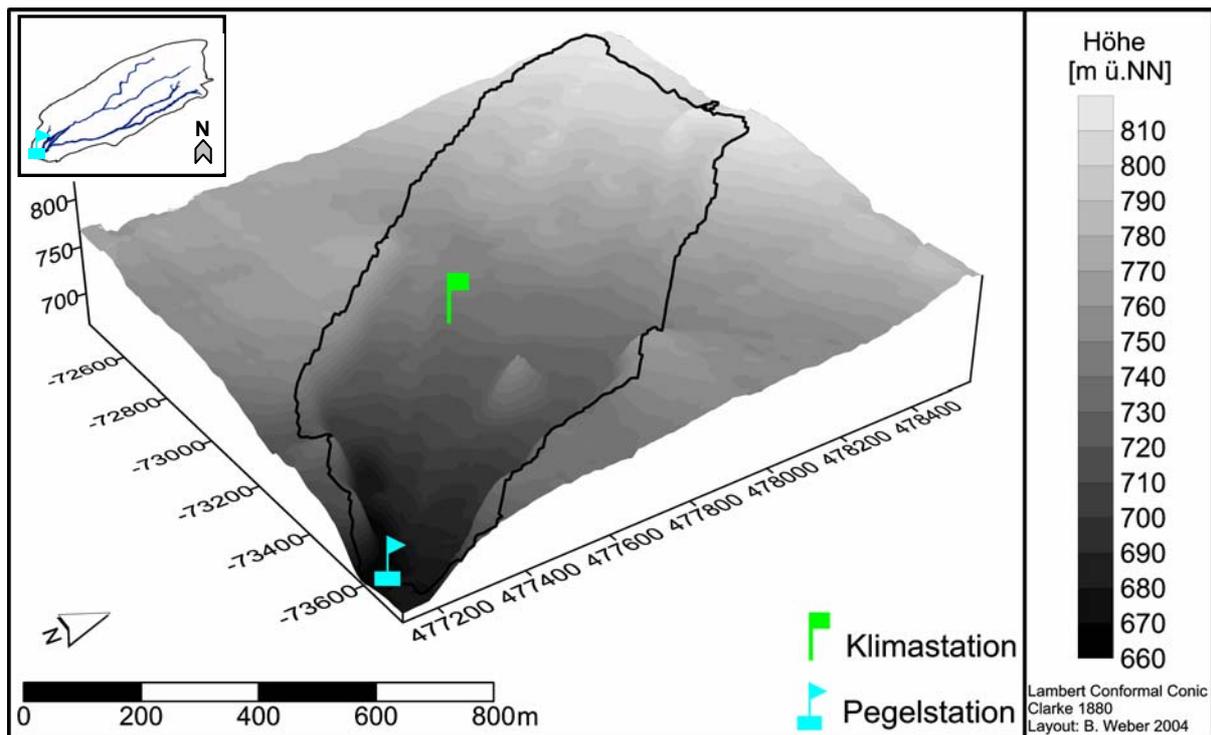


Abb. 4.11: Digitales Höhenmodell des Standorts **Jebel Hssain Brâhim** mit Lage der Tiefenlinie und Position der permanent installierten Messstationen.

Es treten verwitterte, stark geklüftete Quarzite zusammen mit quarzitischen Sandsteinen auf. Stellenweise sind widerstandsfähige Konglomerate mit von Kalksinter verkittetem Überzug anzutreffen. Auf der ansonsten gleichmäßig reliefierten Schichtfläche sind mesaartige Reste von härteren Gesteinslagen erhalten, die die ursprüngliche Topographie andeuten. Das Einzugsgebiet wird im Nordwesten durch die steil abfallende, 30 bis 50 m steile Stufe des Bani-Escarpements begrenzt. Der Rand der Stufe markiert gleichzeitig den höchsten Geländepunkt (818 m ü. NN). Im Südosten verläuft die Schichtfläche mit gleichmäßiger Neigung in Richtung der Hamada du Drâa aus. Der auf einer Höhe von 667 m ü. NN installierte Pegel markiert den Einzugsgebietsauslass, so dass sich ein Höhenunterschied von 151 m ergibt (vgl. Abb. 4.11).

Das Untersuchungsgebiet weist extrem geringmächtige, schuttbedeckte und stark skeletthaltige Böden auf. Durchschnittlich sind 60 % aller kartierten Bereiche mit Steinen bedeckt. Die durch Insolation aufbereiteten Gesteinsfragmente weisen typische, plattige und scharfkantige Bruchgrenzen auf. Mit Ausnahme kolluvialer Bereiche am Hangfuß bewirkt die regelmäßige Schichtfolge eine geringe Variabilität der Profilmächtigkeiten der angesprochenen Regosole und Leptosole. Im Zentrum der Schichtfläche tiefen sich bis zu 4 m mächtige, schwach mit Sediment gefüllte, Abflussbahnen in den Untergrund. Im Hangfuß-Bereich wird die Schichtfläche als Folge episodischer Abflüsse teilweise blank poliert (Foto 4.1 a).

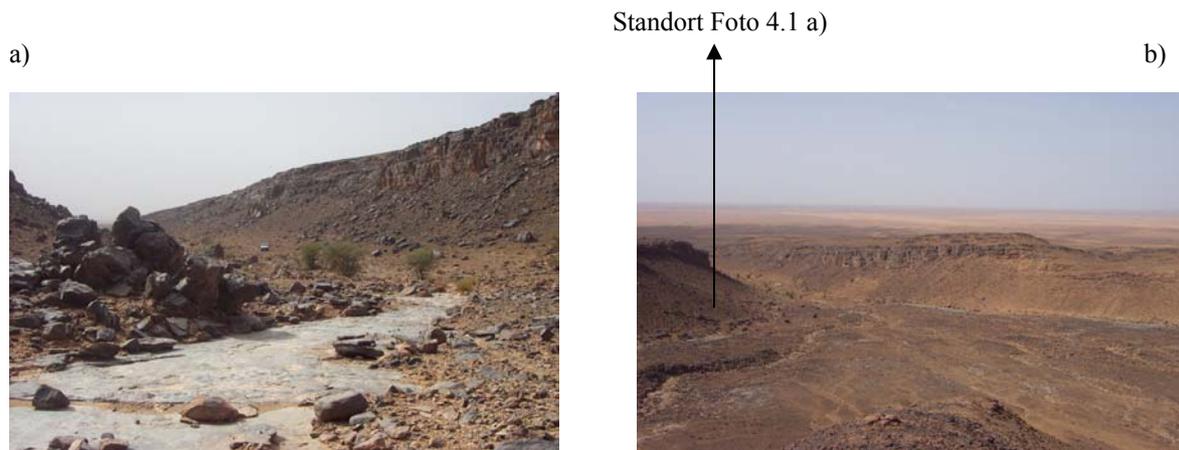


Foto 4.1: Untersuchungsstandort Jebel Hssain Brâhim: a) Blickrichtung N, Abflussbahn an östlicher Flanke; b) Blickrichtung SSE im Hintergrund die Hamada du Drâa im marokkanisch-algerischen Grenzgebiet.

Die spärliche Vegetation, die durchschnittlich weniger als 10 % der Oberflächen bedeckt, wird von den saharischen Arten *Ephedra alata*, *Gaillonia reboudiana* und *Limoniastrum feei* gebildet (STAUDINGER, pers. Mittl.). Sie beschränkt sich auf Tiefenlinien, topographische Depressionen und dem stark geklüfteten Bereich des anstehenden Festgesteins. Sporadisch treten *Hammada scoparia* und die beiden Horstgräser *Cymbopogon schoenanthus* sowie *Chrysopogon aucheri* auf. Die annuelle Vegetation, bei weitem nicht so ausgeprägt wie an den nördlichen Testflächen, setzt sich vornehmlich aus *Asteriscus hierochunticus* und *Anastatica hierochuntica* sowie *Limoniastrum sinuatum* zusammen (STAUDINGER, in Vorb.).

4.2.2 El Miyit (EMY)

Der Untersuchungsstandort EMY liegt ca. 22 km östlich von Zagora (Hauptstadt der gleichnamigen Provinz) auf einer mittleren Meereshöhe von 770 m ü.NN. Pegel und Klimastation befinden sich auf den quartären Schottern des rezenten nach Süden weisenden Vorflutersystems des Oued Miyit (Abb. 4.12). Im Osten wird das Miyit-Becken von einem Ausläufer des Jbel Bani (Gipfelhöhe des Tadrart, 1350 m ü.NN) begrenzt. Innerhalb des ca. 1.1 km² großen Teileinzugsgebiets wird eine maximale Meereshöhe von 858 m erreicht. Die Tiefenlinien und Ebenen sind mit quartären Lockersedimenten verfüllt. Als Festgestein treten stellenweise Bani-Quarzit und seltener Kalk- und Sandsteinformationen zutage (ANONYMUS o.J.). Pedimente, Glacisbereiche sowie Terrassenkörper und Hangbereiche sind die geomorphologisch wichtigsten Großeinheiten. Diese sind an zahlreichen Stellen von Gullies und Wadiläufen angeschnitten. Auch die tributären Wadiläufe des Untersuchungsgebiets konvergieren in den Oued Miyit, dessen Gerinnebett klusenförmig die erste Kette des Jebel

Bani nach Süden durchbricht. Für alle größeren Gerinne (Foto 4.2) ist die bis zu mehreren Metern mächtige Verfüllung des Wadibettes kennzeichnend. Das in Wechsellagen vorliegende Wadisubstrat besteht aus gerundeten, meist plattigen Schottern, in die teilweise auch Sandtaschen eingeschaltet sind.

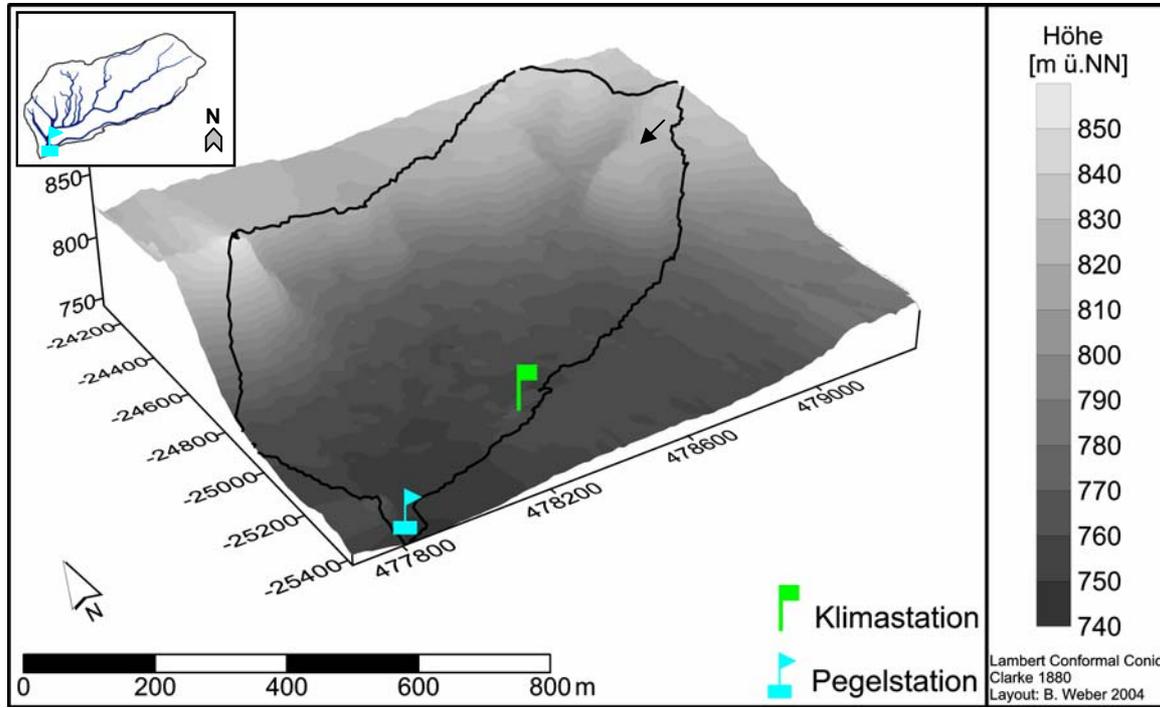


Abb. 4.12: Digitales Höhenmodell des Standorts El Miyit mit Lage der Tiefenlinie und Position der permanent installierten Messstationen (der Pfeil gibt den Standort von Foto 4.2 an).

Für diesen Standort ist ebenfalls das Vorliegen einer geringmächtigen Bodendecke über anstehendem Festgestein charakteristisch. Die Böden sind in der Regel grobtexturiert, skelett-reich und steinbedeckt. Während *skeletal silty Calcisols* für die größeren Wadis charakteristisch sind, werden die Hamadaflächen von *yermi calcaric Cambisols* und die Hangbereiche von *yermi skeletal Calcisols* dominiert (CHAFIK, in Vorb.). Die auf hohen Verdunstungsraten beruhende aufsteigende Bewegung von Bodenwasser führt örtlich zur Anreicherung von Salzen oder Kalk- und Gipskrusten.

Das Steinpflaster des Untersuchungsstandorts unterschreitet selten eine Bedeckung von 80 % (eigene Erhebung 2002 und 2003). Besonders die schwach geneigten Glacis-Flächen der Hamada und die Hangpartien sind mit patinierten Steinen bedeckt. Unter den aufliegenden Steinen und in den Zwischenräumen zeichnet sich die Textur durch einen hohen Anteil kleinerer Korngrößenfraktionen aus.



Foto 4.2: Untersuchungsstandort El Miyit: Blickrichtung nach W, steinbedeckte Glacisflächen und Tiefenlinie mit *Acacia spp.*.

In den Wadis sind mehrere Fließbahnen eingetieft, von denen die fluvial aktivsten durch das Vorliegen unpatinierter Schotter und einem Fehlen von Vegetation (abgesehen von mehrjährigen kräftigen *Acacia spp.* oder *Retama raetam*) erkennbar sind (vgl. Foto 4.2). In die von der Formation *Zizipho loti - Acacietum raddiana* dominierten Vegetationsgesellschaft sind Kleinsträucher, wie beispielweise *Convolvulus trabutianus*, *Gaillonia reboudiana*, *Launaea arborea* und *Hammada scoparia* vertreten. Die Vegetationsbedeckung in den Wadis beträgt zwischen 20 und 50 %. Nach ausreichendem Niederschlag kann alleine *Anvillea radiata* bis zu 30 % Gesamtbedeckung einnehmen (STAUDINGER, pers. Mittl. 2004). Jenseits der Tiefenlinien sind die Oberflächen weitestgehend vegetationsfrei.

4.2.3 Arguioun (ARG)

Der mit nur 1.8 ha Ausdehnung kleinste Untersuchungsstandort ARG repräsentiert eine nach Norden exponierte, in Richtung der nur wenige 100 m entfernt liegenden Drâa-Oase abfallende Hangfläche. Abgesehen von seiner Neigung in Richtung des Drâatals ist der geomorphologisch wenig differenzierte, mit Schutt überzogene Hang nur schwach reliefiert. Die Klimastation wurde auf einem exponierten Hangsporn in 1019 m Meereshöhe installiert. Die Pegelstation befindet sich in der wenig verzweigten Tiefenlinie (Abb. 4.13).

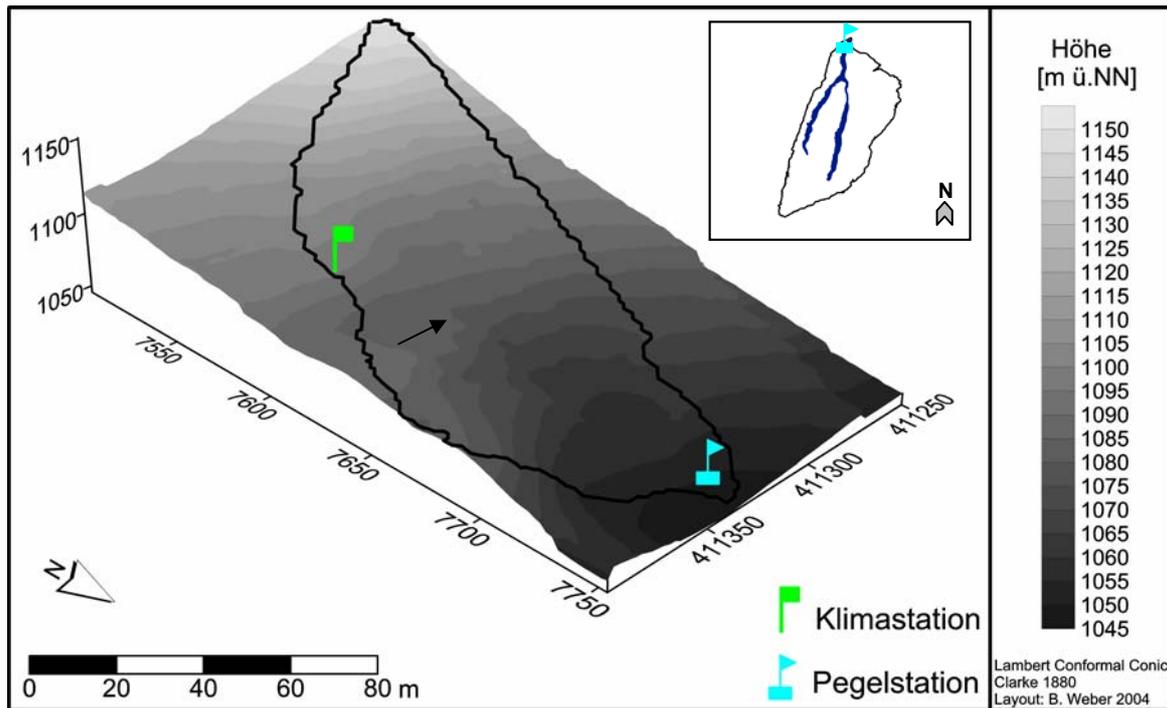


Abb. 4.13: Digitales Höhenmodell des Standorts Arguioun mit Lage der Tiefenlinie und Position der permanent installierten Messstationen (der Pfeil gibt den Standort von Foto 4.3 an).

Geologisch gehört das Untersuchungsgebiet dem Bereich des präkambrischen Sockels an, einem Ausläufer des von Granit, Rhyolit und Diorit dominierten Antiatlas. Nach der geologischen Einordnung des Standorts durch EWEN (2004) wird das Einzugsgebiet von quarziti-schen Sandsteinserien des Infra-Kambriums bestimmt, welche von erodierbaren Silt- und Tonschieferserien ordovizischen Alters flankiert sind. In Abhängigkeit von der Beschaffenheit der präkambrischen Gesteine sind die Hänge und Senkenbereiche mit einer einige Dezimeter mächtigen Auflage aus scharfkantigem Verwitterungsschutt bedeckt, in der sich aber auch große Blöcke finden. Auch die Tiefenlinie ist mehr oder weniger gleichmäßig mit Steinen unterschiedlichster Größe bedeckt. Mit Ausnahme der Tiefenlinie, die von *skeletal Fluvisols* dominiert wird, sind die Böden nur schwach entwickelt und können als *lithic Leptosols* und *skeletal Regosols* angesprochen werden. Eigenen Schätzungen zufolge weisen circa 15 -20 % der Oberflächen keinen Bodenkörper aus, sondern bestehen aus stark zerklüftetem Festgestein.



Foto 4.3: Untersuchungsstandort Arguion: Nordexponierter Hang, im Hintergrund die Drâa-Oase bei Agdz.

Mit sehr geringen Deckungsgraden treten die Arten des *Gymnocarpo decandris-Atractyltia serratuloidis*-Verbandes (QUEZEL et al. 1994) auch in diesem Untersuchungsstandort bevorzugt in den Tiefenlinien auf. Nach STAUDINGER (pers. Mittl. 2003) ist das Artenspektrum relativ reich an perennierender Strauchvegetation, die jedoch nur Bedeckungsgrade von ca. 10 bis 15 % erreichen. Die Felsfluren werden in Feuchtjahren von den einjährigen *Fagonia longispina*, *Forskhaolea tenacissima*, *Cleome arabica* und *Asphodelus tenuifolia* dominiert.

4.2.4 Bou Skour (BSK)

Aufgrund der Nähe zur gleichnamigen Siedlung und Kupfermine ist die Region um das Untersuchungsgebiet BSK in geologisch-petrographischem Kontext bereits gut beschrieben (TIXERONT 1971). Als Repräsentanten für die präkambrische Einheit des östlichen AntiAtlas (Djebel Sarhro) stehen Vulkanite und Sedimente an. Die während der drei präkambrischen Phasen (PI-PIII) entstandenen Eruptivgesteine und Plutonite setzen sich vorwiegend aus andesitischen, rhyolithischen und doleritischen Gesteinstypen zusammen. Gesteinsfragmente bedecken nach eigenen Schätzungen 30 % bis 50 % der Oberflächen. Im Gegensatz zum Untersuchungsgebiet ARG haben sich jenseits der anstehenden Schichtrippen teilweise tiefgründige und feinmaterialreiche Sedimenttaschen gebildet, die nach Regenereignissen besonders annueller Vegetation als Standort dienen. Foto 4.4 lässt den Wechsel von Schichtrippen und feinmaterialreichen Bodenstrukturen erkennen. Die Böden des nur drei Hektar großen Einzugsgebiets werden von lithogenen Eigenschaften bestimmt. Es handelt sich

größtenteils um *lithic Leptosols*. Außerhalb des eigentlichen Untersuchungsgebiets sind die größeren Wadis mit fluvialen Akkumulationen des Quartärs verfüllt.



Foto 4.4: Untersuchungsstandort Bou Skour: Blickrichtung N, typische Oberflächenform.

Das hydrologische Einzugsgebiet erstreckt sich auf einer Vertikaldistanz von 58 m. Während der Pegel in der einzigen, lateral unverzweigten Tiefenlinie in einer Höhe von 1450 m ü.NN installiert wurde, befindet sich die Klimastation unmittelbar im Bereich der östlichen Wasserscheide auf 1491 m ü.NN (Abb. 4.14).

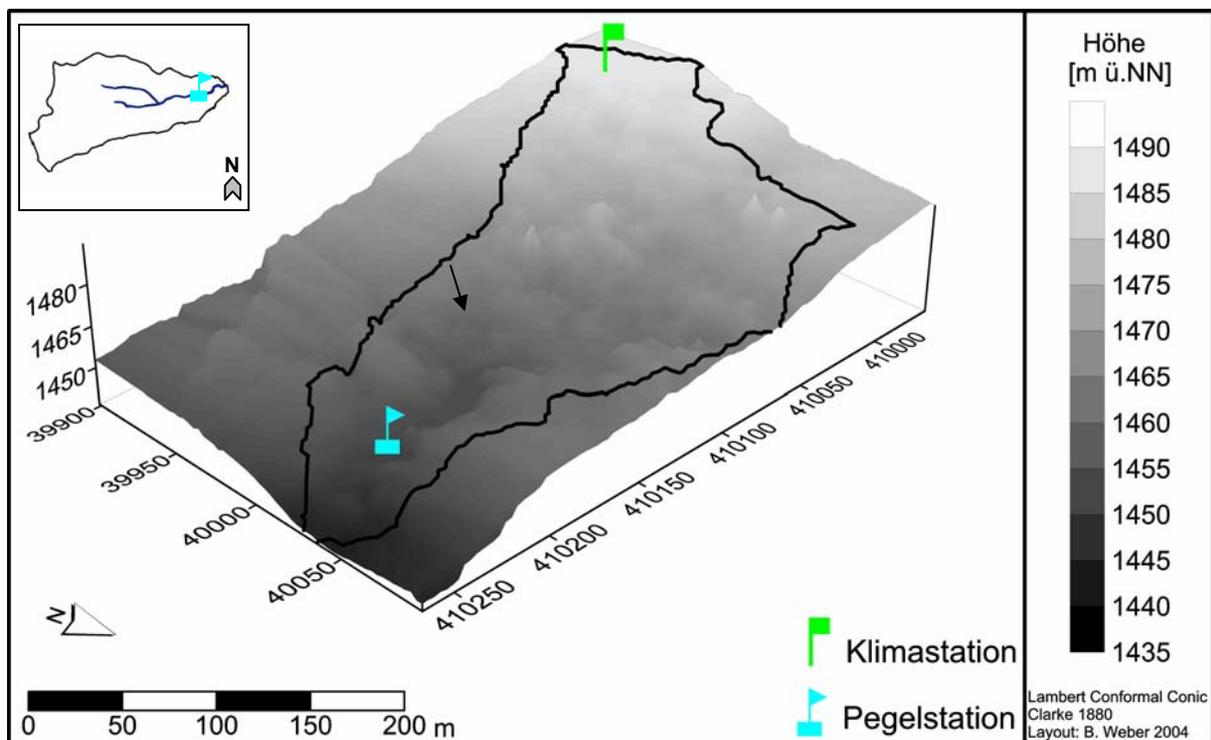


Abb. 4.14: Digitales Höhenmodell des Standorts Bou Skour mit Lage der Tiefenlinie und Position der permanent installierten Messstationen (der Pfeil gibt den Standort von Foto 4.4 an).

Infolge der günstigeren hygrischen Verhältnisse können einzelne Vegetationsarten, wie beispielsweise *Convolvulus trautianus* eine Gesamtbedeckung von nahezu 50 % erreichen. Von STAUDINGER (in Vorb.) vorgenommene Bestandsuntersuchungen ergaben, dass *Hammada scoparia*, *Genista scoparia ssp. myriantha*, *Launaea lanifera*, *Launaea arborescens* und *Teucrium malenconianum* dominieren.

4.2.5 Taoujgalt (TJG)

Im Zentrum der Hochebene von Ait Toumert liegt der Schwemmfächer der Ortschaft Taoujgalt, in dessen Auslaufzone (1894 m ü.NN) sich die Klimastation befindet (Abb. 4.15). Der Höhenunterschied vom tiefsten Geländepunkt der Ebene zum höchsten Punkt des Arbeitsgebiets im Nordwesten (3407 m ü.NN) beträgt 1711 m. Die bis zu 9 km breite Ebene von Ait Toumert erstreckt sich in NW-SE-Richtung orthogonal zum Südrand des zentralen Hohen Atlas. Sie entwässert ephemere nach E-NE und wird an den Flanken von tributären Durchbruchstätern markiert, in deren Auslaufzone immer wieder mächtige Schwemmfächer akkumulieren. Der Schuttfächer von Taoujgalt umfasst eine Fläche von circa 20 km² und ist gleichmäßig nach SE geneigt (< 6° Inklination).

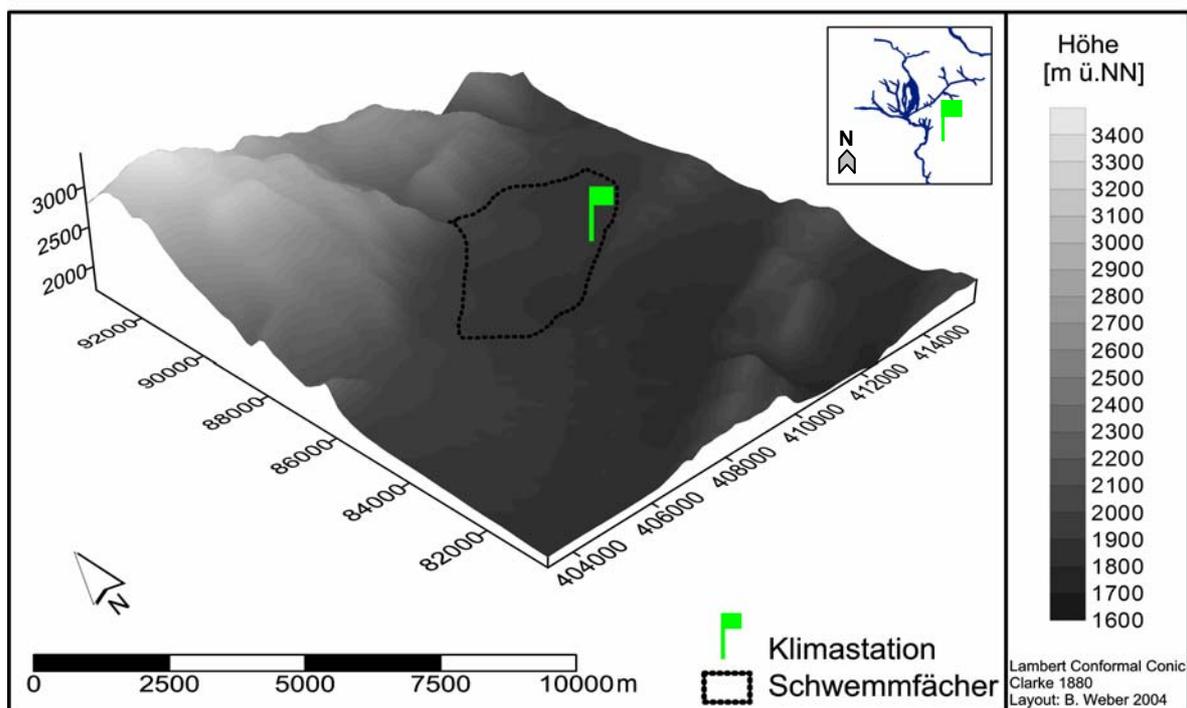


Abb. 4.15: Digitales Höhenmodell des Standorts Taoujgalt mit Lage der Tiefenlinie und Position der Klimastation.

Der Talboden ist mit verwittertem, pliozänem Konglomerat und Kalkschutt verfüllt. In der Tiefenlinie und besonders am südlichen Rand des Untersuchungsgebiets stehen

Geländerippen tertiären Ursprungs an. In tektonischer Hinsicht wird diese südatlantische Randzone vom Jura des Kalkatlas überschoben, aus welcher die *Decke von Toundoute* resultiert (MARTAU 2002). Im Herkunftsgebiet des Schwemmfächers dominieren jurassische Schichten mit eingeschalteten Basaltkörpern. Die Böden der Hochebene und des Schwemmfächers sind weniger skeletthaltig (< 50 %) und weisen höhere Horizontmächtigkeit (> 30 cm) auf. Eine Korngrößensortierung zwischen dem oberem und dem unteren Drittel des Schwemmfächers konnte nach eigenen bodenkundlichen Analysen jedoch nicht nachgewiesen werden. Als Verwitterungsprodukt des kalkhaltigen Ausgangsgesteins treten vornehmlich *Calcisols* und *calcic Leptosols* auf. Die in der Tiefenlinie des Schwemmfächers gelegenen, tiefgründigen Ackerböden werden nur nach ausreichenden Niederschlägen genutzt. Stellenweise hohe Tongehalte von ca. 30 % begründen das sommerliche Auftreten von Trockenrissen.

Aus vegetationsökologischer Sicht wird der Untersuchungsstandort von der Großvegetationseinheit der *Artemisia*-Steppe eingenommen. Außer *Artemisia* spp. treten nur noch wenige weitere Arten auf. Die Deckungswerte sind vergleichsweise hoch und liegen zwischen 50 % und 70 %. Nach intensiven Niederschlägen, wie etwa im Frühling 2002, stellt sich jedoch eine reiche Annuellenflora ein (STAUDINGER, pers. Mittl.).

4.2.6 Assif-n-Ait-Ahmed (ASS) mit den Teileinzugsgebieten Taria-n-Boussaid (TNB) und Cascade (CSC)

Das Hochgebirgstal des Vorfluters Assif-n-Ait-Ahmed umfasst ein hydrologisches Einzugsgebiet von insgesamt 109 km² und stellt den einzigen Untersuchungsstandort mit perennierenden Abflüssen dar. Mit seiner geographischen Lage markiert das Tal das nördlichste und zugleich höchstgelegene Untersuchungsgebiet innerhalb des Transekts. Hier dominieren stark gefaltete jurassische Schichtkalke und vielfältige Sedimente der Trias (MÜLLER-HOHENSTEIN & POPP 1990). Im Südosten wird das Tal des Assif-n-Ait-Ahmed durch einen Lias-Riegel begrenzt, der jedoch 2600 m Meereshöhe nicht übersteigt und in einem verkarsteten Hochplateau, der *Asselda* ausläuft (HOFMANN 2002). Die härtlingsbildenden, liassischen Karbonate des M'Goun-Kamms erreichen Erhebungen von über 4000 m ü.NN und begrenzen das Einzugsgebiet im Nordwesten (Foto 4.5 a).

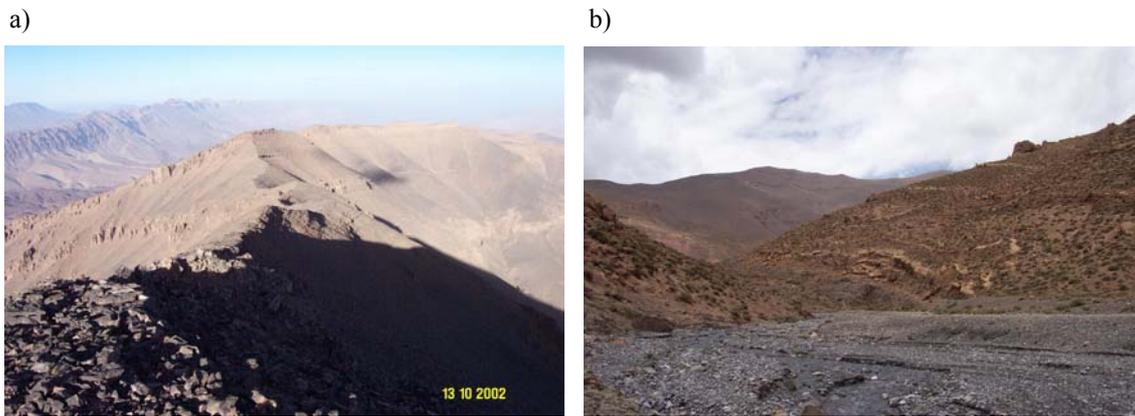


Foto 4.5: Untersuchungsstandort Assif-n-Ait-Ahmed; a) Wasserscheide der M'Goun-Kette, Blickrichtung nach NE; b) Talboden des Vorfluters nahe der Ortschaft Ifri-n-Ait-Hammou (2600 m ü.NN).

Aufgrund der hohen Reliefenergie ist die Region ein geomorphologisch hochdynamisches System. Zahlreiche Schuttfächer verfüllen die tiefeingeschnittenen Talbereiche mit mächtigen hochtransmissiven Schottermassen (Foto 4.5 b).

Jenseits der Areale anstehender Felsbereiche und kompakter, triassischer Rotsedimente sind selbst stark geneigte Hänge mit tiefgründigen, locker gelagerten Schotterdecken bedeckt. Für die nach JENNY (1988) aus Sand- Silt- oder Tonsteinen aufgebauten, kontinentalen Rotsedimente ist die rötliche Färbung und die von Oberflächenabflüssen zerrunzte Oberfläche charakteristisch. Im Gegensatz zu den karbonathaltigen Formationen wirken die triassischen Rotsedimente hydrogeologisch als Aquiclude (HOFMANN 2002).

Das Haupttal mit dem gleichförmig nach ESE verlaufenden Assif-n-Ait-Ahmed als Vorfluter führt nur an den Stellen Oberflächenwasser, an denen der Querschnitt des Schotter-Aquifer reliefbedingt eingeschnürt ist. Die Austritte der durch geringe Basisabflüsse gekennzeichneten Quellen versickern häufig direkt nach Austritt in die hochtransmissiven Gerinneschotter (REICHERT et al. 2003, CAPPY, in Vorb.). Die im Rahmen einer Kartierung geschätzte Summe aller Quellschüttungen für Herbst 2000 und Frühling 2001 beträgt nur 9 l/s (OSTERHOLT 2002:38). Die Lage der Quellen lässt vermuten, dass das Infiltrationswasser die karbonathaltigen Aquifere durchläuft und präferenziell an Überschiebungszonen und Schichtgrenzen der im Liegenden lagernden Basalte austritt. Anhand des Quellchemismus konnte HOFMANN (2002) nachweisen, dass den karbonathaltigen Aquifere ein hoher Lösungsanteil zukommt. Die überwiegende Anzahl an Quellen wird von formationsübergreifenden Aquifersystemen gespeist.

Für die Modellierung der Wasserflüsse und die Bilanzierung der Wasserhaushaltskomponenten (beispielsweise Schnee) wurden im Oberlauf zwei Teileinzugsgebiete ausgewiesen und

jeweils am Gebietsauslass mit Pegelstationen bestückt. Das Teileinzugsgebiet Cascade ist 51.7 km² groß und nimmt etwa die westliche Hälfte der Talschaft ein. Die tiefst- und höchstgelegenen Geländepunkte trennen 1800 Höhenmeter. Das im äußersten Nordwesten gelegene, 5.4 km² große Teileinzugsgebiet Taria-n-Boussaid umfasst einen Höhenunterschied von 1200 m (Foto 4.6). Am Gebietsauslass beider Teileinzugsgebiete wurden die Pegelstationen Taria (2752 m ü.NN) und Cascade (2195 m ü.NN) installiert. Zur Erfassung der Höhenabhängigkeit der Klimaelemente wurden im Assif-n-Ait-Ahmed zusätzlich drei Klimastationen errichtet (Imeskar 2245 m, Tichki 3261 m und M’Goun mit 3941 m ü.NN), welche in Abb. 4.16 dargestellt sind⁶.

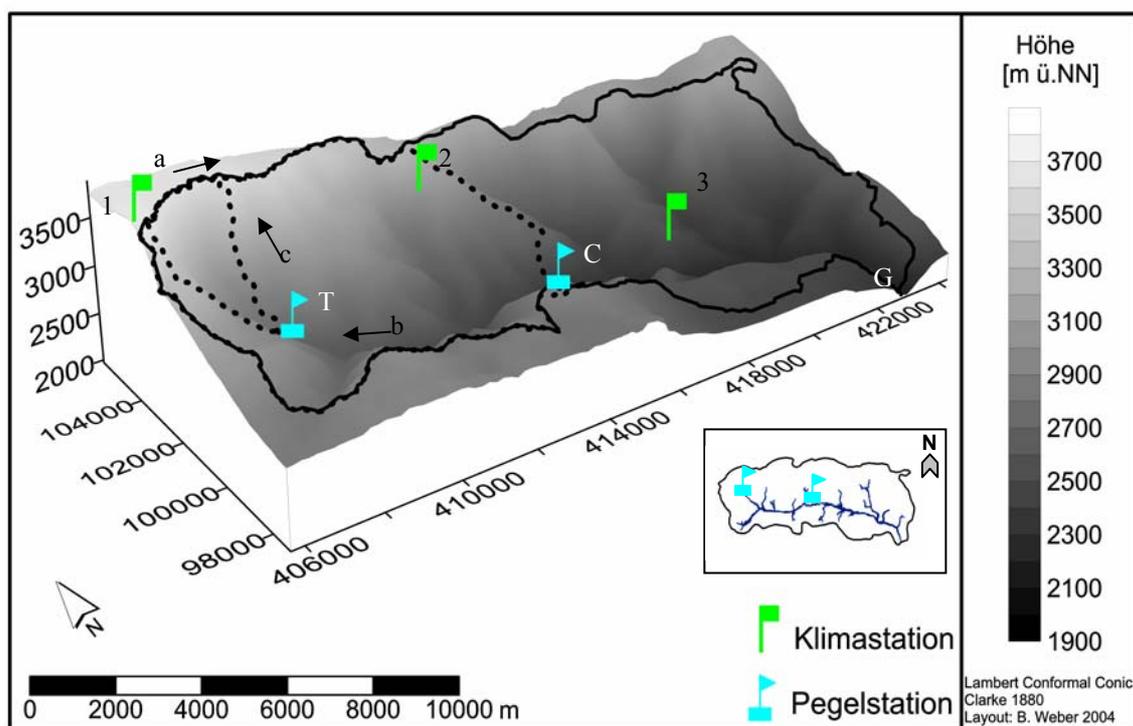


Abb. 4.16: Digitales Höhenmodell des Standorts Assif-n-Ait-Ahmed mit der Lage der Tiefenlinie und Position der permanent installierten Messstationen (Klimastationen: 1=M’Goun, 2=Tichki, 3=Imeskar; Pegel: T=Taria, C=Cascade, G=Gorge; die Pfeile geben die Standorte der Fotos an: a=Foto 4.5a; b=Foto 4.5b; c=Foto 4.6).

Typ und Ausprägung der vorliegenden Böden wird nach MILLER (2002) und CHAFIK (in Vorb.) von der Art des Ausgangsgestein und der topographischen Lage bestimmt. Während der Untergrund in Bereichen mit anstehendem Gestein und an stark geneigten Hangpartien nur aus Schuttdecken besteht, können gut entwickelte, kolluvial geprägte Böden am Hangfuß

⁶ Die Klimastation MGO befindet sich wenige 100 m außerhalb des hydrologischen Einzugsgebiets des ASS (vgl. Abb. 4.16).

teilweise Bodenmächtigkeiten von > 200 cm erreichen. Es handelt sich vor allem um schluffreiche und noch lithogen geprägte Karbonatböden, die von *skeletal Calcisols* bis *calcic Leptosols* dominiert werden.

Die Vegetation weist eine höhendifferenzierte Verteilung auf. Verschiedene Baumwacholderarten (*Juniperus thurifera* ist bestandsbildend) erreichen an geschützten Standorten im Assif-n-Ait-Ahmed bei 3100-3200 m ü.NN ihre obere Baumgrenze (STAUDINGER, in Vorb.). Die Vegetationsdichte der bis zu zwei Meter mächtigen Wacholderexemplare beträgt an exponierten Standorten 35 bis 50 %. Im östlichen Talboden sind die Wacholderbestände durch das Auftreten des balearischen Buxbaumes, *Buxus balearica*, aufgelockert. An die teilweise stark degradieren Juniperusbestände, z.T. schon als Unterwuchs, schließt sich mit den verholzten, dornigen, halbkugelförmigen Zwergsträuchern eine charakteristische Pflanzenformation an, für die circumglobal - je nach geographischer Länge - eine Vielzahl ähnlicher Bezeichnungen verwendet werden: „Igelposterformation“ (TROLL 1975), „Dornpolstergesellschaften“ (QUEZEL et al. 1994) oder „Hemikryptophyten-Verband“ (BRAUN 1996). Die Vegetation dieser Höhenlage entspricht nach QUEZEL et al. (1994) der oromediterranen Stufe, so dass dieser Formationstyp im Folgenden als „oromediterrane Vegetation“ zusammengefasst wird. Foto 4.6 zeigt diesen oromediterranen Pflanzenverband als typische Vegetation der Kalkschuttfluren. Die rezente Höhengrenze der Vegetation ist wenige 100 Höhenmeter unterhalb des Gipfelgrats anzusetzen.



Foto 4.6: Untersuchungsstandort Taria-n-Boussaid (im Vordergrund (2850 m ü.NN): Oromediterrane Höhenzone mit Dornpolstervegetation auf Kalkschuttflur, im Hintergrund (ca. 3800 m ü.NN): Gipfelgrat der M'Goun-Kette)

5 Beschreibung des eingesetzten Bodenwassermodells *ARID*

Bei dem verwendeten Modellsystem *ARID* handelt es sich um ein physikalisch basiertes Modell, das die Wasserflüsse im Boden und an den Grenzschichten auf Rasterbasis simuliert. Es wurde für den Einsatz an den vorgestellten Untersuchungsgebieten programmiert und kam erstmals am Beispiel von El Miyit zum Einsatz (GRUHLICH 2002). Für die in Kap. 3.2 beschriebenen „ariden Bedingungen“ wurden spezifische Lösungen integriert. Durch die Verwendung räumlich verteilter (*distributed*) Parameter können Wasserflüsse für jede definierte Rasterzelle kalkuliert werden (Abb. 5.1).

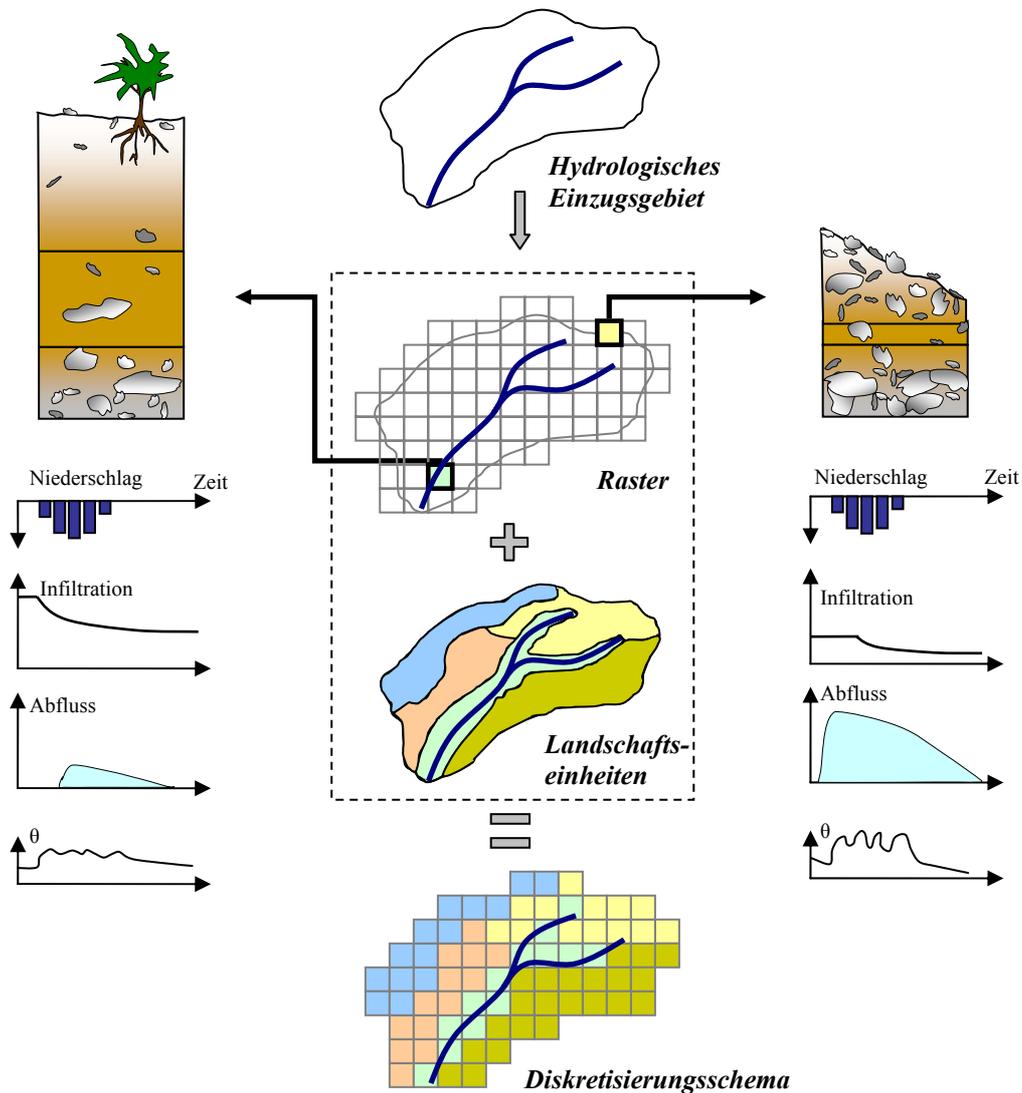


Abb. 5.1: Modellkonzept zur dynamischen Simulation der Prozesse arider Räume.

Die Ableitung eines Diskretisierungsschemas erfolgt über die Verschneidung von Rasterbasis und definierten Landschaftseinheiten (vgl. Kap. 5.7). Bei der Festlegung der räumlichen Auflösung der Rasterzelle bzw. Diskretisierungseinheit steht das Verhältnis von angestrebter

Genauigkeit und einer vertretbaren Rechenzeit im Vordergrund. In Abb. 5.1 sind mit den gelb und grün markierten Zellen zwei gegensätzliche Standortbedingungen schematisiert. Das gelb markierte Rasterelement im Bereich der Einzugsgebietsgrenze ist durch stark geneigtes Relief, hohen Skelettgehalt, geringe Bodenmächtigkeit und das Fehlen von Vegetation gekennzeichnet. Im Bereich des Vorfluters herrschen dagegen inverse Bedingungen vor (grün markierte Zellen). Diese Standortbedingungen charakterisieren sich durch ein spezifisches hydrologisches Verhalten, welches beispielsweise durch die Bestimmung von Infiltrationsraten, Abflüssen und dem Wassergehalt operationalisiert werden kann.

Neben Infiltration, realer Evaporation und Transpiration, Bodentemperatur und Bodenwassergehalte berechnet das Modell in der aktuellen Version auch den Oberflächen- und Grundwasserabfluss. Darüberhinaus wird der Mengenzuwachs bzw. der Mengenverlust verschiedener Speicher (Interzeption, Schnee, Bodenoberfläche, Bodensäule und Grundwasser) erfasst. Die Modellergebnisse werden für jede Rasterzelle stündlich ausgegeben.

5.1 Diskretisierung der Bodensäule

Für die Modellrechnungen wird die Bodensäule in zwei Bodenschichten diskretisiert. Die betrachtete Bodensäule kann hinsichtlich der definierten Profilmächtigkeit und dem wirksamen Anteil der Verdunstung differenziert werden. Abb. 5.2 zeigt schematisch die grundsätzlichen Prozesse in den Bodenhorizonten.

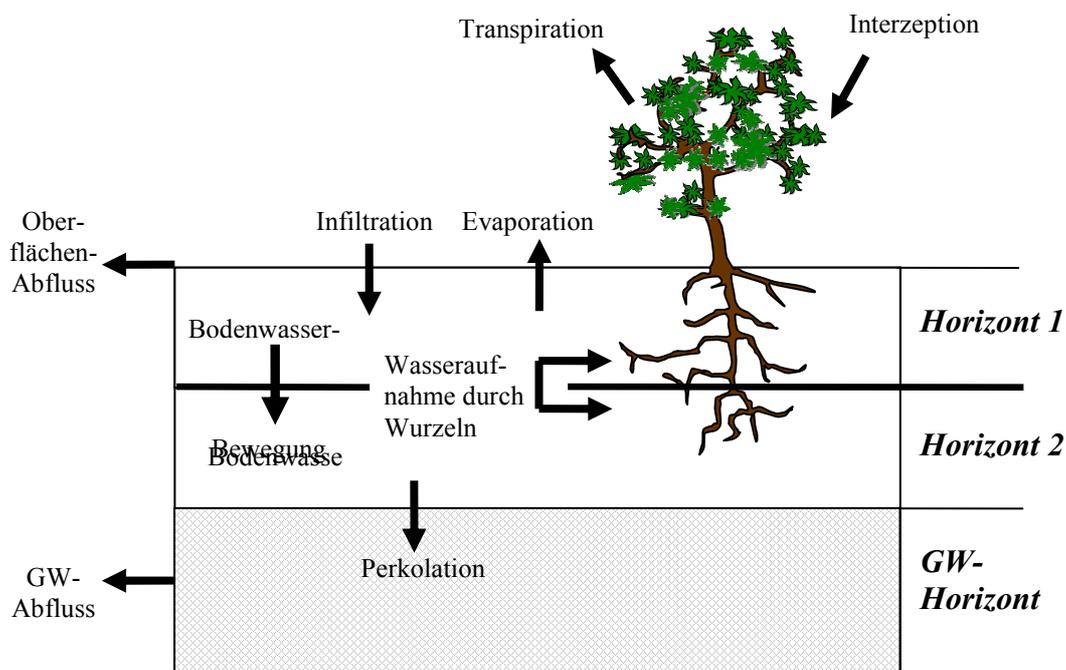


Abb. 5.2: Diskretisierung der Bodensäule und die wichtigsten im Modell *ARID* berechneten Wasserflüsse.

Aus der oberen Schicht (Horizont 1) kann Bodenwasser sowohl durch Evaporation als auch Transpiration entzogen werden, aus der unteren Schicht erfolgt der Austrag ausschließlich durch Transpiration. Unterhalb der zweiten Bodenschicht wirken weder Evaporation noch Transpiration, so dass der bei der Evapotranspiration aktive Bodenkörper durch die untere Grenze der zweiten Schicht definiert wird. Die vertikale Ausdehnung der beiden oberen Horizonte kann vom Anwender definiert werden. Abgesehen von den genannten Unterschieden werden die Horizonte hinsichtlich ihrer bodenhydrologischen Eigenschaften nicht weiter differenziert.

5.2 Infiltration

Wie bereits in Kap. 2.3.4 erläutert, wird das Infiltrationsverhalten nach dem empirischen Ansatz von HORTON (1933) beschrieben. Nach Infiltration des Niederschlagswassers in den Bodenspeicher, Aufsättigung der obersten Bodenschicht (Anfangsinfiltration) und anschließender Überschreitung der Infiltrationskapazität der Matrix, perkoliert das Bodenwasser über das Makroporensystem in die gesättigte Zone. Dieses Verfahren beruht darauf, dass die Infiltrationsrate mit verringertem Gradienten des hydraulischen Potentials (ψ_h) mit der Zeit abnimmt.

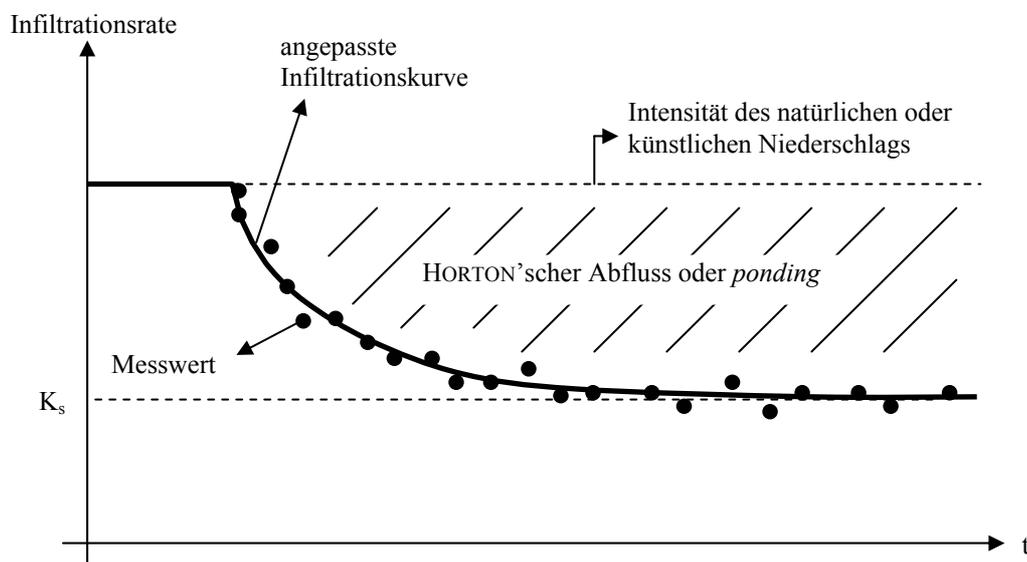


Abb. 5.3: Schema zur Anpassung der Infiltrationskurve an die experimentell erhobenen Messdaten.

In Anlehnung an die Erläuterungen in Kap. 2.3.4 entspricht die maximale (initiale) Infiltrationsrate der Rate, bis zu welcher der Boden den anfallenden Niederschlag vollständig aufnehmen kann. Die minimale Infiltrationsrate wird mit der finalen Infiltrationsrate (K_s) gleichgesetzt. Die Herleitung der Infiltrationscharakteristika und des β -Parameters erfolgt durch Integration der experimentell erhobenen Daten in Gleichung 5.1. Dabei werden die

berechneten Infiltrationsraten mit den gemessenen visuell verglichen und β an die Messwerte optimal angepasst (Abb. 5.3). Die benötigten Parameter werden im Gelände durch die in Kap. 6.1.3 beschriebenen Infiltrations- und Beregnungsversuche gewonnen.

5.3 Abfluss

Die modellierte Abflussmenge setzt sich aus dem Oberflächen- und dem Grundwasserabfluss zusammen. Der Grundwasserabfluss ergibt sich aus der im Grundwasserreservoir gespeicherten Wassermenge und einem spezifischen Ausflusskoeffizienten, wobei die Grundwassermenge bei Simulationsbeginn vorgegeben werden muss. Der ebenfalls frei zu wählende Ausflusskoeffizient hängt von der lithologischen Beschaffenheit des Aquifer ab. Wie SCHWARZE et al. (1999) zeigen, ist ein geologischer Untergrund mit hohen Perkolationsraten, wie beispielsweise locker gelagerte Kalkschotter, durch hohe Grundwasserneubildungsraten und gleichzeitig zügiger Entleerung des Grundwasserspeichers gekennzeichnet. Bei der Festlegung der Ausflusskonstanten werden die vom geologischen Untergrund abhängigen Rückgangskonstanten von SCHWARZE et al. (1999) herangezogen.

Der Oberflächenabfluss wird nach einem Ansatz von BATES & DE ROO (2000) berechnet. Auf Grundlage des Höhenmodells werden jeder Rasterzelle individuelle topographische Eigenschaften zugewiesen. Der Abfluss in den Tiefenlinien beruht auf eindimensionaler, der Flächenabfluss an den Hängen auf zweidimensionaler Beschreibung der Fließbewegungen. Der Gerinneabfluss errechnet sich aus der Summierung der Hangabflüsse. Die Fließgeschwindigkeit des Wassers bleibt unberücksichtigt. Zwischen Basis- und Zwischenabfluss wird nicht differenziert.

Der Wasserfluss zwischen den einzelnen Rasterzellen wird durch Zu- und Abflüsse an den Zellengrenzen ermöglicht. Jeder Zelle wird ein bestimmtes Speichervolumen zugewiesen, dessen Zu- und Abflüsse wie folgt beschrieben werden:

$$\frac{dV}{dt} = Q_{\text{up}} + Q_{\text{down}} + Q_{\text{right}} + Q_{\text{left}} \quad [\text{Gl. 5.1}]$$

wobei:

dV = Änderung des Wasservolumens der Zelle [m^3]

dt = Änderung des Zeitabschnitts [h]

$Q_{\text{up}}, Q_{\text{down}}, Q_{\text{left}}, Q_{\text{right}}$ = Zu- oder Abflüsse aus bzw. in die vier Nachbarzellen [$\text{m}^3 \text{h}^{-1}$]

Die Flussrate wird durch positive bzw. negative Vorzeichen kenntlich gemacht und mit Hilfe der uniformen Fließformel nach MANNING kalkuliert:

$$Q_{ij} = \frac{A_{ij} \cdot R_{ij}^{2/3} \cdot S_{ij}^{1/2}}{n} \quad [\text{Gl. 5.2}]$$

mit

Q_{ij}	=	Durchfluss [$\text{m}^3 \text{h}^{-1}$]
A_{ij}	=	Querschnittsfläche zwischen Zelle i und Zelle j [m^2]
R_{ij}	=	hydraulischer Radius an der Schnittstelle zwischen Zelle i und j [m]
S_{ij}	=	Neigung der Wasseroberfläche zwischen Zelle i und j (wird mit der Geländeoberfläche gleichgesetzt) [$^\circ$]
n	=	Koeffizient, der die Reibung als Funktion der Oberflächenrauigkeit beschreibt [$\text{m}^{1/3} \text{s}^{-1}$]

Die Abschätzung des Rauigkeitskoeffizienten nach MANNING wird gesondert in Kap. 6.2.2 erläutert.

Zur Berücksichtigung des Umstands, dass nicht mehr Wasser die Zellen verlassen kann, als diese tatsächlich speichern, wird zusätzlich ein dimensionsloser Koeffizient (c) berechnet:

$$c = \frac{V_t}{(Q_{\text{up}} + Q_{\text{down}} + Q_{\text{left}} + Q_{\text{right}}) \cdot \Delta t} \quad [\text{Gl. 5.3}]$$

mit:

c	=	Koeffizient [-]
V_t	=	Wasservolumen [m^3]
$Q_{\text{up}}, Q_{\text{down}}, Q_{\text{left}}, Q_{\text{right}}$	=	Zu- oder Abflüsse aus bzw. in die vier Nachbarzellen [$\text{m}^3 \text{h}^{-1}$]
t	=	betrachteter Zeitraum [h]

Der Koeffizient c wird demnach als Funktion des Volumens zu einem bestimmten Anfangszeitpunkt (V_t) und der o. g. vier Flussraten (Q) über den betrachteten Zeitraum (Δt) beschrieben.

5.4 Bodenwasserbewegung

Das Matrixpotenzial ist abhängig vom Wassergehalt des Bodens. Die Beziehung zwischen Bodenwassergehalt (θ) und Matrixpotenzial (ψ) wird durch die Retentionskurve (Wasserspannungskurve oder pF-Kurve) vorgegeben (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). Bei der bodenphysikalischen Parametrisierung wird der Verlauf der Retentionskurve auf der Grundlage des Ansatzes von MUALEM & VAN GENUCHTEN (VAN GENUCHTEN 1980) formalisiert.

Die Spannweiten des volumetrischen Wassergehalts werden durch Festlegung des Sättigungswassergehalts θ_s ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) und des residualen Wassergehalts θ_r ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) vorgegeben. Dabei gilt

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad [\text{Gl. 5.4}]$$

wobei die effektive Sättigung mit dem relativen Wassergehalt Θ gleichgesetzt wird. Die Abhängigkeit des Wassergehalts von der Wasserspannung wird für ungesättigte Bedingungen stetig differenzierbar beschrieben:

$$\Theta = \begin{cases} \frac{1}{(1 + (\alpha|\psi|)^n)^m} & \text{für } \psi \leq 0 \\ 1 & \text{für } \psi > 0 \end{cases} \quad [\text{Gl. 5.5}]$$

wobei:

$$\alpha = \psi_b^{-1} \text{ [hPa}^{-1}\text{]}$$

$$m = 1 - (1/n) \text{ [-]}$$

$$n = \lambda + 1 \text{ [-]}$$

Die durch den Zusammenhang von θ und ψ beschriebene Retentionskurve nach der Kombinationsformel MUALEM - VAN GENUCHTEN verläuft S-förmig und wird durch den Anpassungsparameter α (Kehrwert des Lufteintrittspunktes) und die beiden dimensionslosen Parameter n und m beschrieben. Ausgehend von der Modellvorstellung von BROOKS & COREY hat der Ansatz von MUALEM - VAN GENUCHTEN den Vorteil, dass die für die Bodenwasserbewegung wichtige, ungesättigte Leitfähigkeit direkt aus der Retentionsfunktion abgeleitet werden kann. Dabei ergibt sich die aktuelle Wasserleitfähigkeit im ungesättigten Boden aus der relativen hydraulischen Wasserleitfähigkeit K_r , wobei:

$$K_r = \Theta^{0.5} \left(1 - \left(1 - \Theta^{1/m} \right)^m \right)^2 \quad [\text{Gl. 5.6}]$$

Die aktuelle Wasserleitfähigkeit wird aus dem Produkt der relativen Leitfähigkeit (K_r) und der gesättigten Leitfähigkeit (K_s) abgeleitet:

$$K = K_s \cdot K_r \quad [\text{Gl. 5.7}]$$

Perkolation erfolgt als Fluss aus der ersten Bodenschicht in die zweite, bzw. aus der zweiten Schicht in den Grundwasserkörper. Dabei verläuft der vertikale Wasserfluss ohne die Annahme potenzieller Feuchtigkeitsgradienten, d.h. ohne eine Berücksichtigung vertikaler Trocken- bzw. Feuchtbereiche. Als Randbedingung wird somit „freie Drainage“ gewählt, so dass mögliche Interaktionen zwischen Grundwasserkörper und Pedon unberücksichtigt bleiben:

$$Q_{GWNB} = K(\theta) \quad [\text{Gl. 5.8}]$$

Die den unteren Rand der zweiten Bodenschicht passierende Wassermenge wird komplett der Grundwasserneubildung (Q_{GWNB}) zugerechnet. Da die Bestimmung der notwendigen Parameter θ_s , θ_r , K_s , α , n durch Labormessungen sehr aufwendig ist, werden diese mit Hilfe von Pedotransferfunktionen (PTF) aus Geländedaten abgeleitet. Aus den zahlreichen in der Literatur beschriebenen PTF (vgl. Kap. 6.1.2) wird die Gleichung von RAWLS & BRAKENSIEK (1985) angewendet. Durch Einsatz dieser multiplen, nichtlinearen Regression werden die benötigten Parameter aus den verfügbaren Bodeneigenschaften Sandgehalt, Tongehalt und Porosität abgeschätzt. In einem Vergleich verschiedener PTF kommen TIETJE & TAPKENHINRICHS (1993) zu der Schlussfolgerung, dass die Pedotransferfunktion nach RAWLS & BRAKENSIEK (1985) gerade bei sandigen Böden gute Ergebnisse erzielt. In Kap. 8.1 wird diese mit weiteren PTF verglichen (z.B. nach VERECKEN et al. (1989) und auf die Abweichungen hinsichtlich des berechneten Wassergehalts geprüft.

5.5 Evapotranspiration

Die Berechnung der realen Evapotranspiration (ET_{akt}) erfolgt auf Grundlage der Gleichung von PENMAN-MONTEITH (MONTEITH 1975):

$$\lambda ET_{akt} = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad [\text{Gl. 5.9}]$$

mit:

$\lambda E T_{\text{akt}}$	=	reale Verdunstung [$\text{kg} (\text{m}^2 \text{s})^{-1}$]
λ	=	latente Verdunstungsenthalpie [J kg^{-1}]
Δ	=	Steigung der Kurve des Sättigungsdampfdrucks
R_n	=	Strahlungsbilanz [W m^{-2}]
G	=	Bodenwärmestrom [W m^{-2}]
ρ	=	Dichte der Luft [kg m^{-3}]
c_p	=	spezifische Wärme der Luft [$1005 \text{ J} / (\text{kg K})^{-1}$]
e_s	=	Sättigungsdampfdruck [hPa]
e_a	=	aktueller Dampfdruck [hPa]
r_a	=	aerodynamischer Widerstand [s m^{-1}]
γ	=	Psychrometerkonstante (0.68 hPa K^{-1})
r_s	=	Bestandswiderstand (<i>Bulk-Stomata-Widerstand</i>) [s m^{-1}]

Bei der Berechnung des Bestandswiderstands r_s wird eine empirische Zusatzfunktion nach dem Ansatz von BOER (1999) integriert. Dabei wird die reale Evaporation als Funktion des Verdunstungswiderstands bei Verdunstung aktiver Oberflächen beschrieben ($r_{s,B}$).

$$r_{s,B} = b \cdot (\theta^{\text{top}_i})^{-e} \quad [\text{Gl. 5.10}]$$

mit

$r_{s,B}$	=	Bodenwiderstand
θ^{top_i}	=	Bodenwassergehalt im oberen Bodenhorizont
b und e	=	Variablen zur Anpassung des Oberflächenwiderstands (BOER 1999:271)

Wesentliche Bestandteile des Terms sind die Variablen b und e , die den vom Boden ($r_{s,B}$) ausgehenden Wasserdampftransport in die Atmosphäre steuern. Nach Gleichung 5.12 wird der Verdunstungswiderstand der Bodenoberfläche als Funktion des Wassergehalts im oberen Horizont beschrieben. Da der Verdunstungswiderstand bei vollständig nassen Oberflächen gleich Null ist, entscheidet der Feuchtigkeitszustand der Blatt- oder Bodenoberflächen über die Höhe des Widerstands. Die Abhängigkeit von der Bodenfeuchte ermöglicht die Kalibrierung des Bodenwassergehalts durch die Anpassung und Optimierung der Parameter b und e (Kap. 8.4.1).

Die Berechnung der Transpiration erfolgt in Anlehnung an das Modellsystem SIMULAT (DIEKKRÜGER 1996, 1997, 1999), wobei die Bedingungen des Pflanzenwiderstands und der relativen Durchwurzelung modifiziert werden. Die Transpiration errechnet sich über den Blattflächenindex (LAI), der aus dem Vegetationsbedeckungsgrad abgeleitet wird (DIEKKRÜGER 1996).

Die Wasseraufnahme ergibt sich aus der Spannweite zwischen minimalem und maximalem Stomatawiderstand und wird von der Saugspannung des Bodens gesteuert. Die Saugspannung hängt wiederum vom jeweiligen Matrixpotenzial des Bodens ab. Im Modell werden zwei kritische Schwellenwerte der Saugspannung definiert (kritische Saugspannung I und II). Während die Vegetation bis zum Erreichen der ersten kritischen Saugspannung optimal zu transpirieren imstande ist, wird die maximal mögliche Transpiration von der zweiten (oberen) Grenze vorgegeben. Die quantitative Transpirationsleistung zwischen Minimal- und Maximalwert des stomatären Widerstands wird modellintern als lineare Interpolation betrachtet. Die Interzeptionsverluste entsprechen einer spezifischen Speicherkapazität der Vegetation und werden vom Freilandniederschlag abgezogen.

5.6 Bodentemperatur

Die Bodentemperatur wird für fünf verschiedene Tiefen berechnet (5, 15, 30, 50 und 100 cm). Der Bodenwärmestrom wird dabei durch folgende Gleichung beschrieben:

$$q_h = -\lambda_{LF} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} - c_w \cdot T \cdot q_w \quad [\text{Gl. 5.11}]$$

mit

q_h	=	Bodenwärmestrom [W/m^2]
λ_{LF}	=	thermische Leitfähigkeit [$\text{W}/\text{m}/\text{K}$]
T	=	Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]
z	=	Bodentiefe [m]
c_w	=	spezifische Wärmekapazität von Wasser [$\text{J}/\text{g}/\text{K}$]
q_w	=	Wasserfluss [m/s]
c_h	=	volumetrische Wärmekapazität [$\text{J}/\text{m}^3/\text{K}$] (siehe Gl 5.12)

Wärmekapazität und –leitfähigkeit werden nach Ansätzen von MCINNES (1981) und DEVRIES (1963) berechnet (zitiert in CAMPBELL 1985). Nach diesem empirischen Modell werden die thermischen Eigenschaften der jeweiligen Bodenbestandteile Wasser, Luft und fester Bodenmatrix herangezogen.

Durch die Kombination der Formel für die Beschreibung des eindimensionalen Wärmeflusses und der Wärmeerhaltung ergibt sich folgende eindimensionale Differentialgleichung:

$$c_h \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \cdot \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} - c_w \cdot q_w \cdot T \right) \quad [\text{Gl. 5.12}]$$

Gleichung 5.12 ist jedoch nur gültig, wenn Frost- und Tauprozessen unberücksichtigt bleiben. Die aus der Existenz einer isolierenden Schneedecke resultierenden Prozesse Isothermie und die schneedeckenabhängige Dämpfung der Bodentemperaturamplitude werden im Modell nicht abgebildet.

An der oberen Bodengrenzschicht wird die Oberflächentemperatur von der Lufttemperatur und der Zufuhr von Strahlungsenergie und latenter Wärme bestimmt. An der unteren Grenzschicht wird die sinusförmige Temperaturfluktuation in der Zeit durch folgende Gleichung beschrieben:

$$T_{(t)} = T_{\text{mean}} - T_{\text{ampl}} \cdot \sin \left(\frac{2\pi(t - t_0)}{365.25} \right) \quad [\text{Gl. 5.13}]$$

wobei:

$T_{(t)}$	=	Tagesmitteltemperatur an der unteren Grenzschicht der Bodensäule [°C]
T_{mean}	=	mittlere Jahrestemperatur [°C]
T_{ampl}	=	maximale Temperaturamplitude an der unteren Grenzschicht der Bodensäule [°C]
t_0	=	Zeitpunkt, wenn $t = t_{\text{mean}}$ [d]

Im Modell *ARID* ist ein Modul zur Berechnung und Entwicklung von Schnee implementiert, welches auf dem Gradtag-Verfahren basiert (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996). Demnach wird der Schneedeckenaufbau und -abbau als Funktion der Temperatursumme berechnet.

5.7 Räumliche Diskretisierung des Einzugsgebiets

Eine in physikalisch basierten, gegliederten Modellen weit verbreitete und in der Regel notwendige, methodische Vorgehensweise ist die Untergliederung des Einzugsgebiets in Raumeinheiten mit homogenem hydrologischem Verhalten. In der Literatur haben diese Einheiten je nach Art der hinzugezogenen Parameter unterschiedliche Bezeichnungen (SUMMERELL et al. 2003). Eine Auswahl gängiger Diskretisierungskonzepte liefert Tab. 5.1:

Tab. 5.1: Ausgewählte Konzepte zur Diskretisierung der Landschaft in homogene Modelleinheiten.

Bezeichnung der Modellierungseinheit	Autor(en) bzw. Anwender
Hydrological Response Units, HRU	FLÜGEL (1995)
Mesochoren-Konzept	ZILLBACH (1984)
Representative Elementary Areas, REA	WOOD et al. (1988)
Grouped Response Units, GRU	KOUWEN et al. (1993)
Aggregated Simulation Areas, ASA	KITE (1995)
Elementares Gebiet	BLÖSCHL (1996)
Lithofazies-Konzept	SCHWARZE et al. (1999)
Hydrologically Similar Units, HSU	KARNOVEN et al. (1999)
Terrain Types	LANGE (1999)
Pedomorphologische Einheiten	PARK et al. (2001)
Hydrogeomorphic Units, HGU	CARLILE et al. (2002)
Hydrologically Similar Surfaces, HYSS	KIRKBY et al. (2002)
Geomorphic Strata	TONGWAY et al. (2003)

Ein gemeinsamer Anspruch der in Tab. 5.1 aufgeführten Konzepte ist die Definition von Raumeinheiten mit repräsentativen Rahmenbedingungen. Je nach betrachtetem Prozess sind jedoch unterschiedliche Gebietseigenschaften von Bedeutung (Lokalklima, Pedologie, Hydrologie, Vegetation, Geologie oder Landnutzung). In Kap. 10 werden die Vor- und Nachteile dieser Konzeption diskutiert. In der vorliegenden Arbeit wird mit der Ausweisung von so genannten **Landschaftseinheiten (LE)** ein vergleichbarer Ansatz angewendet. Das Untersuchungsgebiet wird in diskrete Simulationseinheiten unterteilt, wobei diese in Bezug ihrer kennzeichnenden, beziehungsweise ihrer von den benachbarten Einheiten abgrenzenden Eigenschaften definiert werden. Auf der Grundlage ihrer naturräumlichen Ausstattung werden bei der Diskretisierung der Untersuchungsstandorte folgende Kriterien herangezogen:

- Dominierender Reliefformtyp nach AG BODEN (1994)
- Vorherrschende bodenphysikalische Eigenschaften (Korngröße, Bodenmächtigkeit, Skelettgehalt, Steinbedeckung)
- Charakteristisches Infiltrations- und Abflussverhalten auf der Basis der Infiltrations- und Beregnungsexperimente

Durch das eingangs des Kapitels erläuterte und in Abb 5.1 visualisierte Modellkonzept wird gewährleistet, dass jede Rasterzelle an den spezifischen Parametersatz der ihr zugehörigen Landschaftseinheit gekoppelt ist. Die Definition von Einheiten mit homogenen hydrologischen Verhalten impliziert weiterhin, dass die Integration aller gradueller Varianten ausgeschlossen werden muss. Abb. 5.4 stellt die räumliche Diskretisierung und Ausweisung repräsentativer Landschaftseinheiten am Beispiel des Untersuchungsgebiets El Miyit dar.

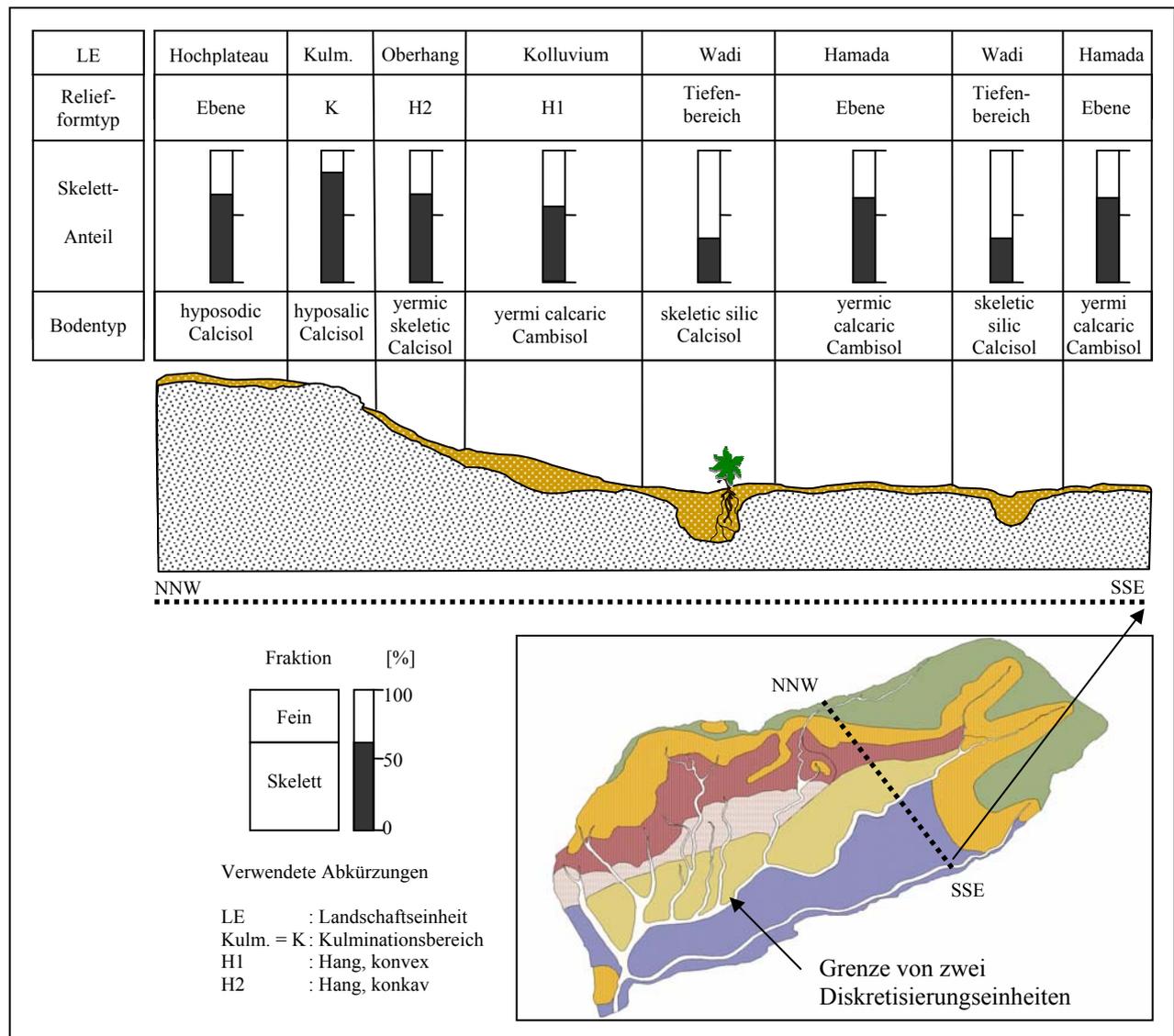


Abb. 5.4: Räumliche Diskretisierung und Ausweisung von Landschaftseinheiten am Beispiel einer Catena am Standort El Miyit.

Im Fall von El Miyit werden bestimmte Attribute zur Untergliederung des Einzugsgebiets gewählt. Neben überwiegend morphologischen Eigenschaften (Reliefformtyp) werden physikalische Bodeneigenschaften (Skelettgehalt, Bodentyp) zur Ausweisung von spezifischen Landschaftseinheiten herangezogen. Hinsichtlich einer lokalklimatischen Gebietscharakteristika oder einer spezifischen Landnutzung bleibt das Einzugsgebiet jedoch undifferenziert. In Tab. A2 im Anhang sind alle 38 Landschaftseinheiten, ihre Flächenanteile an den jeweiligen Einzugsgebieten sowie ihre typischen, bodenhydrologisch relevanten Parameter aufgelistet. Sowohl die tabellarische Übersicht als auch die Darstellung der standortspezifisch definierten Landschaftseinheiten aller Standorte (vgl. Abb. A1-A6 im Anhang) belegen, dass bei der Definition der Einheiten je nach vorliegendem Landschaftshaushalt unterschiedliche Abgrenzungskriterien herangezogen wurden.

5.8 Zeitliche Diskretisierung

Die vom Anwender frei wählbaren, modellinternen Zeitschritte werden von der zeitlichen Auflösung der automatisch erfassten Klimadaten vorgegeben. Klimadaten liegen in einer zeitlichen Auflösung von 15-, 30- und 60minütigen Zeitschritten vor. Während die Klimaelemente Lufttemperatur, Strahlung, Windgeschwindigkeit und relative Feuchte als stündliche Werte ins Modell eingehen, ist der Niederschlag in einer feineren Auflösung integrierbar (30 und 15 Minuten). Die Auswirkung einer Veränderung der Zeitschritte auf das Modellresultat wird in Kap. 10 diskutiert.

6 Daten und Methoden

Im folgenden Kapitel werden im Untersuchungsraum implementierten Messinstrumente und die im Rahmen der Datenerhebung vorgenommenen Detailuntersuchungen erläutert. Das beschriebene Messkonzept und die Durchführung der Datenerhebungskampagnen bilden die Grundlage für das Prozessverständnis des hydrologischen Regimes und für die Anwendung des im Vorfeld (Kap. 5) vorgestellten Bodenwassermodells.

Bei der Generierung der benötigten Datensätze wurden unterschiedliche Betrachtungsebenen zugrunde gelegt. Die im Gelände durchgeführten Messungen richten sich nach der räumlichen Diskretisierung der Untersuchungsflächen. Als kleinste Raumeinheit wird die schon in Kap. 5.7 beschriebene Landschaftseinheit herangezogen. Für jeden Typ der Landschaftseinheiten wurden spezifische Datensätze hinsichtlich der bodenphysikalischen Eigenschaften, des Infiltrationsverhaltens, der Vegetation und - im Fall der Standorte im Hohen Atlas TNB und CSC - der klimatischen Verhältnisse erhoben. Mit dem Ziel der Datenaufnahme zur Beschreibung und Modellierung des Bodenwasserhaushalts konnte die eigene Messinfrastruktur durch Messdaten verschiedener Teilprojekte komplettiert werden. Auf die Integration von Fremddaten wird an entsprechender Stelle hingewiesen.

Die für die Prozessanalyse und Modellierung benötigten Kenngrößen werden in Bezug auf die Hydrologie in *statische* und *dynamische* Parameter untergliedert. Statische Parameter unterliegen während des Betrachtungszeitraums keiner zeitlichen Veränderung (topographische Eigenschaften, Korngrößenanteile). Demgegenüber werden als dynamische Parameter jene Kennwerte zusammengefasst, deren Ausprägung zeitlich (saisonal, hygrische Phasen, Tagesgang) variieren. Die Erläuterung der Daten und Methoden schließt eine kritische Betrachtung und Erwähnung möglicher Fehlerquellen der zugrunde gelegten Verfahren mit ein.

6.1 Statische Daten

6.1.1 Digitales Geländemodell, Topographie und Relief

In Ermangelung eines vorhandenen digitalen Geländemodells (DGM) als räumliche Modellierungsgrundlage wurden Koordinaten und Höhenpunkte mit Hilfe eines differenziellen Globalen Positionierungssystem dGPS (GPS Pathfinder[®], Pro XRS, Trimble Co., USA) erhoben. Durch Wiederholungsmessungen konnte eine durchschnittliche Abweichung von ± 0.2 m (Horizontaldistanz) bzw. ± 0.5 m (Vertikaldistanz) bestimmt werden. Technische Details zur Verwendung des eingesetzten dGPS geben ALTMAIER et al. (2001). Mit Hilfe des dGPS wurden die kleinsten Untersuchungsstandorte ARG und BSK in einer Auflösung von

2 m, JHB und EMY in 10 m-Rasterweite kartiert. Da die großen Gebiete TJG und ASS mit diesem Verfahren nicht zu kartieren waren (zu große Fläche, Terrain stellenweise zu steil und nicht gangbar), erfolgte die Generierung der Höhenmodelle auf der Grundlage der topographischen Karte. Dabei wurden die in den Karten vorgegebenen Höhenlinien und Höhenpunkte digitalisiert und ein Höhenmodell in der Auflösung von 100 m erstellt. Durch die Methode des *Ordinary Kriging* (MOORE et al. 1993) wurden die Höhenpunkte schließlich zu einem Höhenmodell interpoliert. Für weitere Reliefanalysen und die graphische Visualisierung wurde das DGM in ein GIS (ArcView 3.2[®] und ArcGIS[®]) integriert.

Da sich der Fließprozess im Modell unmittelbar aus den vom DGM vorgegebenen hydrologisch-morphologischen Einzugsgebietsparametern wie Hangneigung und Fließrichtung ergibt, war es im Anschluss der Interpolation erforderlich, alle topographischen Depressionen zu „glätten“ (vgl. KAMPHORST & DUVAL 2001). Durch die Eliminierung der Kavitäten wird die Oberfläche stark idealisiert, Fließprozesse können jedoch einfacher berechnet werden.

Neben der Nutzung als räumliche Modellierungsgrundlage dient das Höhenmodell zudem zur Ableitung primärer und sekundärer Reliefparameter. Diese gehen zwar nicht direkt in die Modellparameterisierung ein, stellen aber ein wertvolles Hilfsmittel bei der Ausweisung von Landschaftseinheiten in großen Einzugsgebieten dar. Beispielsweise kann durch die Generierung des *Topographischen Wetness Index* (TWI) eine wirklichkeitsgetreue Abbildung des Gerinnenetzwerks erzielt werden. An dieser Stelle sei auf Abb. 8.1 verwiesen, in welcher die Gerinnelokalisation mithilfe des TWI schematisch dargestellt wird. Laut AG BODEN (1994) sind einfache Reliefformtypen dadurch gekennzeichnet, dass an den Flächen um den Aufnahmepunkt mit ähnlichen reliefbedingten Bodeneigenschaften zu rechnen ist als unmittelbar am Aufnahmepunkt.

Der Wölbung kommt dabei eine besondere Bedeutung zu: Unter Wölbung wird hier die richtungsbezogene Krümmung eines Reliefausschnitts, also die Abweichung von der Ebene verstanden (DIKAU 1988). Zur Ableitung von Wölbungsklassen ermittelt das ESRI-Script „landformelements“ (SCHMIDT, F. 2003) aus dem DGM für jede Rasterzelle zuerst die Werte der beiden Wölbungsrichtungen „vertikal“ und „horizontal“. Die Tangentialwölbung ergibt sich im nächsten Schritt aus der Multiplikation von Horizontalwölbung und dem Sinus des Geländeneigungswinkels für den zu untersuchenden Punkt. Nach AG BODEN (1994:63) können die Wölbungstypen anschließend durch eine Reklassifizierung in drei Klassen gruppiert werden: *konkav*, *gestreckt* und *konvex* (Vertikalwölbung) bzw. *konvergierend*, *parallel* und *divergierend* (Tangentialwölbung). Eine Kombination aus den beiden in je drei Klassen eingeteilten Wölbungs-Grids ergibt neun verschiedene Formelemente.

Weiterführende Erläuterungen zur Definition von Wölbungsklassen gibt SCHMIDT, F. (2003). Für die Festlegung der Schwellenwerte galt die Vorgabe der AG BODEN (1994) zur Reliefbeschreibung. Danach weist z.B. ein „stark gewölbter“ Bereich Krümmungsradien zwischen 1000 m und 3000 m auf (Tab. 6.1).

Tab. 6.1: Wölbungsstärken zur Abgrenzung von Reliefformtypen (SCHMIDT, F. 2003).

Wölbung	Kurzzeichen	Grenzwert [m^{-1}]
Vertikal konvex	X	-0.05
Vertikal gestreckt	G	-0.05; 0.05
Vertikal konkav	V	+0.05
Horizontal konvergierend	K	-0.002
Horizontal parallel	P	-0.002; 0.001
Horizontal divergierend	D	+0.001

Aus der zuvor erläuterten morphometrischen Analyse gehen sechs Reliefformtypen hervor:

- Kulminationsbereich
- Hangbereich 1 (konvex)
- Hangbereich 2 (gestreckt)
- Hangbereich 3 (konkav)
- Ebene
- Tiefenbereich

In Zusammenhang mit den bereits in Kap. 4.2 beschriebenen Untersuchungsstandorten zeigt Abb. 6.1 die Flächenbilanz der sechs aggregierten Reliefformtypen.

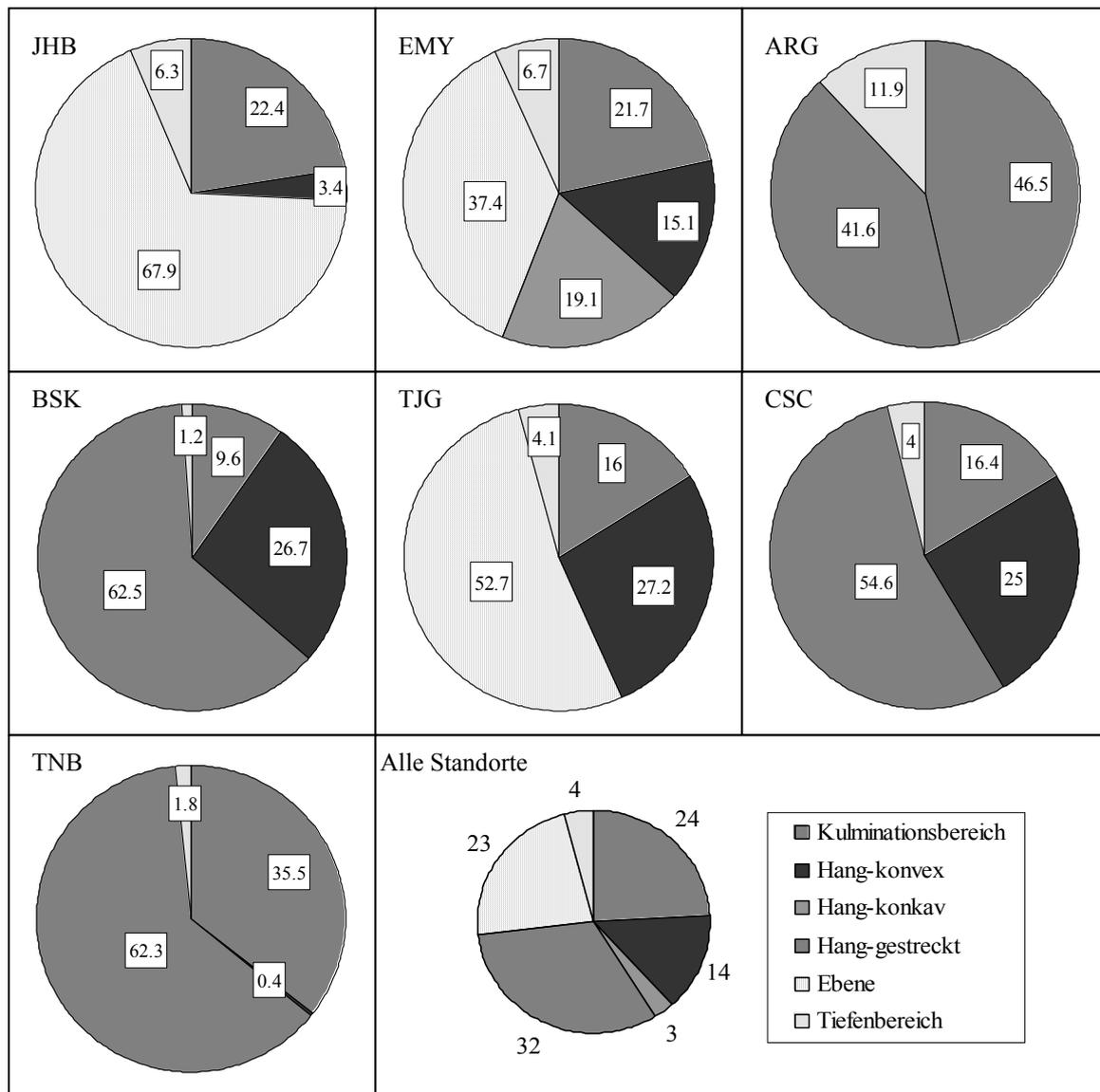


Abb. 6.1: Verteilung der aggregierten Reliefformtypen in den jeweiligen Untersuchungsstandorten.

Aus den Flächenbilanzen in Abb. 6.1 geht hervor, dass die Tiefenlinien nur einen kleinen Anteil an der Gesamtfläche einnehmen. Große Ebenen sind an den Standorten Jebel Hssain Brâhim, El Miyit und Taoujgalt zu finden. Hangbereiche nehmen ca. die Hälfte der kumulierten Standortfläche ein, dabei überwiegen die gestreckten Hangbereiche. Etwa 25 % der Fläche sind Kulminationsbereiche (topographische Rücken mit Kulminationspunkt bzw. -linie im Zentrum).

Es sei hinzuzufügen, dass es sich bei der Ausweisung von Kulminationsbereichen, Tiefenlinien, Ebenen und Hängen um reine Morphometrie handelt und dass morphogenetische Informationen nicht enthalten sind.

6.1.2 Bodenphysikalische Daten

In Verbindung mit den Beregnungs- und Infiltrationsversuchen dienen die im Rahmen von sechs Messkampagnen durchgeführten bodenphysikalischen Aufnahmen zwei Zielen:

- Gewinnung der benötigten Modellparameter.
- Analyse der für die Abflussbildung und den Bodenwasserhaushalt wichtigen Prozessvorgänge.

Da im Untersuchungsgebiet flächige Bodeninformationen fehlen, wurden die benötigten Daten im Verbund mit dem Bodenkunde-Teilprojekt erhoben (vgl. MILLER 2002, CHAFIK in Vorb.). Die bodenphysikalische Datenerhebung wurde für alle Landschaftseinheiten vorgenommen.

Aufgrund des Skelettreichtums sowie geringen Bodenmächtigkeiten war der Einsatz von Bohrstock oder Edelmann-Bohrer sowie die Entnahme von ungestörten Stechzylinderproben zur Wassergehaltsbestimmung nicht durchführbar. Daher wurden für die Laboranalysen insgesamt 130 repräsentative Mischproben aus dem Oberboden entnommen. Der Skelettgehalt wurde entsprechend der von der AG BODEN (1994) definierten Gemengeanteilsklassen (in Gewichtprozent) mit einer Feinwaage bestimmt. Für die Fragestellung bedeutsame Parameter, wie beispielsweise die hydraulische Leitfähigkeit und der volumetrische Wassergehalt wurden um einen Wert reduziert, der sich aus den gewichtsprozentualen Skelettgehalten ergibt (Kap. 8.1). Die Humusbestimmung und die Korngrößenanalyse erfolgten in den Geographischen und Bodenkundlichen Instituten der Universität Bonn. Dabei kam die Korngrößenklassifizierung gemäß der DIN 18123 in Verbindung mit der DIN 19683 nach KÖHN zur Anwendung (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002).

6.1.3 Infiltration und Beregnung

Infiltration

Bei den Untersuchungen zum Infiltrationsverhalten der Böden wurde deren Wasserdurchlässigkeiten und somit die Voraussetzung für die Entstehung von Abfluss nach dem HORTON'schen Typ geprüft. Zu diesem Zweck wurde die initiale und finale Infiltrationsrate sowie die hydraulische Leitfähigkeit der Böden mit einem Haubeninfiltrometer (UGT GmbH, Müncheberg) im Feldversuch bestimmt. Die Verwendung des Haubeninfiltrometers zur Infiltrationsmessung dient dabei zwei Zielen:

- Die Kenntnis des räumlichen Musters des Infiltrationsverhaltens erleichtert die Ausweisung hydrologisch repräsentativer Landschaftseinheiten.
- Die erfassten Infiltrationsdaten werden zur Beschreibung als Parameter direkt im Bodenwassermodell integriert.

Die Berechnung der hydraulischen Leitfähigkeit aus den gemessenen Infiltrationsraten erfolgt in Anlehnung an den Gerätehersteller und WOODING (1968). Die Messung wurde unter den Bedingungen der „constant head“-Methode durchgeführt. Sie erlaubt die Messung der Infiltration nahe Sättigung (Unterdruck). Der anwendbare Tensionsbereich wird durch den Lufteintrittspunkt des Bodens begrenzt. Die hydraulische Druckhöhe im Wasservolumen unter der Haube wird über ein MARIOTTE'sches Drucksystem gesteuert. Bei der Verwendung des Haubeninfiltrometers handelt es sich um eine nicht-destruktive Methode, da das Porensystem des Bodens erhalten bleibt.

Berechnung

Da Trockenräume aufgrund der klimatisch-hydrologischen Bedingungen nur sporadisch Abfluss zulassen (MORIN & CLUFF 1980, YAIR 1990, ABRAHAMS & PARSONS 1994, BERGKAMP 1998, CERDA 1999) wurde in Anlehnung an die Konstruktion von BORK & BORK (1981) und RIES et al. (2000) eine mobile Berechnungsanlage gebaut. Mit Hilfe dieses Verfahrens ist die Bestimmung des Infiltrationsverhaltens eines Bodens auf der Grundlage der aufgefangenen Abflussmenge somit auch in Trockenräumen möglich. Die Versuche unterliegen der Annahme, dass die Produktion des Oberflächenabflusses dem HORTON'schen Typ entspricht (vgl. Kap. 2.3.4). Dieser beruht auf der Theorie, dass Abfluss entsteht, wenn die Niederschlagskapazität die Infiltrationskapazität überschreitet. Mithilfe der HORTON-Gleichung wurde die Infiltrationsrate aus der Differenz von Niederschlags- und Abflussrate errechnet. Die Experimente erlauben die Ableitung des Parameters β aus der HORTON-Gleichung (Gl. 2.1), welcher die Abnahme der Infiltrationsrate mit der Zeit beschreibt. Außerdem wurden folgende Zielgrößen erfasst:

- Abfluss absolut [mm/h] und relativ [% vom applizierten Niederschlag]
- Infiltration absolut [mm/h] und relativ [% vom applizierten Niederschlag]
- Niederschlag [mm/h]
- Bildung der ersten Sättigungswasserflächen [min nach Niederschlagsbeginn]
- Eindringtiefe der Feuchtefront [cm]

Da natürliche Regenfälle, gerade in tropischen und ekotropischen Klimaten, meistens raumzeitlich hochdynamisch verlaufen, ist eine Realsimulation der Niederschläge nur annäherungsweise möglich (SEUFFERT 1992). Diese Unsicherheiten werden jedoch durch die Möglichkeit aufgewogen, die Abflussbildungsprozesse verschiedener Oberflächen mit stets demselben Versuchsaufbau vergleichen und ableiten zu können (FRASIER et al. 1995, 1998, SCHERRER 1997, WALSH et al. 1998, LOCH et al. 2001).

Die Beregnungsanlage unterliegt während des Einsatzes bestimmten methodischen Auflagen: Sie muss mobil sein und von einer Person transportiert, installiert und bedient werden können. Zudem war es aus logistischen Gründen erforderlich, den Wasserverbrauch so niedrig wie möglich zu halten.

Kernstück des Beregners ist ein Düsenkörper (Spraying Systems Co., USA), der die Formung einer runden Aufprallfläche erlaubt. Durch die Düsenmontierung in einer definierten Höhe über der Bodenoberfläche wurde gewährleistet, dass eine kreisförmige Fläche von 1 m^2 vollständig und homogen mit Tropfen bedeckt wird. Zur Vermeidung der Bodenoberflächenverschlammung wurde ein spezielles Düsenmundstück (Fulljet GG4.W[®] mit Vollkegel-Mundstück TG-2, Spraying Systems Co., USA) verwendet, das nach Herstellerangaben die geringste Aufprallkraft besitzt. Der direkte Einfluss der Tropfenerosion ist nach GOMER (1995) bei Beregnungsexperimenten in Algerien jedoch vernachlässigbar gering.

Die Installation einer Messparzelle beginnt mit dem Einlassen eines Metallrings, der als Schablone für die Modellierung einer 1 m^2 umspannenden Gypsumrandung fungiert. An der hangabwärts gerichteten Seite wurde ein Auslassschlitz mit einem eingegipsten Rohr eingebaut, durch welches der Oberflächenabfluss einem Messgefäß zugeleitet wurde.

Der eigentlichen Beregnung ging eine Kalibrierung der Sprühintensität voraus, damit konstante und somit übertragbare Versuchsbedingungen gewährleistet werden. Zu diesem Zweck wurde eine Anzahl normierter Messgefäße in einem gleichmäßigen Raster unter dem Spritzkegel aufgebaut. Nach definierter Beregnungsmenge wurde der Inhalt der Messbecher bestimmt und auf die Fläche hochgerechnet. Über das Manometer wurde der Druck angepasst, damit die Beregnungssumme von 30 Liter innerhalb von 20 Minuten erreicht werden konnte. Dies wurde so oft wiederholt, bis sichergestellt wurde, dass der Quadratmeter vollständig und gleichmäßig mit Wasser besprüht wurde.

Die Beregnung erfolgte mit einer Intensität von konstant 90 mm/h^{-1} , was bei einer Beregnungsdauer von 20 Minuten einen Wasserverbrauch von 30 Litern zur Folge hat. An der

generatorbetriebenen Pumpe (Modell Delta 500 Espa, Spanien) sind Manometer und Wasseruhr zwischengeschaltet, so dass die Niederschlagsintensität über den Druck überprüft und konstant gehalten werden kann.

Während des Versuchs konnte sich innerhalb Gipswalls Oberflächenabfluss bilden und auf die 1 m² große Messparzelle bezogen werden. Zur Vermeidung von Winddrift wurde das Gestell an den vier Außenseiten mit Kunststoffplatten verkleidet. Foto 6.1 zeigt den eingesetzten Beregner ohne Windschutz.

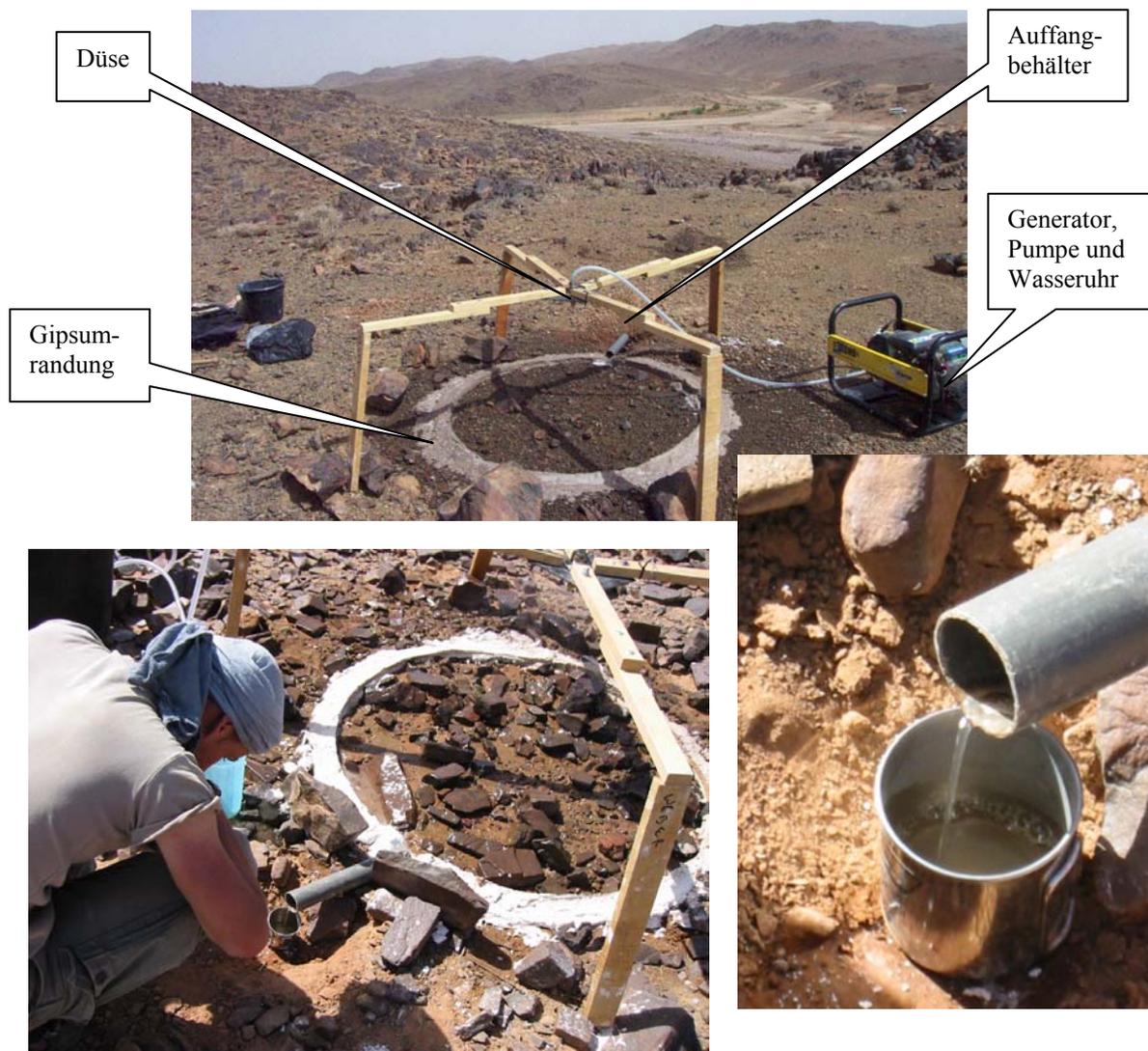


Foto 6.1: Versuchsanordnung während der Niederschlagssimulation.

Die Versuchsanordnung ermöglicht die Durchführung von statischen Regensimulationen, so dass reproduzierbare und auf andere Standorte übertragbare Niederschlagsbedingungen gewährleistet werden konnten. Die Verluste durch Verdunstung und Interzeption wurden vernachlässigt.

Im Projektgebiet wurden zwischen den Jahren 2002 und 2003 insgesamt 38 Berechnungsversuche durchgeführt. Die Auswahl der Messplots erfolgte ausschließlich auf Basis der definierten Landschaftseinheiten. Aus Gründen der Zugänglichkeit und Logistik wurden im Hohen Atlas oberhalb 3000 m keine Versuche unternommen.

6.1.4 Vegetationsdaten

Die Erfassung der Vegetationsbedeckung erfolgte in Zusammenarbeit mit dem IMPETUS-Projektbereich B3 (GRESENS, in Vorb., STAUDINGER, in Vorb.). Wuchshöhen und der zur Ableitung des Blattflächenindex wichtige Vegetationsbedeckungsgrad wurden für jede Landschaftseinheit bestimmt. Da Parameter, wie stomatare Widerstände und Wurzeleigenschaften nicht bekannt sind, wurde auf Literaturwerte zurückgegriffen. Es wird darauf hingewiesen, dass alle Vegetationseigenschaften im Rahmen der vorliegenden Arbeit als *statisch* aufgefasst werden.

6.2 Hydrodynamische Daten

6.2.1 Klimadaten

Im Untersuchungsstandort werden Klimadaten von verschiedenen projekteigenen Klimastationen (Campbell Scientific Inc., UK) kontinuierlich aufgezeichnet. Dabei werden die Klimaelemente Niederschlag (Fest- und Flüssigniederschlag), Strahlung (kurzwellig, langwellig), Luft- und Bodentemperatur, relative Luftfeuchtigkeit, Bodenfeuchte sowie Windrichtung und -stärke automatisch aufgezeichnet. Die Daten werden als viertelstündliche, halbstündliche und stündlichen Summen bzw. Mittelwerte aggregiert. Von den im Transekt errichteten Klimastationen sind drei Anlagen als Bilanzstation ausgestattet, d.h. die Messungen werden in zwei unterschiedlichen Höhen (1 m und 2 m über dem Erdboden) vorgenommen. Im Gegensatz zu den übrigen Standorten, an denen jeweils nur eine Klimastation vorliegt, weist der Hohe Atlas aufgrund der höhenbedingten Klimadifferenzierung gleich drei Klimastationen auf. Die Stationsstandorte repräsentieren, ausgehend von der Station IMS im Bereich des Talbodens (2245 m ü.NN) über die Station TIC auf 3165 m ü.NN bis zum Gipfelgrat (MGO) auf 3950 m ü.NN, sehr unterschiedliche Klimazonen. Dieser Umstand hat für die Teileinzugsgebiete CSC und TNB zur Folge, dass die Untersuchungsgebiete in „Klimaregionen“ diskretisiert werden, worauf in Kap. 7.5 detailliert eingegangen wird.

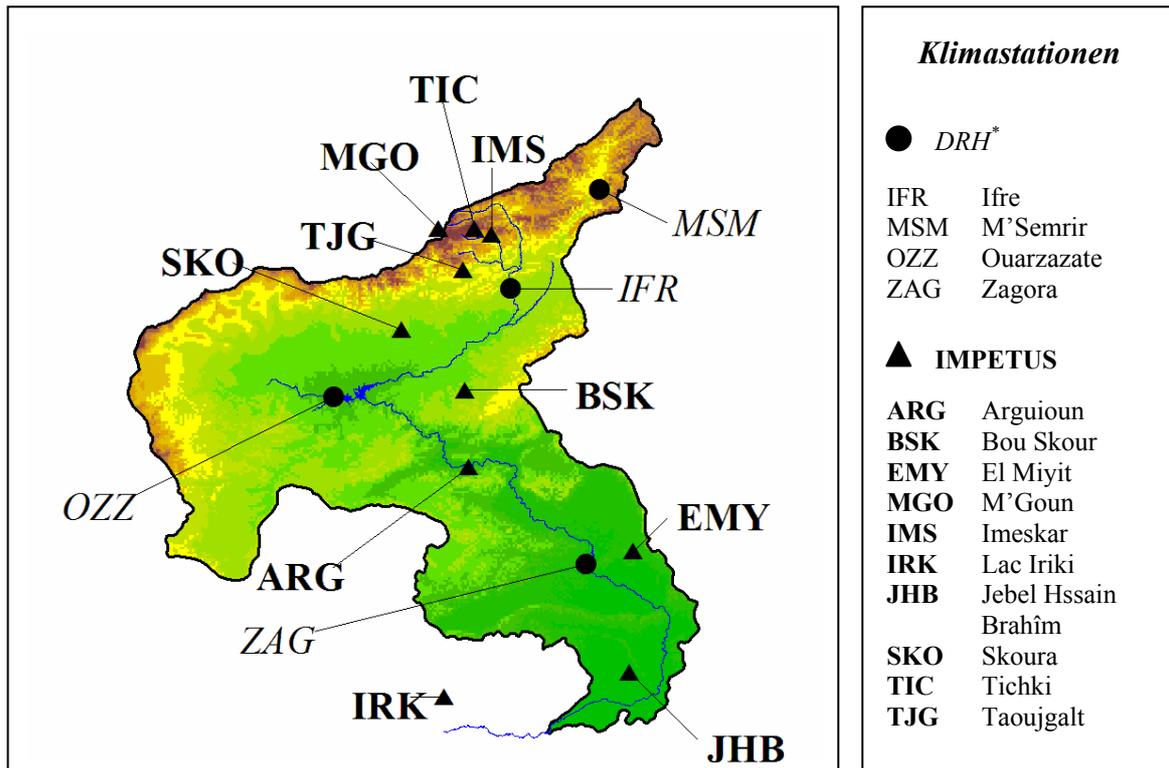


Abb. 6.2: Messnetz der in dieser Arbeit herangezogenen Klimastationen innerhalb des Drâa-Einzugsgebiets (*DRH= Direction Regionale de l'Hydraulique 2002).

Das IMPETUS-Klimamessnetz wird durch Daten der *Direction Regionale de l'Hydraulique* (DRH) vervollständigt (Abb. 6.2). Letztere wurden bei der klimatischen Einordnung des Untersuchungsraums in Kap. 4.1.3 herangezogen; für die in dieser Arbeit betrachteten Zeit- und Raumeinheiten besitzen diese Fremddaten jedoch keine Relevanz. Abb. 6.2 verweist auf die Lage der selektierten Klimastationen innerhalb des Drâa-Einzugsgebiets.

Messlücken

Aufgrund von Datenausfällen (fehlerhafte Installation oder Programmierung, Diebstahl, Sensorausfall) sind einige Datensätze zeitlich lückenhaft (vgl. Tab. 6.2). Die fehlenden Daten wurden durch das Prinzip der linearen Einfachregression aus den Daten der benachbarten Klimastationen abgeleitet. Tab. A1 im Anhang listet die zugrunde gelegten Regressionen der benötigten Klimaelemente tabellarisch auf. Mit Ausnahme der Klimaelemente Windstärke, Niederschlag und Bodenfeuchte konnten für die benötigten Klimadaten gute bis vertretbare Regressionen errechnet werden. Auf die Ableitung von Niederschlag, Bodenfeuchte und Windparametern wird verzichtet, da diese Klimaelemente spezifischen, lokalklimatischen Rahmenbedingungen unterworfen sind und eine räumliche Extrapolation mit zu vielen Fehlern behaftet ist. Beispielsweise führt der Versuch einer Übertragung der Bodenfeuchte

von benachbarten Klimastationen zwecks Schließung von Datenlücken besonders dadurch zu erheblichen Fehlern, da sich im jeweiligen Bodenwasserregime die standortspezifischen Eigenschaften, wie Substratbeschaffenheit, Skelettgehalt und Einbautiefe der TDR-Sensoren widerspiegeln.

Tab. 6.2: *Hinzugezogene Klimadaten mit Messzeitraum und Sensorausfall (* TDR-Sensoren nachträglich installiert: EMY=1002 Tage; ARG=738 Tage).*

Klima-station	Geogr. Breite	Inbetrieb-nahme	letzte Auslesung	Messzeitraum bis Okt/Nov 2003 [Tage]	Ausfall [Tage]	Ausfallrate [%]
JHB	29°56'N	09.04.01	01.11.03	936	0	0
EMY	30°21'N	16.11.00	01.11.03	1080*	0	0
ARG	30°39'N	09.04.01	04.11.03	939*	114	12.1
BSK	30°57'N	04.11.01	08.10.03	699	8	1.1
TJG	31°23'N	02.11.01	07.11.03	734	112	15.3
IMS	31°30'N	04.04.01	10.10.03	920	24	2.6
TIC	31°32'N	03.04.01	10.11.03	951	7	0.7
MGO	31°30'N	08.10.01	12.11.03	765	56	7.3

Bodenfeuchte

Der Messung der Bodenfeuchte kommt eine besondere Bedeutung zu, da der Bodenwassergehalt bei der Validierung und Kalibrierung des Simulationsmodells ein wichtiger Parameter darstellt. Der Bodenwassergehalt wird automatisch durch die seit Jahren an Bedeutung gewinnende Methode der Time-Domain-Reflektometrie (TDR) erfasst. Dieses Verfahren weist gegenüber konventionellen Methoden eine Reihe von Vorteilen auf (TOPP et al. 1980, STACHEDER 1996), da es gegenüber der immer noch bedeutsamen gravimetrischen Wassergehaltsbestimmung weitestgehend zerstörungsfrei ist und sich für die kontinuierliche Registrierung von Wassergehaltsveränderungen im Freiland eignet (HARTMANN 2000). Die Wassergehaltsbestimmung beruht auf dem Prinzip, dass die Reflektion eines elektrischen Spannungstoßes vom umgebenen Milieu (Boden) umso stärker verzögert wird, je höher dessen relative Permittivität ist. Die relative Permittivität wird mit der Stoffkonstante der so genannten Dielektrizitätskonstante bzw. Dielektrizitätszahl (DEZ) quantifiziert. Im Boden ist die DEZ im Wesentlichen eine Funktion der Bodenfeuchte, da Wasser mit der DEZ von 80 einen erheblich höheren Wert erreicht als alle anderen Bodenbestandteile (feste Bodenmatrix ~ 5; Luft ~ 1) (STACHEDER 1996, SANTINI & D'URSO 2000, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). Die vorgenommenen Wassergehaltsbestimmungen beschränken sich auf einen Raum zwischen den eingegrabenen Sondenstäben und deren direkter Peripherie. Nach STACHEDER

(1996:89) erreicht der Messbereich etwa das 1.4 bis 1.5-fache des Abstandes der Sondenstäbe. Demnach beziehen sich alle angegebenen Wassergehalte auf ein zylinderförmiges Bodenvolumen mit dem Sondenstab als Achse und einer Peripherie von zwei bis drei Zentimetern.

Der Einbau der Sondenstäbe wurde durch den häufig sehr hohen Skelettreichtum der Böden erschwert. Die Sondenstäbe mussten mit Feinmaterial eingeschlämmt werden, da der Kontakt mit Steinen oder Luft zu Messungenauigkeiten führt (STACHEDER 1996). Die Veränderung des Bodenmilieus bewirkte jedoch, dass eine feinmaterialreichere Bodenmatrix vorausgesetzt wurde. Daraus resultierende Unsicherheiten und weitere mögliche Fehlerquellen werden in Kap. 10 diskutiert.

TDR-Sensoren fehlen am Standort Jebel Hssain Brâhim und im Hohen Atlas. Eine Validierung der simulierten Bodenfeuchte ist an diesen Standorten somit nicht erfolgt. Die restlichen Klimastationen sind mit jeweils drei TDR-Sensoren bestückt. In El Miyit stehen TDR-Messungen von mehreren Landschaftseinheiten zur Verfügung, da die Sensoren in jeweils 10 cm Tiefe in der Hamada-Fläche, im Oued und in einer *Nebka* unter Vegetation (*Acacia raddiana*) vergraben wurden. In Arguioun und Bou Skour wurden die drei Sondenstäbe untereinander in 5, 15 und 30 cm installiert, so dass hier eine Verlagerung der Feuchtefront im Vertikalprofil zu verfolgen ist. Bei Implementierung der Sensoren in Taoujgalt stand ein Vergleich der Bedingungen von Vegetationsstandorten und vegetationsfreien Oberflächen im Vordergrund. An einem vegetationsfreien Standort wurden zwei Sensoren in 5 und 15 cm vergraben, der dritte Sensor wurde zu Vergleichszwecken unter *Artemisia*-Vegetation installiert.

Eine substratspezifische Kalibrierung der Sensoren wurde nicht vorgenommen. Alle Messungen wurden unter Verwendung der Standardgerätekalibrierung durchgeführt. STACHEDER (1996) weist jedoch darauf hin, dass die DEZ von bestimmten Faktoren modifiziert werden kann. DIRKSEN & DASBERG (1993) zufolge führt beispielsweise der durch Bodenversalzung hervorgerufene Anstieg der elektrischen Leitfähigkeit zu einer Überschätzung des Wassergehalts. Der Einfluss der Salinität auf die DEZ kommt nach Versuchen von STACHEDER (1996:113) aber erst bei einer elektrischen Leitfähigkeit von > 2 mS/cm zum Tragen. Da die Leitfähigkeiten der betreffenden Böden deutlich unter diesem Schwellenwert bleiben (CHAFIK, pers. Mitteilung), kann eine beeinflussende Wirkung durch die Salinität ausgeschlossen werden. In zahlreichen Studien wird darauf hingewiesen, dass Ungenauigkeiten durch extreme Bodentemperaturen hervorgerufen werden können (vgl. PEPIN et al. 1995). Die werkseigene Standardkalibrierung zur Evaluierung des Temperatureffektes wurde nach Herstellerangaben im Rahmen einer Temperaturspanne von 10 bis 30°C durchgeführt.

Die Temperaturkorrektur wurde auf Empfehlung des Geräteherstellers wie folgt vorgenommen (CAMPBELL SCIENTIFIC INC. 1996:3):

$$\text{Koef}_{\text{Temperatur}} = -3.46 \cdot 10^{-4} + 0.019 \cdot \theta_{V \text{ unkorrigiert}} - 0.045 \cdot \theta_{V \text{ unkorrigiert}}^2 \quad [\text{Gl.6.1}]$$

$$\theta_{V \text{ korrigiert}} = \theta_{V \text{ unkorrigiert}} - (t - 20) \cdot \text{Koef}_{\text{Temperatur}} \quad [\text{Gl.6.2}]$$

wobei $\text{Koef}_{\text{Temperatur}}$ dem Temperaturkoeffizienten und θ_V dem volumetrischen Wassergehalt entspricht.

Für die Temperaturabhängigkeit bei Temperaturen $> 30^\circ\text{C}$ steht demnach keine Kalibrierfunktion zur Verfügung. Die Auswirkung der vorgenommenen Temperaturkorrektur auf den Wassergehalt wird in Abb. 6.3 am Beispiel von *Bou Skour* für den Zeitraum 2002 dargestellt.

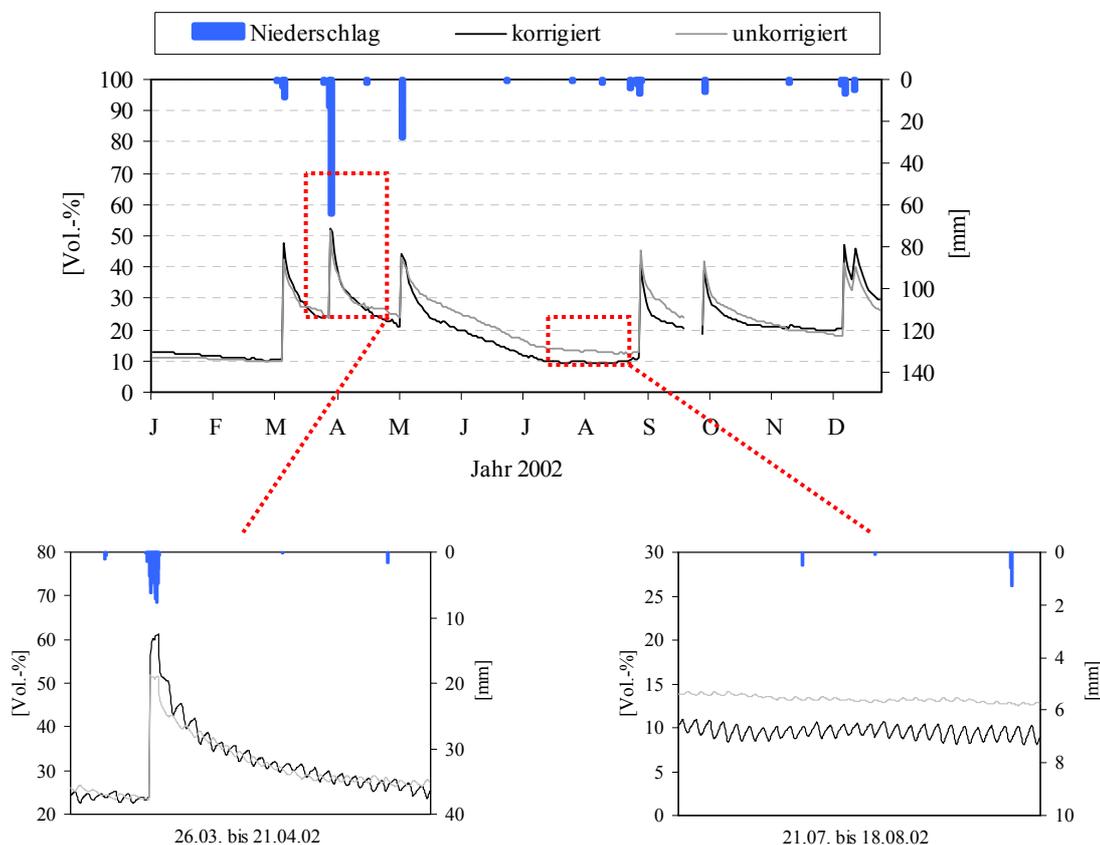


Abb. 6.3: Auswirkung der Temperaturkorrektur auf den Bodenwassergehalt (Beispiel *Bou Skour*, TDR-Messung in 10 cm; Zeitraum 2002).

Die Dynamik der korrigierten und unkorrigierten Wassergehalte bestätigt, dass vor allem während der Austrocknungsphasen mit Abweichungen gerechnet werden muss. Aufgrund der tagesgangabhängigen Temperaturschwankung erhöht sich zudem die Amplitude der Bodenfeuchte. Die Korrektur hat für das oben genannte Beispiel zur Folge, dass sich der korrigierte Wassergehalt für das Jahr 2002 um 10.4 % (vom unkorrigierten Wert) reduziert

(vgl. Tab. 6.3). Die Integration des Temperaturkoeffizienten bewirkt im Allgemeinen, dass der korrigierte Wassergehalt einer tagesgangabhängigen Schwankung unterworfen ist. Abb. 6.4 zeigt, dass der unkorrigierte Wassergehalt von einer geringen Amplitude gekennzeichnet ist und ähnlich der Bodentemperatur am Abend Maximalwerte erreicht. Demgegenüber ist der Verlauf des korrigierten Wassergehalts von großen Tagesschwankungen geprägt und erreicht in den frühen Abendstunden das Feuchteminimum.

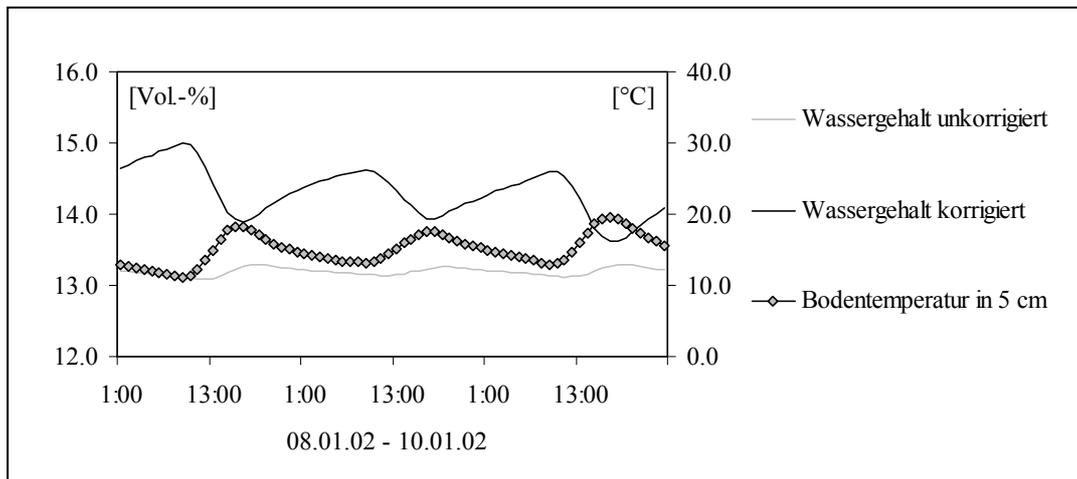


Abb. 6.4: Tagesgangabhängige Amplitude als Artefakt der thermischen Korrektur des Bodenwassergehalts am Beispiel von *El Miyit* (TDR-Messung in 10 cm, Zeitraum: 08.01.02 bis 10.01.02).

Das Beispiel von El Miyit belegt, dass durch die Korrektur der zugrunde gelegten Bodentemperatur eine tagesabhängige Dynamik hervorgerufen wird. Dieser Tagesgang ist jedoch keine Folge von thermisch bedingten Feuchtigkeitsschwankungen. Er stellt ein Artefakt dar und bildet ein zur integrierten Bodentemperatur invers verlaufendes Regime ab (Abb. 6.4).

Tab. 6.3 zeigt das Ergebnis der Temperaturkorrektur für alle Standorte im Jahr 2002. Während der Wassergehalt des im Jahresmittel kühleren Bodenmilieus von TJG nur um 3.2 % unterschätzt wird, erfahren die südlichen Klimastationen eine Reduktion der gemessenen Wassergehalte um bis zu 15.8 %. Die Integration des Temperaturkoeffizienten hat den Effekt, dass eine nach Süden gerichtete Zunahme der Abweichung erfolgt. Im Fall von vertikal untereinander installierten Messsonden vergrößern sich die Abweichungen von oben nach unten.

Tab. 6.3: Ergebnis der Temperaturkorrektur der TDR-basierten Wassergehaltsbestimmung (Betrachtungszeitraum 2002).

Standort	Geogr. Breite	Durchschnittliche Bodentemperatur in 15 cm (Jahr 2002)	Abweichung vom unkorrigierten Wassergehalt [%]
EMY	30°21'N	28.9	-15.8
ARG	30°39'N	26.9	-13.7
BSK	30°57'N	23.7	-10.4
TJG	31°23'N	18.4	+3.2

Schnee

Im Einzugsgebiet des Assif-n-Ait-Ahmed führte die Erfassung des hinsichtlich der Gesamtwasserbilanz wichtigen Schneeniederschlags zu Ungenauigkeiten der Jahresniederschlagssumme. Da die Regenwaagen und der zusätzlich installierte Schneensensor während der Schneefallperioden störanfällig sind, stellen die Daten der Schneedeckenmächtigkeit die einzige verlässliche Informationsgrundlage der winterlichen Niederschläge dar. Durch den Einsatz des auf Ultraschall basierenden Schneehöhensensors SR-50 (Campbell Scientific, UK) steht zwar ein Näherungswert für den Auf- und Abbau der Schneedecke zur Verfügung, jedoch fehlt ein detailliertes Protokoll für den Zeitpunkt des Phasenwechsels von Schnee und Eis in Schmelzwasser. Die Umrechnung der Schneemächtigkeit in das Wasseräquivalent erfolgt durch die Annahme, dass 1 cm Schneehöhe 1 mm Flüssigniederschlag ergibt. In Anlehnung an die Vorgaben von SEVRUK (1992:138) entspricht dies einem Umrechnungsfaktor von 0.1 g/cm^3 . Dadurch ist die Gesamtwassermenge näherungsweise bestimmbar, nicht aber die zeitliche Dauer des Schneedeckenauf- und -abbaus. Zur zeitlichen Eingrenzung des Schneedeckenaufbaus sowie des Schmelzvorgangs wird neben der Albedo, der Globalstrahlung und der Lufttemperatur in 2 m Höhe vor allem die Bodentemperatur in 5 cm Tiefe hinzugezogen. Die Standardabweichung (σ) der Bodentemperatur erweist sich als ein hilfreicher Indikator, die Anwesenheit einer winterlichen Schneedecke zeitlich einzugrenzen. Demnach indiziert eine Standardabweichung von $\leq 0,2$ isotherme Bedingungen in 5 cm Tiefe, welches mit der Anwesenheit einer Schneedecke gleichgesetzt wird. Die aus diesem Verfahren resultierenden Anteile von Schnee und Flüssigniederschlag der drei Klimastationen sind am Beispiel des Jahres 2002 in Tab. 6.4 aufgeführt (vgl. SCHULZ, in Vorb.).

Tab. 6.4: Niederschlag der drei Stationen im Einzugsgebiet des *Assif-n-Ait-Ahmed*; Anteile von Schnee und Regen für 2002.

Klimastation	Flüssigniederschlag [mm]	Schneeniederschlag [mm]	Summe [mm]	Verhältnis Regen : Schnee [%]
IMS	268.6	0	268.6	100 : 0
TIC	212.2	33.6	245.8	86.3 : 13.7
MGO	93.7	363.5	457.2	20.5 : 79.5

6.2.2 Abflussdaten

Im Einzugsgebiet des oberen Drâas wurden insgesamt 6 Pegel (Typ *Thalimedes*; Ott Messtechnik GmbH, Kempten) installiert, deren Standorte in den Höhenmodellen in Kap. 4.2 abgebildet sind. Als Messwertgeber dient ein im Pegelrohr befindliches Schwimmersystem,

dass die Wasserstandsbeziehung in 10-Minuten-Intervallen aufgezeichnet. Die Wasserstände werden automatisch in einer Datensammereinheit gespeichert und kontinuierlich ausgelesen.

Seit Installation der Pegel ereignete sich Abfluss ausschließlich am Standort EMY und im Einzugsgebiet des Assif-n-Ait-Ahmed. Wegen fehlender Oberflächenabflüsse konnten alle im Folgenden erläuterten Abflussmessverfahren nur an den Pegeln dieser Standorte angewendet werden. Aufgrund der in den Sommermonaten sehr geringen Wassertiefe des *Assif-n-Ait-Ahmed* kamen zur Ermittlung der Fließgeschwindigkeit unterschiedliche Methoden und Instrumente zum Einsatz. Bei den verwendeten hydrologischen Messgeräten und Verfahren handelt es sich um zwei hydrometrische Messflügel unterschiedlicher Schaufelgröße, den magnetisch-induktiven Strömungssensor *Nautilus* (Ott Messtechnik GmbH, Kempten) sowie der *Verdünnungsmethode nach der Integrationsmethode* (CRAMER 2000).

Der Einsatz von hydrometrischen Flügeln verfolgt das Ziel, die mittlere Strömungsgeschwindigkeit durch punktuelle Geschwindigkeitsmessungen entlang eines Profils, möglichst in vertikalen Abstufungen, zu bestimmen. Hierzu wird das Gewässerbett in homogene Segmente gegliedert (*slope-velocity-Methode*) und die Wasserstands-Abfluss-Beziehung jedes Segments nach folgender Gleichung bestimmt:

$$Q = v \cdot A \quad \text{[Gl. 6.3]}$$

mit

Q	=	Abfluss [m ³ s ⁻¹]
v	=	Fließgeschwindigkeit [m s ⁻¹]
A	=	Fließquerschnitt [m ²].

Aufgrund der hohen Niederschlagsvariabilität ist eine Prognose von Hochwasser nicht möglich, so dass „jederzeit“ Niedrigwasserstände, selten jedoch Hochwassermessungen vorgenommen werden können (vgl. Kap. 2.2). Am Ende von Trockenperioden ist der Wasserstand oftmals nur wenige cm hoch, so dass nur die Verdünnungsmethode oder Mikromessflügel (Ott-Typ C2 '10.150') mit geringem Schaufeldurchmesser einsetzbar sind.

Zur Begegnung der Schwierigkeiten geringer Wasserstände wurde im Assif-n-Ait-Ahmed zusätzlich das *Verdünnungsverfahren* angewendet. Die Methode beruht auf dem Umstand, dass ein hohes Wasserquantum auch eine hohe Menge eines Tracers lösen kann (Abb. 6.5a). Durch den linearen Zusammenhang zwischen einer im Wasser gelösten Kochsalzmenge und dem Anstieg der elektrischen Leitfähigkeit ist der Abfluss ohne großen Materialaufwand

bestimmbar. Vor Durchführung der Messung ist die Ermittlung des Eichkoeffizienten notwendig, der die Steigung der Eichgeraden angibt (Abb. 6.5b).

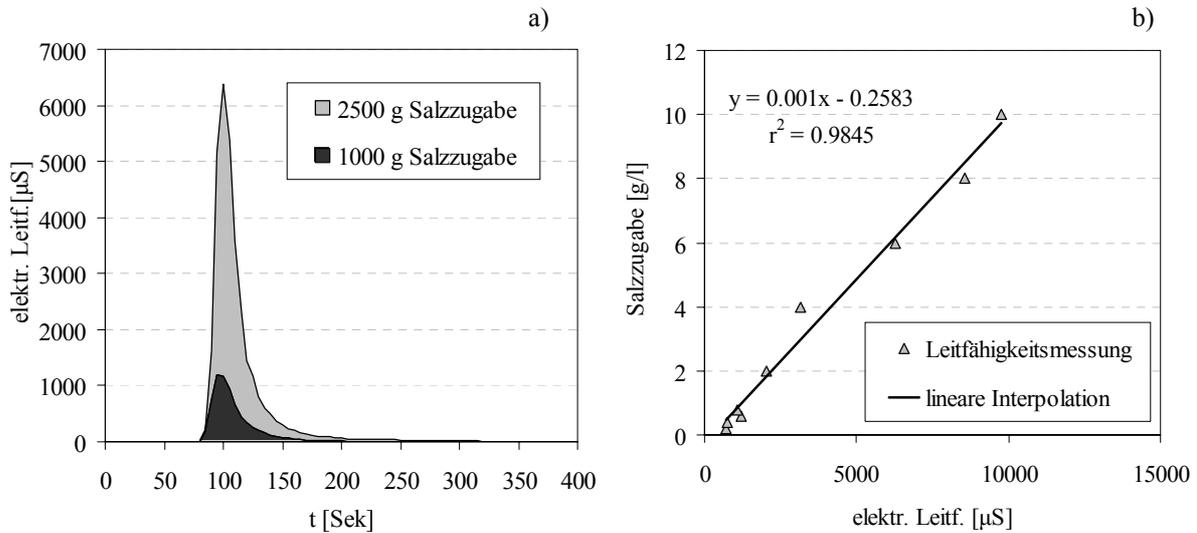


Abb. 6.5: a) Leitfähigkeit [μS] bei einer Salzzugabe von 1000 und 2500 g (die Grundleitfähigkeit ist herausgerechnet) b) Eichgerade mit linearer Interpolation der Wertepunkte am Pegel Taria.

Für die Eichung wurde einem Liter Flusswasser Salz in 2 g-Schritten mit einer Pipette zugegeben. Nach jeder Zugabe wurde die Lösung ausreichend gemischt und anschließend der Leitfähigkeitsanstieg gemessen. Damit eine ausreichende Durchmischung der Tracermenge im Bach gewährleistet werden konnte, wurde die Salzeingabestelle weit oberhalb des Standorts der Leitfähigkeitsmessung gewählt. Da bei der Messung die Grundleitfähigkeit des natürlichen Flusswassers bekannt sein muss, war eine Leitfähigkeitsbestimmung vor und nach der eigentlichen Salzzugabe erforderlich. Neben der Bestimmung der Grundleitfähigkeit setzt das Experiment die Kenntnis der applizierten Tracermenge, die Steigung der Eichgeraden (vgl. Abb. 6.5b), die Zeitnahme nach Messbeginn sowie die Leitfähigkeit der Proben (μS) voraus. Die Berechnung wird folgendermaßen formalisiert:

$$Q = \frac{M}{\int_0^t [L_{(t)} - L_o] \cdot a \cdot dt} \quad [\text{Gl. 6.4}]$$

mit

Q	=	Abflussmenge [l/sec ⁻¹]
M	=	eingegabene Tracermenge [g]
L	=	Leitfähigkeit der Proben [μS]
L _o	=	Grundleitfähigkeit [μS]

t	=	Zeitintervall der Leitfähigkeitsmessungen [sec ⁻¹]
a	=	Steigung der Eichgerade (y=ax+b)
dt	=	Anzahl der Messungen

Testversuche ergaben, dass die Leitfähigkeitsmessung umso genauer vorgenommen werden konnte, je länger die Durchmischungsstrecke und je größer die zugegebene Tracermenge gewählt wurde. Während der Untersuchungen zeigte sich, dass mit zwei bis fünf kg Salz und einer Durchmischungsstrecke von > 20 m gute Ergebnisse erzielt werden konnten.

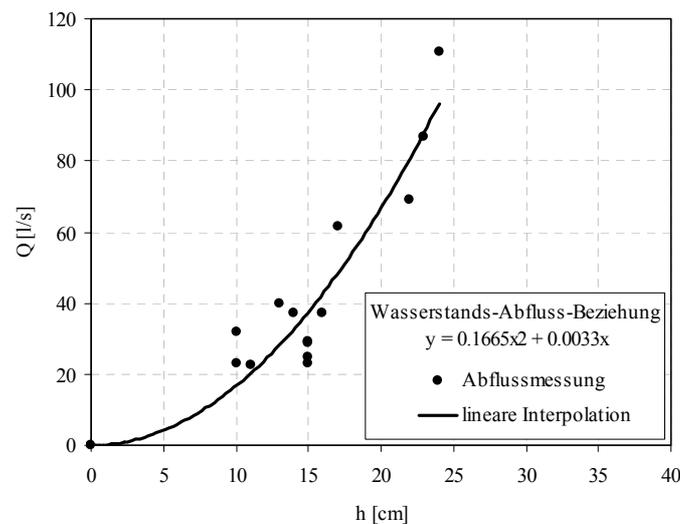


Abb. 6.6: Beziehung zwischen gemessenen Wasserständen und dem Abfluss am Beispiel des Pegels *Taria*.

Abb. 6.6 stellt die Wasserstands-Abfluss-Beziehung des Hochgebirgspegels *Taria* dar. Nach der Installation des Pegels am 29.03.02 wurde der Abfluss an mehreren Terminen im Frühling 2002 sowie während der Herbstkampagnen der Jahre 2002 und 2003 bestimmt. Alle oben beschriebenen Verfahren zur Bestimmung von Abfluss sind in dieser Abflusskurve enthalten. Niedrigabflüsse zwischen 20 bis 40 l/sec bewirken eine Streuung der Messpunkte. Der höchste Wert von 24 cm bei 111 l/sec wurde am 21.09.03 gemessen.

Am 01.04.02 hat der Pegel *El Miyit* innerhalb einer Zeitspanne von 20 min Oberflächenabfluss registriert. Da für diesen Pegel keine Fließgeschwindigkeitsmessungen zur Verfügung stehen, wurde für die Ermittlung der Wasserstands-Abfluss-Beziehung die Fließformel nach MANNING-STRICKLER verwendet:

$$v = \frac{1}{n} \cdot R^{\frac{2}{3}} \cdot S^{\frac{1}{2}} \quad [\text{Gl. 6.5}]$$

mit:

v	=	Fließgeschwindigkeit [m s^{-1}]
n	=	Rauhigkeitsbeiwert (MANNING's n) [$\text{m}^{1/3}/\text{s}$]
R	=	Hydraulischer Radius [m]
S	=	Sohlengefälle [-]

Dabei entspricht der hydraulische Radius dem Quotient aus Durchflussfläche und dem benetzten Umfang. Das Gefälle der Wasserspiegellinie wird im Allgemeinen dem durchschnittlichen Gefälle des Gerinnebettes gleichgesetzt. Das Widerstandverhalten des durchflossenen Querschnitts wird durch den Geschwindigkeitsbeiwert nach STRICKLER erfasst. Ein Nachteil dieser Fließformel ist in der Tatsache begründet, dass der Widerstandsbeiwert n vom hydraulischen Radius und somit von der Wassertiefe abhängt. Beispielwerte für den n -Koeffizienten nach MANNING werden häufig in der Literatur zusammengestellt (ACREMENT & SCHNEIDER 1989, DVWK 1991, MARCUS et al. 1992). In *El Miyit* wurde n nach den Ansätzen von COWAN (1956) und ARCEMENT & SCHNEIDER (1989) im Gelände abgeschätzt.

Dabei gilt:

$$n = (n_b + n_1 + n_2 + n_3 + n_4) \cdot m \quad [\text{Gl. 6.6}]$$

wobei

n_b	=	Basiswert für die Beschaffenheit des Sohlenmaterials
n_1	=	Verhältniswert zwischen Gerinnebreite und -länge
n_2	=	Querschnittsänderung des Gerinnes
n_3	=	Größe der Hindernisse im Gerinne
n_4	=	Maß für den Vegetationseinfluss (z.B. Verkrautung)
m	=	Grad der Mäandrierung.

7 Analyse der hydrologischen Prozesse der Untersuchungsstandorte

7.1 Bodenphysikalische Eigenschaften

In der folgenden bodenphysikalischen Charakterisierung werden sowohl die bedeutendsten Unterschiede zwischen den verschiedenen *Standorten* als auch zwischen den insgesamt 38 *Landschaftseinheiten* (LE) der Standorte beschrieben und bewertet.

Die wichtigsten statistischen Kenngrößen der bodenphysikalischen Bedingungen der Untersuchungsstandorte ist Tab. 7.1 zu entnehmen. Da das Gebiet von Taria-n-Boussaid ein Teil-einzugsgebiet von CSC darstellt und beide ein vergleichbares „Inventar“ an Landschaftseinheiten aufweisen, werden sie zusammenfassend als Assif-n-Ait-Ahmed (ASS) betrachtet. Die bodenphysikalischen Parameter beschränken sich auf die prozentualen Anteile der jeweiligen Korngrößenfraktionen Sand (S), Schluff (U) und Ton (T), den Anteilen von Feinboden zu Bodenskelett ($\emptyset > 2$ mm Partikeldurchmesser) sowie die Steinbedeckung und Bodenmächtigkeit. Die angegebenen Kenngrößen beziehen sich auf eine repräsentative Mischprobe und stellen somit Mittelwerte über das Gesamtprofil dar (Ausnahme Steinbedeckung). Als deskriptiv-statistische Kennwerte dienen das arithmetische Mittel (μ), Minimalwert (min), Maximalwert (max), die Standardabweichung (σ) und der Variationskoeffizient (VC).

Tab. 7.1 belegt, dass der hohe Skelettanteil und die geringe Profilmächtigkeit an allen Standorten den lithogenen Charakter der Böden betonen. Wie in Kap. 2.3.2 erläutert, ist der Anteil des Bodenskeletts besonders hinsichtlich der Wasserbindung von entscheidender Bedeutung. Durch den hohen Skelettanteil wird die maximale Wasserkapazität, d.h. die Wassermenge, die ein Boden bei voller Wassersättigung aufnehmen kann, deutlich reduziert. Für die untersuchten Böden gilt, dass sich das bei der Wasserspeicherung verfügbare Bodenvolumen nach Abzug des Bodenskeletts auf 54 % des ursprünglichen Bodenvolumens verringert. Dies bedeutet, dass sich eine definierte Menge Infiltrationswasser statt auf 100 % nur noch auf 54 % Boden konzentrieren muss. Die Fähigkeit zur Wasserbindung ist abhängig von verschiedenen Faktoren, wie beispielsweise Verwitterungsgrad, Porosität und Größe der Gesteinsfragmente. Bei der Parametrisierung der bodenphysikalischen Eigenschaften wird daher eine Berücksichtigung der hohen Bodenskelettanteile erforderlich (vgl. Kap. 8.1).

Die Böden weisen einen Skelettanteil von 46 % auf. Gemäß der AG BODEN (1994) ergibt sich im Mittel aller Proben ein *mittel sandiger Lehm* (Ls3) als Bodentyp.

Tab. 7.1: Statistische Kenngrößen ausgewählter bodenphysikalischer Eigenschaften an den Standorten *Jebel Hssain Brâhim (JHB)*, *El Miyit (EMY)*, *Arguioun (ARG)*, *Bou Skour (BSK)*, *Taoujgalt (TJG)*, *Assif-n-Ait-Ahmed (ASS)*.

JHB n=29	Feingehalt [%]	Skelettgehalt [%]	Steinbedeckung [%]	S [%]	U [%]	T [%]	LD [g cm ⁻³]	Tiefe [cm]
μ	47.9	52.1	60.4	64.7	23.7	11.6	1.6	33
Min	26.0	30.3	39.0	44.0	8.4	4.3	1.3	2
Max	69.7	74.0	89.0	85.9	41.0	29.3	2.0	80
σ	11.3	11.3	11.4	9.1	8.5	5.6	0.2	27
VC	23.6	21.7	18.9	14.0	36.1	48.1	12.5	81
EMY n=24	Feingehalt [%]	Skelettgehalt [%]	Steinbedeckung [%]	S [%]	U [%]	T [%]	LD [g cm ⁻³]	Tiefe [cm]
μ	42.6	57.4	56.2	48.9	35.0	16.1	1.5	56
Min	13.3	18.0	20.0	20.1	20.4	5.0	1.4	5
Max	81.0	86.7	85.0	74.6	56.7	31.4	1.7	100
σ	19.4	19.4	15.6	15.4	9.7	7.4	0.1	33
VC	45.4	33.8	27.7	31.5	27.7	45.9	7.2	58
ARG n=22	Feingehalt [%]	Skelettgehalt [%]	Steinbedeckung [%]	S [%]	U [%]	T [%]	LD [g cm ⁻³]	Tiefe [cm]
μ	74.5	25.5	68.9	56.4	30.4	13.2	1.5	12
Min	55.0	16.2	35.0	40.0	21.0	9.4	1.4	10
Max	83.8	45.0	90.0	68.0	43.1	20.0	1.6	80
σ	7.2	7.2	12.2	7.8	5.7	3.1	0.1	19
VC	9.4	28.3	17.8	13.9	18.7	23.3	6.0	37
BSK n=12	Feingehalt [%]	Skelettgehalt [%]	Steinbedeckung [%]	S [%]	U [%]	T [%]	LD [g cm ⁻³]	Tiefe [cm]
μ	53.6	46.4	64.2	56.8	29.7	13.1	1.6	33
Min	33.9	5.0	50.0	46.3	11.2	4.3	1.5	2
Max	95.0	66.1	75.0	84.5	45.3	26.0	1.8	80
σ	16.6	16.6	7.6	11.0	9.7	6.0	0.1	26
VC	30.9	35.7	11.9	19.4	32.7	45.4	7.1	81
TJG n=17	Feingehalt [%]	Skelettgehalt [%]	Steinbedeckung [%]	S [%]	U [%]	T [%]	LD [g cm ⁻³]	Tiefe [cm]
μ	56.8	43.2	43.8	41.8	28.7	29.4	1.6	54
Min	10	0	2.0	25.0	13.0	6.0	1.5	10
Max	100	90	85	81.0	45.0	55.0	2.0	110
σ	26.4	26.4	22.6	17.0	10.1	15.5	0.1	30
VC	46.5	61.2	51.7	40.7	35.2	52.6	8.9	56
ASS n=13	Feingehalt [%]	Skelettgehalt [%]	Steinbedeckung [%]	S [%]	U [%]	T [%]	LD [g cm ⁻³]	Tiefe [cm]
μ	45.4	54.6	62.2	36.4	37.3	26.3	1.6	58
Min	15.0	31.0	40.0	13.0	13.0	12.0	1.5	10
Max	69.0	85.0	80.0	58.0	61.0	44.0	1.7	120
σ	16.2	16.2	13.1	15.5	11.3	9.3	0.1	42
VC	35.7	29.6	21.0	42.5	30.3	35.3	4.3	73

Abb. 7.1 gibt die textuellen Bestandteile der Böden aller Probennahmestellen der untersuchten Gebiete in Form eines Korngrößendreiecks wieder. In Verbindung mit den statistischen

Auswertungen der anteiligen Korngrößenfraktion (Tab.7.1) wird die Dominanz des sandreichen Substrats deutlich.

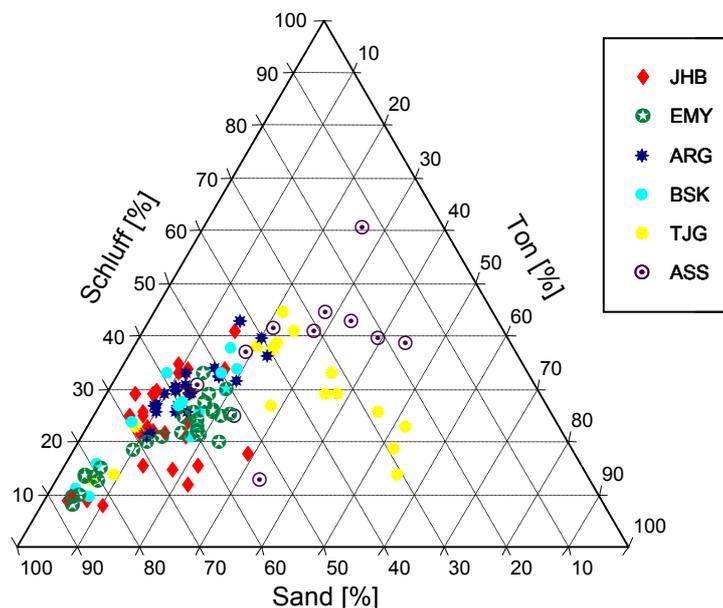


Abb. 7.1: Korngrößendreieck aller Bodenproben in Gewichts-% ($n=117$).

Der Vergleich der Geländebefunde lässt auf eine geringe Heterogenität der bodenphysikalischen Eigenschaften schließen. Dennoch heben sich zwei Proben vom „Standardbodentyp“ Ls3 ab. Dabei sind Proben reinen Sandes (Ss) ausschließlich auf die Wadistandorte der südlichsten Untersuchungsstandorte JHB und EMY beschränkt. Am „anderen Ende des Korngrößenspektrums“ sind die Proben schwach sandigen Tons (Ts2) zu nennen, die von den triassischen Rotsedimenten des Hohen Atlas (ASS und TJG) ausgehen. Während das lokale Vorherrschen stark tonhaltiger Böden substratgenetisch bedingt ist, sind für Anreicherungen stark sandigen Materials häufig Transportprozesse wie Deflation und Abfluss ursächlich. An dieser Stelle wird darauf hingewiesen, dass die Ableitung eines „texturellen Gradienten“ hinsichtlich der Orographie und Aridität auf der Basis von nur sechs Untersuchungsgebieten methodisch und statistisch nicht haltbar ist. Die heterogene Substratbeschaffenheit, die wie im vorangegangenen Beispiel durch den geologischen Untergrund oder durch Transportprozesse bedingt ist, verursacht lokal extreme Ausreißer, die nicht mit einem Höhen- oder Ariditätsgradienten erklärt werden können.

Ein Zusammenhang zwischen der Korngrößenverteilung und der Hangneigung wird in Abb. 7.2 deutlich. Die Aggregation aller Proben in Hangneigungsklassen erlaubt den Rückschluss, dass sich der Sandanteil mit zunehmender Neigung verringert. Auch die Betrachtung des Tongehalts lässt auf eine neigungsabhängige Größensortierung der Bodenpartikel

schließen. Eine Ausnahme bilden die sehr steilen Standorte, die von geringen Tongehalten gekennzeichnet sind.

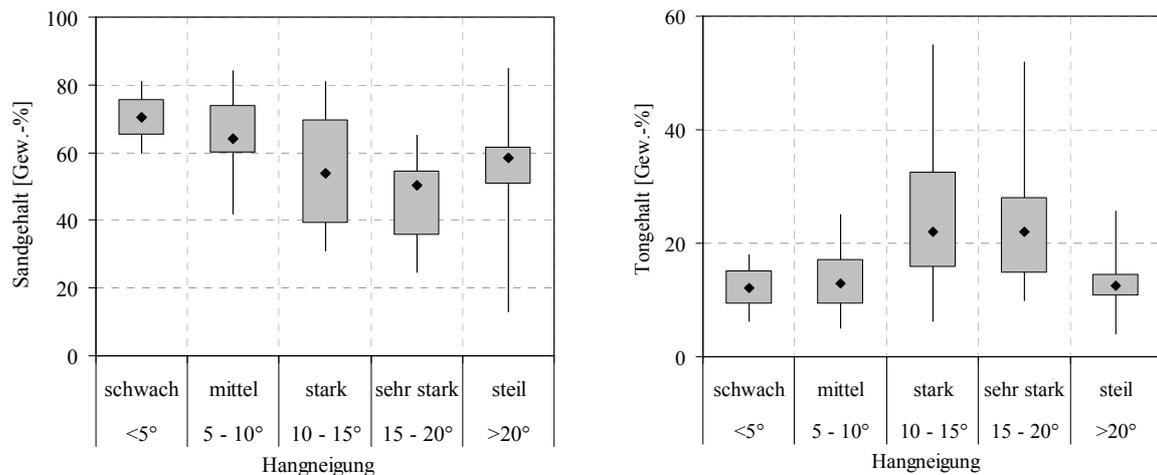


Abb. 7.2: Zusammenhang zwischen Textur und Hangneigung; die Einteilung in schwach, mittel, stark, sehr stark und steil erfolgt in Anlehnung an AG BODEN (1994); Erläuterung der Boxplots: Linie: min und max (Spannweite); Raute: Median; Boxbegrenzung: 25 %-Quartil und 75 %-Quartil.

Die Fehlerbalken-Darstellung (Abb. 7.3) dokumentiert die große Streuung innerhalb der Sandfraktion. Durch das 95 %-Konfidenzintervall des Mittelwertes wird belegt, dass die nördlichen Untersuchungsgebiete Taoujgalt und Assif-n-Ait-Ahmed hinsichtlich der Variabilität eine Sonderstellung einnehmen, da sie häufig die größte Streuung innerhalb der Sandfraktion verzeichnen. Mit Ausnahme des Standorts Taoujgalt, bei dem allerdings auch die tonreicheren Böden der Ackerflächen beprobt wurden, erreicht die Tonfraktion nur einen kleinen Anteil am Korngrößenspektrum bei insgesamt geringerer Variabilität.

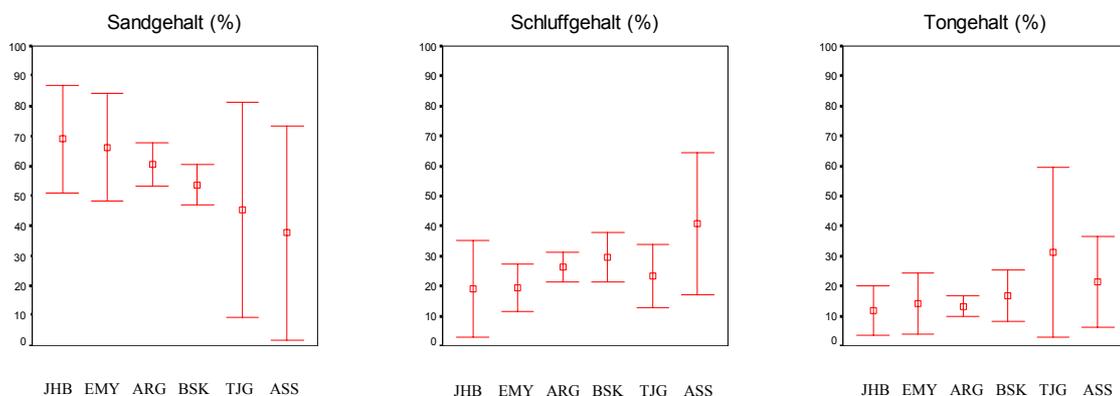


Abb. 7.3: Mittelwert und 95 %-Konfidenzintervall des Mittelwertes der drei Korngrößenfraktionen für alle Untersuchungsstandorte.

Darüberhinaus hängt die Heterogenität der Korngrößenverteilung von der Größe des Untersuchungsgebiets ab. Als Maß für die Variabilität der Korngrößenzusammensetzung wird der Variationskoeffizient VC [%] verwendet, der sich aus Standardabweichung und Mittelwert ergibt. Wie in Abb. 7.4 dargestellt, variiert die Korngrößenzusammensetzung an den flächenkleinsten Einzugsgebieten ARG und BSK nur schwach (VC: 13.9 % bzw. 32.4 %). Die Korngrößen an den großen Untersuchungsstandorten ASS und TJG weisen dagegen die größte Variabilität auf (VC: 36.0 % bzw. 42.8 %).

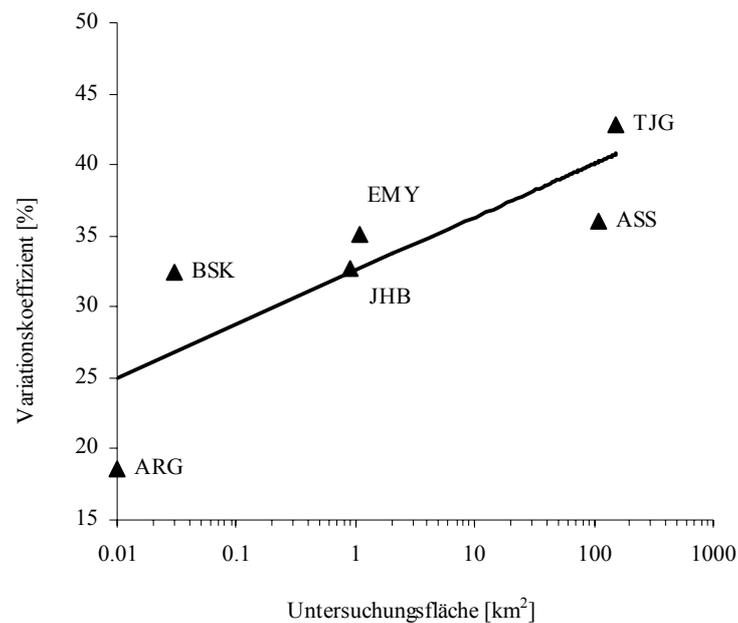


Abb. 7.4: Zusammenhang zwischen dem Variationskoeffizienten der Korngrößenzusammensetzung und der Flächengröße des untersuchten Gebiets (Alle Variationskoeffizienten der drei Korngrößen eines Standorts sind als Mittelwert wiedergegeben).

Die physikalischen Bodeneigenschaften der Bodenausgangsgesteine werden dabei maßgeblich von ihrer spezifischen Materialzusammensetzung und Geogenese bestimmt. In der Beziehung zwischen der Flächengröße des betrachteten Gebiets und der Korngrößenvariabilität spiegelt sich vor allem die Vielfalt der „geologischen Ausstattung“ an den Standorten wider. Ein heterogener Bestand an bodenbildenden Ausgangsgesteinen ist daher eher in großen Einzugsgebieten zu erwarten. Daraus resultiert eine höhere Variabilität hinsichtlich der Korngrößenverteilung. Am Beispiel des mittleren Skelettgehalts und der mittleren Bodentiefe kann ein Zusammenhang zwischen der Flächengröße und weiteren pedologischen Parametern jedoch nicht nachgewiesen werden (Abb. 7.5). Für die Darstellung sind die auf der Abzisse aufgetragenen Standorte nach der Flächengröße geordnet (Flächenzunahme von Arguioun nach Taoujgalt).

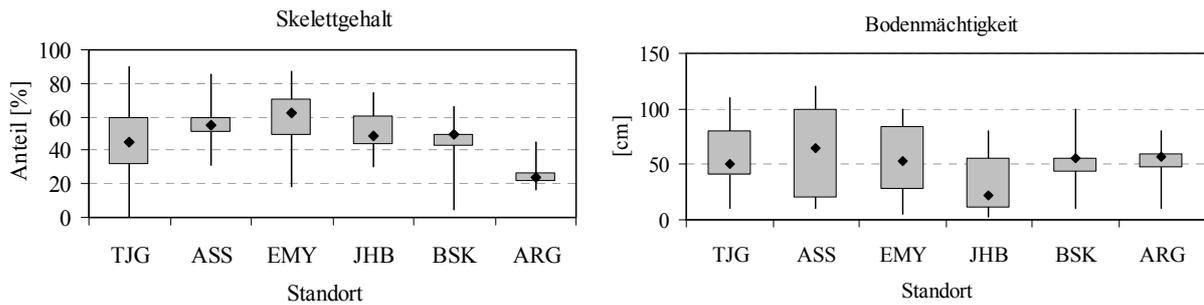


Abb. 7.5: Verteilung der Proben hinsichtlich Skelettgehalt und Bodentiefe; Erläuterung der Boxplots: Linie: min und max (Spannweite); Raute: Median; Boxbegrenzung: 25 %-Quartil und 75 %-Quartil.

Wie Abb. 7.6 dokumentiert, wird die Variabilität der Bodenmächtigkeit von der Hangneigung beeinflusst. Nach Gruppierung der Standorte in Hangneigungsklassen zeigt sich, dass schwach geneigte Bereiche von großen Bodenmächtigkeiten gekennzeichnet sind. Mit zunehmender Inklination treten dagegen vornehmlich schwach entwickelte und geringmächtige Böden auf. Mit diesen Ergebnissen werden die Befunde von CERDA (1999) bestätigt, der gerade in ariden und semiariden Regionen die starke Abhängigkeit der Bodentiefe von der Neigung betonte.

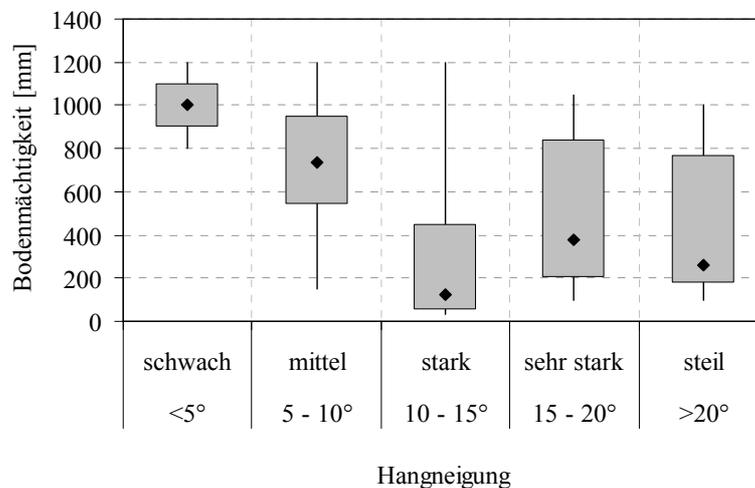


Abb. 7.6: Zusammenhang zwischen Hangneigung [$^\circ$] und Bodenmächtigkeit [mm] Hangneigungsklassen: schwach:n=2, mittel:n=10, stark:n=4, sehr stark:n=14, steil:n=8; Boxplotdarstellung mit Median (Raute), Spannweite (Linie) und den 25 %- und 75 %- Quartilen (Box).

7.2 Infiltrations- und Abflussneigung der untersuchten Böden

Die nachfolgende Auswertung des Infiltrations- und Abflussverhaltens beruht auf den in Kap. 6.1.3 beschriebenen Infiltrations- und Beregnungsexperimenten.

Berechnung

Die Neigung eines Standorts zur Abflusentstehung wird in den folgenden Darstellungen mit dem Abflusskoeffizient [%-Anteil der Beregnungsmenge] operationalisiert. Dieser korreliert deutlich mit der *ponding time*, d.h. der Zeitspanne zwischen dem Beginn der Niederschlags-simulation und dem Auftreten von Oberflächenabfluss (Abb. 7.7a). Die *ponding time* kann als Kenngröße für die Infiltrabilität des Bodens herangezogen werden, da eine kurze *ponding time* eine schnelle Aufsättigung des Bodenkörpers impliziert und damit eine erhöhte Neigung zur Abflussbildung zur Folge hat. Eine sekundengenaue Bestimmung der *ponding time* ist in Abhängigkeit von der Bodenoberflächenfarbe und den jeweiligen Lichtverhältnissen vereinzelt mit Unsicherheiten verbunden. Aus der guten Übereinstimmung mit den Infiltrationsmessungen kann jedoch gefolgert werden, dass die *ponding time* als Maß für die Abflussbereitschaft eines Bodens herangezogen werden kann.

Abb. 7.7a zeigt, dass hohe Abflusskoeffizienten und ein frühes Auftreten der Sättigungswasserflächen exponentiell zusammenhängen ($r^2=0.68$).

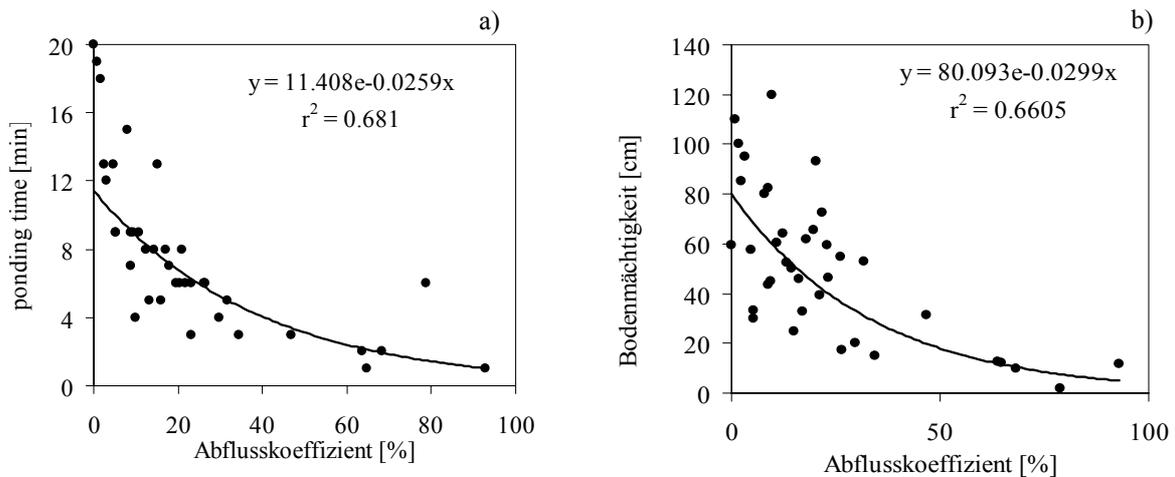


Abb. 7.7: Der Abflusskoeffizient in Abhängigkeit von a) der Zeitverzögerung bis zum ersten Auftreten von Oberflächenabfluss (*ponding time*) sowie b) der Bodenmächtigkeit ($n=38$).

Darüber hinaus kann ein Zusammenhang mit der Bodentiefe nachgewiesen werden ($r^2=0.66$) (vgl. Abb. 7.7b). Standorte mit geringer Bodenmächtigkeit neigen demnach verstärkt zu Abflüssen. Tiefgründige Böden sind dagegen nur von geringen Abflussmengen bei einer stark verzögerten Abflussbildung gekennzeichnet. Der maximal gemessene Abflusskoeffizient wurde mit 93 % im Hohen Atlas im Bereich undurchlässiger, pelitischer Kulminationsbereiche verzeichnet. Demgegenüber sind die locker gelagerten, mächtigen Bodenhorizonte der Tiefenlinien, Kolluvien und Vegetationsstandorte von den niedrigsten Abflusskoeffizien-

ten gekennzeichnet. Beispielsweise infiltriert in den Gerinnen der südlichen Untersuchungsgebiete bis zu 100 % des im Rahmen des Beregnungsexperiments applizierten Niederschlags (90 mm/h^{-1}).

Im Gegensatz zu den Parametern *ponding time* und Bodenmächtigkeit ist Abb. 7.8 zu entnehmen, dass zwischen dem Abflusskoeffizient und den Variablen Skelettgehalt bzw. Steinbedeckung keine signifikanten Zusammenhänge herausgestellt werden können. Das Bestimmtheitsmaß (r^2) liegt bei beiden Wertepaaren bei < 0.02 . In Anlehnung an die in Kap. 2.3.2 beschriebenen Effekte durch Bodenskelett bestätigt sich in diesem Befund die Kompensation von abflussfördernden und abflussmindernden Effekten als Folge des Steingehalts.

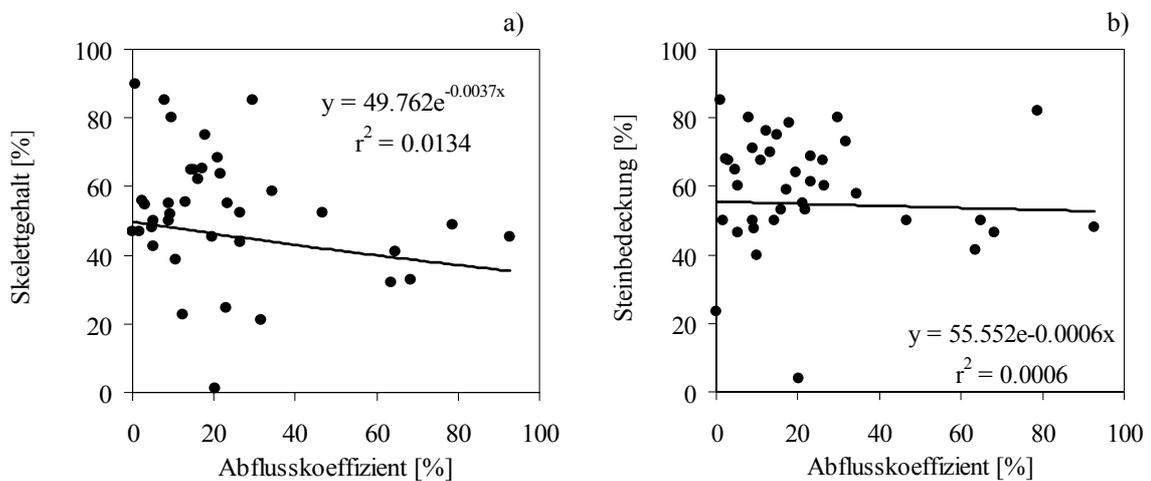


Abb. 7.8: Der Abflusskoeffizient in Abhängigkeit von a) Skelettgehalt und b) Steinbedeckung.

Aus Gründen einer besseren Vergleichbarkeit der Abfluss- und Infiltrationscharakteristika werden die Standorte in die bereits in Kap. 6.1.1 vorgestellten Reliefeinheiten aggregiert. Dabei beschränkt sich die Mehrzahl der Böden mit hohen Abflusskoeffizienten auf morphologisch konvexe Rücken und Kulminationsbereiche. Niedrige Abflusskoeffizienten fallen auf die konkaven Hangbereiche und die Tiefenbereiche (Abb. 7.9).

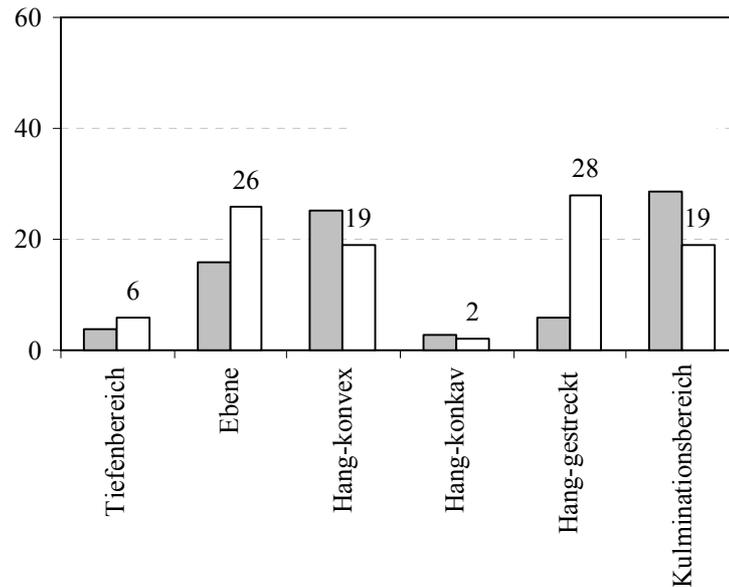


Abb. 7.9: Abflusskoeffizienten klassifiziert nach Reliefformtyp und prozentuale Flächenanteile des jeweiligen Formtyps; alle Standorte.

Den Tiefenlinien und den konkaven Hängen kommt nur ein geringer Beitrag zur Abflussbildung zu. Sie stellen zusammen nur 8 % der gesamten Fläche dar. Die weitaus größten Flächenanteile werden von abflussfördernden Bodenoberflächen eingenommen. Annähernd 40 % der Gesamtfläche werden von Reliefformtypen eingenommen, die durch einen Abflusskoeffizient von > 25 % gekennzeichnet werden.

Die in Reliefformtypen aggregierten Beregnungsstandorte zeigen hinsichtlich der ausgewählten Infiltrationscharakteristika *ponding time* und Abflusskoeffizient ein heterogenes Verhalten. Tab. 7.2 fasst die Abflusscharakteristika der Reliefformtypen zusammen.

Tab. 7.2: Zusammenfassung der Abflusscharakteristika aller Standorte aggregiert in Reliefformtypen (*die maximale *ponding time* von 20 min ist durch die Versuchsdurchführung vorgegeben).

Reliefformtyp	Flächenanteil [%]	ponding time* [min]	Abflusskoeffizient [%]
Tiefenbereich	6	18	3.7
Ebene	26	8.8	15.8
Hang 1 (konvex)	19	9.5	25.1
Hang 2 (konkav)	2	13.5	2.6
Hang 3 (gestreckt)	28	6.1	5.7
Kulminationsbereich	19	4	28.4

Die topographischen Konkavitäten repräsentieren Oberflächen mit großer Infiltrationskapazität, einer Verzögerung vor Auftreten der ersten Sättigungsflächen und - daraus resultierend - geringer Abflussneigung. Demgegenüber sind Kulminationsbereiche durch eine

hohe Bereitschaft zur Abflusskonzentration geprägt. Diese Flächen nehmen 40 % der Gesamtfläche ein. Über die Hälfte der gesamten untersuchten Flächen werden von Ebenen und wenig bzw. schwach gewölbten Hangbereichen eingenommen. Diese Areale zeichnen sich insgesamt durch eine geringe Neigung zur Abflusststehung aus.

Neben den topographischen Rahmenbedingungen neigen felsige Hangbereiche, geringmächtige Böden, kompaktes, verbackenes Substrat oder tonhaltiges, wasserundurchlässiges Ausgangsmaterial ebenfalls zur Bildung von Oberflächenabfluss. Differenzierende Messungen an entsprechenden Messstandorten belegen jedoch, dass anstehendes Festgestein nicht zwangsläufig zu hohen Oberflächenabflüssen führen muss. Bei der Abflussbildung an Felsbereichen ist primär der Grad der Verwitterung und das Vorhandensein von Spalten und Klüften von entscheidender Bedeutung, da diese als präferenzielle Fließwege fungieren können (vgl. CERDA 1999, STOTHOFF et al. 1999).

Als Weiteres - an allen untersuchten Flächen nachgewiesenes - Charakteristikum bestätigt sich, dass an Vegetationsstandorten kein oder nur minimaler Abfluss eintritt. Dies betrifft sowohl die wadibegleitende Vegetation im ariden Süden des Untersuchungsraums als auch die Dornpolsterformationen oberhalb von 2000 m ü.NN. Selbst an Standorten mit stark degradiertes, aber zum Teil noch vitaler Vegetation infiltriert meist der gesamte applizierte Niederschlag. Bereits wenige Dezimeter daneben zeichnen sich die vegetationslosen Standorte durch eine deutlich geringere Infiltrationsrate aus.

Die Ergebnisse der Analyse bestätigen den Einfluss der kleinräumigen Standortcharakteristika auf den Oberflächenabfluss. In der folgenden Darstellung sind die Abflusskoeffizienten aller sechs Untersuchungsstandorte innerhalb des Transekts von Norden (ASS) nach Süden (JHB) als Boxplot abgebildet (Abb. 7.10).

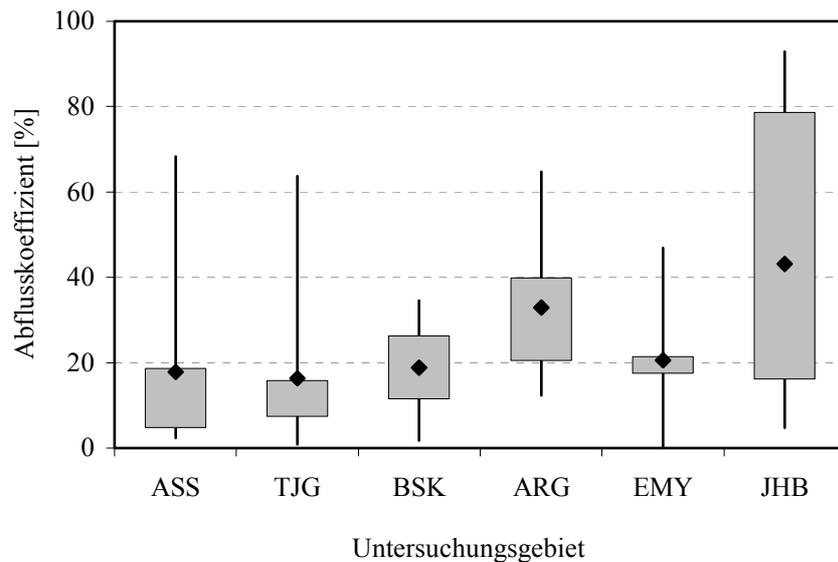


Abb. 7.10: Variabilität der Abflusskoeffizienten aller Untersuchungsstandorte. Boxplotdarstellung mit Median (Raute), Spannweite (Linie) und den 25 %- und 75 %- Quartilen (Box).

Es ist zu erkennen, dass die nachgewiesene standortbedingte Variabilität der Abflusskoeffizienten weder mit der Einzugsgebietsgröße noch mit der Anzahl der definierten Landschaftseinheiten erklärt werden kann. Wie im Fall der Spannweiten von Jebel Hssain Brâhim können die durch Beregnungsversuche ermittelten Abflusskoeffizienten stark schwanken. Das ähnlich große, ebenfalls im Süden gelegene Einzugsgebiet El Miyit zeigt im Durchschnitt viel niedrigere Abflusskoeffizienten und eine deutlich geringere Variabilität. Diese räumliche Heterogenität hängt nicht mit dem Höhen- und Ariditätsgradienten zusammen, sondern ist Folge der lokalspezifischen Oberflächen- und Bodenbedingungen.

Infiltration

Ebenso wie die aus den Beregnungsexperimenten abgeleiteten Abflusskoeffizienten reflektieren die mittels Haubeninfiltrimeter bestimmten Infiltrationsraten das hydrologische Verhalten der entsprechenden Landschaftseinheiten. Der nach Erreichen der finalen Infiltrationsrate einsetzende stationäre Fluss wird mit der gesättigten Wasserleitfähigkeit K_s des Oberbodens gleichgesetzt, da dieser Zustand erst nach Aufsättigung des Bodens erreicht wird (SULEIMAN & SCHWARTZENDRUBER 2003, vgl. Kap. 2.3.4). Der als Kennwert für das Infiltrationsverhalten herangezogene K_s -Wert zeigt, dass von einer geringen Variabilität zwischen den Untersuchungsstandorten auszugehen ist; die Mediane streuen von 50 bis 100 mm/h (Abb. 7.11).

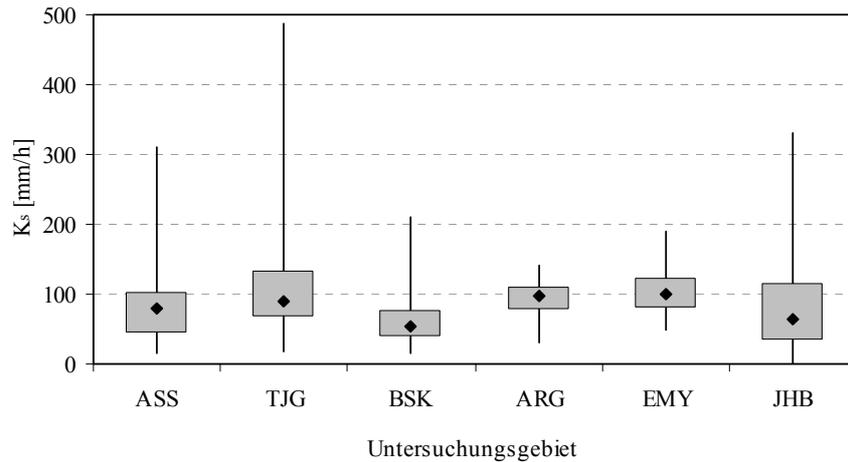


Abb. 7.11: Gesättigte Wasserleitfähigkeit der sechs Untersuchungsstandorte; Boxplotdarstellung mit dem Median (Raute), Spannweite (Linie) und den 25 %- und 75 %- Quartilen (Box).

Die großen Spannweiten von ASS, JHB und TJG bestätigen eine räumliche Heterogenität des lokalen Infiltrationsverhaltens. Für eine vergleichende Betrachtung des standortspezifischen Infiltrationsregimes werden die Standorte aller Untersuchungsgebiete für Abb.7.12 in gemeinsamen Reliefformtypen aggregiert.

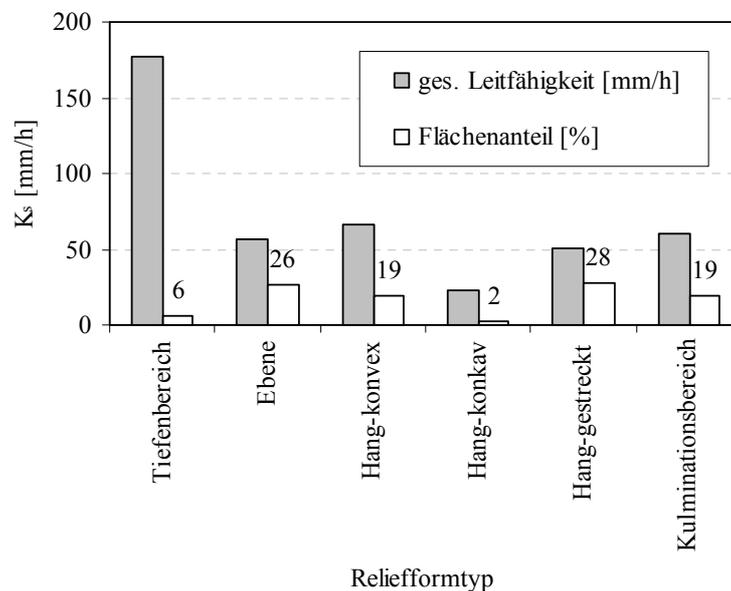


Abb. 7.12: Gesättigte Wasserleitfähigkeit klassifiziert nach Reliefformtyp und prozentuale Flächenanteile des jeweiligen Formtyps; alle Standorte.

Die Aggregation lässt erkennen, dass sich die höchsten K_s -Werte auf die Tiefenlinien der Gerinne beschränken, welche jedoch nur 6 % der Fläche ausmachen. Demgegenüber nehmen die von vergleichsweise geringen K_s -Werten gekennzeichneten Hangbereiche nahezu die

Hälfte der Gesamtfläche ein. Sowohl die flachen Geländeabschnitte (Ebene) als auch die Kulminationsbereiche weisen mit 51 bzw. 56 mm/h ähnlich geringe K_s -Werte bei einem Gesamtflächenanteil von 45 % auf. Abb. 7.13 fasst die Spannweiten der gemessenen K_s -Werte der Reliefformtypen an allen Standorten zusammen.

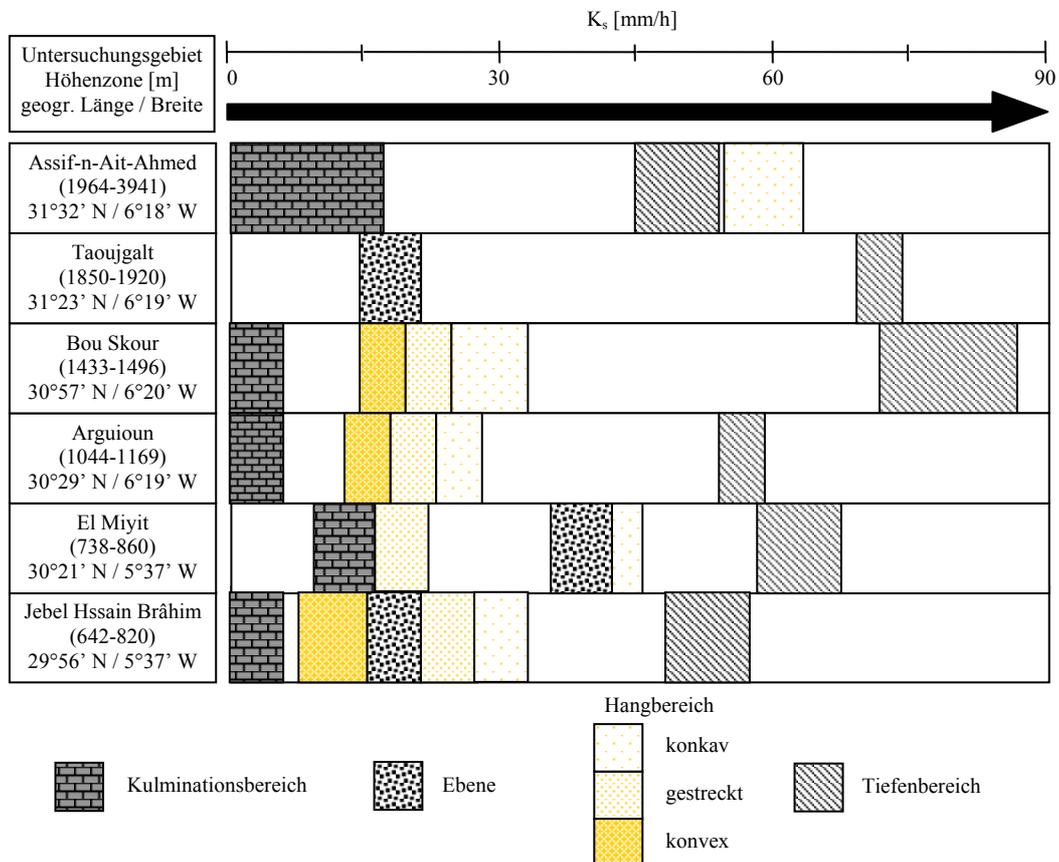


Abb. 7.13: Gesättigte Leitfähigkeit der dominierenden Reliefformtypen.

Mithilfe der Aggregation von Reliefformtypen wird belegt, dass Tiefenlinien und konkave Hangbereiche von einer hohen, topographisch konvexe Kulminationsbereiche dagegen von einer niedrigen gesättigten Leitfähigkeit gekennzeichnet sind. In Abb. 7.14 sind die Infiltrationsraten der einzelnen Untersuchungsgebiete als Boxplot dargestellt. Zur besseren Vergleichbarkeit sind die auf der Abzisse aufgetragenen Reliefformtypen in einer idealisierten Abfolge (Kulmination-Hang-Ebene-Tiefenlinie) sortiert und in schematischer Form dargestellt. Dabei zeigt sich, dass nicht alle Untersuchungsstandorte das vollständige Inventar an Landschaftseinheiten aufweisen. Für die Profile der Tiefenbereiche ist sowohl das Maximum des K_s -Wertes als auch eine große Spannweite der gesättigten Leitfähigkeit charakteristisch. Von ähnlich hohen Infiltrabilitäten sind vor allem die kolluvial geprägten Hangfußbereiche (H1) in EMY und JHB gekennzeichnet. Mit zunehmender Nähe zum Kulminationsbereich (K) nehmen die durchschnittlichen K_s -Werte an jedem Untersuchungsstandort ab. Dabei sind

die Böden auf morphologischen Rücken und Schichtkämmen häufig von den niedrigsten K_s -Werten gekennzeichnet.

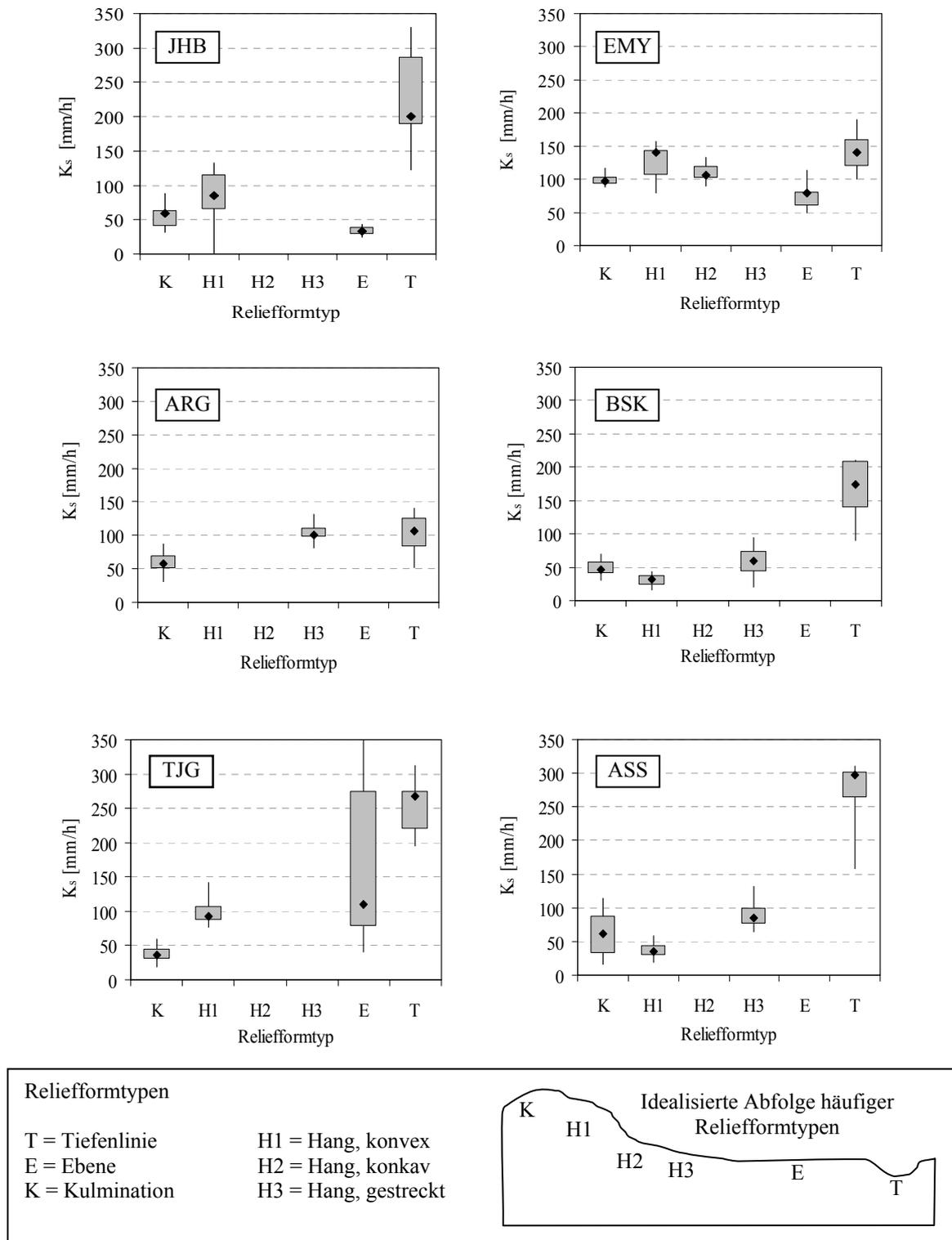


Abb. 7.14: Verteilung der K_s -Werte an allen Untersuchungsstandorten klassifiziert nach dem Reliefformtyp; Boxplotdarstellung mit Median (Raute), Spannweite (Linie) und den 25 %- und 75 %- Quartilen (Box).

Auf einen direkten Zusammenhang zwischen Infiltrationsrate und relativer Meereshöhe innerhalb eines Untersuchungsgebiets kann nicht geschlossen werden, da beispielsweise Messstandorte an konkaven Hangbereichen ähnlich hohe Infiltrationskapazitäten aufweisen wie darunter liegende Tiefenbereiche. Auf die räumliche Variabilität des Infiltrationsverhaltens im Bereich semiarider Hänge wurde bereits von WILCOX et al. (1988) hingewiesen. Im Assif-n-Ait-Ahmed werden an den Kulminationslinien zudem hohe Infiltrationsraten gemessen, da diese Standorte häufig von einem hohem Anteil locker gelagertem Schuttmaterial und, im Bereich der Breccieformation, von stark verwittertem und klüftigem anstehenden Gestein dominiert werden.

Der Zusammenhang zwischen dem K_s -Wert und der Hangneigung wird in Abb. 7.15 deutlich. Aus der Aggregation in Reliefformtypen geht hervor, dass die K_s -Werte von der Hangneigung abhängen und sich mit zunehmender Neigung verringern.

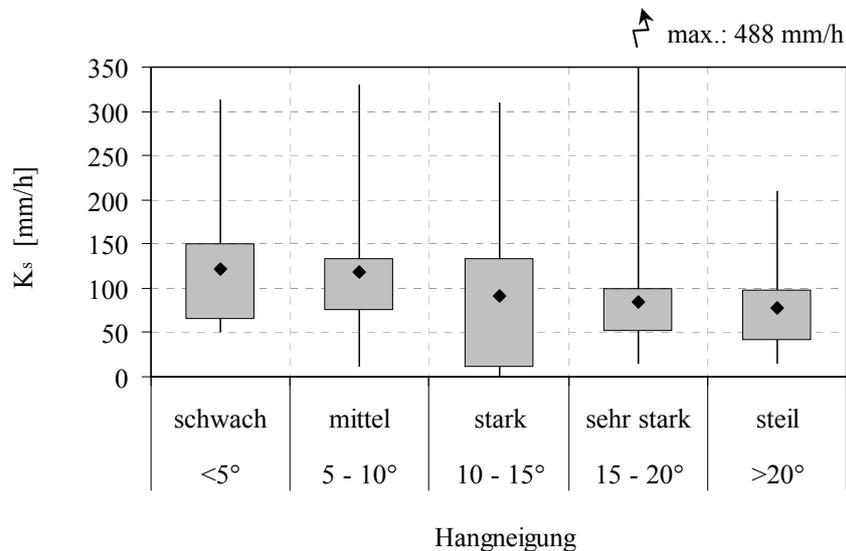


Abb. 7.15: Zusammenhang zwischen der Hangneigung [°] und der gesättigten Leitfähigkeit [mm/h]; Hangneigungsklassen: schwach:n=19, mittel:n=54, stark:n=18, sehr stark:n=69, steil:n=42; Boxplotdarstellung mit Median (Raute), Spannweite (Linie) und den 25 %- und 75 %- Quartilen (Box).

Anhand der Spannweite ist zu erkennen, dass Ausreißer an allen Hängen zu teilweise sehr hohen Infiltrationsraten führen können. Die hohen K_s -Werte der schwach geneigten Gebietsareale sind häufig auf die größere Bodenmächtigkeit dieser Standorte zurückzuführen.

Der statistische Zusammenhang zwischen der gesättigten Leitfähigkeit und der Bodenmächtigkeit wird mit $r^2=0.54$ beziffert (Abb. 7.16). Dabei erlauben die wenig entwickelten, meist geringmächtigen Böden an den Steilhängen und Kulminationsbereichen vergleichsweise geringe Infiltrationsraten. Das Streudiagramm in Abb. 7.16 zeigt, dass von einem

Zusammenhang zwischen großer Bodenmächtigkeit und hohen K_s -Werten auszugehen ist. Der Zusammenhang ist jedoch von zufallsbedingten Abweichungen unterworfen.

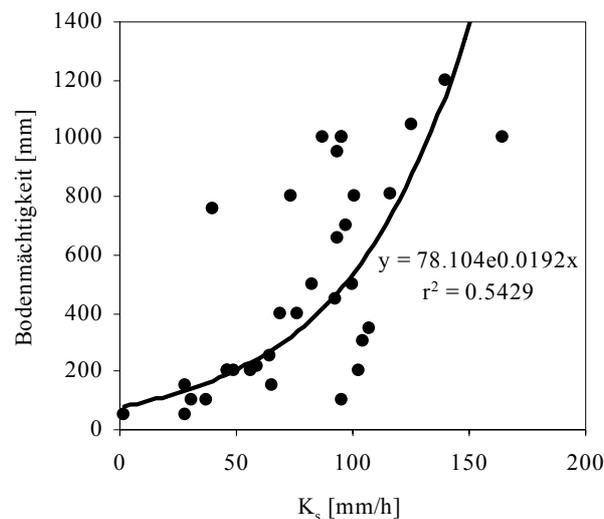


Abb. 7.16: Zusammenhang zwischen Bodenmächtigkeit [mm] und der gesättigten Leitfähigkeit [mm/h].

Für den insgesamt schwachen statistischen Zusammenhang zwischen der Bodenmächtigkeit und dem K_s -Wert werden zwei wesentliche Ursachen verantwortlich gemacht. Durch Aufgraben der Infiltrations- und Beregnungsfläche wurde festgestellt, dass die abwärts wandernde Infiltrationsfront nur wenige Dezimeter des Oberbodens durchfeuchtet. Infolge der geringen Vertikalbewegung der Feuchtefront kann die Leitfähigkeitsbestimmung unterhalb dieser Grenze mit diesem Verfahren nur mit Unsicherheiten erfolgen (vgl. Kap. 10). Die hydraulische Leitfähigkeit von tiefgründigen Böden kann somit nur hinsichtlich des Oberbodens abgeschätzt werden (vgl. ZOU et al. 2001). Zum Zweiten können in Ausnahmefällen auch an geringmächtigen Felsbereichen hohe Leitfähigkeiten gemessen werden, da das Infiltrationswasser unabhängig von der Bodenauflage entlang von Klufflinien präferenziell versickert.

In der Isoliniendarstellung Abb. 7.17 ist der Einfluss von Hangneigung und Bodentiefe auf die Infiltrationsrate abzulesen. Standorte mit mächtigen Bodenhorizonten und stark geneigtem Relief weisen die höchsten K_s -Werte (> 200 mm/h) auf. An Steilhängen verringert sich die Infiltrationsrate leicht.

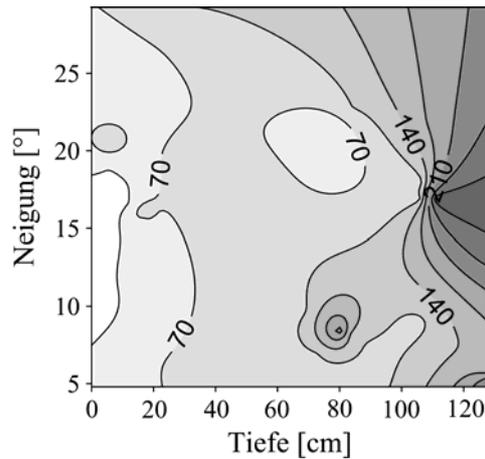


Abb. 7.17: Gesättigte Leitfähigkeit [mm/h] in Abhängigkeit von Bodentiefe und Neigung.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass das räumliche Muster des Infiltrations- und Abflussverhaltens maßgeblich von den topographischen Rahmenbedingungen gesteuert wird. Aus der räumlichen Variabilität einfacher Reliefformtypen, wie Kulminationsbereiche, Hänge und Tiefenbereiche resultieren in der Regel spezifische bodenphysikalische Eigenschaften. Hierbei spielt vor allem die Bodenmächtigkeit eine große Rolle und trägt zur räumlichen Verteilung der dominierenden Infiltrationscharakteristika bei.

Topographische Konkavitäten sind durch hohe, die Niederschlagsintensität oftmals übertreffende, Infiltrationsraten gekennzeichnet. An diesen Standorten entsteht Oberflächenabfluss zeitlich verzögert und weist eine geringe Magnitude auf. Für Kulminationsbereiche ist stattdessen ein inverses Infiltrations- beziehungsweise Abflussverhalten charakteristisch. Hänge weisen je nach Wölbungsgrad ein ambivalentes Infiltrationsverhalten auf. An konvexen Hangbereichen überwiegen abflussfördernde Boden- und Oberflächenbedingungen, an konkaven Hängen dominiert ein entgegengesetztes Bild. Bei einer Gegenüberstellung aller Untersuchungsstandorte zeichnen sich zwei Landschaftseinheiten durch ein Infiltrationsregime aus, dass nicht primär mit der vorherrschenden Reliefform erklärbar ist: Einerseits sind die konvexen Hangfußbereiche zu nennen, an denen infolge der tiefgründigen Böden hohe gesättigte Leitfähigkeiten gemessen werden können. Daneben können geringmächtige und steile oder gar konvexe Standorte infolge der Klüftigkeit des geologischen Untergrunds von hoher Infiltrationskapazität gekennzeichnet sein. Für alle anderen Fälle gilt, dass die Infiltrationseigenschaften als Folge der topographischen Rahmenbedingungen in hohem Maße von der Profilmächtigkeit des Bodenkörpers beeinflusst werden.

7.3 Hygrisch-thermische Gradienten

Ein wichtiges Hilfsmittel zur Herausstellung des klimatischen Wirkungsgefüges stellt neben der Extremwertanalyse die zeitliche und quantitative Streuung verschiedener Klimaparameter dar. Mit allen Vorbehalten, die angesichts der Repräsentativität von Punktmessungen (ZEPP & MÜLLER 1999) sowie des kurzen Messzeitraums erforderlich sind, lässt sich der Verlauf von Niederschlag und Temperatur anhand der IMPETUS-eigenen Datenreihen in Abb. 7.18 zusammenfassen.

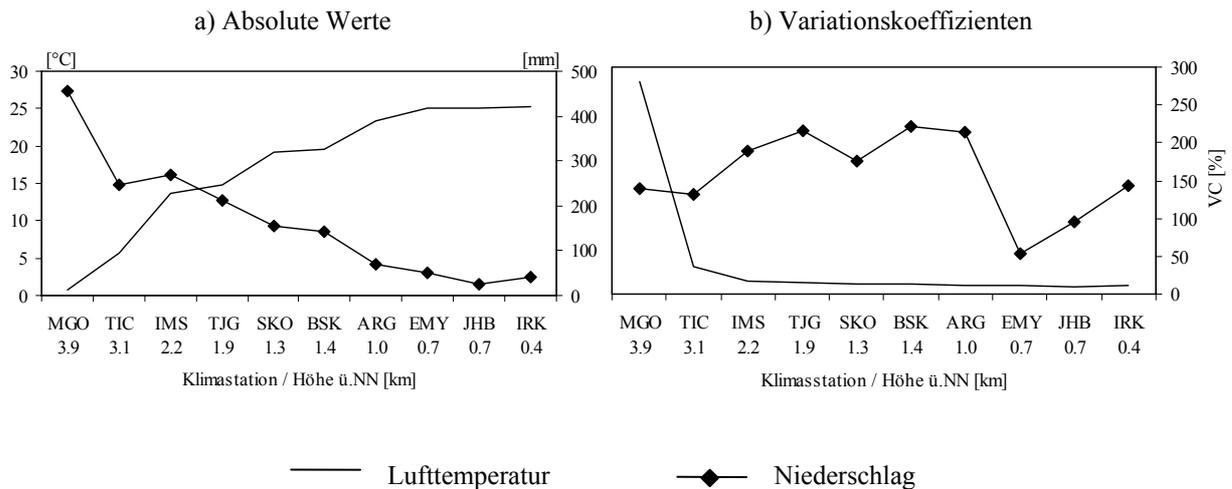


Abb. 7.18: Verlauf von Lufttemperatur (Jahresmittelwert) und Niederschlag (Jahressumme) sowie der jeweiligen Variationskoeffizienten VC [%] für den Betrachtungszeitraum 2002.

Die hinzugezogenen Klimadaten sind entsprechend der Lage der Klimastation im Höhen- und Ariditätsgradienten von Süden nach Norden sortiert (vgl. Abb. 6.2). Abb. 7.18 zeigt, dass die mittleren Lufttemperaturen des Jahres 2002 der Topographie und der geographischen Breite entsprechend von Süden nach Norden hin abnehmen. Die Lufttemperatur der Station IRK liegt im Mittel des Jahres 2002 bei 25.2 °C, wohingegen an Station MGO in 3922 m Höhe nur noch eine Jahresmitteltemperatur von 0.7 °C registriert wird. Dies entspricht einem thermischen Gradienten von 0.71 °C je 100 m Höhenzunahme. Die Befunde decken sich mit den Ergebnissen von MESSERLI (zitiert in RATHJENS 1980), der mit der Sierra Nevada in Spanien ein benachbartes sommertrockenes Subtropengebirge untersuchte.

Mit zunehmender Meerehöhe nimmt der jährliche Niederschlag von 40.8 mm (Station IRK) auf 457.2 mm (Station MGO) zu, was einer Niederschlagserhöhung von 12.0 mm pro 100 m Höhenzunahme entspricht. Im Gegensatz zu den Mitteltemperaturen nimmt die annuelle Variabilität der Lufttemperatur einen entgegen gesetzten Verlauf und erreicht an der Station MGO Maximalwerte (Abb. 7.18 b).

Im Hinblick auf die in Kap. 2 prognostizierte klimatische Variabilität des semiariden Raumes stellt sich die Frage nach der thermischen und hygrischen Variation entlang des Gradienten. HASLER (1980) weist darauf hin, dass bei stark streuenden Mittelwerten nicht die Standardabweichung (σ), sondern der Variationskoeffizient bzw. die Variabilität als relatives Streuungsmaß aussagekräftiger ist. Anhand der Variationskoeffizienten (VC) wird deutlich, dass die beobachteten Lufttemperaturen im semiariden Südosten des Einzugsgebiets wesentlich geringer um den Jahresmittelwert streuen als im humideren Gebirge. Demgegenüber kann eine Höhenabhängigkeit der Niederschlagsvariabilität nicht belegt werden, da 8 von 10 Klimastationen eine relative Variabilitäten $> 100\%$ aufweisen. Die hohen Variabilitäten gelten üblicherweise als Anzeichen für das Auftreten von einigen, möglicherweise erratischen Extremwerten, die einen signifikanten Einfluss auf die statistische Auswertung haben können (ISAAKS & SRIVASTAVA 1989). Es muss davon ausgegangen werden, dass der Betrachtungszeitraum von nur einem Jahr hinsichtlich des Niederschlags keine signifikanten und statistisch gültigen Resultate zulässt. Aufgrund der Lokalität und Kleinräumigkeit von Niederschlagszentren muss jedoch eine hohe raumzeitliche Variabilität der Niederschläge angenommen werden. Die Ausführungen legen dar, dass besonders die absoluten Niederschläge und Lufttemperaturen die Existenz eines hygrischen und thermischen Gradienten bestätigen. In der Analyse der zweijährigen Temperaturreihe zeigt sich, dass auch die Variabilität der Lufttemperaturen den nach Norden gerichteten Gradienten abbilden. Demgegenüber variieren die Niederschläge sowohl im Hohen Atlas als auch im ariden Saharavorland sehr stark.

7.4 Bodenwasserdynamik

Das Bodenfeuchteregime arider Regionen folgt primär dem Niederschlagsgang und spiegelt dabei gleichzeitig die bodenphysikalischen Eigenschaften des Standorts wider. In den Abb. 7.19 bis 7.22 wird die zeitliche Dynamik des Bodenwassers der Standorte El Miyit (Landschaftseinheit Hamada und Wadi) Arguion, Bou Skour und Taoujgalt in unterschiedlichen Tiefen und verschiedenen Oberflächenbedingungen (mit und ohne Vegetationseinfluss) dargestellt. Der Erhebungszeitraum erstreckt sich von November 2001 bis Oktober 2003. Die monatlichen Niederschläge sind in die Abbildungen eingefügt, der gesamte, im Betrachtungszeitraum registrierte, Niederschlag ist als Summe (Σ) in der Abbildungsunterschrift verzeichnet. Alle im Folgenden angegebenen Wassergehalte beziehen sich auf ein wenige Zentimeter umfassendes Messfeld mit dem Sondenstab als Zentrum. Maximalwerte des Bodenwassergehalts sind dabei auf Einzelereignisse zurückzuführen, deren zeitliche Ausdehnung sich meist auf wenige Stunden beschränkt. Im Verlauf der standortbezogenen Wassergehalte in Abb. 7.19 bis 7.22 ist zu erkennen, dass in Einzelfällen sehr hohe

(z.B. TJG im April 2002 > 70%) Bodenfeuchtwerte auftreten. Im Fall eines Niederschlags reichen schon wenige Stunden aus, um den Bodenwasserhaushalt der sich anschließenden Monate entscheidend zu prägen. Bodenwassergehalte dieser Größenordnung können jedoch nicht als zuverlässig gewertet werden, da der potenziell zu sättigende Porenraum insbesondere unter der Berücksichtigung des Skelettreichtums nur einen deutlich niedrigeren Wassergehalt zulassen kann (vgl. Kap. 10).

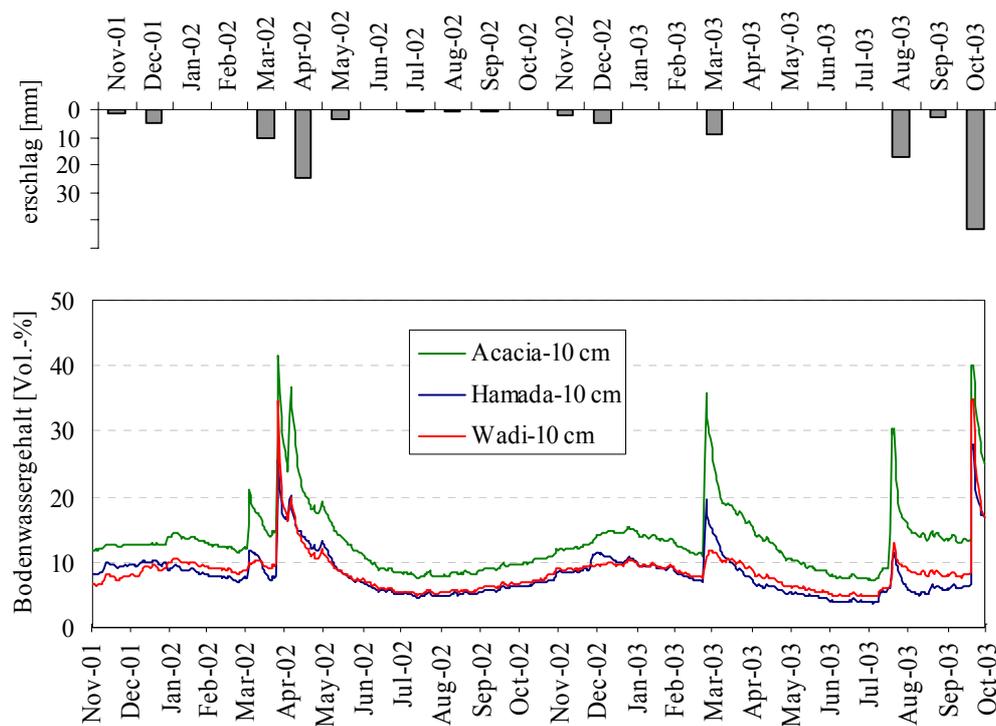


Abb. 7.19: Tagesmittelwerte des Bodenwassergehalts (Vol.-%) und monatliche Niederschlagssummen ($\Sigma=125$ mm) am Standort **El Miyit** von November 2001 bis Oktober 2003.

Am Beispiel der südlichsten Bodenwassermessung in EMY ist erkennbar, dass alle drei Standorte nach Niederschlägen mit abrupten Anstiegen und anschließend verzögerter Entwässerung reagieren. Singuläre Niederschlagsereignisse, wie beispielsweise im März 2003, bewirken, dass das vorige Niveau erst nach mehreren Wochen erreicht wird. Obwohl in dieser Phase keine Feuchtigkeit mehr hinzugeführt wird, vollzieht sich die Austrocknung eines Bodens viel langsamer als dessen Befeuchtung. Neben den Unterschieden in der Be- und Entwässerung dokumentiert Abb. 7.19 einen permanenten Feuchtigkeitsüberschuss am Vegetationsstandort. Sowohl durch Beschattungseffekte und Stammabfluss als auch wegen der erhöhten Wasserhaltekapazität des feinmaterialreicheren Substrats werden unter der ca. 2 m großen Akazie durchschnittlich 4 bis 5 % höhere Wassergehalte registriert.

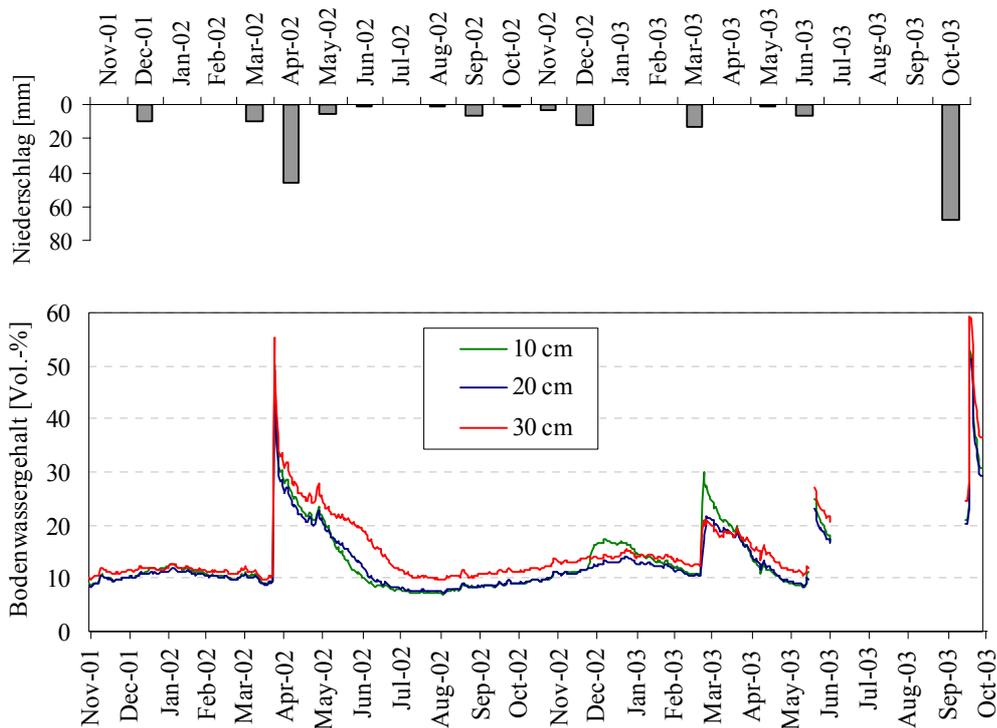


Abb. 7.20: Tagesmittelwerte des Bodenwassergehalts (Vol.-%) und monatliche Niederschlagssummen ($\Sigma=187$ mm) am Standort **Arguioun** von November 2001 bis Oktober 2003.

Die hinsichtlich ihrer physikalischen Eigenschaften wenig differenzierten Böden von Arguioun weisen insgesamt keine gravierenden horizontspezifischen Unterschiede im Wassergehalt auf (Abb. 7.20). Mögliche Staueffekte, die sich durch länger andauernde Feuchtbedingungen äußern, sind nach Starkniederschlägen im April 2002 und September 2003 erkennbar. Die tieferen Bodenschichten sind dann besonders während der Austrocknungsphasen von höheren Wassergehalten gekennzeichnet. Beim Aufgraben der im Rahmen der Niederschlagssimulation berechneten Fläche zeigte sich, dass die Feuchtefront nur eine maximale Bodentiefe von 25 bis 30 cm erreicht. Im Einzugsbereich der Sondenstäbe ist nach ca. 30 cm das verwitterte Festgestein erreicht, so dass die Perkolation in dieser Schicht beeinträchtigt sein könnte. Im Gelände konnte zudem eine tiefenabhängige Zunahme der Lagerungsdichte nachgewiesen werden (CHAFIK, in Vorb.). Nach intensiven Niederschlägen perkoliert das Wasser gravitativ durch die locker gelagerte Schuttdecke bis zum verdichteten Verwitterungshorizont. Der im Gegensatz zur Versickerung deutlich verlangsamte Prozess der Exfiltration resultiert aus der Kombination des hohen Bodenskeletts und der geringen Leitfähigkeiten des Substrats.

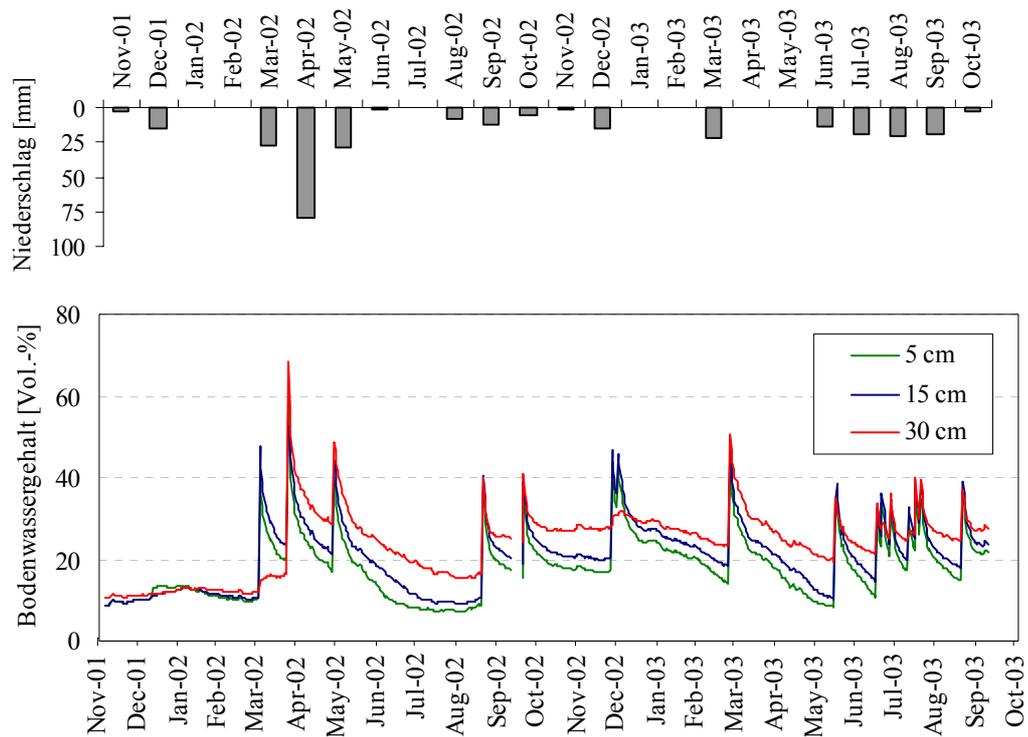


Abb. 7.21: Tagesmittelwerte des Bodenwassergehalts (Vol.-%) und monatliche Niederschlagssummen ($\Sigma=297$ mm) am Standort **Bou Skour** von November 2001 bis Oktober 2003.

In Bou Skour zeigen die untereinander installierten TDR-Sondenstäbe, dass das Bodenfeuchteregime besonders während der Austrocknungsphasen einer tiefenabhängigen Differenzierung unterliegt (Abb. 7.21). Während der Wassergehalt im Oberboden im Wechsel von Feucht- und Trockenphasen größeren Schwankungen unterworfen ist, zeigt der Bodenfeuchteverlauf der tieferen Horizonte eine insgesamt gedämpfte Amplitude. Im Gegensatz zum oberflächennahen Boden, der deutlich schneller austrocknet, wird die Feuchtigkeit der tieferen Schichten länger im Boden konserviert, so dass während der Trockenphasen eine höhere Restfeuchtigkeit (bis zu 10 Vol.-%) aufrechterhalten werden kann.

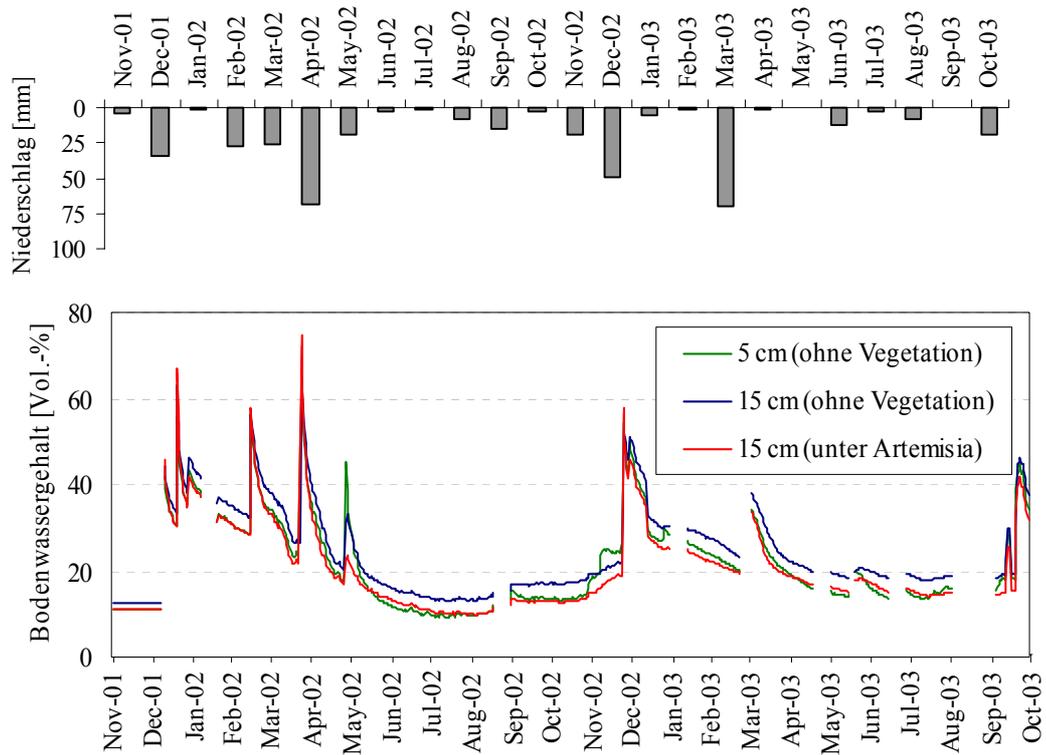


Abb. 7.22: Tagesmittelwerte des Bodenwassergehalts (Vol.-%) und monatliche Niederschlagssummen ($\Sigma=402$ mm) am Standort **Taoujgalt** von November 2001 bis Oktober 2003.

Auch in Taoujgalt zeigt sich, dass die Bodenwassergehalte als Folge weniger, oftmals kurzzeitiger und effektiver Niederschlagsereignisse sehr plötzlich ansteigen können (Abb. 7.22). Im Fall von Taoujgalt kann die temporäre Vernässung jedoch auch auf eine wasserstauende Schicht unterhalb der TDR-Sensoren zurückgeführt werden. Im Umfeld der Klimastation stehen dicht unter der Bodenoberfläche Bruchstücke großer Konglomerate und plattig anstehende Jurakalke an. Während niederschlagsloser Sommermonate trocknen die Böden bis auf einen minimalen Feuchtegehalt von ca. 10 Vol.-% ab. In einer Bodentiefe von 15 cm besitzen die Böden auch noch nach einer lang andauernden Trockenphase eine höhere Restfeuchte als oberflächennahe Bodenschichten. Die hygrischen Bedingungen 10 cm unter Vegetation (*Artemisa* spp.) entsprechen den Bodenwassergehalten am vegetationsfreien Standort in 5 cm Tiefe. Maximale Bodenwassergehalte treten an den Vegetationsstandorten ausschließlich nach ergiebigen Niederschlägen auf. Während der Trockenphasen sind die Artemisia-Standorte von einer geringen Bodenfeuchtigkeit gekennzeichnet.

In der Gegenüberstellung der über den Betrachtungszeitraum gemittelten, täglichen Bodenwassergehalte aller vier Standorte in Abb. 7.23 zeigt sich, dass die relative Variabilität der Bodenfeuchte dem Niederschlagsgradienten und dem Höhengradienten von Süden nach

Norden folgt. Am Beispiel der TDR-Messung von ARG (10, 20 und 30 cm) und BSK (5, 15 und 30 cm), bei denen jeweils drei übereinander installierte Sensoren vorhanden sind, bestätigt sich gleichzeitig eine tiefenabhängige Dämpfung der Bodenwasseramplitude.

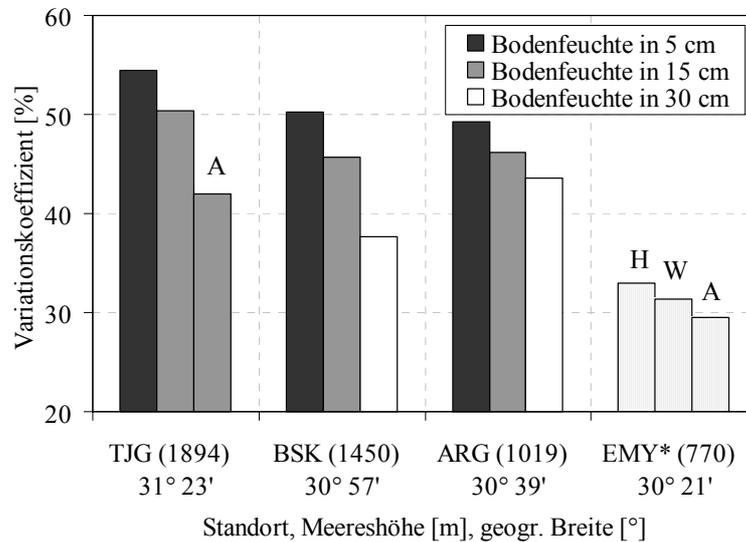


Abb. 7.23: Variationskoeffizienten [%] der Tagesmittelwerte der Bodenfeuchte (*die vertikale Abfolge gilt nicht für EMY, da alle drei Sensoren in 10 cm installiert wurden; H für Hamada, W für Wadistandort, A für Akazienstandort; in Taoujgalt befinden sich zwei Sensoren in 15 cm Tiefe, einer unter Artemisia-Vegetation (A), der zweite unter vegetationsfreier Oberfläche).

Im Fall von Taoujgalt und El Miyit ist der Einfluss der Vegetation auf den Bodenwasserhaushalt erkennbar. Die Vegetationsstandorte A (unter *Acacia* spp. bzw. *Artemisia* spp.) der jeweiligen Untersuchungsgebiete weisen die geringsten Variationskoeffizienten auf. In Anlehnung an die schon beschriebenen bodenhydrologischen Bedingungen an der Schnittstelle Boden-Vegetation (vgl. Kap. 2.3.3) zeigt sich der amplitudendämpfende Effekt durch Beschattung, Interzeption und einer „gleichmäßigen“ Wasserspeicherung des Substrats.

7.5 Abflüsse

Wie in Kap. 4.2.6 geschildert, werden im Einzugsgebiet des Assif-n-Ait-Ahmed (ASS) an zwei Pegeln Wasserstandhöhen kontinuierlich registriert. Während Pegelstation *Taria* den anthropogen ungestörten Bedingungen der Höhenzonen oberhalb der Irrigationsflächen repräsentiert, befindet sich Pegel *Cascade* am Mittellauf des Vorfluters, welcher die westliche Hälfte des Gesamteinzugsgebiets entwässert. Der am 29.03.02 installierte Pegel *Taria* hat bis zum letzten Auslesetermin am 22.09.03 insgesamt 541 Tage Oberflächenabfluss gemessen. Pegel *Cascade* (installiert am 12.10.02) hat bis zu seiner Zerstörung durch eine gravitative Massenbewegung (vgl. Fotos A1 bis A3 im Anhang) 281 Tage Oberflächenabfluss registriert.

Da mit den Klimastationen IMS, TIC und MGO drei Klimadatenätze für eine Abflussmodellierung zur Verfügung stehen, musste im Vorfeld eine Prüfung der Niederschlagsdatensätze vorangehen.

Aggregation von Klimadaten zur Abflussanalyse

Unmittelbar am Gipfelgrat der M’Goun-Kette auf 3941 m ü.NN installiert, stellt die Klimastation MGO sicherlich einen der exponiertesten Standorte im Klimamessnetz dar. Sie befindet sich wenige Hundert Meter jenseits der Wasserscheide des Assif-n-Ait-Ahmed. Station IMS auf 2245 m Meereshöhe repräsentiert die tiefer liegenden Bereiche der Talschaft, so dass sie beispielsweise nicht zur Korrelation mit dem Abfluss von Taria (Gebietsauslass auf 2752 m ü.NN) herangezogen werden kann. Station TIC auf 3261 m wurde ca. 7 km östlich der Einzugsgebietsgrenze von TNB installiert.

Aus diesem Grund wurden die Klimadaten der drei Klimastationen höhenzonal aggregiert, was im Folgenden als *hypsometrische Methode* („Hyps1“ bzw. „Hyps2“) bezeichnet wird. Aus den vorliegenden drei Klimastationen wurden jeweils sechs verschiedene Klimaeingabedateien erzeugt (Tab. 7.3). Datensätze, die mit der Endung „T“ gekennzeichnet sind, beziehen sich auf das Einzugsgebiet Taria, Daten mit der Endung „C“ auf Cascade.

Tab. 7.3: Klimadatenätze und die jeweiligen Niederschlagssummen als Grundlage für die Abflussanalyse im Zeitraum Januar 2002 bis September 2003.

Einzugsgebiet	Bezeichnung des Datensatzes	zugrunde gelegte Niederschlagsdaten im Zeitraum Januar 2001 bis September 2003	\sum Niederschlag [mm]
TNB	IMS	Klimadaten IMS	547
	TIC	Klimadaten TIC	722
	MGO	Klimadaten MGO	925
	Hyps1-T	Höhenzone ≤ 3400 TIC, ≥ 3401 MGO	805
	Hyps2-T	Höhenzone ≤ 3000 TIC, ≥ 3001 MGO	704
	Arith.-T	Arithmetisches Mittel von IMS, TIC und MGO	731
CSC	IMS	Klimadaten IMS	547
	TIC	Klimadaten TIC	722
	MGO	Klimadaten MGO	925
	Hyps1-C	Höhenzone ≤ 2400 (IMS), 2401-3400 (TIC), ≥ 3401 (MGO)	731
	Hyps2-C	Höhenzone ≤ 2600 (IMS), 2601-3000 (TIC), ≥ 3001 (MGO)	740
	Arith.-C	Arithmetisches Mittel von IMS, TIC und MGO	731

Das hypsometrische Verfahren basiert auf der Aggregation von Klimadaten unter Berücksichtigung der Höhenzonierung des jeweiligen Einzugsgebiets. Für die Aggregation wird das Einzugsgebiet in Höhenzonen differenziert, für welche die Daten der am nächsten gelegenen Klimastation zugrunde gelegt werden.

Bei einem Vergleich der verschiedenen Niederschlagsdatensätze ist zu erkennen, dass die höchsten Niederschläge an der Station MGO registriert wurden. Im Gegensatz zu MGO empfängt die im Talboden gelegene Klimastation IMS 37 % weniger Niederschlag. Die über verschiedene Aggregierungsverfahren (arithmetisches Mittel aller drei Stationen oder hypsometrische Aggregation) herangezogenen Daten liegen etwa im Bereich der Niederschlagssumme der Station TIC. Ein visueller Vergleich zwischen den kumulierten Niederschlägen wird in Abb. 7.24 gegeben.

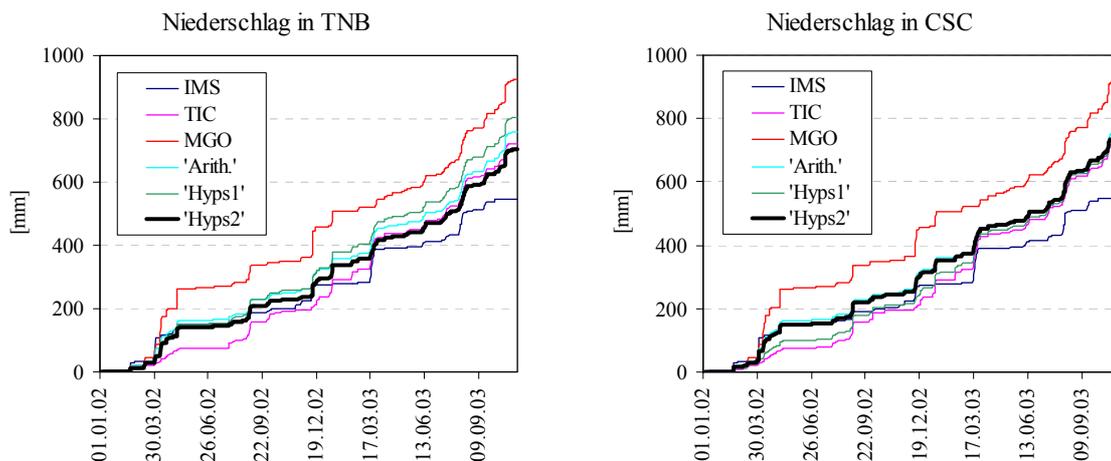


Abb. 7.24: Kumulierte Niederschläge der Einzugsgebiete Taria-n-Boussaid (TNB) und Cascade (CSC) im Zeitraum Januar 2002 bis September 2003.

Die Position und vor allem die Höhenlage der Klima- und Pegelstationen im Assif-n-Ait-Ahmed (vgl. Abb. 4.16) zeigen, dass ein direkter Vergleich zwischen den Abflüssen und den Niederschlägen einer Klimastation mit Schwierigkeiten verbunden ist. Beispielsweise sind im Datensatz der hypsometrischen Aggregation *Hyps-C* die Niederschläge der Station IMS integriert, die für das vergleichsweise hoch gelegene Taria-Einzugsgebiet nicht repräsentativ sind. Für einen Vergleich der Abflusskurven der Teileinzugsgebiete Cascade und Taria-n-Boussaid wird der Niederschlag der Station TIC herangezogen, da dieser am besten mit den aggregierten Niederschlägen *Hyps2-T* und *Hyps2-C* übereinstimmt. Für die separate Darstellung der Abflüsse wird für Taria-n-Boussaid der Niederschlag nach der Methode *Hyps2-T* und für Cascade nach der Methode *Hyps2-C* zugrunde gelegt (vgl. Tab. 7.3).

Abflussanalyse

Bei der Analyse der Abflussdynamik werden im Folgenden die bedeutendsten Charakteristika der Abflussganglinien der Einzugsgebiete CSC und TNB verglichen. Infolge der Zerstörung des Pegels Cascade am 19.07.03 beläuft sich der gemeinsame Betrachtungszeitraum beider

Abflussganglinien nur auf 280 Tage. Die wichtigsten Kenngrößen zur Abflusscharakteristik sind in Tab. 7.4 aufgeführt.

Tab. 7.4: *Abflusscharakteristika während des gemeinsamen Betrachtungszeitraums 12.10.02 bis 18.07.03 (aus Gründen der Vergleichbarkeit wird der Niederschlag der Station TIC herangezogen).*

Einzugsgebiet	Einzugsgebietsgröße [km ²]	Niederschlag TIC [mm]	Abfluss [m ³]	Abfluss [mm]
Taria-n-Boussaid (TNB)	5.4	338	1365386	253
Cascade (CSC)	51.9		2687299	52

Im Vergleich zum Einzugsgebiet TNB entwässert am Gebietsauslass CSC ca. die doppelte Wassermenge. Bezogen auf die Einzugsgebietsfläche liegen die Abflüsse des viel größeren Cascade-Gebiets jedoch weit unter den Werten von TNB (Tab. 7.4). Wird der Niederschlag der Station TIC zugrunde gelegt, ergibt sich ein Abflusskoeffizient von 0.75 (Taria) bzw. 0.15 (Cascade).

Das Abflussregime im Hauptgerinne des Assif-n-Ait-Ahmed ist perennierend, so dass es auch während längerer Trockenzeiten von einer natürlichen Quellschüttung aufrechterhalten werden kann. Die in Abb. 7.25 dargestellten Abflussganglinien zeigen, dass sich längere, zusammenhängende Perioden ohne Niederschlag sehr häufig ereignen können; dabei lösen diese in den Sommermonaten jedoch keine extreme Niedrigwassersituation aus. Sekundäre Abflussspitzen fallen mit den Zeiträumen hochintensiver, sommerlicher Niederschläge zusammen. Magnitude und Dynamik des Trockenwetterabflusses lassen besonders im Teileinzugsgebiet Taria-n-Boussaid auf eine bedeutende unterirdische Grundwasserreserve schließen (CAPPY, in Vorb.).

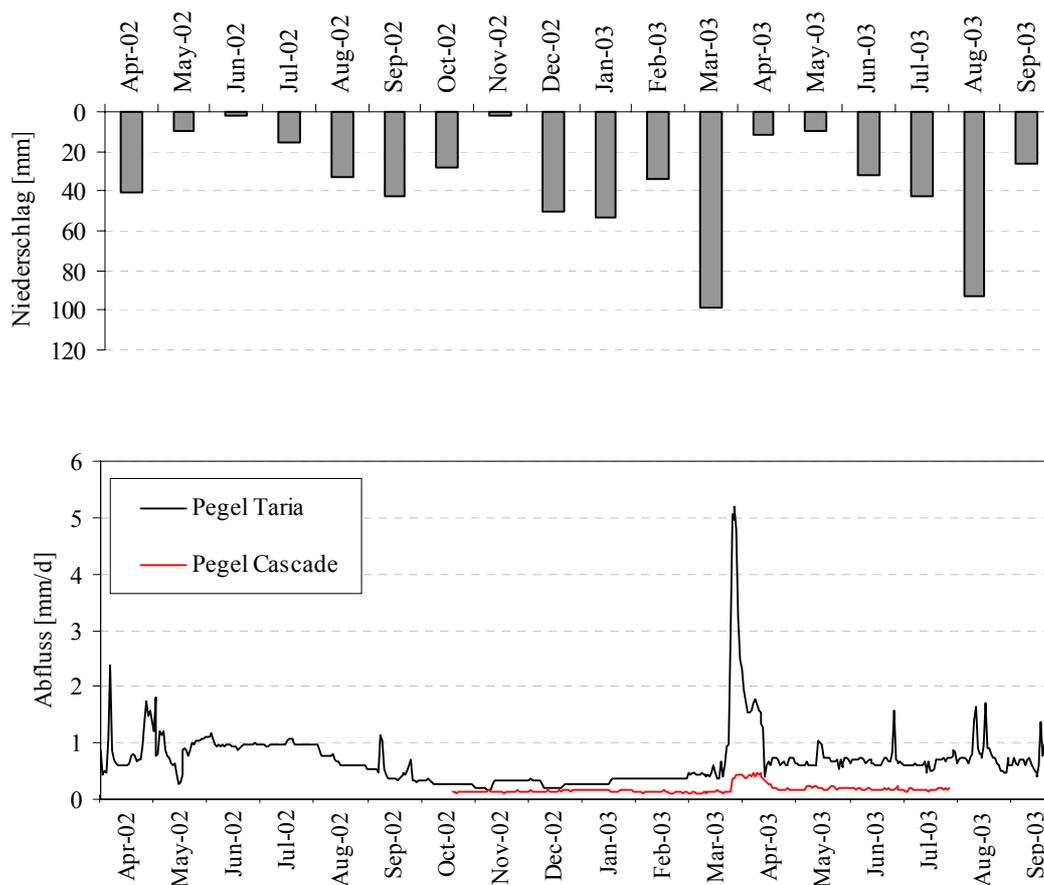


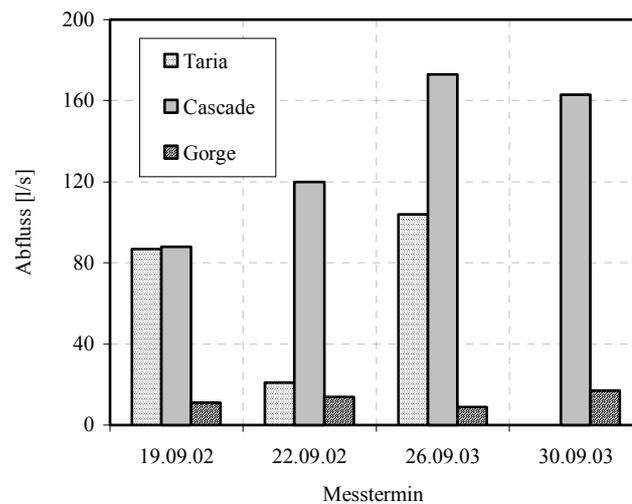
Abb. 7.25: Abflussganglinien der Pegel Taria und Cascade im Zeitraum April 2002 bis September 2003 (aus Gründen der Vergleichbarkeit wird der Niederschlag der Station TIC herangezogen).

Als typisches Charakteristikum schneegenährter Hochgebirgsabflüsse treten die größten Schwankungen in der Wasserführung während der Hauptablationsphase im Frühling auf. Die Bedeutung des zwischengeschalteten Schneedeckenspeichers auf die Hydrologie im Hohen Atlas wird schon von BECHT (1997), in jüngeren Studien auch von MACHAUER (2003) und SCHULZ (in Vorb.), hervorgehoben. Sekundäre, teilweise extreme Abflussspitzen resultieren aus sommerlichen Niederschlagsereignissen wie beispielsweise im August 2003. Das Verhältnis vom kleinsten zum größten Abfluss ist im Einzugsgebiet Taria-n-Boussaid sehr hoch. Bei einem mittleren Abfluss von 0.63 mm/d beträgt die Spanne zwischen absolutem Niedrigwasser- und Hochwasserstand 3.8 mm/d. Unter Berücksichtigung desselben Betrachtungszeitraums (12.10.02 bis 18.07.03) werden am Pegel Cascade ein Maximum von 0.46 mm/d, ein Minimum von 0.11 mm/d und ein mittlerer Abfluss von nur 0.18 mm/d registriert. Für das Einzugsgebiet TNB liegt das Hochwasserereignis im April 2003 somit um 600 % über dem mittleren Abfluss. Im Einzugsgebiet CSC beträgt der Spitzenabfluss lediglich das 2.6-fache des mittleren Abflusses.

Die Betrachtung der Gebietswasserbilanz zeigt, dass die Dynamik des Abflussregimes nicht direkt aus dem Niederschlagsverhalten zu erklären ist⁷. Beispielsweise liegen die mittleren monatlichen Abflüsse in Mai und Juni 2002 mit 27 mm und 29 mm weit über dem mittleren Abfluss, obwohl nur sehr geringe monatlichen Niederschlagssummen registriert werden (9.6 bzw. 1.8 mm). Bis auf die Schneeschmelzperiode und Phasen singulärer Niederschläge sind die Abflüsse nicht unmittelbar mit der Niederschlagsdynamik zu erklären. Dies stützt die Annahme, dass der Gesamtabfluss im Assif-n-Ait-Ahmed zu einem großen Anteil von langsamen Abflusskomponenten bestimmt wird. Einer weiterführenden Interpretation der Niederschlags-Abfluss-Beziehung muss jedoch sicherlich eine Diskussion über die Güte der Wasserstands-Abfluss-Beziehung vorangehen (vgl. Kap. 10).

Infolge der hohen Permeabilität des Untergrundes stellt die Abnahme der Abflüsse mit der Lauflänge eine Besonderheit des Abflussverhaltens im Assif-n-Ait-Ahmed dar. Zur Verdeutlichung dieses Phänomens werden die Daten eines dritten, am Einzugsgebietsauslass errichteten Pegels hinzugezogen (dessen Standort ist Abb. 4.16 zu entnehmen). Der am 17.04.02 in Betrieb genommene Pegel mit der Bezeichnung „Gorge“ wurde noch im selben Jahr gestohlen, so dass auf Abflussdaten am Talausgang nicht zurückgegriffen werden kann. Abflussmessungen, die stichprobenhafte im zeitlichen Abstand von 5-6 Stunden an allen drei Pegelstandorten durchgeführte wurden, lassen jedoch eine grobe Einschätzung des Abflussregimes im Assif-n-Ait-Ahmed zu. Die gemessenen Abflussmengen (Liter/Sekunde) in Abb. 7.26 belegen, dass die Durchflussraten im Unterlauf mit zunehmender Lauflänge des Hauptgerinnes abnehmen.

⁷ Eine Analyse, auf deren detaillierte Darstellung hier verzichtet wird, ergab, dass zwischen Niederschlagsereignissen unterschiedlicher Intensität (> 5 mm, > 10 mm, > 15 mm, > 20 mm, > 25 mm) und den Abflüssen von TNB und CSC keine verwertbaren Korrelationen berechnet werden konnten. Zur Berücksichtigung der zeitlichen Verzögerung der Reaktion auf das Niederschlagsereignis wurden dabei wöchentliche Niederschlags- und Abflusssummen gegenübergestellt.



Standort	Höhe ü. NN [m]	Einzugsgebietsgröße [km ²]	Abfluss [l/s]			
			19.09.02	22.09.02	26.09.03	30.09.03
Taria	2752	5.4	87	21	104	keine Daten
Cascade	2195	51.9	88	120	173	163
Gorge	1970	109.4	11	14	9	17

Abb. 7.26: Abflussmessungen an den Pegeln Taria, Cascade, Gorge (die Messungen sind nicht zeitgleich erfolgt, da sie ca. 5 bis 6 Weg-Stunden auseinander liegen).

Obwohl das Einzugsgebiet des Pegels Taria nur ca. 5 % des Gesamteinzugsgebiets einnimmt, übertrifft dessen Gebietsabfluss deutlich den am Talauslass registrierten Abfluss. Den Angaben ist zu entnehmen, dass sich die Menge des oberflächlich abfließenden Wassers zwischen den Beobachtungsstandorten Cascade und Gorge deutlich reduziert. Weniger als 10 % des am Standort Cascade erfassten Oberflächenabflusses erreicht die Pegelmessstation „Gorge“. Der Verbleib des Oberflächenwassers ist in erster Linie auf Karstphänomene zurückzuführen, die bereits in HOFMANN (2002) und OSTERHOLT (2002) sowie CAPPY (in Vorb.) beschrieben wurden. Da quantitative Daten über die Menge des Kluftwassers bislang nicht vorliegen, wird davon ausgegangen, dass der Großteil der Oberflächenabflüsse vor der Passage am Talausgang in tiefere Schichten perkoliert und das Tal als Grundwasserstrom verlässt (CAPPY, in Vorb.).

Schneesmelzphase

Wie in Kap. 6.2.1 beschrieben, wird die für das Abflussregime bedeutsame Schneeschmelzphase durch Prüfung der Standardabweichung der Bodentemperatur und der visuellen Betrachtung der Klimatelemente Strahlung und Lufttemperatur zeitlich eingrenzbar. Abb. 7.27 zeigt das stündlich aufgelöste Abflussverhalten während der Ablationsphase des Jahres 2003.

Beide Pegelstationen reagieren am 18.03.03 mit einem Anstieg der Abflussmenge. Während am Pegel Taria die Phase hoher Abflussspitzen etwa 11 Tage anhält, erreicht der Abfluss von Cascade das Anfangsniveau ca. 15 Tage später. Die besonders in der Abflussganglinie von Taria erkennbaren Tagesgänge deuten auf den strahlungsabhängigen Phasenwechsel von Schnee in Schmelzwasser.

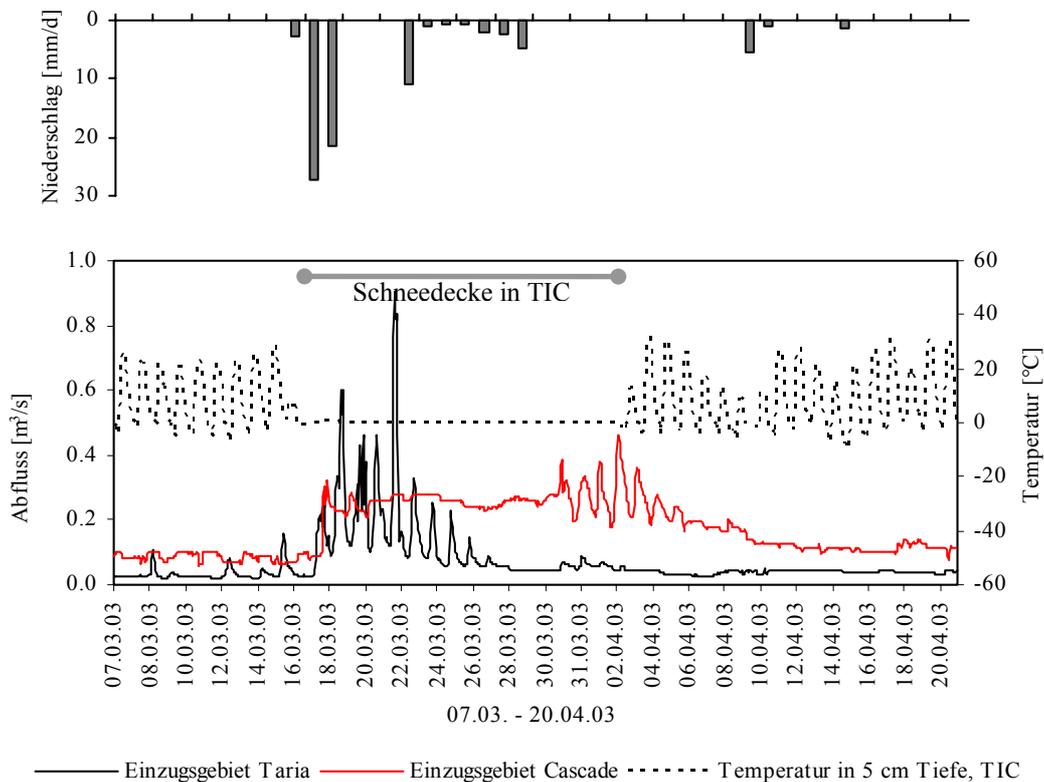


Abb. 7.27: Abflussganglinien während der Schneeschmelzperiode vom 07.03.03 bis 21.04.03 (zur Herstellung des Tagesgangs sind die Abflüsse stündlich aufgelöst. Bodentemperaturen und Niederschlag wurden von der Station TIC registriert).

Die Interpretation der Abflüsse unterliegt der Annahme, dass das Abflussverhalten im gesamten Einzugsgebiet in hohem Maße von Schmelzwasser gesteuert wird. Die Hinzunahme der Bodentemperatur (5 cm Tiefe) der Station TIC belegt, dass sich die Abflussspitzen während isothermer Bodenbedingungen, also bei der Existenz einer Schneeeauflage am Standort TIC ereignen. Nach dem Wechsel von Schnee und Eis in Schmelzwasser kann eine längere Verweilzeit in der Bodenpassage bei einem gefrorenen Boden ausgeschlossen werden. Infolge des Bodenfrostes kumulieren in den Tiefenlinien daher große Mengen Schmelzwassers, ohne dass sich eine Aufsättigung des Bodenspeichers vollzieht. Neben den ereignisbezogenen Abflussverhältnissen ist gerade die Kenntnis der Reaktionszeiten auf aktuelle Systemeinträge von großem Einfluss, insbesondere im Zusammenhang mit der Bedeutung des Grundwasserleiters.

8 Modellanwendung zur Analyse des Bodenwasserhaushalts

Der Beschreibung und Interpretation der modellierten Wasserhaushaltsgrößen gehen Arbeitsschritte, wie Parametrisierung, Kalibrierung und Validierung sowie die Überprüfung der Sensitivitäten voraus. Dieses Kapitel betrachtet zunächst die verwendeten Parameter, deren Auswirkung auf die Sensitivität der Zielgrößen und erläutert die erforderlichen Kalibrierungen und Validierungen.

8.1 Modellparametrisierung

Topographische Parameter

Da für die Untersuchungsgebiete keine räumliche Modellierungsgrundlage existiert, wurden - basierend auf der dGPS-Kartierung (Kap. 6.1.1) - sechs digitale Höhenmodelle im Rasterformat erstellt. Die Höhenmodelle der untersuchten Einzugsgebiete sind als Blockdarstellungen in Kap. 4.2 abgebildet. In Kap. 10 werden Unsicherheiten und Abweichungen im Modellresultat diskutiert, welche auf die gewählte Rasterweite der Höhenmodelle zurückzuführen sind.

Das Höhenmodell dient als Grundlage für die Ableitung ergänzender morphometrischer Eigenschaften. Zur Definition der auf der Wölbung basierenden Reliefformtypen werden topographische Informationen, wie Höhe ü.NN und Hangneigung herangezogen. Abb. 8.1 veranschaulicht die Ableitung verschiedener morphometrischer Informationen aus dem DGM.

Das Verfahren wurde ausschließlich zur Ausweisung von Landschaftseinheiten und hydrologisch relevanten Formtypen verwendet. Durch die Zuordnung von Wölbungsklassen kann somit eine Vergleichbarkeit aller 38 ausgewiesenen Landschaftseinheiten gewährleistet werden. Ein weiterer, speziell für die Bodenfeuchteverteilung, wichtiger Parameter ist die Kombination der Hangneigung mit dem kontributiven Einzugsgebiet zum *Topographic Wetness Index* TWI (Formel: $\ln [EZG_{\text{kontr}}/\tan \text{Neigung}]$). Abb. 8.1 zeigt deutlich, dass dieser Feuchteindex den Verlauf der Gerinne lokalisiert. Unter Zuhilfenahme der in Kap. 7 formulierten Zusammenhänge zwischen dem bodenhydrologischen Verhalten und der morphometrischen „Signatur“ des Standorts (Tiefenlinie, Kulminationsbereich, Hang und Ebene) können vorab potenziell relevante Untersuchungseinheiten ausgewiesen werden. Die „morphometrische Landschaftsbetrachtung“ gewährleistet eine Übertragung der Erkenntnisse auf Einzugsgebiete mit einem vergleichbaren Inventar an Landschaftseinheiten. Zudem erscheint das Konzept hinsichtlich unzugänglicher oder mesoskaliger Einzugsgebiete von

Vorteil, da diese aus Gründen der Topographie oder der Gebietsgröße nicht detailliert abgelaufen und kartiert werden können:

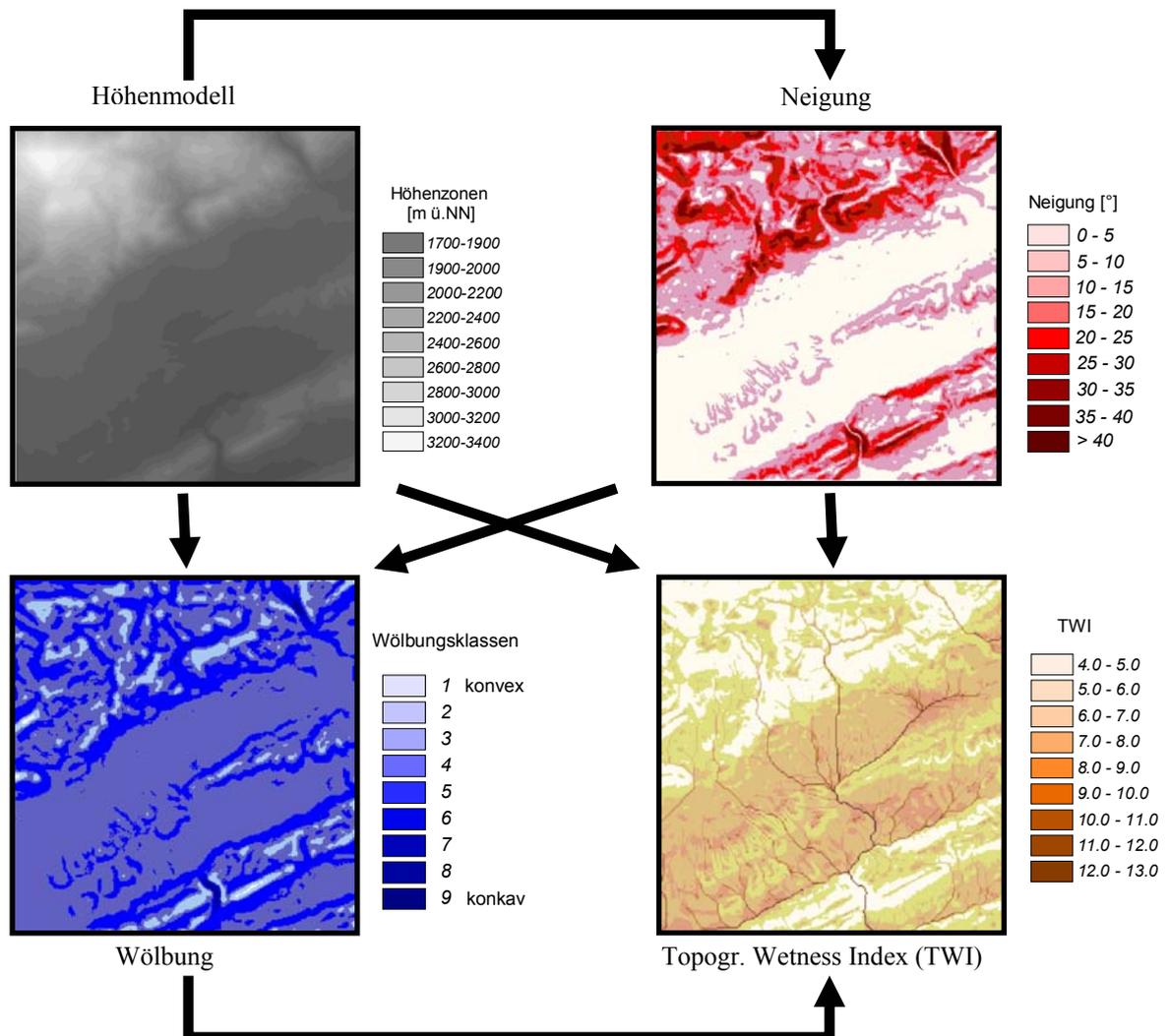


Abb. 8.1: Ableitung von primären und sekundären Reliefparametern auf der Grundlage des Höhenmodells am Beispiel von Taoujgalt.

Bodenphysikalische Parameter

Da eine flächendeckende Datengrundlage über Bodentypen und –eigenschaften für die Untersuchungsgebiete bislang fehlt, wurden die erforderlichen Parametersätze auf drei Wegen erhoben:

- Gemessene Daten (Labor, Gelände)
- Pedotransferfunktionen (PTF)
- Literaturwerte

Jeder Rasterzelle wurde der spezifische Parametersatz der jeweiligen Landschaftseinheit zugewiesen. Die in zwei Bodenschichten diskretisierte Bodensäule wurde hinsichtlich der

bodenphysikalischen Parameter nicht differenziert. Bei den zur Bestimmung des Zusammenhangs von Bodenwassergehalt (θ) und Matrixpotenzial (ψ) benötigten Parametern handelt es sich um den residualen Wassergehalt, θ_r [$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$], den Porengrößenindex λ [-], den Lufteintrittspunkt ψ_b [hPa], den Sättigungswassergehalt, θ_s [$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$], der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit, K_s [cm d^{-1}] und den Parametern α und n [-] gemäß VAN GENUCHTEN (vgl. BOHNE et al. 1993).

Diese Parameter wurden mit Hilfe der Pedotransferfunktion nach RAWLS & BRAKENSIEK (1985) abgeleitet. Als Eingangsdaten dienen dabei der Gehalt von Sand und Ton sowie die Porosität (Φ). Die Porosität wurde aus der Lagerungsdichte (LD) abgeschätzt (MAIDMENT 1993):

$$\Phi = 1 - \frac{LD_B}{LD_Q} \quad [\text{Gl. 8.1}]$$

mit

Φ	=	Porosität [Vol Vol^{-1}]
LD_B	=	Lagerungsdichte Feinboden [g cm^{-3}]
LD_Q	=	Lagerungsdichte Bodenskelett (= 2.65 g cm^{-3} ; entspricht der Dichte von Quarz)

Da die Lagerungsdichte nicht an jedem Standort bestimmt werden konnte, wurde zusätzlich die von KEMP et al. (1997) publizierte Korrelation ($r^2=0.64$) mit dem Sandgehalt (S) angewendet. Dabei gilt:

$$LD = 1.009 + 0.835 \cdot S \quad [\text{Gl. 8.2}]$$

Die Berechnung der erforderlichen Parameter wurde durch das Programm SOPHY (DIEKKRÜGER 1997) automatisiert. Korngrößenzusammensetzung und der Gehalt an organischer Substanz (C_{org}) wurden aus den Bodenproben bestimmt. Zur Parametrisierung der Infiltration wurden die Infiltrationsverluste sowie die minimalen und maximalen Raten auf der Grundlage von Infiltrationsmessungen und Beregnungsexperimenten herangezogen (vgl. Kap. 6.13).

Die initiale Bodenfeuchte wurde auf Basis der TDR-Messungen der Klimastationen den entsprechenden Landschaftseinheiten zugeordnet. Im Fall von El Miyit befinden sich zwei Landschaftseinheiten im Einzugsbereich der TDR-Sensorik, so dass die Bodenfeuchte für die Landschaftseinheiten *Wadi* und *Hamada* bekannt sind. Im Fall der anderen Untersuchungs-

gebiete steht für das gesamte Einzugsgebiet nur ein initialer Bodenfeuchtewert zur Verfügung, der allen Landschaftseinheiten zugewiesen wird.

Zur Berücksichtigung der im Untersuchungsraum vorliegenden hohen Bodenskelettanteile wurde zusätzlich die PTF nach BRAKENSIEK & RAWLS (1994) angewendet. Hydraulisch bedeutsame Parameter, wie die hydraulische Leitfähigkeit und der volumetrische Wassergehalt, werden dabei um einen aus den volumetrischen bzw. gewichtsprozentualen Skelettgehalten berechneten Wert reduziert. Der volumetrische Skelettgehalt $Z2$ [Vol. Vol.⁻¹] wird unter Einbeziehung des gewichtsprozentualen Skelettgehalts $Z1$ [Gew.-% Gew.-%⁻¹], der spezifischen Dichte der Skelettfragmente ρ_s [g cm⁻³] und der Dichte des Feinbodens LD_B [g cm⁻³] errechnet:

$$Z2 = \frac{LD_B}{\rho_s \cdot Z1} \quad [\text{Gl. 8.3}]$$

Die volumetrischen Wassergehalte können anschließend durch Reduktion des Skelettanteils wie folgt korrigiert werden:

$$W_{vt} = W_{v<2} (1 - Z2) \quad [\text{Gl. 8.4}]$$

wobei W_{vt} dem korrigierten Wassergehalt des Bodens entspricht und der Wassergehalt der Matrix (Gesteinsfragmente und Feinboden) als $W_{v<2}$ beschrieben wird.

Die Modifikation der hydraulischen Leitfähigkeit K_s [mm h⁻¹] ergibt sich durch:

$$\frac{K_b}{K_s} = 1 - Z1 \quad [\text{Gl. 8.5}]$$

mit der hydraulischen Leitfähigkeit des Feinmaterial-Skelettgemischs K_b und der Leitfähigkeit des Feinbodens K_s .

Aus der Vielzahl der zur Verfügung stehenden PTF werden drei Berechnungsbeispiele ausgewählt und mit der verwendeten PTF nach RAWLS & BRAKENSIEK (1985) verglichen. In Abb. 8.2 sind die mittels verschiedener PTF berechneten Wassergehalte (θ_s und θ_t) im Vergleich zu den Werten der besten Kalibrierung aufgetragen. Bei dem betrachteten Gebiet handelt es sich um *El Miyit* im Zeitraum 01.01.2002 bis 31.12.2002. In der Gegenüberstellung der Wassergehalte von zwei unterschiedlichen Landschaftseinheiten (Kulminations- und Tiefenbereich) werden die berechneten Differenzen in erster Linie den textuellen Eigenschaften der Böden zugeschrieben.

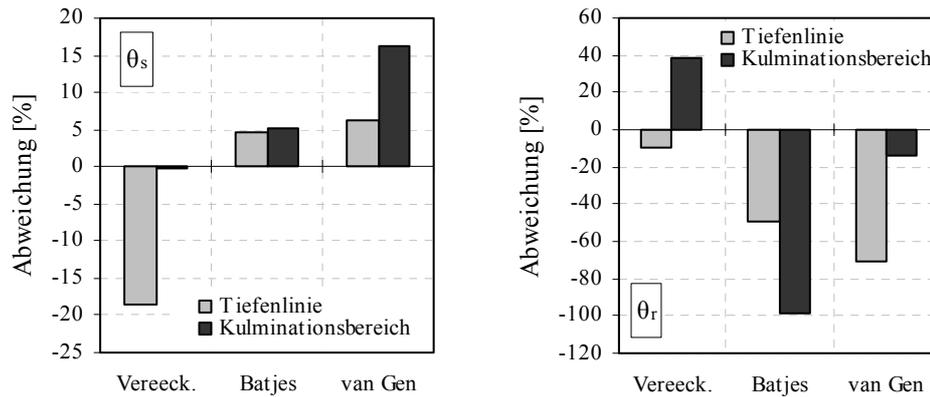


Abb. 8.2: Wassergehaltsveränderungen auf der Grundlage verschiedener PTF im Vergleich zu den Werten der besten Kalibrierung (nach RAWLS & BRAKENSIEK 1985). Bei den PTF handelt es sich um „Vereeck“ (nach VEREECKEN et al. 1989), „Batjes“ (nach BATJES 1996) und „van Gen“ (nach VAN GENUCHTEN 1980).

Indem geschätzte Retentionskurven mit gemessenen Laborwerten verglichen werden, bewerten TIETJE & TAPKENHINRICHS (1993) die Auswirkungen verschiedener Pedotransferfunktionen. DIEKKRÜGER (1996) weist jedoch darauf hin, dass eine geringe Abweichung zwischen der geschätzten und gemessenen Retentionskurve nicht zwangsläufig ein „gutes Simulationsergebnis“ zur Folge hat. Für die Anwendbarkeit in Modellen muss neben der Analyse der variierten Eingangsparameter zudem die Abweichung der Simulationsergebnisse überprüft werden.

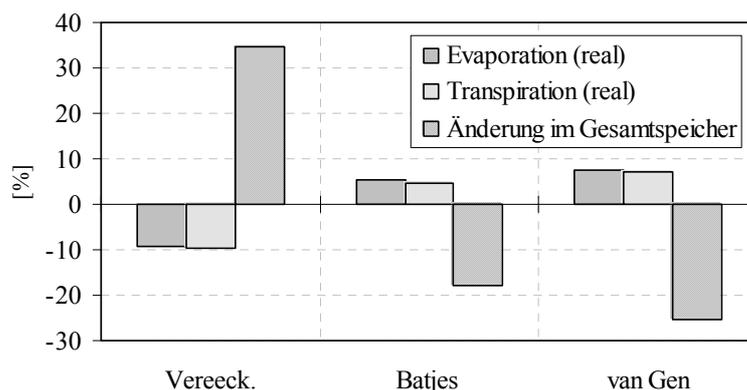


Abb. 8.3: Vergleich der mit verschiedenen Pedotransferfunktionen berechneten Wasserhaushaltsgrößen (Die Prozentangaben entsprechen den Abweichungen zu den über Kalibrierung (nach RAWLS & BRAKENSIEK 1985) gewonnenen Bilanzgrößen. Die Simulationen beziehen sich auf die **Landschaftseinheit „Wadi“ in El Miyit**).

In Abb. 8.3 sind die auf der Grundlage unterschiedlicher Pedotransferfunktionen abgeschätzten Wasserhaushaltsgrößen dargestellt. Dabei sind die prozentualen Abweichungen

zu den über Kalibrierung berechneten Bilanzgrößen für das Jahr 2002 (El Miyit; Landschaftseinheit Wadi) angegeben. Die vergleichenden Simulationen ergeben teilweise erhebliche Abweichungen in der simulierten Evapotranspiration und in der Änderung des Gesamtspeichers (Differenz der Wassermenge zu Simulationsbeginn und -ende). Abweichungen in der Gesamtabflussmenge und Grundwasserneubildungsrate treten dagegen nicht auf. Die Simulation mit der PTF nach VERECKEN et al. (1989) verzeichnet die größte Abweichung. Die in Abb. 8.2 dargestellte deutliche Unterschätzung des residualen Wassergehalts der PTF nach BATJES (1996) (-50 %) und VAN GENUCHTEN (1980) (-70 %) zieht demnach nur verhältnismäßig schwache Veränderungen in den Evapotranspirationsraten nach sich.

Die Simulationen zeigen, dass aus den Modifikationen der Parameter θ_s und θ_r nicht zwangsläufig entsprechende Abweichungen in den simulierten Bilanzgrößen resultieren müssen. Teilweise bewirken deutliche Veränderungen in den Wassergehalten nur geringe Abweichungen der simulierten Haushaltsgrößen.

Bodenoberflächenparameter

Für jede Landschaftseinheit gelten hydrologisch bedeutsame Kennwerte der Bodenoberfläche. Diese umfassen Muldenspeicherkapazität, Oberflächenrauigkeit, Albedo sowie den Verdunstungswiderstand der Bodenoberfläche. Beispielwerte sind bei KAMPHORST & DUVAL (2001) aufgeführt. MANNING's n wurde nach dem bereits in Kap. 6.2.2 erläuterten Ansatz bestimmt.

Zur Berücksichtigung des Widerstands verdunstender Oberflächen (Boden, Pflanze) enthält die PENMAN-MONTEITH-Gleichung die Parameter e und b zur Beschreibung des Bestandswiderstands (Gl. 5.10). Diese schwer zu parametrisierende Größe wird nach einem Verfahren von BOER (1999) berechnet, welches in Kap. 8.4.1 detailliert erläutert wird.

Klimaparameter

Die im Rahmen des IMPETUS-Projektes implementierten Klimastationen liefern die benötigten klimatischen Daten. Da sich mit Ausnahme des Assif-n-Ait-Ahmed nur eine Klimastation an jedem Untersuchungsstandort befindet, konnte auf die Ableitung einer räumlichen Klimadifferenzierung aus den numerischen Daten der vorhandenen Klimastationen abgesehen werden. Für die Modellanwendung im Hohen Atlas wurde eine Methode gewählt, nach welcher die Klimadatensätze der drei Stationen höhenzonal aggregiert werden (vgl. Kap. 7.5).

Für die Simulation wurden relative Luftfeuchtigkeit, Niederschlagsmenge, Windgeschwindigkeit und Globalstrahlung sowie die Luft- und Oberflächentemperatur herangezogen. Da die

Klimastationen ohne Sensoren zur Erfassung der Bodenoberflächentemperatur ausgestattet sind, wurde alternativ auf die in 5 cm Tiefe gemessene Bodentemperatur zurückgegriffen.

Die zeitliche Diskretisierung der Klimadaten ermöglicht für die Niederschlagsdaten eine fünfzehnminütige, für alle anderen Klimadaten eine stündliche Auflösung. Die Auswirkungen der zugrunde gelegten zeitlichen Auflösung des Niederschlagsdatensatzes auf das Modellergebnis werden ebenfalls in Kap. 10 erläutert.

Vegetationsparameter

Die Vegetationsbedeckung ist mit Ausnahme der landwirtschaftlich genutzten Flächen im Assif-n-Ait-Ahmed und TJG sehr niedrig. Wie in Kap. 4.2 beschrieben, konzentriert sich die Vegetation in den nicht agrarisch genutzten Regionen meist nur auf die Tiefenlinien. Während der Vegetationsbedeckungsgrad und die Pflanzenhöhe unmittelbar im Gelände abzuschätzen sind (STAUDINGER, in Vorb.), müssen die benötigten Vegetationsdaten auf Grundlage von Literaturangaben abgeleitet werden: Angaben über Wurzelparameter liefern KEMP et al. (1997), Informationen über den Bestandswiderstand geben RANA & KATERJI (1998) sowie BOER (1999). Der Blattflächenindex (LAI) wird auf Basis des Vegetationsbedeckungsgrades berechnet (DIEKKRÜGER 1996:42). So gilt:

$$LAI = \frac{\ln(1 - \text{Bedeckungsgrad})}{-0.4} \quad [\text{Gl. 8.6}]$$

Die Reflektionseigenschaften der Vegetation werden nach BRADEN (1995) mit 0.25 angenommen, die Widerstände der Spaltöffnungsbewegung werden mit 50 (minimaler Wert) und 8000 (maximaler Wert) beziffert. Das Interzeptionsvermögen wird aus dem Blattflächenindex berechnet und auf 0.2 mm/LAI eingestellt. Da keine Informationen über Wurzelparameter vorliegen, wird die relative Durchwurzelungstiefe der Vegetation durch einen Parameter vorgegeben, der die Abnahme der Durchwurzelungstiefe exponentiell beschreibt.

8.2 Sensitivitätsanalyse

Bei der Sensitivitätsanalyse wird die Reaktion des Modellergebnisses auf die Modifikationen eines Eingabeparameters untersucht. Das Verhältnis der Änderung im Eingangsdatensatz zu den Veränderungen im Modelresultat lässt Rückschlüsse auf die Sensitivität bestimmter Modellparameter zu (YU et al. 2001). In dieser Studie wird mit dem Sensitivitätsindex (SI) ein Maß verwendet, mit dem die Sensitivitäten unterschiedlicher Parameter miteinander verglichen und operationalisiert werden (DE ROO 1993).

Demnach ergibt sich:

$$SI = \frac{|O_{(+10)} - O_{(-10)}|}{O_B} \quad [Gl. 8.7]$$

mit:

- $O_{(+10)}$ = Modellergebnis mit 10%iger Erhöhung des Eingabeparameters
 $O_{(-10)}$ = Modellergebnis mit 10%iger Verminderung des Eingabeparameters
 O_B = Modellergebnis mit Basiswert des Eingabeparameters

Der SI tendiert umso deutlicher gegen Null, je weniger die Simulationsergebnisse nach Erhöhung bzw. Erniedrigung des Eingabeparameters voneinander abweichen. Der Einsatz des Sensitivitätsindex dient somit der Abschätzung von Modellfehlern, welche durch unsichere Eingabeparameter hervorgerufen werden (DE ROO 1993). Dabei ist zu beachten, dass mit diesem Index die Sensitivität nur eines einzelnen Parameters untersucht wird. Rückkopplungen zwischen dem modifizierten und weiteren, gegebenenfalls abhängigen, Parametern werden nicht berücksichtigt.

Die in Tab. 8.1 berechneten Sensitivitätsindizes belegen die Auswirkung der Modifikation ausgewählter Boden- und Vegetationsparameter auf das Modellresultat (Evaporation und Transpiration (real), Bodenwasserspeicher, Grundwasserspeicher und Gesamtabfluss). Der Betrachtungszeitraum wird in Bezug auf die hygrischen Bedingungen in eine explizite Feuchtphase (28.03.02-10.04.02; Niederschlagssumme: 45.6 mm) und eine explizite Trockenphase (16.07.02 bis 29.07.02; Niederschlagssumme: 0 mm) differenziert. Als exemplarische Untersuchungsfläche dient das Einzugsgebiet des Standorts Arguioun.

Tab. 8.1: Sensitivitätsindizes (SI) von Boden- und Vegetationsparametern mit Einfluss auf ausgewählte Modellergebnisse; Vergleich der Sensitivität von Trocken- und Feuchtperioden; Standort Arguioun.

Parameter	Trockenperiode					Feuchtperiode				
	E_{real}	T_{real}	Bodenwasser	Grundwasser	Gerinneabfluss	E_{real}	T_{real}	Bodenwasser	Grundwasser	Gerinneabfluss
Boden										
θ_s	0.3545	0.3538	0.5165	0	0	0.1735	0.1708	0.0410	0	0
θ_r	0.0455	0.0384	0.0324	0	0	0.0235	0.0143	0.0232	0	0
K_s	0	0	0	0	0	0.0083	0.0033	0.0001	0	0
Vegetation										
LAI	0.0186	0.2138	0.0002	0	0	0.0127	0.1532	0.0001	0	0
Bestandshöhe	0.0209	0.0200	0.0011	0	0	0.0230	0.0169	0.0006	0	0
Bestandswiderstand	0	0	0	0	0	0	0.0044	0.0000	0	0

Die Auflistung der Sensitivitätsindizes zeigt, dass der gesättigte Wassergehalt θ_s die höchste Sensitivität hervorruft (fett markiert). Während die Parameter θ_s , θ_r , LAI und die *Bestandshöhe* stärker in Trockenphasen reagieren, rufen die übrigen Parameter in Feuchtphasen erhöhte Sensitivität hervor. Auch wenn in den betrachteten Zeiträumen „hygrisch extreme Bedingungen“ auftreten, wird deutlich, dass die Niederschlagsvariabilität und der abrupte Wechsel von feuchten und trockenen Bodenbedingungen große Auswirkung auf die modellierten Wasserhaushaltskomponenten besitzt.

Zur Abschätzung des Einflusses der Parameter zur Beschreibung des Bestandswiderstands auf die Wasserhaushaltskomponenten Bodenwassergehalt und Evaporation wurde eine einfache Sensitivitätsanalyse durchgeführt. Als zu variierenden Parameter diente der Parameter e aus Gl. 5.10. Die Analyse wird für jeweils zwei extreme hygrische Bedingungen durchgeführt (Abb. 8.4 siehe Untertitel).

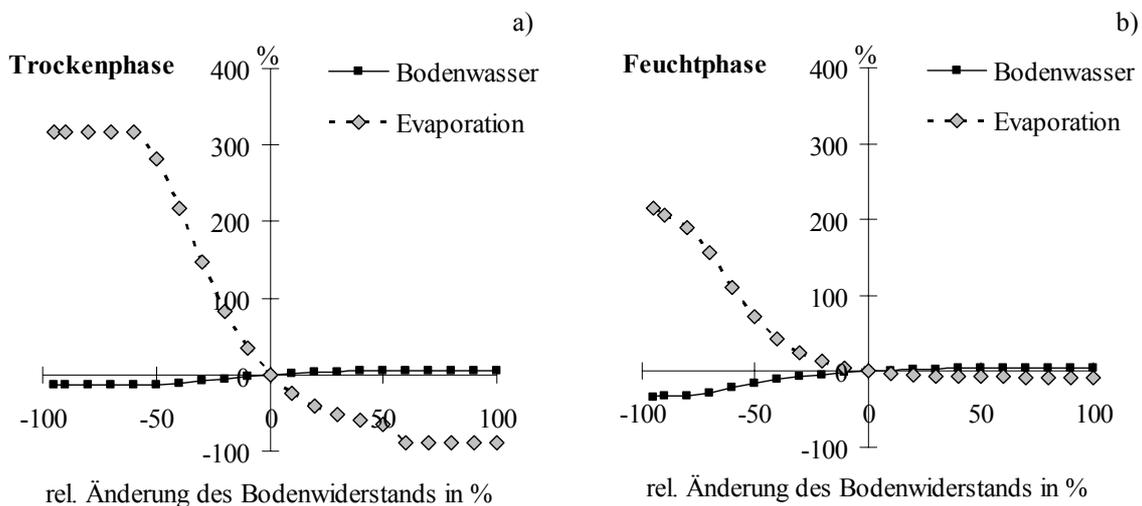


Abb. 8.4: Sensitivität des Bodenwassergehalts und der realen Evaporation gegenüber Änderungen des Bodenwiderstands; a) Sensitivität während expliziter Trockenphase (Juni bis Juli 2002 = 0,8 mm Niederschlagssumme); b) Sensitivität während einer expliziten Feuchtphase (März bis April = 33,6 mm Niederschlagssumme).

Die zweigeteilte Darstellung stellt die Sensitivität während einer Feuchtphase (a) und während einer Trockenperiode (b) dar. Der Parameter e wird in einheitlichen Schritten von 10 % bis ± 100 % des jeweiligen Ausgangswerts erhöht bzw. reduziert. Die relative Änderung von Bodenwasser und Evaporation ist parallel auf der Ordinate aufgetragen. Aus den hier vorgenommenen Modifikationen der Parameter zur Beschreibung des Bulk-Stomata-Widerstands resultieren Ergebnisse, die auf eine eindeutige Abhängigkeit von den hygrischen Bedingungen schließen lassen. Das Ergebnis der Sensitivitätsanalyse läßt drei Rückschlüsse zu:

- Die Parametermodifikation wirkt sich stärker auf die Evaporation als auf die Bodenfeuchte aus.
- Sowohl Evaporation als auch Bodenwassergehalt zeigen bei einer Verringerung des Anpassungsparameters eine höhere Sensitivität als bei einer gleichwertigen Erhöhung.
- Während Trockenphasen wirkt sich die Parameteränderung stärker auf die Evaporation aus. In Feuchtphasen zeigt stattdessen der Bodenwassergehalt eine höhere Sensitivität.

Die Analyse zeigt, dass die Sensitivität der modellierten Größen in besonderem Maße an die hygrischen Bedingungen während des Betrachtungszeitraums gebunden ist.

8.3 Kalibrierung

Durch den Prozess der Modellkalibrierung werden die modellinternen Parameter solange modifiziert, bis eine ausreichend gute Übereinstimmung zwischen Messwert und Modellresultat erzielt wird. Dabei ist zu beachten, dass die durch Kalibrierung optimierten Parameter „in einem physikalisch sinnvollen Bereich liegen“. Die Kalibrierung des hier vorliegenden Modells erfolgt über das Verfahren des *trial and errors* (REFSGAARD & STORM 1996), das auf der manuellen Anpassung der Modellparameter beruht. Die für die Untersuchungsgebiete kalibrierten Zielgrößen sind in Tab. 8.2 dargestellt:

Tab. 8.2: Zusammenstellung der für die Modellierung kalibrierten Zielgrößen.

Untersuchungsstandort	Kalibrierte Zielgröße
CSC	Bodentemperatur, Abfluss
TNB	Bodentemperatur, Abfluss
TJG	Bodentemperatur, Bodenwassergehalt
BSK	Bodentemperatur, Bodenwassergehalt
ARG	Bodentemperatur, Bodenwassergehalt
EMY	Bodentemperatur, Bodenwassergehalt, Abfluss
JHB	Bodentemperatur

Die Kalibrierung erfolgt über die Anpassung der Wärmeleitfähigkeit (Bodentemperatur), des Bulk-Stomata-Widerstands (Wassergehalt) und durch den Ausflusskoeffizient (Abfluss). Die Kalibrierung wird vorgenommen, da für diese Parameter keine Mess- oder Literaturdaten vorhanden sind. Hinsichtlich des Bodenwassergehalts und der Bodentemperatur ist der betrachtete Zeitraum stündlich aufgelöst. Die Abflüsse werden auf der Basis von Tageswerten validiert.

8.4 Modellgüte und Modellvalidierung

Modellgüte

Durch den Arbeitsschritt der Validierung wird gewährleistet, dass das verwendete Modell Ergebnisse liefert, die in ihrer Genauigkeit bzw. Güte den gestellten Anforderungen entsprechen. Zu diesem Zweck kommen folgende drei Indizes unterschiedlicher Aussagekraft zum Einsatz, mit deren Hilfe Modellergebnisse und empirisch ermittelte Daten verglichen werden können:

- das Bestimmtheitsmaß (r^2),
- der Koeffizient der *Model Efficiency* (ME) nach NASH & SUTCLIFFE (1970) und
- der *Index of Agreement* (IA) (WILLMOTT 1981).

Das Bestimmtheitsmaß r^2 stellt das Quadrat des Produkt-Moment Korrelationskoeffizienten (r) nach PEARSON dar. Er wird folgendermaßen formalisiert:

$$r_{qq'} = \frac{N \cdot \sum_{i=1}^N q_i \cdot q'_i - \left(\sum_{i=1}^N q_i\right) \cdot \left(\sum_{i=1}^N q'_i\right)}{\sqrt{N \cdot \sum_{i=1}^N q_i^2 - \left(\sum_{i=1}^N q_i\right)^2} \cdot \sqrt{N \cdot \sum_{i=1}^N q_i'^2 - \left(\sum_{i=1}^N q'_i\right)^2}} \quad [\text{Gl. 8.8}]$$

mit:

$r_{qq'}$	=	Produkt-Moment Korrelationskoeffizient nach PEARSON [-]
q	=	gemessene Variable
q'	=	simulierte Variable
N	=	Anzahl der verglichenen Werte

Der Wertebereich des Bestimmtheitsmaß reicht von 1.0 (alle Punkte liegen auf der Regressionsgeraden und der Zusammenhang ist rein deterministisch) und 0 (keine Übereinstimmung). Durch das Bestimmtheitsmaß kann abgeschätzt werden, wie „sicher“ eine lineare Beziehung zwischen den simulierten und gemessenen Werten erfüllt ist. Bei der Verwendung geben LEGATES & MCCABE (1999) zu bedenken, dass das Bestimmtheitsmaß sensitiv gegenüber Extremwerten (Ausreißern) und unsensitiv gegenüber additiven und proportionalen Unterschieden zwischen gemessenen und simulierten Werten ist.

Im Vergleich zum r^2 beschreibt der Koeffizient der model efficiency (ME) nach NASH & SUTCLIFFE (1970) das Maß der Übereinstimmung zwischen den Wertepaaren.

$$ME = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 - \sum_{i=1}^n (x_i' - x_i)^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad [\text{Gl. 8.9}]$$

mit:

ME	=	Effizienzkoeffizient [-]
x_i	=	gemessene Variable
\bar{x}	=	arithmetisches Mittel von x_i für alle Ereignisse von $i = 1$ bis n
x_i'	=	simulierte Variable

Der Wertebereich liegt zwischen $-\infty$ und 1. Je weiter sich der ME dem Wert 1 annähert, desto höher ist die Übereinstimmung zwischen den gemessenen und simulierten Werten. Bei der Beurteilung und Interpretation des ME ist zu beachten, dass die Modellgüte bei einem $ME < 0$ geringer als der Mittelwert der gemessenen Variablen ist. Da der ME sensitiver gegenüber Variationen innerhalb gemessener und simulierter Werte ist, stellt er nach LEGATES & MCCABE (1999) eine „Verbesserung“ gegenüber dem Bestimmtheitsmaß dar. Dennoch ist die *model efficiency* ebenfalls sehr sensitiv gegenüber Ausreißern - d.h. abrupt einsetzende Extremwerte, die nicht in der Simulation abgebildet werden, schlagen sich im Gütemaß nieder.

Der Index of Agreement (IA) (WILLMOTT 1981), ein weiteres, allgemein akzeptiertes Gütemaß, wird folgendermaßen berechnet:

$$IA = 1.0 - \frac{\sum_{i=1}^n (x_m(t_i) - x_s(t_i))^2}{\sum_{i=1}^n (|x_s(t_i) - \bar{x}_m| + |x_m(t_i) - \bar{x}_m|)^2} \quad [\text{Gl. 8.10}]$$

mit

IA	=	Index of Agreement [-]
$x_m(t_i), x_s(t_i)$	=	gemessener (m) bzw. simulierter (s) Wert zum Zeitpunkt t_i
\bar{x}_m, \bar{x}_s	=	arithmetischer Mittelwert des gemessenen (m) bzw. simulierten (s) Zeitintervalls

Der Wertebereich des IA erstreckt sich von 0 bis 1, wobei 1 der vollständigen Übereinstimmung der gemessenen und simulierten Werte entspricht. Wie der ME ist der *Index of Agreement* gegenüber Ausreißern sensitiv.

In der Literatur wird häufig angeführt, dass die Indizes ME und IA aussagekräftige Gütemaße darstellen und somit „besser“ als das Bestimmtheitsmaß geeignet sind, Wertepaare zu vergleichen (LEGATES & MCCABE 1999). In bestimmten Fällen zeigt sich jedoch, dass Abweichungen zwischen den simulierten und gemessenen Werten mit dem Bestimmtheitsmaß präziser zu bemessen sind als mit den anderen Indizes. Beispielsweise sind Abweichungen, die durch zunehmende oder abnehmende Amplituden bei konstanter zeitlicher Dynamik hervorgerufen werden, am deutlichsten mit dem Bestimmtheitsmaß zu bewerten. Dieser Fall tritt am Beispiel der Bodentemperaturvalidierung auf und wird in Kap. 8.4.2 beschrieben.

Modellvalidierung

Bei der Beurteilung der Modellgüte wird der zur Verfügung stehende Datensatz in eine Validierungs- und eine Kalibrierungsphase aufgeteilt. Die Modellvalidierung erfolgt auf der Methode des *split sample test* und des *differential split sample test* (KLEMES 1986). Während der vorhandene Datensatz beim *split sample test* in eine Kalibrierungs- und eine Validierungshälfte unterteilt wird, unterscheiden sich die beiden Phasen beim *differential split sample test* durch unterschiedliche klimatische Bedingungen (ANDERSON & BATES 2001). Da die Sensitivitätsanalyse ergeben hat, dass sich die vorherrschenden hygrischen Bedingungen stark auf die modellierten Wasserflüsse auswirken, wird das Modell bei der Anwendung des *differential split sample test* für eine Feuchtphase kalibriert und für eine Trockenperiode validiert (und umgekehrt).

8.4.1 Bodenwasser

Die Ergebnisse der Kalibrierung des Bodenwassergehalts werden im Folgenden für alle untersuchten Gebiete von Süden nach Norden visualisiert und beschrieben. Beginnend mit dem südlichsten Untersuchungsgebiet werden die Kalibrierungen und Validierungen für zwei Landschaftseinheiten des Einzugsgebiets El Miyit durchgeführt (*Hamada* und *Wadi*). Die im Rahmen des *split sample test* vorgenommene Unterteilung des Betrachtungszeitraums in eine Kalibrierungs- und Validierungsperiode wird in den folgenden Abbildungen durch eine gestrichelte Linie symbolisiert.

Beim dem für die Landschaftseinheit ***Hamada*** vorgenommenen *split sample test* erstreckt sich der Kalibrierungszeitraum vom 01.11.01 bis 31.10.02, die Validierung wurde im anschließenden Zeitraum (01.11.02 bis 10.10.03) durchgeführt.

Tab. 8.3: Gütemaße der Simulationen für die Landschaftseinheit **Hamada** des Einzugsgebiets **El Miyit** differenziert in eine Kalibrierungs- und Validierungsphase (split sample test).

Betrachtungszeitraum	Simulationsphase	r^2	ME	IA
01.11.01 bis 31.10.02	Kalibrierungsphase	0.75	0.78	0.95
01.11.02 bis 10.10.03	Validierungsphase	0.47	0.23	0.79
Gesamtzeitraum: 20.12.01 bis 10.10.03		0.78	0.74	0.94

Die Ergebnisse der Kalibrierung für den ersten Zeitschritt zeigen eine gute Übereinstimmung mit den gemessenen Bodenwassergehalten (Tab. 8.3). Jedoch verschlechtert sich die Modellgüte nach Übertragung der Parametersätze auf den Validierungszeitraum. Die Abweichungen sind auf eine Unterschätzung des gemessenen Bodenwassergehalt um ca. 3 Vol.-% zurückzuführen (Abb. 8.5).

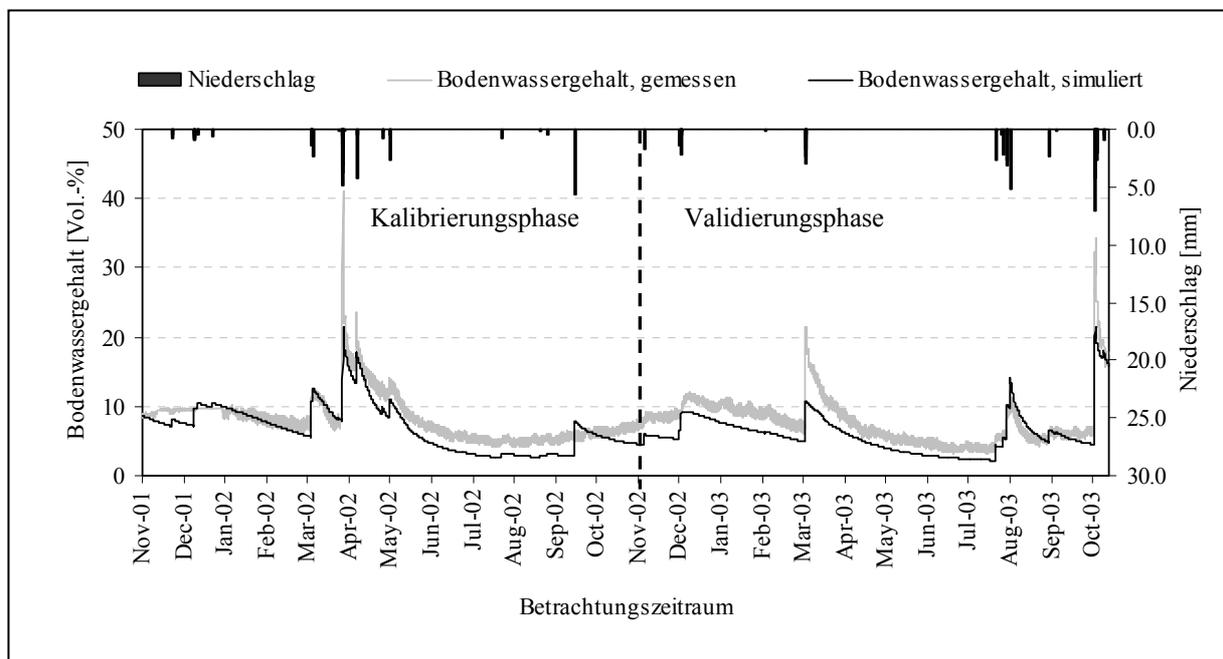


Abb. 8.5: Gemessene und simulierte Bodenwassergehalte im Zeitraum 01.11.01 bis 10.10.03; 10 cm Tiefe, **El Miyit**, Landschaftseinheit **Hamada**.

In Abb. 8.5 ist weiterhin zu erkennen, dass der in den Messwerten auftretende Tagesgang nicht simuliert wird. Im Hinblick auf die in Kap. 6.2.1 erläuterte Temperaturkorrektur kann davon ausgegangen werden, dass der dadurch auftretende Tagesgang als Artefakt zu bewerten ist und nicht die reale Dynamik abbildet. Die schwächer ausgeprägte Amplitude des simulierten Wassergehalts entspricht somit eher den wahren Feuchtigkeitsbedingungen im Boden. Da auch die Dynamik größerer Niederschlagsereignisse zufriedenstellend abgebildet wird, kann von einer hohen Modellgüte ausgegangen werden. In diesem Zusammenhang wird auf GRUHLICH (2002) verwiesen, der im Rahmen einer frühen Modellanwendung für einen kürzeren Betrachtungszeitraum zu ähnlichen Simulationsergebnissen kommt.

Beim *differential split sample test* wird das Modell für eine Feuchtphase (08.03.02 bis 08.05.02) kalibriert und für eine Trockenphase (01.06.02 bis 01.08.02) validiert (Tab. 8.4). Hierbei werden Zeiträume zugrunde gelegt, die von extremen bodenhydrologischen Zuständen gekennzeichnet sind und sich in einer Niederschlagssumme von 38 mm (Feuchtphase) bzw. 0.8 mm (Trockenphase) äußern. Als einziger Parameter wurde der Bodenanzugswassergehalt jeweils für die Feucht- und Trockenphase angepasst.

Tab. 8.4: Gütemaße der Simulation für die Landschaftseinheit **Hamada** des Einzugsgebiets **El Miyit**; der Betrachtungszeitraum wird in eine Trocken- und eine Feuchtphase differenziert (*differential split sample test*).

Kalibrierung	Validierung	r^2	ME	IA
Feuchtphase	Trockenphase	0.76	0.98	0.99
Trockenphase	Feuchtphase	0.83	0.31	0.89

Verglichen mit der für den Gesamtzeitraum erzielten Modellgüte (r^2 : 0.78; ME: 0.74; IA: 0.94) zeigt der *differential split sample test* für die Kombination Feuchtphase-Trockenphase eine bessere und für die Kombination Trockenphase-Feuchtphase eine schlechtere Güte (ME und IA). Das Bestimmtheitsmaß ruft dagegen ein gegenläufiges Ergebnis hervor. Insgesamt aber belegen alle Gütemaße die große Bedeutung der hygrischen Phasen auf das Modellresultat.

Im Vergleich mit der Landschaftseinheit *Hamada* zeigt der für die Einheit **Wadi** vorgenommene *split sample test* ein vergleichbares, jedoch leicht verbessertes Resultat. Die Kalibrierungs- und Validierungszeiträume entsprechen denen der Landschaftseinheit *Hamada*. Die Ergebnisse des *split sample tests* sind in Tab. 8.5 wiedergegeben:

Tab. 8.5: Gütemaße der Simulationen für die Landschaftseinheit **Wadi** des Einzugsgebiets **El Miyit** differenziert in Kalibrierungs- und Validierungsphase (*split sample test*).

Betrachtungszeitraum	Simulationsphase	r^2	ME	IA
26.10.01 bis 31.10.02	Kalibrierungsphase	0.78	0.77	0.93
01.11.02 bis 10.10.03	Validierungsphase	0.84	0.83	0.95
Gesamtzeitraum: 01.11.01 bis 10.10.03		0.80	0.79	0.95

Die im Rahmen des *differential split sample test* definierte Feuchtphase erstreckt sich über zwei Monate von 29.03.02 bis 29.05.02, die Trockenphase vom 17.06.02 bis 17.08.02. Für den *differential split sample test* werden dieselben hygrischen Phasen mit Niederschlagssummen von 37 mm („feucht“) und 0.8 mm („trocken“) zugrunde gelegt (Tab. 8.6).

Tab. 8.6: Gütemaße der Simulationen für die Landschaftseinheit **Wadi** des Einzugsgebiets **El Miyit**; der Betrachtungszeitraum wird in eine Trocken- und eine Feuchtphase differenziert (differential split sample test).

Kalibrierung	Validierung	r^2	ME	IA
Feuchtphase	Trockenphase	0.76	0.98	0.99
Trockenphase	Feuchtphase	0.82	0.67	0.92

Das für den niederschlagsreichen Zeitraum kalibrierte und für die Trockenperiode validierte Model liefert Resultate mit einer höheren Güte als im umgekehrten Fall. Die simulierte Bodenfeuchte ist in Abb. 8.6 für den gesamten Bilanzzeitschritt dargestellt. Sowohl im visuellen Vergleich erkennbar, als auch durch die berechneten Gütemaße statistisch belegt, treten keine großen Abweichungen zum Verlauf des Bodenwassergehalts der Landschaftseinheit *Hamada* auf.

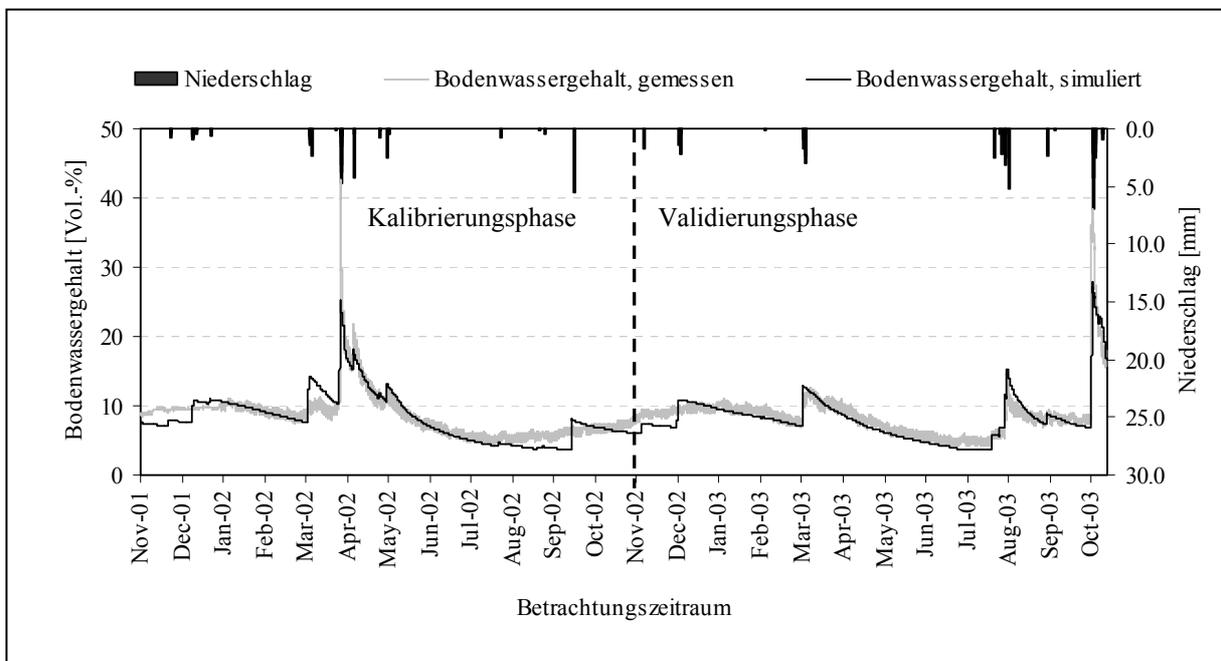


Abb. 8.6: Gemessene und simulierte Bodenwassergehalte im Zeitraum 01.11.01 bis 10.10.03; 10 cm Tiefe, **El Miyit**, Landschaftseinheit **Wadi**.

Für den Untersuchungsstandort Arguioun belegt der visuelle Vergleich der gemessenen und simulierten Wassergehalte, dass der abrupte Wechsel von Feucht- und Trockenphasen vom Modell gut abgebildet wird (Abb. 8.7). Der besonders während Abtrocknungsperioden erkennbare Tagesgang der gemessenen Bodenfeuchte wird dagegen nicht wiedergegeben. Dem starken Anstieg der gemessenen Bodenfeuchte am 01.04.02 (maximale Bodenfeuchte bei ca. 60 Vol.-%) folgt die simulierte Bodenfeuchte nur bis zu einem Peak von ca. 29 Vol.-%. Der Maximalwert von 64 Vol.-% am 01.04.02 zeugt von Messungenauig-

keiten, deren Ursachen bislang unklar sind. Die unrealistisch hohen Messwerte können sich als Folge einer Beeinflussung der dielektrischen Polarisation durch Temperatur- und Wassereffekte oder durch den Kontakt mit Luft bzw. Gesteinsfragmenten ergeben (STACHEDER 1996, ADENÄUER 2003).

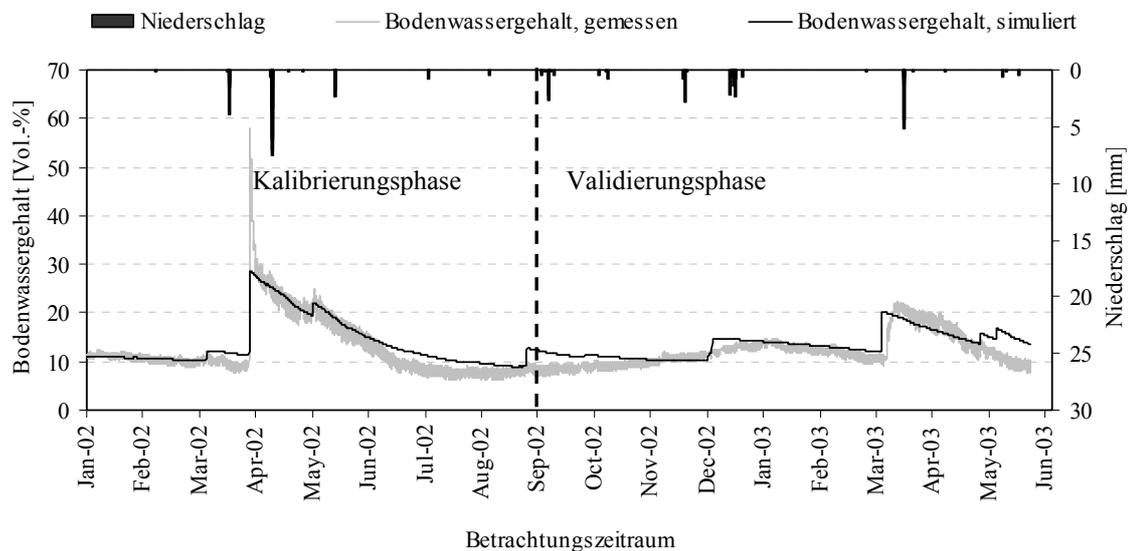


Abb. 8.7: Gemessene und simulierte Bodenwassergehalte im Zeitraum 20.12.01 bis 20.06.03; 10 cm Tiefe, Arguioun.

In Einzelfällen rufen Niederschlagsereignisse keine oder nur sehr schwache Reaktionen in der gemessenen Bodenfeuchte hervor, obgleich sich diese durch einen deutlichen Anstieg des simulierten Bodenwassergehalts bemerkbar machen. Beispielsweise resultiert aus einem Niederschlagsereignis von 7 mm Ende August 2002 in Arguioun nur ein verhältnismäßig geringer Bodenfeuchteanstieg in 10 cm (Abb. 8.8), wohingegen in der Simulation ein Bodenfeuchteanstieg sogar noch in 100 cm Tiefe eintritt.

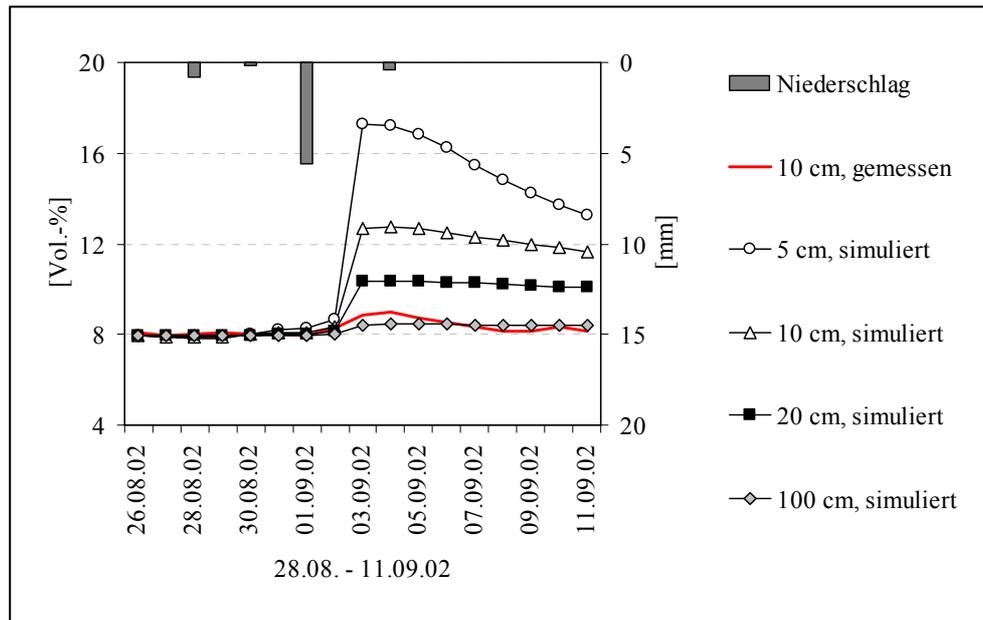


Abb. 8.8: Tagesmittelwerte der Bodenfeuchte in verschiedenen Bodentiefen im Zeitraum 26.08.02 bis 11.09.02.

Die Abweichung zwischen dem simulierten und dem gemessenen Wassergehalt wird als Folge der räumlichen Diskretisierung der Bodensäule interpretiert. Aufgrund der Unterteilung in nur zwei Bodenschichten sind die bodenhydrologischen Bedingungen in der vertikalen Betrachtung der Bodensäule nur sehr grob aufgelöst. In der Realität kommt die Abwärtsbewegung der Feuchtefront häufig oberhalb der Sensoren zum Erliegen, um anschließend dem Potenzialgradienten entsprechend erneut in Richtung Oberfläche zu „wandern“. Die maximale Eindringtiefe des Wassers liegt in diesen Fällen oftmals oberhalb des Erfassungsradius der TDR-Sensoren. Daraus lässt sich schlussfolgern, dass die Diskretisierung in mehrere Bodenkompimente und die Zuordnung spezifischer thermischer und hydrologischer Parameter der einzelnen Schichten eine präzisere Vorhersage der Tiefenverlagerung der Feuchtefront ermöglicht. Als Beispiel für ein räumlich hoch aufgelöstes Bodenwassermodell wird auf das Modell AMBETI (BRADEN 1995, ADENÄUER 2003) verwiesen, bei welchem die Bodensäule in 14 Kompartimente diskretisiert wird.

Im *split sample test* für *Arguioun* wird der Betrachtungszeitraum in eine Kalibrierungsphase (20.12.01 bis 31.08.02) und eine Validierungsphase (01.09.02 bis 20.06.03) aufgeteilt (vgl. Tab. 8.7).

Tab. 8.7: Gütemaße der Simulationen für *Arguioun* differenziert in Kalibrierungs- und Validierungsphase (*split sample test*).

Betrachtungszeitraum	Simulationsphase	r^2	ME	IA
20.12.01 bis 31.08.02	Kalibrierungsphase	0.86	0.77	0.95
01.09.02 bis 20.06.03	Validierungsphase	0.72	0.57	0.91
Gesamtzeitraum: 20.12.01 bis 20.06.03		0.78	0.61	0.93

Alle drei Güteindizes zeigen eine gute Übereinstimmung, wobei sich die realen Abweichungen mit dem ME präzise darstellen lassen.

Die Anwendung des *differential split sample test* in **Arguioun** erzielt ein vergleichbares Resultat zu den Kalibrierungen von EMY (Tab. 8.8).

Tab. 8.8: Gütemaße der Simulation für **Arguioun**; der Betrachtungszeitraum wird in eine Trocken- und eine Feuchtphase differenziert (*differential split sample test*).

Kalibrierung	Validierung	r^2	ME	IA
Feuchtphase	Trockenphase	0.66	0.95	0.98
Trockenphase	Feuchtphase	0.82	0.59	0.92

Die Feuchtphase erstreckt sich über drei Monate vom 01.03.02 bis zum 01.06.02; es wurden insgesamt 60 mm Niederschlag registriert. In der darauf folgenden Trockenphase (01.06.02 bis 01.09.02) wurden lediglich 4.5 mm gemessen. Die für die Kalibrierungsphase festgelegten Parametersätze bewirken auch für die Validierungsphase eine zufriedenstellende Übereinstimmung mit den Messwerten.

Nach Anwendung des *split sample test* kann auch für das Einzugsgebiet von **Bou Skour** gute Übereinstimmungen der Messwerte erzielt werden (Tab. 8.9).

Tab. 8.9: Gütemaße der Simulationen für **Bou Skour** differenziert in Kalibrierungs- und Validierungsphase (*split sample test*).

Betrachtungszeitraum	Simulationsphase	r^2	ME	IA
01.01.01 bis 31.10.02	Kalibrierungsphase	0.88	0.85	0.96
01.11.02 bis 25.09.03	Validierungsphase	0.81	0.80	0.94
Gesamtzeitraum: 20.12.01 bis 25.09.03		0.85	0.77	0.94

Die Dynamik der simulierten und gemessenen Bodenfeuchte ist Abb. 8.9 zu entnehmen. Die durch mehrere singuläre Ereignisse hervorgerufenen Anstiege im Bodenwassergehalt werden in der Simulation zwar nachgezeichnet, jedoch stark unterschätzt. Wassergehalte von > 50 Vol.-% sind wie schon in *Arguioun* auf messtechnische Fehler zurückzuführen. Während der Austrocknungsphasen entsprechen die simulierten Wassergehalte den Messwerten.

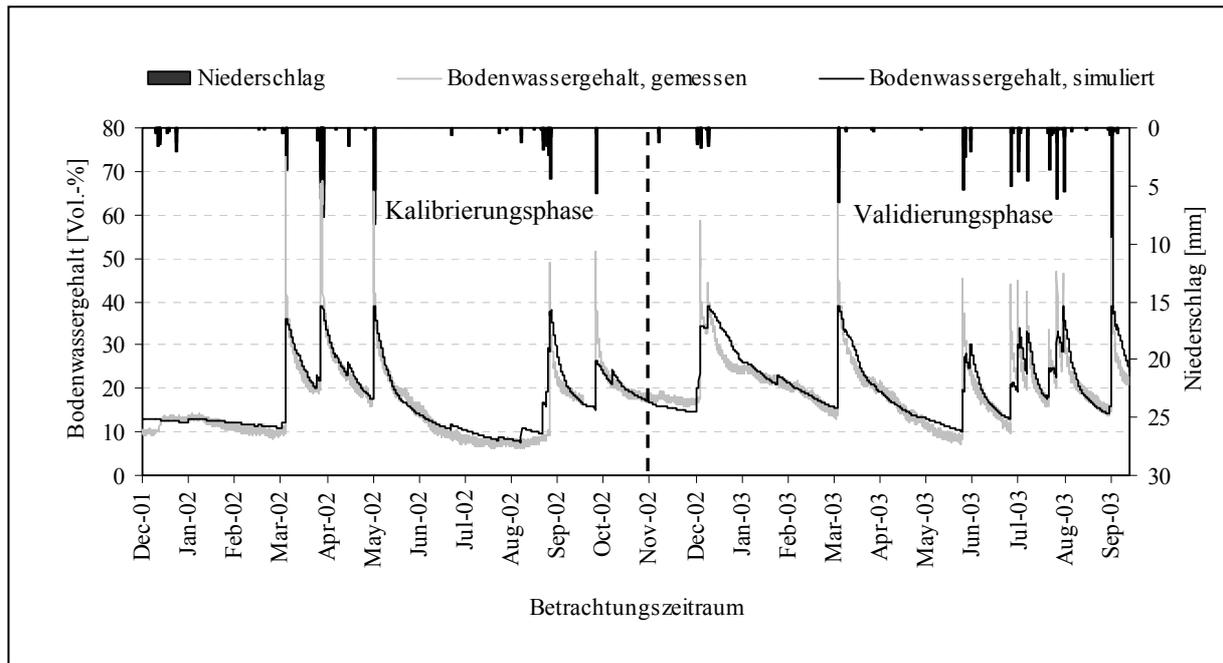


Abb 8.9.: Gemessene und simulierte Bodenwassergehalte im Zeitraum 01.12.01 bis 25.09.03; 5 cm Tiefe, **Bou Skour**.

Von allen Untersuchungsflächen wird die höchste Modellgüte in *Bou Skour* erzielt, was sich auch in den Ergebnissen des *differential split sample test* niederschlägt (Tab. 8.10). Wie in den vorangegangenen Fällen wird während der Feuchtphase (01.06.03 bis 01.09.03) mit 55 mm eine vergleichsweise hohe Niederschlagssumme erreicht. In der dreimonatigen Trockenphase wird dagegen im Zeitraum 01.05.02 bis 01.08.02 ein Gesamtniederschlag von nur 12 mm gemessen.

Tab. 8.10: Gütemaße der Simulation für **Bou Skour**; der Betrachtungszeitraum wird in eine Trocken- und eine Feuchtphase differenziert (*differential split sample test*).

Kalibrierung	Validierung	r^2	ME	IA
Feuchtphase	Trockenphase	0.96	0.98	0.99
Trockenphase	Feuchtphase	0.69	0.96	0.92

Die Simulation des Bodenwassergehalts in *Taoujgalt* zeigt nur in der ersten Hälfte des Betrachtungszeitraums eine zufriedenstellende Modellgüte (Abb. 8.10). Im zweiten Zeitschritt nimmt die Modellgüte ab, was sich im Ergebnis des *split sample tests* widerspiegelt (Tab. 8.11). Wie schon am Beispiel von *Arguioun* diskutiert, bewirken manche Niederschlagsereignisse in den Sommermonaten keinen Anstieg in der gemessenen Bodenfeuchte. Darüberhinaus war die Klimastation von *Taoujgalt* besonders im Jahr 2003 von zahlreichen Sensorausfällen betroffen, so dass die Generierung der benötigten Klimadatei über Regressionen erfolgen musste. Die herangezogenen Niederschläge entstammen den Nachbar-

stationen IMS und SKO. Diese sind jedoch nur bedingt übertragbar, da eine Reaktion auf eingehende Niederschläge beispielsweise im Sommer 2003 weitestgehend ausbleibt.

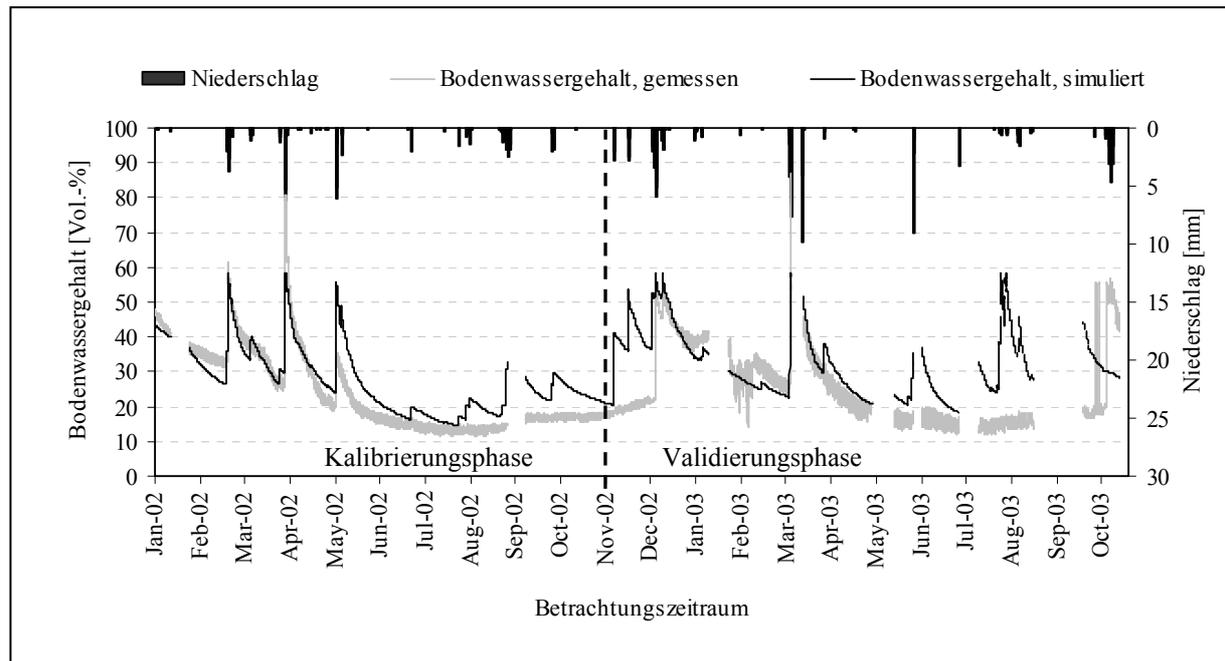


Abb. 8.10: Gemessene und simulierte Bodenwassergehalte im Zeitraum 01.12.01 bis 25.10.03; 15 cm Tiefe, **Taoujgalt** (Messlücken sind durch Sensorausfälle entstanden).

Im Bestimmtheitsmaß äußert sich nach Durchführung des *split sample tests* in der Kalibrierungsphase eine gute und für den Validierungszeitraum eine schlechtere Übereinstimmung der Wertepaare (Tab. 8.11). Die über den gesamten Zeitschritt berechneten Indizes ME und IA von 0.67 bzw. 0.90 zeigen eine befriedigende Güte.

Tab. 8.11: Gütemaße der Simulationen für **Taoujgalt** differenziert in Kalibrierungs- und Validierungsphase (*split sample test*).

Betrachtungszeitraum	Simulationsphase	r^2	ME	IA
01.01.02 bis 31.10.02	Kalibrierungsphase	0.75	0.78	0.95
01.11.02 bis 25.10.03	Validierungsphase	0.23	0.53	0.83
Gesamtzeitraum: 20.12.01 bis 25.10.03		0.43	0.67	0.90

Beim Ergebnis der *differential split sample test* in Tab. 8.12 können die Abweichungen der Wertepaare durch das verhältnismäßig niedrige Bestimmtheitsmaß am deutlichsten validiert werden. Die Niederschlagssummen betragen 68 mm (Feuchtperiode: 01.11.02-31.12.02) und 4 mm (Trockenperiode: 01.06.02-01.08.02). In der Übertragung der Parametersätze von der Trocken- auf die Feuchtperiode werden durch die ME und den IA größere Abweichungen gemessen als in der Umkehrung der Kalibrierungs- und Validierungsphase.

Tab. 8.12: Gütemaße der Simulation für **Taoujgalt**; der Betrachtungszeitraum wird in eine Trocken- und eine Feuchtphase differenziert (differential split sample test).

Kalibrierung	Validierung	r^2	ME	IA
Feuchtphase	Trockenphase	0.08	0.98	0.99
Trockenphase	Feuchtphase	0.48	0.48	0.73

Als Ergebnis der Validierung der Bodenfeuchte gibt Abb. 8.11 die Gütemaße r^2 , ME und IA in Form von Isolinien wieder. Die Größenordnung der Anpassungsparameter e und b zur Beschreibung des Bodenwiderstands sind dabei auf Ordinate und Abzisse aufgetragen. Der Bereich hoher Güte wird durch die grau unterlegte Fläche herausgestellt.

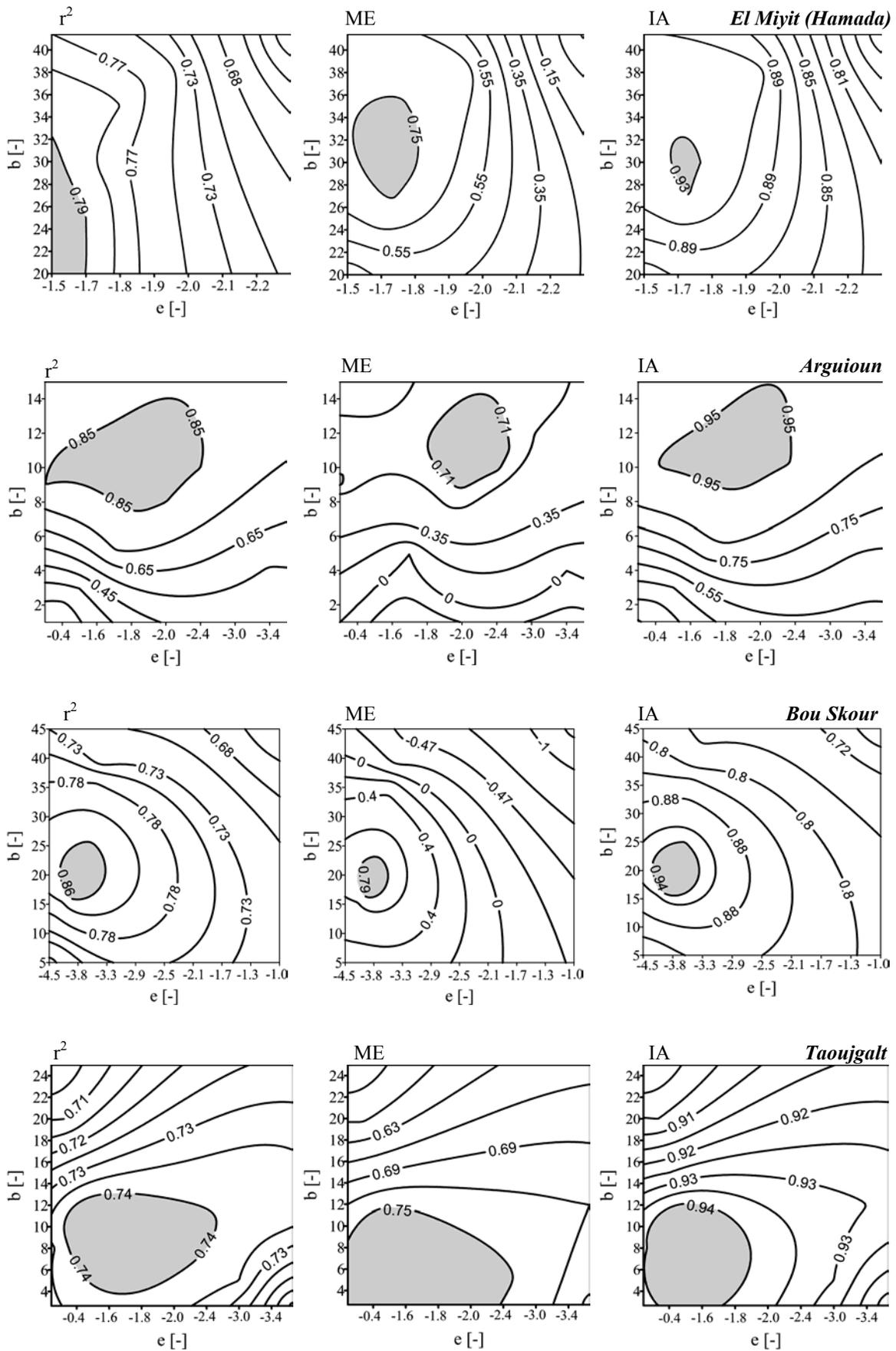


Abb. 8.11: Isoliniendarstellung der Ergebnisse der Bodenfeuchtevalidierung (b und e sind Variablen zur Anpassung des Bodenwiderstands; die grau unterlegte Fläche gibt die höchste Güte an).

Die Bodenfeuchtevalidierung zeigt, dass sich die Parameteranpassung sehr differenziert auf die verwendeten drei Gütemaße auswirkt. Dies betrifft sowohl den Absolutwert der Indizes als auch die gegenseitige Beeinflussung der Parameter e und b . Eine Bewertung und Interpretation der Modellgüte sollte somit nur unter Heranziehung möglichst unterschiedlicher statistischer Indizes erfolgen.

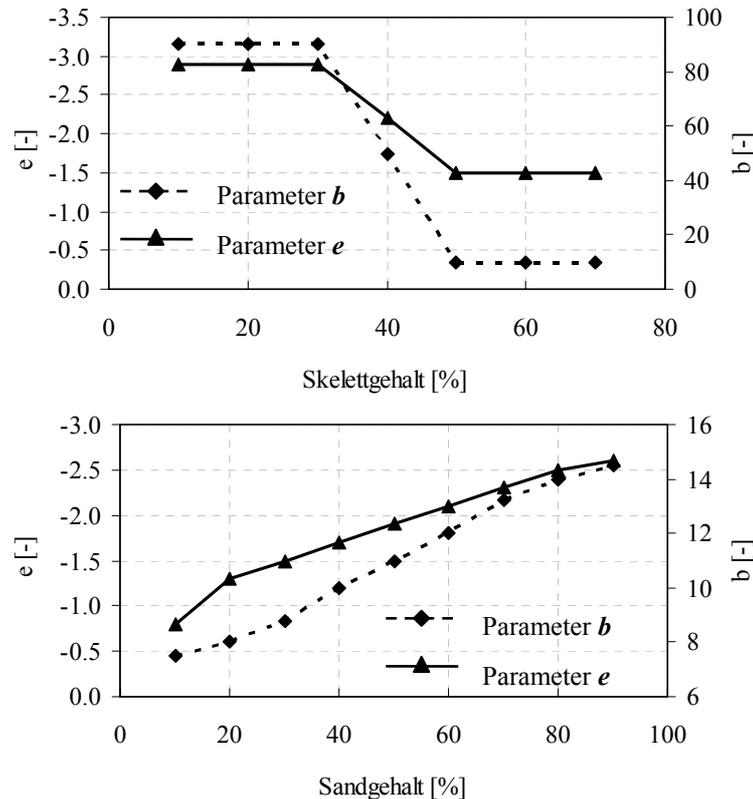


Abb. 8.12: Die Parameter e und b in Abhängigkeit vom Sand- und Skelettgehalt (Beispiel *Arguioun* im Jahr 2002).

Die Analyse der kalibrierten Parameter zeigt in Abb. 8.12, dass e und b von der Textur und dem Skelettgehalt des jeweiligen Standorts abhängen. Eine Veränderung des Sand- und Skelettgehalts am Beispiel von *Arguioun* (Jahr 2002) bewirkt, dass die beste Übereinstimmung zwischen simulierter und gemessener Bodenfeuchte nur nach entsprechender Anpassung beider Parameter erzielt werden kann. Mit einer Zunahme des Sandgehalts müssen e und b erhöht, mit Zunahme des Skelettgehalts entsprechend reduziert werden. -

8.4.2 Bodentemperatur

Die Kalibrierung der Bodentemperatur erfolgt über die Optimierung der Wärmeleitfähigkeit. Der zu optimierende Parameter ist ein Faktor mit direkter Auswirkung auf die Amplitude der simulierten Bodentemperatur. Eine Verringerung des Wärmeleitfähigkeitsfaktors bewirkt eine

Amplitudendämpfung, eine Erhöhung hat eine Vergrößerung der Amplitude zur Folge. Die Dynamik des Temperaturverlaufs wird dagegen nicht beeinflusst. Da Daten über Oberflächentemperaturen bislang nicht zur Verfügung stehen, wird stattdessen die Temperatur in 5 cm Tiefe herangezogen. Zur Bewertung der Modellgüte werden daher ausschließlich die in den tiefsten Horizonten gemessenen Temperaturen (in der Regel in 30 cm Tiefe) herangezogen. Die Kalibrierung der Wärmeleitfähigkeit ergibt, dass sich die Parametermodifikation ausschließlich auf die Amplitude der Temperaturen auswirkt und diese wiederum mit dem Bestimmtheitsmaß am differenziertesten bewertet werden kann.

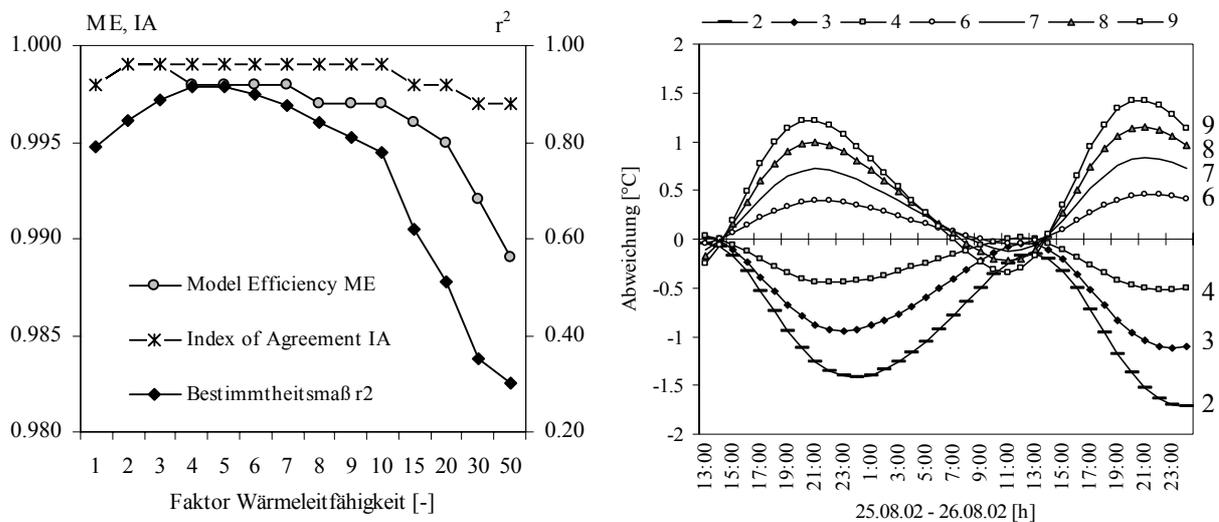


Abb. 8.13: Kalibrierung der Wärmeleitfähigkeit am Beispiel von Arguioun; **links**: Bewertung mit r^2 , ME und IA; **rechts**: Absolute Abweichungen des Temperaturverlaufs in Abhängigkeit des gewählten Korrekturfaktors (eine Abweichung von Null entspricht dem Temperaturverlauf bei einem Korrekturfaktor von 5).

In Abb. 8.13 wird die Kalibrierung des Wärmeleitfähigkeitsfaktors am Beispiel des Einzugsgebiets Arguioun dargestellt und mit den drei Gütemaßen bewertet (linke Darstellung). Die Parametervariation, die sich im vorliegenden Beispiel im Wertebereich zwischen 1 und 50 erstreckt, bewirkt in den Gütemaßen IA und ME nur unwesentliche und für die Kalibrierung nur schwer nutzbare Differenzierungen. Demgegenüber wird die Reaktion auf die Parametervariation im Bestimmtheitsmaß eindeutig abgebildet, so dass im vorliegenden Beispiel das Bestimmtheitsmaß für die Kalibrierung herangezogen wird (Faktor 5). Im rechten Teil der Abbildung zeigt sich, dass schon eine geringfügige Abweichung vom gewählten Basiswert (Faktor 5) eine deutliche Veränderung in der Amplitude der Bodentemperatur hervorruft. Infolge der Bodenwärmeleitfähigkeit und des verzögerten Wärmeumsatzes im Boden treten die größten Abweichungen zur Zeit der höchsten Bodentemperaturen auf. Die geringsten

Abweichungen sind dagegen auf den Morgen und den Vormittag beschränkt. Tab. 8.13 stellt die Ergebnisse der Kalibrierung der Wärmeleitfähigkeit zusammenfassend dar.

Tab. 8.13: Ergebnis der Kalibrierung des Wärmeleitfähigkeitsfaktors und der Modellvalidierung durch Gütemaße.

Klimastation	Wärmeleitfähigkeitsfaktor	r^2	ME	IA
MGO	9	0.94	0.96	0.95
TIC	11	0.96	0.97	0.98
IMS	15	0.98	0.83	0.96
TJG	10	0.98	0.94	0.98
BSK	16	0.98	0.99	0.99
ARG	5	0.97	0.99	0.99
EMY	8	0.99	0.99	0.99
JHB	12	0.97	0.93	0.98

In den Wintermonaten werden die gemessenen Bodentemperaturen an Standorten im Hochgebirge von den modellierten leicht überschätzt. Im Fall der Klimastation TIC liegt die simulierte Bodentemperatur regelmäßig um bis zu 5°C über den Messwerten. An den Stationsstandorten führt die Wirkung der winterlichen Schneedecke an Eis- und Schneetagen zu einer schlechten ME, da modellintern keine isothermen Bodenzustände abgebildet werden können. Eine Schneebedeckung wird zwar simuliert, die isolierende Wirkung auf die Bodentemperaturen jedoch nicht adäquat abgebildet. Im Gegensatz zu den bodenthermischen Bedingungen in den südlichen Untersuchungsgebieten erfordert der Bodenfrost der montanen Regionen eine Modellerweiterung, die über eine einfache Anpassung der Wärmeleitfähigkeit hinausgeht. Für Tab. 8.13 wurde die Modellgüte der Wärmeleitfähigkeiten der Stationen TIC und M’Goun nur für die frostfreie Periode berechnet.

Am Beispiel der Testsite ARG ist in Abb. 8.14 ein typischer Temperaturverlauf für die frostfreien, südlichen Standorte dargestellt.

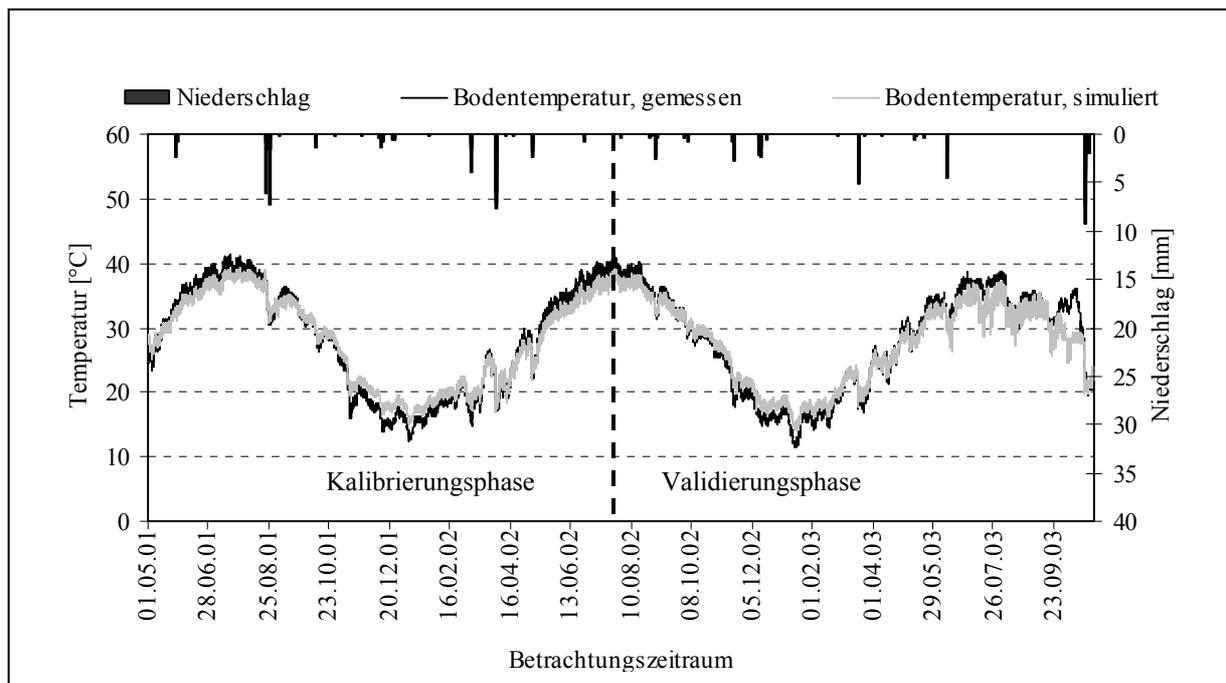


Abb. 8.14: Gemessene und simulierte Bodentemperatur im Zeitraum 01.05.01 bis 31.10.03; 30 cm Tiefe, Arguioun.

Im Jahresgang zeigt sich, dass die simulierte Temperatur an allen Standorten gegenüber der gemessenen mit leicht abgeschwächter Amplitude verläuft - im Winter werden geringfügig höhere, im Sommer niedrigere Temperaturen simuliert. Größere Niederschlagsereignisse äußern sich an diesem im semiarid bis ariden Klimaraum gelegenen Standort durch eine kurzfristige Temperaturabnahme, so dass davon ausgegangen werden kann, dass das infiltrierende Wasser kälter als das Bodenmilieu ist bzw. Verdunstungsabkühlung erfolgt. Auf eine Darstellung des Temperaturverlaufs der übrigen Untersuchungsgebiete wird verzichtet, da sich die Modellgüte mit Ausnahme der oben angesprochenen Bedingungen im Gebirge nicht gravierend verschlechtert.

8.4.3 Abfluss

Mit Ausnahme des Einzugsgebiets von El Miyit hat sich im Beobachtungszeitraum lediglich an den Untersuchungsstandorten im Hohen Atlas Oberflächenabfluss ereignet. In diesem Kapitel werden die simulierten Abflüsse mit den gemessenen verglichen und Unterschiede in der Abflussdynamik erläutert.

Pegel EMY

Im Fall von El Miyit beruhen die Angaben der Abflussmengen nicht auf direkten Messungen, sondern entstanden auf der Grundlage einfacher Abschätzungen. Die Umrechnung der Wasserstandshöhe in Abfluss erfolgte gemäß der Gleichung von MANNING (vgl. Kap. 6.2.2),

wobei der Rauigkeitskoeffizient nach dem Verfahren von COWAN (1956) im Gelände abgeschätzt wurde (vgl. MWENDERA & FEYEN 1992, BATHURST 2002). Die Singularität und Kurzzeitigkeit des Abflussereignisses ließ die Aufteilung des Betrachtungszeitraums in eine Kalibrierungs- und Validierungsphase nicht zu.

Als Folge eines einzelnen Starkniederschlagsereignisses am 01.04.02, bei dem innerhalb von 16 Stunden 17.8 mm Niederschlag gemessen wurden, konnte der im Trockenbett des Vorfluters installierte Pegel EMY 177 m³ Oberflächenabfluss registrieren. Damit entspricht die Abflussmenge weniger als 1 % des Gebietsniederschlags. Da sich das Grundwasser ohne Gerinnekontakt weit unter der Geländeoberkante befindet (nach eigenen Schätzungen > 15 m) kann das Auftreten von Basisabfluss für das Ereignis ausgeschlossen werden. Bei der Simulation des Abflusses wurde der Grundwasserausflusskoeffizient auf Null gesetzt, so dass ein Beitrag aus dem Grundwasserspeicher zum Gerinneabfluss ausgeschlossen werden kann. Damit das Abflussmaximum im Simulationslauf getroffen wird, musste die maximale Infiltrationsrate des Bodens von 1.5 mm/h um ein Drittel auf 1.0 mm/h herabgesetzt werden. Da die vorgenommene Reduktion dem Minimum der gemessenen maximalen Infiltrationsrate entspricht, befindet sie sich im Toleranzbereich der Messwerte. Im Vergleich zu dem „gemessenen“ Abfluss beginnt der simulierte Abfluss eine Stunde später und kommt früher zum Erliegen (Abb. 8.15) Der simulierte Gesamtabfluss liegt während des Betrachtungszeitraums mit 145 m³ leicht unter dem gemessenen von 177 m³.

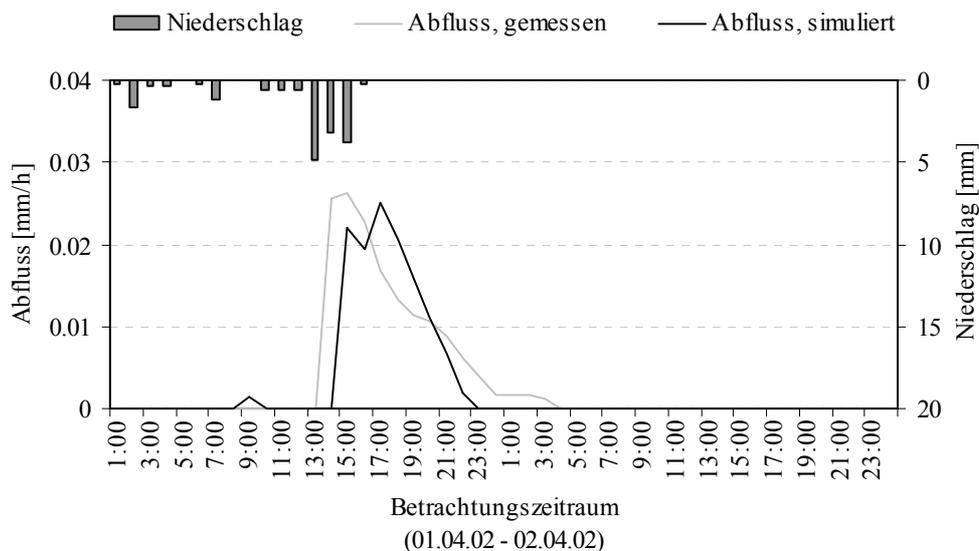


Abb. 8.15: Vergleich von gemessenen und simulierten Abfluss am Pegel *El Miyit* (Niederschlagssumme 17.8 mm).

Die Scatterplot-Darstellung belegt, dass der gemessene Abfluss zunächst über- und im weiteren Verlauf unterschätzt wird (Abb. 8.16).

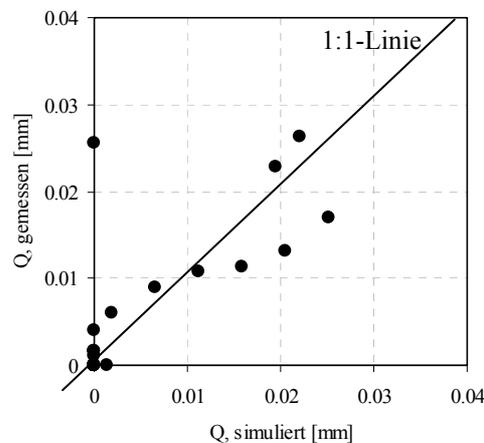


Abb.8.16: Scatterplot von gemessenem und simuliertem Abfluss, Pegel **El Miyit** im Zeitraum 01.04.02 bis 02.04.02; die Wertepunkte entsprechen den Abflüssen im Stundenintervall.

Die verwendeten Gütemaße dokumentieren dennoch eine zufriedenstellende Übereinstimmung zwischen den Wertepaaren: r^2 : 0.64; ME: 0.57; IA: 0.89.

Pegel Taria

Der Vergleich der simulierten und gemessenen Abflüsse zeigt für den Betrachtungszeitraum eine schlechte Übereinstimmung. Aus der Darstellung der simulierten und gemessenen mittleren Tagesabflüsse in Abb. 8.17 geht hervor, dass die saisonale Dynamik nur unzureichend erfasst wird. Besonders im Sommer 2002 wird der gemessene Abfluss deutlich unterschätzt. Im Frühling und Frühsommer 2003 stimmt der Anstieg des simulierten Abflusses mit dem gemessenen überein und wird als Folge der Schneeschmelzperiode gedeutet. Das Abflussmaximum wird jedoch circa 10 Tage später berechnet und das anschließende Abfallen der Kurve verläuft zeitlich verzögert. Die zeitliche Verzögerung des Eintretens des Schneeschmelzwassers wird als Hauptgrund für das schlechte, durch die Gütemaße in Tab. 8.14 operationalisierte, Simulationsergebnis angeführt.

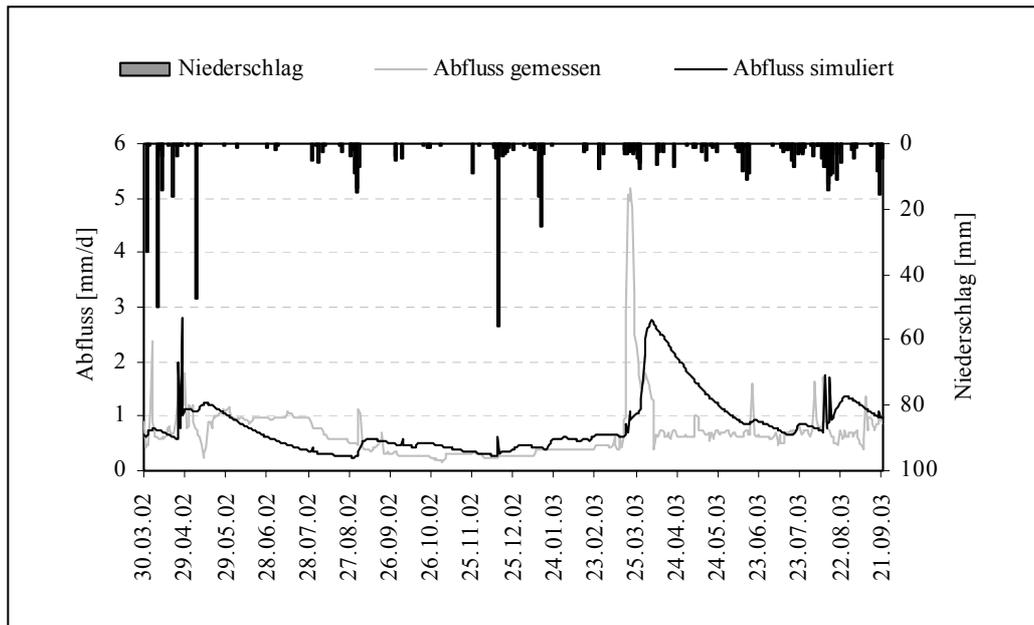


Abb. 8.17: Vergleich der simulierten und gemessenen Abflüsse am Pegel **Taria** im Zeitraum 29.03.02 bis 21.09.03 (der hinzugezogene Niederschlag wurde nach der Methode „Hyps-2-T“ hypsometrisch aggregiert).

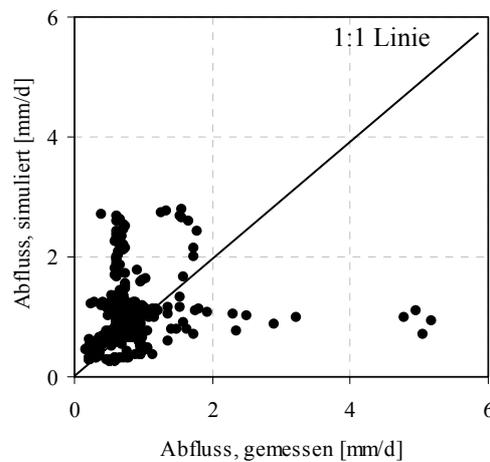


Abb. 8.18: Scatterplot der gemessenen und simulierten Abflüsse am Pegel **Taria** im Zeitraum 30.03.02 bis 21.09.03.

Aus der in Tab. 8.14 dargestellten Bilanzierung geht hervor, dass die gemessene Abflussmenge von insgesamt 374 mm um 19 % überschätzt wird. Der aus der gemessenen mittleren Abflussmenge berechnete Abflusskoeffizient von 0.52 wird mit 0.61 leicht überschätzt wiedergegeben. Die Modellierung für einen Betrachtungszeitraum von 100 Tagen ergab mit dem Modellsystem MMS (LEAVESLEY et al. 2002) einen ähnlichen Abflusskoeffizient von 0.59 mm/d (vgl. MACHAUER 2003).

Tab. 8.14: Ergebnis der Simulation der Abflüsse in den Teileinzugsgebieten **Cascade** und **Taria-n-Boussaid** (Niederschläge und Abflüsse sind als Summen angegeben; * Methode Hyps-2-T; ** Hyps-2-C).

Einzugsgebiet	Gebietsgröße (km ²)	Betrachtungszeitraum	Niederschlag [mm]	Abfluss, gemessen [mm]	Abfluss, simuliert [mm]
TNB	5.4	30.03.02 bis 21.09.02	725*	374	444
CSC	51.7	13.10.02 bis 18.07.03	296**	52	56

Der in Abb. 8.17 dargestellten Simulation des Abflusses am Pegel Taria liegt ein Ausflusskoeffizient von 0.02 zugrunde. Während eine Erhöhung des Koeffizienten bewirkt, dass der Grundwasserabfluss beschleunigt wird, hat die Reduzierung des Koeffizienten zur Folge, dass der Grundwasserabstrom verlangsamt wiedergegeben wird und die Kurve flacher verläuft. Insgesamt ist die Simulation als nicht zufriedenstellend zu bewerten (vgl. Tab. 8.15), da die Modellgüte durch die Variation des Ausflusskoeffizienten „in beide Richtungen“ abnimmt. Die Auflistung der Gütemaße in Tab. 8.15 zeigt, dass sich die Modellgüte durch Umstellung des Zeitintervalls von Tages- auf Wochenbasis leicht verbessert.

Tab. 8.15: Ergebnis der Abflussvalidierung an Pegel **Taria** und **Cascade** in den Zeiträumen 30.03.02 bis 21.09.02 (TNB) und 13.10.02 bis 18.07.03 (CSC).

	Tagesbasis			Wochenbasis		
	r ²	ME	IA	r ²	ME	IA
Pegel Taria	0.03	-1.5	0.41	0.23	0.01	0.63
Pegel Cascade	0.58	0.38	0.63	0.66	0.39	0.67

Die Infiltrationseigenschaften des Bodens wirken sich nicht auf die Dynamik der Abflusskurve aus. Sie beeinflussen jedoch stark die aus hohen Niederschlägen resultierenden direkten Oberflächenabflüsse. Bei einer Verringerung der Infiltrationsraten äußern sich die Niederschläge unmittelbar durch einen abrupten Anstieg der Menge des direkten (schnellen) Abflussanteils. Eine Erhöhung der maximalen und minimalen Infiltrationsrate verursacht eine Reduzierung des direkten Abflussanteils mit der Folge, dass die Abflusskurve ohne steile Peaks verläuft.

Pegel Cascade

Im Gegensatz zur Validierung der Abflusskurven des Pegel Taria treten beim Pegel Cascade geringere Abweichungen zwischen Messwert und Simulation auf (vgl. Abb. 8.19 und Abb. 8.20).

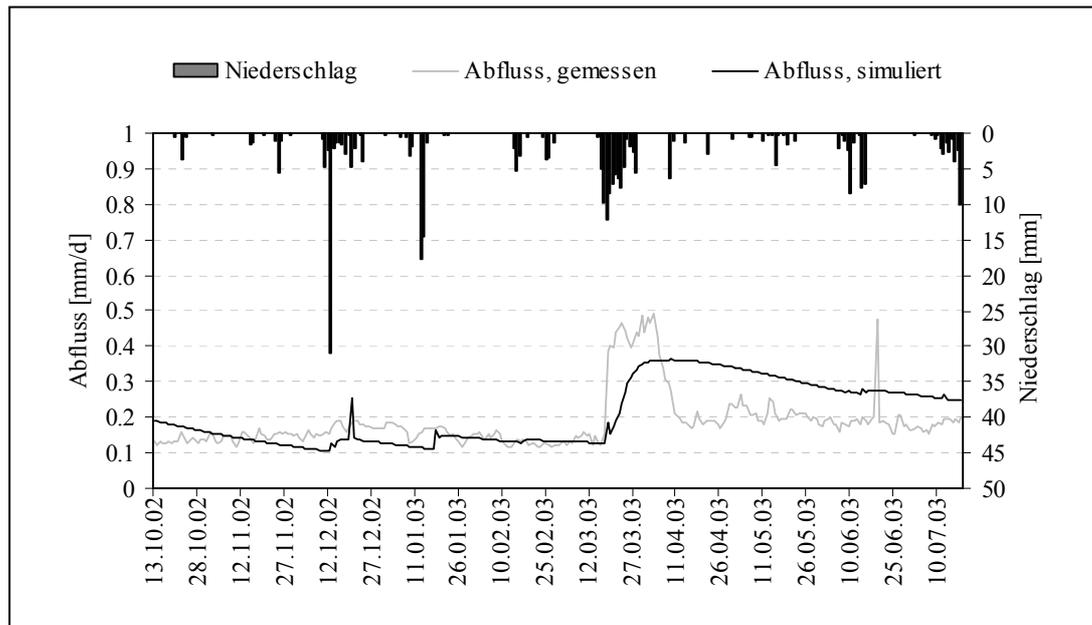


Abb. 8.19: Vergleich der simulierten und gemessenen Abflüsse am Pegel *Cascade* im Zeitraum 13.10.02 bis 18.07.03 (der hinzugezogene Niederschlag wurde nach der Methode „Hyps-2-C“ hypsometrisch aggregiert).

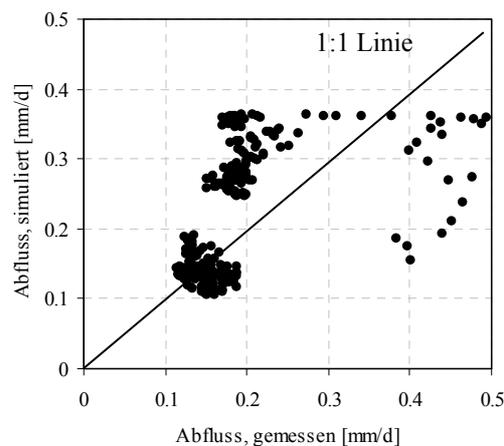


Abb. 8.20: Scatterplot der gemessenen und simulierten Abflüsse am Pegel *Cascade* im Zeitraum 13.10.02 bis 18.07.03.

Gegenüber der Simulation der Abflüsse in Taria-n-Boussaid wird eine höhere Modellgüte festgestellt (vgl. Tab. 8.16). Wie am Pegel Taria wird die Abflussdynamik jedoch nur unzureichend vom Modell abgebildet. Die infolge der Ablation auftretende Abflusszunahme ereignet sich im Modell nur verzögert und verläuft ohne einen steilen Anstieg. Aufgrund der durch den Ausflusskoeffizient vorgegebenen Rate des Grundwasserabstroms vollzieht sich die Abflussminderung nach der Schneeschmelze sehr viel langsamer. Als maßgebliche Ursache für die in Tab. 8.16 aufgelistete geringe Modellgüte ist die unzureichende Wiedergabe der

langsamen Abflusskomponenten zu sehen (vgl. Kap. 10). In Kap. 9 werden die simulierten Wasserhaushaltskomponenten und die Wasserbilanzen der Untersuchungsstandorte vergleichend analysiert.

9 Raumzeitliche Variabilität der modellierten Bilanzgrößen

Im Vordergrund dieses Kapitels steht die Betrachtung ausgewählter Komponenten des Wasserhaushalts sowohl in ihrer zeitlichen Dynamik als auch in ihrer räumlichen Variabilität und Ausprägung. Dabei werden die modellierten Bilanzgrößen des jeweiligen Einzugsgebiets unter Zuhilfenahme der Wasserbilanzgleichung zunächst auf Monatsbasis aufsummiert und graphisch dargestellt (Kap. 9.1). In einem zweiten Schritt wird die raumzeitliche Dynamik der betrachteten Komponenten mit der Position im Untersuchungstransect in Beziehung gesetzt und in den hygrisch-thermischen Gradienten eingeordnet (Kap. 9.2). Anschließend werden die wesentlichen Unterschiede auf Ebene des betrachteten Einzugsgebiets herausgestellt und das Ergebnis hinsichtlich der ausgewiesenen Landschaftseinheiten und dominierenden Reliefformtypen diskutiert (Kap. 9.3).

9.1 Raumzeitliche Dynamik der simulierten Wasserhaushaltskomponenten

Neben dem Faktor Niederschlag als Wassereintrag in das System sind die wichtigsten, hier betrachteten Haushaltskomponenten *Oberflächenabfluss*, *reale Evapotranspiration*, sowie die *relative Änderung diverser Speicher*. Die simulierte Gesamtabflussmenge ergibt sich aus dem Direktabfluss und dem Grundwasserausfluss. Die simulierte reale Evapotranspiration entspricht der Summe von Evaporation (E_{real}) und Transpiration (T_{real}). Bedingt durch die spezifischen landschaftsökologischen Rahmenbedingungen des jeweiligen Untersuchungsstandorts gliedert sich der betrachtete Gesamtspeicher S in die Medien Interzeption, Schnee, Grundwasser und Boden. Bei überwiegender Wasserzufuhr hat ΔS ein positives, bei überwiegendem Defizit ein negatives Vorzeichen. Bei der im Gesamtspeicher integrierten Änderung des Grundwasserreservoirs wird der Grundwasserabstrom in tiefer gelegene Talschaften jedoch nicht berücksichtigt.

Gemäß DYCK & PESCHKE (1995) werden hydrologische Zeiträume so abgegrenzt, dass die Wasservorratsänderungen vernachlässigbar klein bleiben. Angesichts des kurzen Betrachtungszeitraums und der für den ariden und semiariden Raum typischen, hohen zeitlichen Variabilität im Niederschlagsverhalten und im Abflussregime wird auf das Abflussjahr (01.11. bis 31.10) verzichtet und im Folgenden entweder auf Monatsbasis oder auf Jahreszeitenbasis bilanziert. Bei der Wahl der hydrologisch bedingten Zeitphasen ist deren stochastischer Charakter bezüglich Eintrittszeit, Dauer und Intensität jedoch zu beachten (DYCK & PESCHKE 1995). Als *Bilanzzeitschritt* gilt die Lage von Beginn bis Ende des Betrachtungszeitraums. Als *Mittelungszeitraum* dienen monatliche Summen (Niederschlag, E_{real} , T_{real}) bzw. Monatsmittelwerte (Abfluss, Bodenwassergehalt, Temperaturwerte).

In den folgenden Abbildungen wird die zeitliche Dynamik der einzelnen Haushaltskomponenten für alle Untersuchungsgebiete auf Monatsbasis dargestellt. Die Abbildungen 9.1 bis 9.7 beinhalten die Niederschlagssumme (auf Monatsbasis und als Summe über den Betrachtungszeitraum), reale Verdunstung (Evapotranspiration=ET), Abfluss (falls existent) und die Anteile an den Boden- und Grundwasserspeichern. Sofern keine Grundwasserbeeinflussung durch den Vorfluter erfolgt, kann die Grundwasserneubildung aus der Veränderung der Grundwasserspeichermenge (ΔS) geschätzt werden. Aus Gründen der Vergleichbarkeit der unterschiedlich großen Einzugsgebiete werden alle Angaben in mm (Liter m⁻²) angegeben.

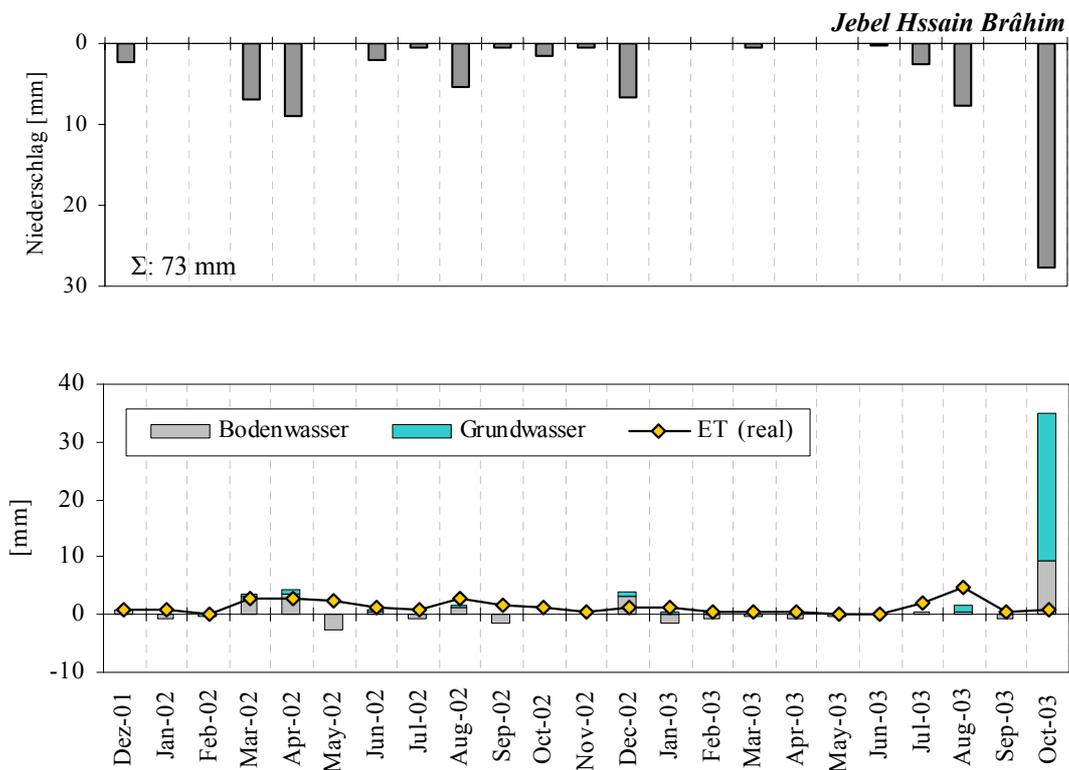


Abb. 9.1: Zeitliche Dynamik ausgewählter simulierter Wasserhaushaltskomponenten am **Jebel Hssain Brâhim** (Dezember 2001 bis Oktober 2003).

Im Vergleich zu den sich nördlich anschließenden Untersuchungsflächen ist der Gesamtumsatz im Einzugsgebiet von Jebel Hssain Brâhim während des Betrachtungszeitraums sehr gering, da die monatlichen Niederschlagssummen mit Ausnahme des Oktobers 2003 10 mm nicht überschreiten (Abb. 9.1). Dies führt temporär zu Defiziten im Bodenspeicher, wie beispielsweise im Mai und September 2002. Im umgekehrten Fall bewirken die seltenen Niederschläge eine sofortige Speichermengenerhöhung in der geringmächtigen Bodensäule. Besonders die im Oktober 2003 registrierte Niederschlagsmenge, bei der innerhalb eines Tages nahezu 40 % des Gesamtniederschlags gemessen wurde, hat eine unmittelbare

Befüllung des Grundwasserreservoirs zur Folge. Infolge der spärlichen Vegetationsbedeckung und der geringen Bodenwassergehalte (geringmächtige und skelettreiche Böden) verbleibt die simulierte reale Evapotranspiration auf einem niedrigen Niveau (die Anteile von Transpiration und Evaporation an der Gesamtverdunstung werden in Abb. 9.14 wiedergegeben). Am Beispiel der südlichsten Testfläche JHB ist zu erkennen, dass sowohl der Verlauf der simulierten realen Evapotranspiration als auch die Veränderungen im Grundwasser- und Bodenspeicher der Niederschlagsdynamik folgen.

Der Wasserhaushalt der sich nördlich anschließenden Untersuchungsstandorte El Miyit, Arguioun und Bou Skour unterscheidet sich im Wesentlichen nur durch die Größenordnung der registrierten Niederschläge und den im System umgesetzten Wassermengen. Wie auch schon in JHB ersichtlich, werden die Wasserflüsse besonders deutlich durch singuläre Niederschläge (beispielsweise April 02 und Oktober 03) geprägt. Extreme Niederschlagsereignisse äußern sich an allen Standorten in Form einer Speicherfüllung, ohne dass es zur Abflussbildung kommt.

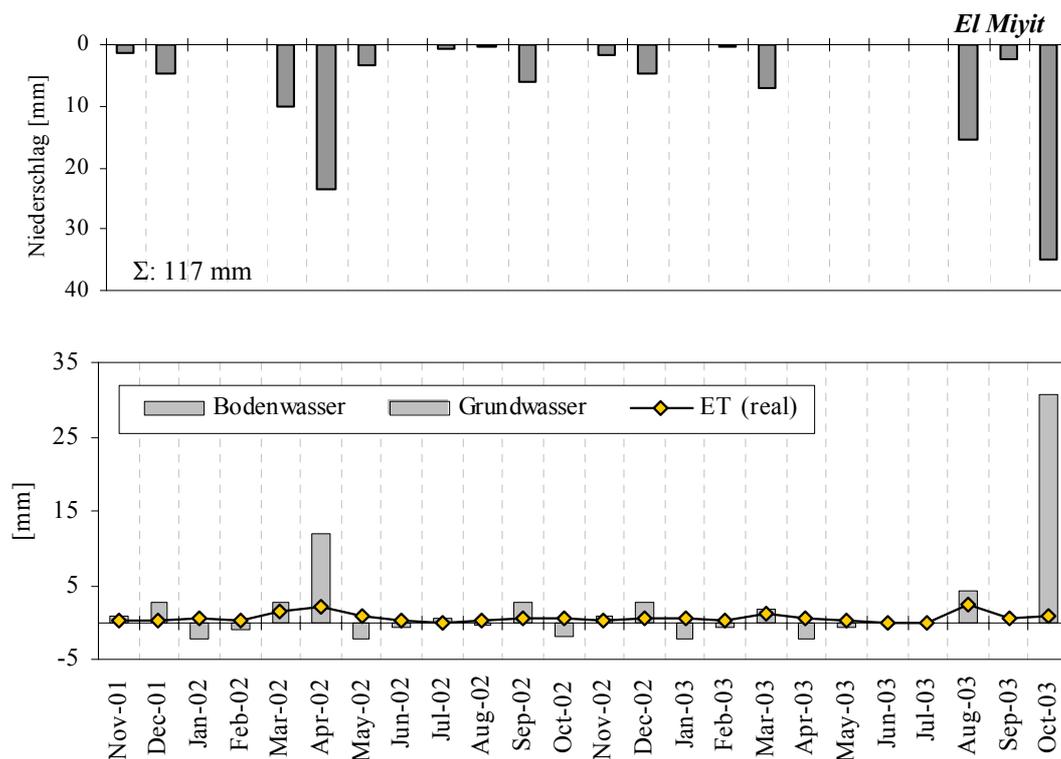


Abb. 9.2: Zeitliche Dynamik ausgewählter simulierter Wasserhaushaltskomponenten in *El Miyit* (November 2001 bis Oktober 2003).

Die simulierte Abflussmenge ist in EMY mit einer Summe von 0.2 mm vernachlässigbar klein, so dass auf deren Darstellung verzichtet wird (vgl. Abb. 8.15). In Abb. 9.2 ist zu

erkennen, dass Speicherdefizite vor allem dann auftreten, wenn die reale Verdunstung den Niederschlagseintrag übertrifft.

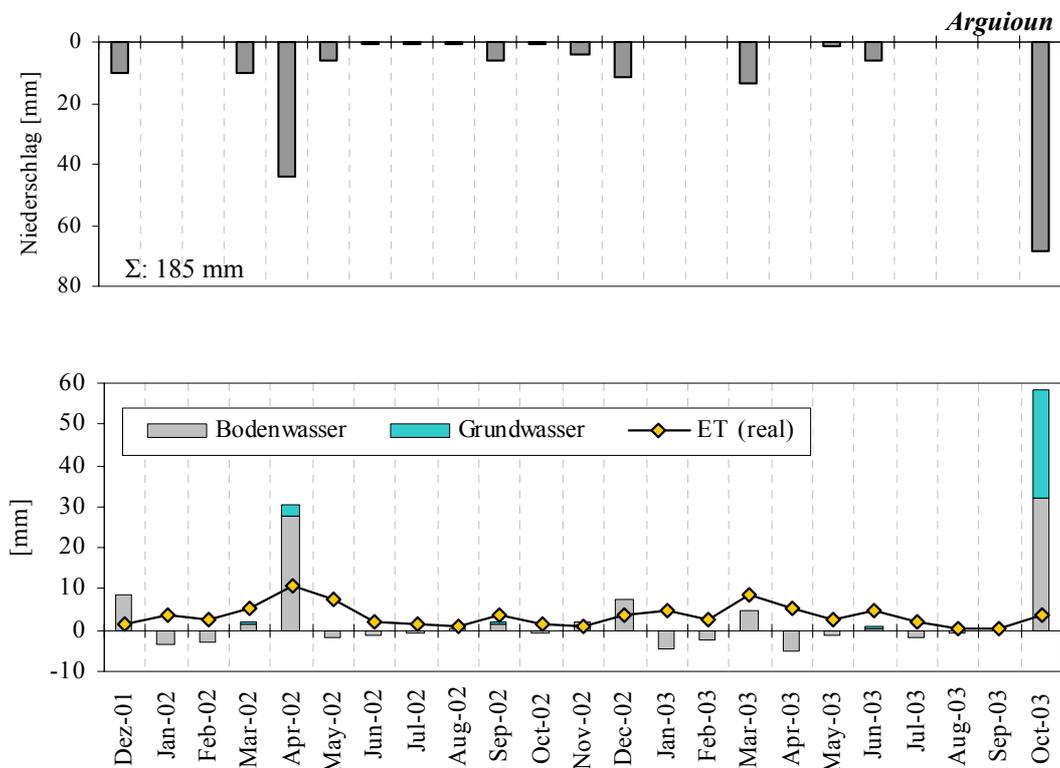


Abb. 9.3: Zeitliche Dynamik ausgewählter simulierter Wasserhaushaltskomponenten in Arguioun (Dezember 2001 bis Oktober 2003).

Im Fall des Einzugsgebiets von Arguioun sind 12 von 23 Monaten von defizitären Speicherzuständen gekennzeichnet (Abb. 9.3).

Infolge der nordwärts gerichteten Niederschlagszunahme erhöhen sich die Umsätze der Haushaltskomponenten. Die Dynamik der simulierten realen Verdunstung entspricht dabei dem Verlauf der Niederschläge (vgl. Abb. 9.4). Eine Befüllung des Gesamtspeichers erfolgt zu einem größeren Anteil zugunsten des Bodenspeichers. Ein Anstieg des Grundwassers resultiert vornehmlich aus Starkniederschlägen (vgl. JHB, ARG).

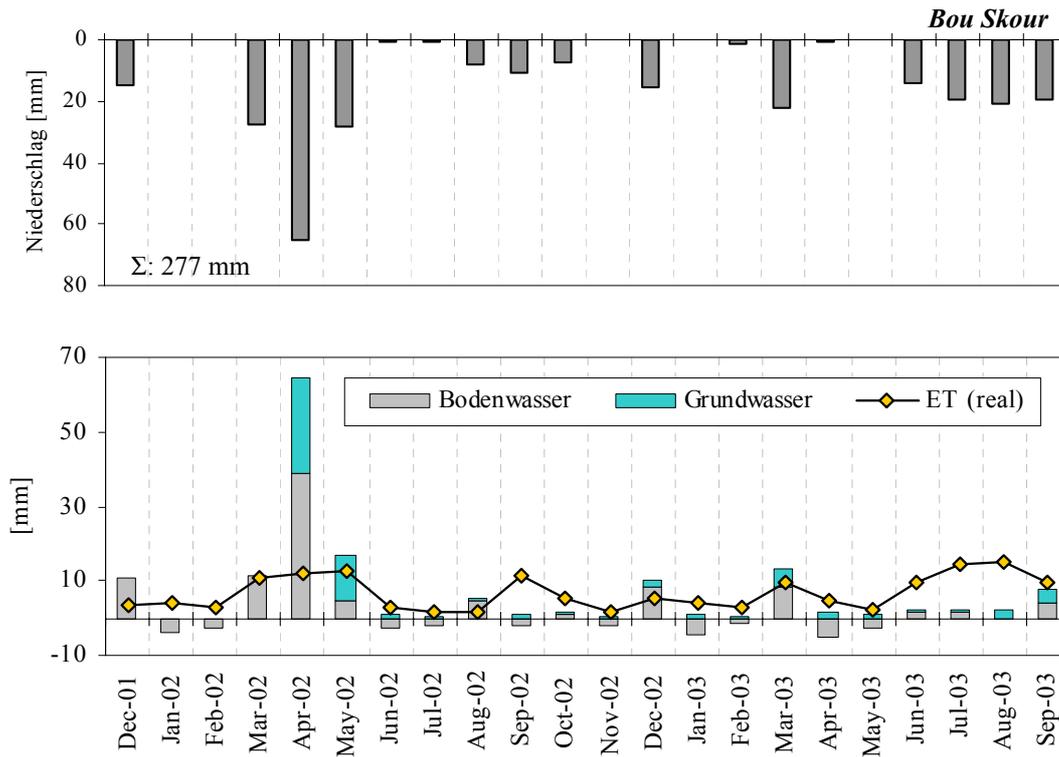


Abb. 9.4: Zeitliche Dynamik ausgewählter simulierter Wasserhaushaltskomponenten in **Bou Skour** (Dezember 2001 bis September 2003).

Dagegen äußern sich Niederschläge im Gebiet von Taoujgalt besonders durch eine Erhöhung des Grundwasserspeichers (vgl. Tab. 9.1 und 9.2). Obwohl sich der Gesamtspeicher während der Sommermonate 2002 auf unter 1 mm reduziert, wird in den meisten Monaten deutlich mehr Wasser in Speichern gebunden als entzogen (Abb. 9.5). Der geographischen Lage im Transekt Rechnung tragend ist Taoujgalt schon von deutlich humideren Klimabedingungen gekennzeichnet als die Untersuchungsflächen im Antiatlas und Jebel Bani. Aufgrund der orographischen Lage im Übergangsbereich zu der feuchtkühleren Hochgebirgsklimate wird die reale Evapotranspiration zu keinem Zeitpunkt von den Niederschlägen überschritten.

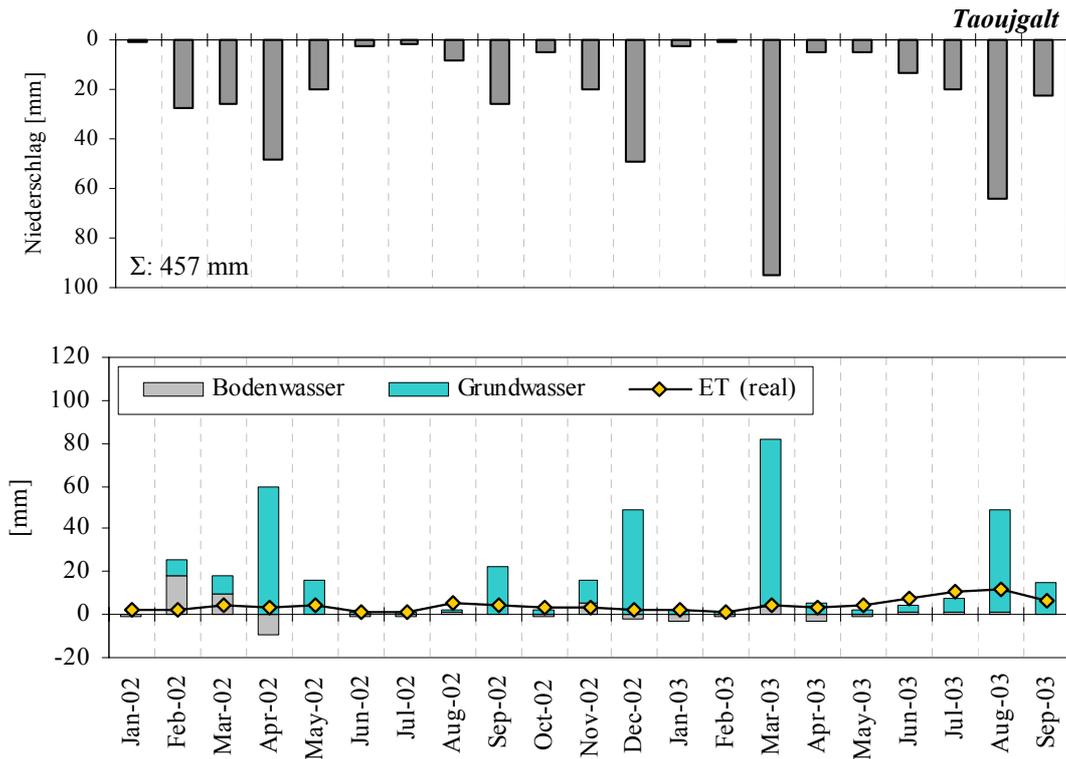


Abb. 9.5: Zeitliche Dynamik ausgewählter simulierter Wasserhaushaltskomponenten in **Taoujgalt** (Januar 2002 bis September 2003).

Die Bilanzierung des Wasserhaushalts in den zwei Teileinzugsgebieten der Talschaft des Assif-n-Ait-Ahmed zeigt infolge der perennierenden Gerinne und des damit wirksamen Abflussanteils ein verändertes Bild der Komponenten (Abb. 9.6 und 9.7).

Die Umsätze der simulierten Speichervolumina sind in Taria-n-Boussaid insgesamt aufgrund der hohen Niederschläge und des perennierenden Gerinneabflusses von großen Schwankungen geprägt. Dem Eintrag durch Niederschlag steht der Austrag in Form von erhöhtem Gerinneabfluss entgegen. Auch im Fall von Taria-n-Boussaid ist zu erkennen, dass eine negative Speicherbilanz mit Monaten geringer Niederschläge zusammenfällt.

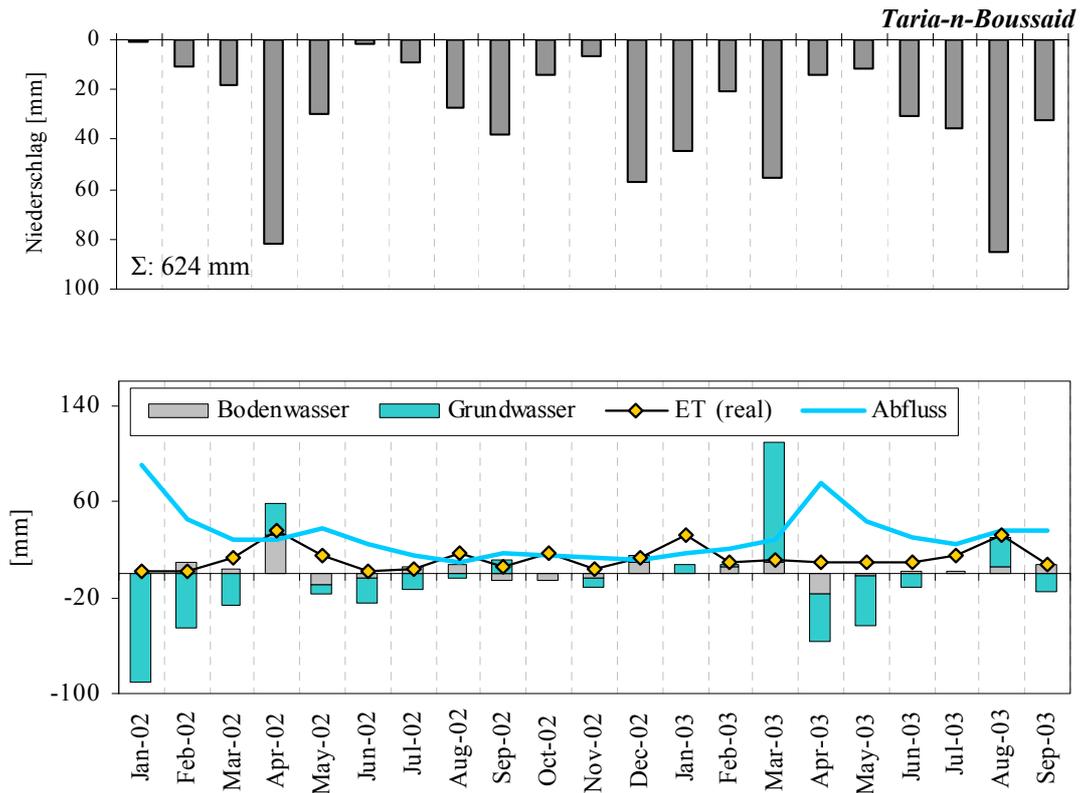


Abb. 9.6: Zeitliche Dynamik ausgewählter simulierter Wasserhaushaltskomponenten in *Taria-n-Boussaid* (Januar 2002 bis September 2003; wegen fehlender Messdaten wurden die Abflüsse vor dem Zeitpunkt April 2002 nicht validiert).

Zur Kalibrierung des Gerinneabflusses der Pegelstation *Taria* wurde die Simulation mit einem großen Grundwasserspeichervolumen initiiert, welches sich - nach einem Simulationsvorlauf von Januar 2002 - bis zum April 2002 (Beginn der Pegelmessungen) wieder entleert. Wie auch schon die Beschreibung der gemessenen Abflüsse in Kap. 7.5 dargelegt hat, kann in TNB auch in der Modellierung kein deutlicher Zusammenhang zwischen den simulierten Abflusssummen und der Niederschlagsdynamik errechnet werden. Beispielsweise bleibt der simulierte Abfluss im niederschlagsreichen April 2002 unter einem Niveau von 30 mm. Der Verbleib des Wassers kann in diesem Fall nicht mit der Bedeutung von Schnee als kurzfristiger Wasserspeicher erklärt werden, da dieser im April 2002 nur 1.6 mm Wasser bindet. Dagegen wird der Abflussanstieg in der darauffolgenden Ablationsphase 2003 der Schneeschmelze zugeschrieben: Im verhältnismäßig niederschlagsarmen April 2003 ($\Sigma: 14 \text{ mm}$) baut sich der vorhandene Schneespeicher um 15 mm ab, so dass bei gleichzeitig geringen Niederschlägen hohe Abflussmengen entstehen.

Eine signifikante Steigerung des Gerinneabflusses erfolgt nur als Folge der Entleerung des Grundwasserspeichers. Dadurch kommt dem grundwasserbürtigen Anteil des Abfluss (Basis-

abfluss) die größte Bedeutung zu. Der hohe Anteil des Basisabfluss ist auch im 52 km² großen Einzugsgebiet von CSC zu erkennen: Dabei steigt der Gerinneabfluss zeitlich verzögert mit der Befüllung des Grundwasserspeichers (Januar bis April 2002) bzw. hat die Speicherentleerung einen Rückgang des Oberflächenabfluss zur Folge (April bis Juli 2003). Infolge der hohen jahreszeitlichen Niederschlagssummen treten in den beiden Teileinzugsgebieten des ASS die höchsten aller simulierten Verdunstungsraten auf.

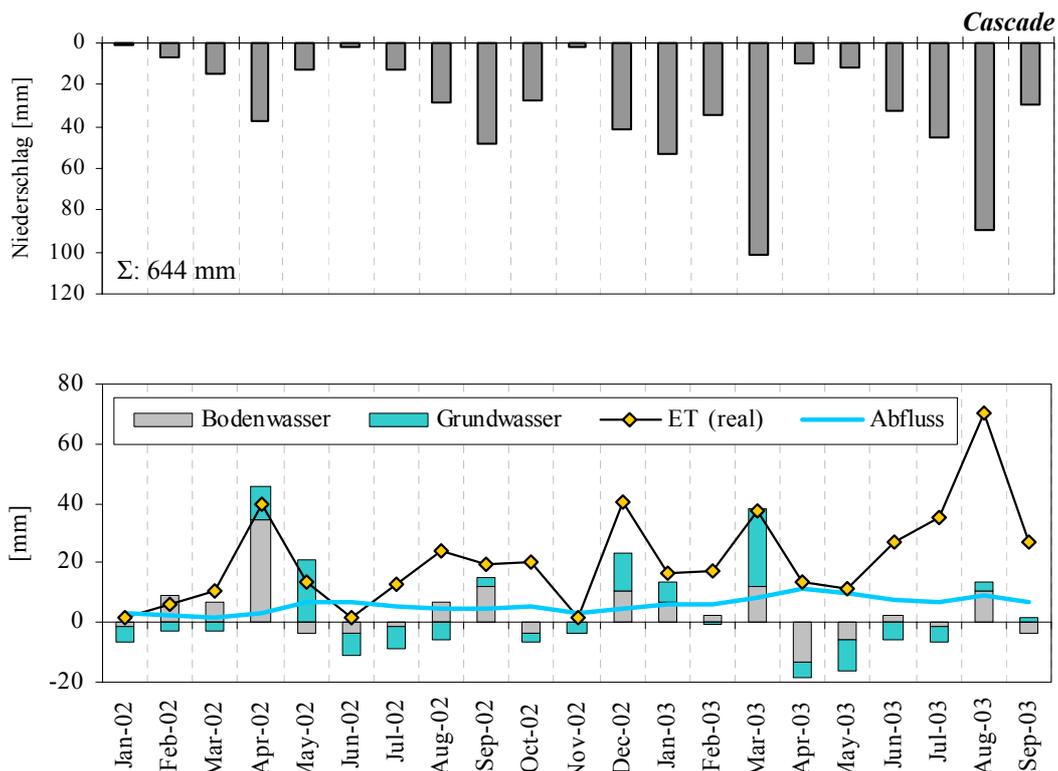


Abb. 9.7: Zeitliche Dynamik ausgewählter simulierter Wasserhaushaltskomponenten in *Cascade* (Januar 2002 bis September 2003; wegen fehlender Messdaten wurden die Abflüsse vor April 2002 und nach Juli 2003 nicht validiert).

Tab. 9.1 fasst die Ergebnisse der Simulation der wichtigsten Bilanzgrößen in der Gebietswasserbilanz zusammen. Als gemeinsamer Betrachtungszeitraum gilt der Zeitraum Januar 2002 bis September 2003.

Tab. 9.1: Simulierte Gebietswasserbilanz aller Standorte im Vergleich (gemeinsamer Bilanzzeitraum: Januar 2002 bis September 2003; alle Angaben in mm).

Gebiet	Niederschlag	E_{real}	T_{real}	Δ Bodenwasser	Δ Grundwasser	Gerinneabfluss
Cascade	644	446	2	59	14	123
Taria-n-B.	636	247	10	52	-146	473
Taoujgalt	457	78	12	18	349	0
Bou Skour	255	113	31	52	59	0
Arguioun	107	70	5	24	8	0
El Miyit	76	49	12	15	0	0.2
Jebel Hs. Br.	44	28	0	7	9	0

Die Bilanzierung bestätigt, dass die simulierte reale Evapotranspiration mit Ausnahme von Taoujgalt „dem Niederschlagsgradienten folgt“ und von Süden nach Norden zunimmt. Aufgrund der spärlichen Vegetation übertrifft die Rate der realen Evaporation die Transpirationsraten an allen Standorten deutlich. Entlang des Transektes werden die Transpirationsraten von der Vegetationsverbreitung bestimmt, so dass nicht allein das verfügbare Wasserdargebot entscheidend ist. Während die Vegetationsbedeckung nach Süden hin gemäß des Ariditätsgradienten abnimmt (Trockengrenze), wird das Vorkommen von Pflanzengesellschaften im Hochgebirge von der orographisch bedingten Vegetationsgrenze limitiert. Daraus folgt, dass die höchsten Transpirationsraten in BSK berechnet werden, einem Standort, der innerhalb des Höhen- und Ariditätsgradienten einen „mittleren Bereich“ repräsentiert. Ein ähnlicher Befund trifft auch für die simulierten Interzeptionsmengen zu: An den drei südlichsten Testsites JHB, EMY und ARG beträgt das Gesamtvolumen der interzeptierten Wassermenge < 1 mm. In BSK werden 4 mm, in TJG schon 11 mm simuliert. Für die in den Tälern bisweilen dicht bestandenen, in den Höhenlagen jedoch vegetationsfreien Flächen im Assif-n-Ait-Ahmed werden Interzeptionsmengen von 7 mm (CSC) bzw. 3 mm (TNB) errechnet. Die Verringerung der Interzeption mit zunehmender Höhe beruht darauf, dass sich ein großer Anteil der Teileinzugsgebietsfläche oberhalb der Vegetationshöhengrenze befindet. Eine detaillierte Darstellung der relativen Anteile der interzeptierten Wassermengen liefert Abb. 9.10.

Abflüsse wurden an den Hochgebirgsstandorten TNB und CSC sowie in El Miyit simuliert. Im Fall von El Miyit handelt es sich um ein simuliertes Einzelereignis mit geringer Magnitude und einer resultierenden Gesamtabflussmenge von 0.2 mm (vgl. Tab. 9.1). Aufgrund der hohen Niederschläge und der natürlichen Quellschüttung werden die maximalen Abflussmengen im Assif-n-Ait-Ahmed simuliert.

9.2 Variabilität der simulierten Wasserhaushaltskomponenten im Hinblick auf den hygrisch-thermischen Gradienten

Inhalt dieses Unterkapitels ist es, die Simulationsergebnisse hinsichtlich des in Kap. 7.3 erläuterten hygrischen und thermischen Gradienten differenziert zu betrachten. Zu diesem Zweck werden die simulierten Haushaltskomponenten *Bodenwasser*, *Evaporation* und *Transpiration* sowie die Veränderungen diverser Speicher (*Interzeption*, *Schnee*, *Oberflächenwasser*, *Boden-* und *Grundwasserkörper*) diskutiert. Die Untersuchungsgebiete werden dabei im Hinblick auf den hygrisch-thermischen Gradienten vom Standort Jebel Hssain Brâhim bis zu den nördlichsten, im Jahresmittel kältesten und feuchtesten Standorten Cascade und Taria-n-Boussaid geordnet dargestellt. Zur besseren Vergleichbarkeit der Ergebnisse werden die Gesamtsummen der einzelnen Haushaltskomponenten auf die eingehende Niederschlagsmenge bezogen und die Speicher- respektive Verdunstungsanteile prozentual angegeben (Tab. 9.2).

Tab. 9.2: Prozentualer Anteil der simulierten Wasserhaushaltskomponenten am Niederschlag im Bilanzzeitraum Januar 2002 bis September 2003.

Gebiet	Anteil der GWNB am Niederschlag	Abflussanteil am Niederschlag	ET _{real} -Anteil am Niederschlag	Speicheranteil		ET _{real} -Anteil	
				Grundwasser	Boden	E _{real}	T _{real}
Cascade	18	19	69	2	9	69	0
Taria-n-B.	21	74	40	-22	8	39	2
Taoujgalt	76	0	20	76	4	17	3
Bou Skour	22	0	56	23	20	44	12
Arguioun	3	0	70	7	22	65	4
El Miyit	0.2	0.4	80	0	19	64	16
Jebel H. Br.	20	0	64	20	16	64	0

Tab. 9.2 ist zu entnehmen, dass der simulierte Abfluss 19 % (CSC) bzw. 74 % (TNB) des Gebietsniederschlages ausmacht. Der im Verhältnis zum Einzugsgebiet Taria-n-Boussaid niedrige Abflusskoeffizient im Cascade-Gebiet ist Folge des Karstaquifer im Unterlauf (vgl. Kap. 7.5). Das perennierende Abflussregime im Gerinne wird maßgeblich vom Grundwasserausfluss gespeist, wodurch sich der Grundwasserspeicher zugunsten der Abflussbildung reduziert. Die Aufrechterhaltung eines dauerhaften Abflussanteils bewirkt in Taria-n-Boussaid eine negative Bilanz des Grundwasserspeichers; d.h. am Ende des Beobachtungszeitraums befindet sich im Grundwasserreservoir weniger Wasser als zu Simulationsbeginn.

Bei der Betrachtung der Grundwasserneubildung (GWNB) ist zu beachten, dass diese dem Niederschlagsanteil entspricht, der weder verdunstet, noch abfließt oder in übrigen Speichern gebunden ist. Bei der als GWNB bilanzierten Wassermenge handelt es sich um den Anteil, der die Unterkante der zweiten Bodenschicht verlässt und in den Grundwasserkörper perko-

liert. Tab. 9.2 macht deutlich, dass die Anteile der GWNB zwischen annähernd 0 % (El Miyit) und einem Maximalwert von 76 % (Taoujgalt) des eingehenden Gebietsniederschlags variieren. Es wird deutlich, dass die Rate der GWNB nicht ausschließlich mit der Lage der Untersuchungsgebiete innerhalb des Süd-Nord-gerichteten Gradienten zunehmender Jahresniederschläge zu erklären ist. Zwar wird die Grundwasserneubildungsrate von der Niederschlagsdynamik und -menge gesteuert, jedoch entscheidend von der Beschaffenheit der ungesättigten Bodenzone (z.B. Textur) modifiziert. Abb. 9.8 zeigt die monatliche Dynamik der simulierten Grundwasserneubildung in Verbindung mit der Veränderung des Bodenwassergehalts am Beispiel des Einzugsgebiet Cascade.

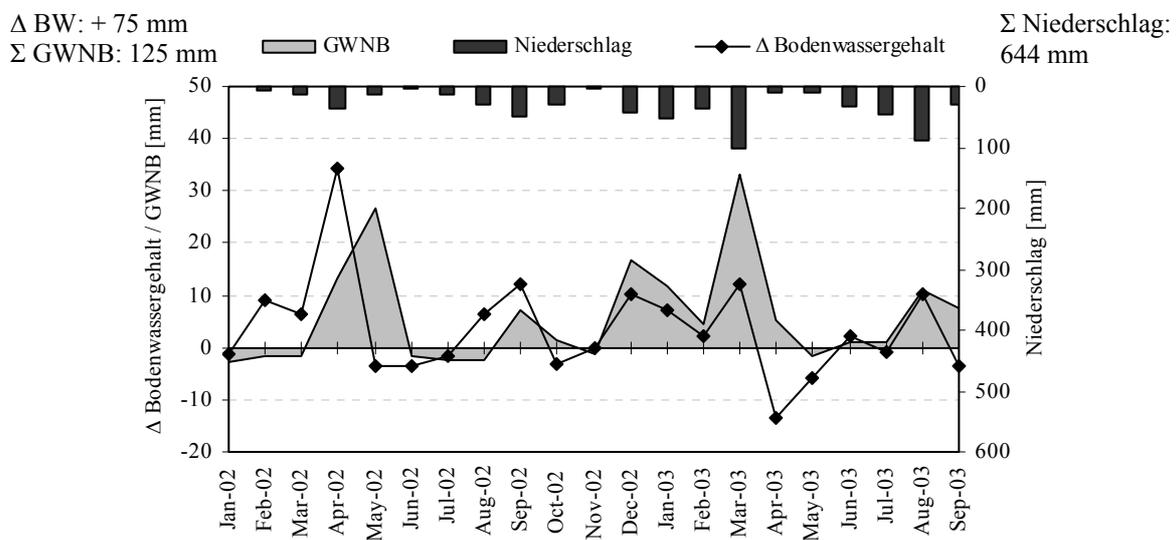


Abb. 9.8: Simulierte Grundwasserneubildung (GWNB) und die Änderung im Bodenwasserspeicher (ΔBW) am Beispiel des Cascade-Gebiets (Zeitraum Januar 2002 bis September 2003).

Aus Abb. 9.8 geht weiterhin hervor, dass die Neubildungsrate der Niederschlagsdynamik folgt und eine Grundwasseranreicherung in trockenen Monaten ausbleibt. Im Fall einer fehlenden Übereinstimmung zwischen den Niederschlagsspitzen und einer hohen Neubildung wird davon ausgegangen, dass die Rate der GWNB von weiteren spezifischen Boden- und Untergrundeigenschaften (Textur) gesteuert wird, die sich deutlich in der Dynamik des Bodenwasserspeichers widerspiegeln.

Abb. 9.9 stellt die absoluten [mm] und relativen [%-Anteil am Niederschlag] Mengen des neugebildeten Grundwassers an allen sieben Einzugsgebieten dar. Als Gebiete mit hohen Neubildungsraten werden die Standorte im Hohen Atlas identifiziert, da in diesen Höhenregionen ausreichend Niederschläge vorhanden sind. Infolge des perennierenden Abflusssystems wird das Grundwasserreservoir jedoch in Form von Basisabflüssen permanent

angezapft, so dass innerhalb des Betrachtungszeitraums in Taria-n-Boussaid und Cascade lediglich 20 % des Niederschlags im Grundwasser gebunden vorliegen. Daneben können *Bou Skour* und besonders *Taoujgalt* als Gunsträume für eine Grundwasseranreicherung angesehen werden. Jenseits der perennierenden Vorfluter ist die Region der Atlas-Südabdachung und des nördlichen Antiatlas sowohl von ausreichendem Niederschlag als auch durch das Fehlen eines nennenswerten Gerinneabflusses gekennzeichnet.

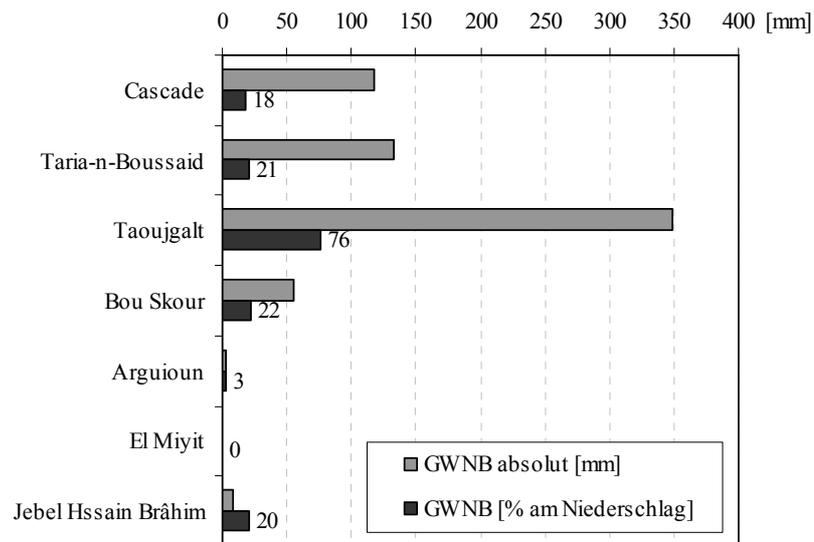


Abb. 9.9: Simulierte Grundwasserneubildung (GWNB) im Zeitraum Januar 2002 bis September 2003 [mm bzw. %].

Die Bilanzänderung des Grundwasserspeichers lässt jedoch darauf schließen, dass nicht alleine die Jahresniederschläge des untersuchten Gebiets widerspiegelt werden, sondern dass die Dynamik im Aquifer durch die lithologischen Bedingungen maßgeblich beeinflusst wird. Besonders im Hohen Atlas resultiert die Dynamik im Grundwasserspeicher aus den heterogenen geologischen Bedingungen (vgl. Abb. A5 im Anhang). So ist der Karstaquifer der Landschaftseinheit „Kalkschuttflur“ von einer geringen Dynamik im Grundwasserspeicher geprägt, da die schnellen Zugewinne durch hohe Grundwasserausflussraten zügig kompensiert werden. Demgegenüber vollzieht sich die Befüllung und Entleerung des von niedrigen Transmissivitäten gekennzeichneten, pelitischen Aquifer (Landschaftseinheit „Tonsediment“) nur sehr langsam, so dass in der Bilanz von einer hohen Dynamik im Grundwasserkörper ausgegangen wird.

Infolge des Trockenwetterabflusses, wie im Fall von Taria-n-Boussaid und Cascade, kann eine Grundwasseranreicherung bzw. eine positive Bilanz nur simuliert werden, wenn gleichzeitig sehr hohe Niederschläge vorliegen. Unterhalb des Gebietsauslasses von Cascade

infiltrieren die Gerinneabflüsse in den porösen Untergrund, so dass im Fall einer Übertragung des Modells auf das gesamte Tal des Assif-n-Ait-Ahmed in der Bilanz von einer Auffrischung des Grundwasserkörpers auszugehen ist.

Für die (Gerinne-)abflusslosen Einzugsgebiete im Süden gilt ebenfalls, dass der jeweilige Anteil des Grundwassers am Gesamtspeicher nicht ausschließlich dem klimatischen Gradienten unterliegt, sondern dass er von den spezifischen Infiltrationseigenschaften in der ungesättigten Bodenzone gesteuert wird. Ein vorwiegend grobtexturierter, poröser Untergrund bei gleichzeitig geringer Horizontmächtigkeit bewirkt beispielsweise im Fall von Jebel Hssain Brâhim eine Speicherfüllung zugunsten des Grundwasserreservoirs (vgl. Tab. 9.2). In die dort dominierenden Substrattypen infiltriert das Oberflächenwasser nach Abzug der Evapotranspiration und möglichem Oberflächenabfluss sehr effektiv in die gesättigte Bodenzone. Dies muss auch für die, große Flächenanteile einnehmenden, Kalkschuttfluren in Taoujgalt sowie für Bou Skour angenommen werden. Im Gegensatz zu den Landschaftseinheiten mit hohen Infiltrationsraten weisen vor allem die tiefgründigen Böden eine höhere Wasserkapazität auf, so dass die im Süden überwiegend geringen Niederschlagsraten vollständig im Bodenspeicher verbleiben und eine Tiefenversickerung unterbunden wird. Beispielsweise können die kolluvial geprägten Hangbereiche und die Hamada-Ebenen von El Miyit nahezu 100 % des Infiltrationswassers in der Bodensäule speichern, ohne dass eine nennenswerte Perkolation in die gesättigte Zone erfolgt (vgl. Tabellen 9.1 und 9.2). In diesen Gebieten findet somit keine Grundwasserneubildung statt.

Bei der Betrachtung von Abb. 9.10 zeigt sich, dass an den Untersuchungsstandorten unterschiedliche große Anteile des Wassers interzeptieren oder als Schnee und Oberflächenwasser temporär gebunden vorliegen können. Das Vorliegen von Interzeptionswasser, Schnee und Oberflächenwasser ist zeitlich sehr begrenzt und das Wasser kann innerhalb kurzer Zeitspannen zur Verdunstung beitragen. Anhand Abb. 9.10 wird gezeigt, dass Schnee nur im Hochgebirge und zu einem geringen Prozentsatz in Taoujgalt simuliert wird. In den Wintermonaten zwischen Januar 2002 und September 2003 wurden jeweils 339 mm (Taria-n-Boussaid), 217 mm (Cascade) und 2 mm (Taoujgalt) in Form von Schnee gebunden.

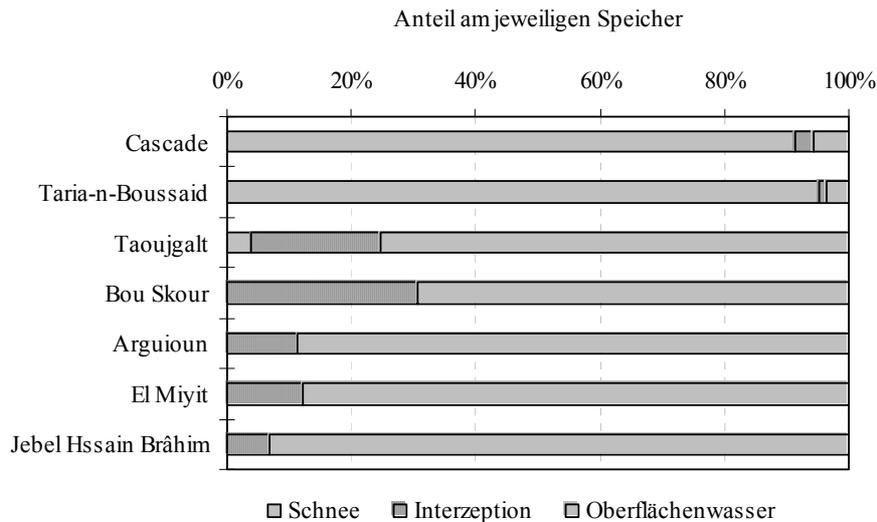


Abb. 9.10: Prozentuale Füllanteile an ausgewählten Speichern im Zeitraum Januar 2002 bis September 2003.

Wie bereits in Kap. 9.1 angedeutet, ist die Interzeptionskapazität eine Funktion der Vegetationsverbreitung und wird im Norden von der Höhen- und im Süden von der Trockengrenze der Vegetation limitiert. Das als Absolutwert betrachtete Interzeptionsmaximum erreicht in Taoujgalt 11 mm.

In Ermangelung einer winterlichen Schneedecke und einer interzeptierenden Vegetation dominiert an den südlichen Standorten der Anteil des Oberflächenwassers am Gesamtanteil der drei betrachteten Speicher. Die frostfreien und häufig vegetationsfreien Regionen im Süden sind davon gekennzeichnet, dass das Niederschlagswasser kurzzeitig an der Bodenoberfläche akkumuliert und erst zeitverzögert verdunstet, infiltriert oder abfließt. Im Gegensatz zu den relativen Größenangaben in Abb. 9.10 fällt aber das absolute Maximum von 39 mm auf Taoujgalt und das absolute Minimum von 1 mm auf El Miyit.

Die Abbildungen 9.11 bis 9.13 stellen die räumliche und zeitliche Dynamik der simulierten realen Evapotranspiration und Bodenfeuchte dar. Dabei sind alle Standorte entsprechend ihrer Lage im Höhen- und Ariditätsgradienten sortiert. Der Zeitraum ist in Jahreszeiten aggregiert, mit Winter (Dezember bis Februar), Frühling (März bis Mai), Sommer (Juni bis August) und Herbst (September bis November). Bei den Wassergehalten handelt es sich um jahreszeitliche Mittelwerte der obersten 50 mm Boden.

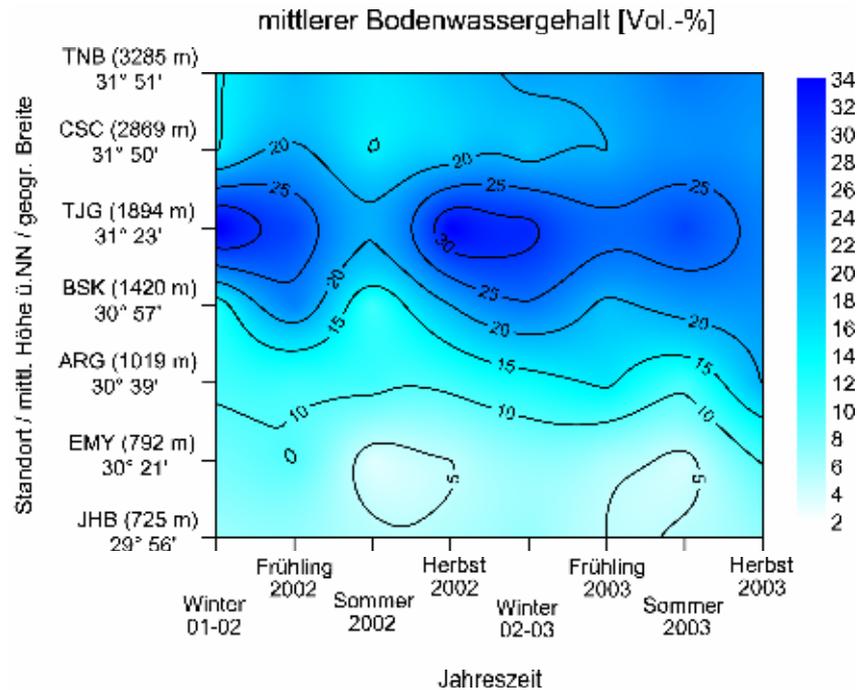


Abb. 9.11: Isolinien­darstellung des räumlich und zeitlich gemittelten simulierten Bodenwassergehalts (Vol.-%) im Betrachtungszeitraum Dezember 2001 bis November 2003 (der Wassergehalt wird als jahreszeitlicher Mittelwert angegeben).

Der Verlauf der Isolinien der simulierten Bodenfeuchte in Abb. 9.11 indiziert, dass der Bodenwassergehalt sowohl von zeitlichen (saisonalen) Bedingungen bestimmt wird, als auch den lokalspezifischen Eigenschaften innerhalb des Gradienten unterliegt. Maximale Bodenwassergehalte von > 30 Vol.-% treten am Standort Taoujgalt besonders in den feuchteren Wintermonaten auf. Auch Bou Skour ist von hohen Wassergehalten geprägt, wobei sich die geringen Niederschläge im Sommer 2002 und Frühling 2003 in einer Abnahme des simulierten Bodenwassergehalts äußern. Weiter südlich ist nur noch eine geringe saisonale Differenzierung der simulierten Wassergehalte erkennbar. Die Standorte im Hohen Atlas (TNB und CSC) sind von einem, hinsichtlich des zeitlichen Verlaufs, ähnlich homogenen Verlauf gekennzeichnet.

Es wird gezeigt, dass die höchsten Wassergehalte zwischen dem ariden Saharavorland und dem humiden Bereich der M'Goun-Kette demnach an den Standorten im Atlasvorland und im Antiatlas simuliert werden. Somit wird belegt, dass die räumliche Variabilität des simulierten Bodenwassergehalts nicht ausschließlich von der Lage innerhalb des hygrischen Gradienten gesteuert wird. Das Auftreten maximaler Niederschläge ist deshalb keine hinreichende Begründung für hohe Bodenwassergehalte, da die zeitliche Dynamik von Taoujgalt belegt, dass die höchsten Wassergehalte auch während niederschlagsarmer Perioden auftreten. In

Anlehnung an den in Kap. 7.3 erläuterten hygrischen Gradienten spiegelt die simulierte Bodenfeuchte weniger die absoluten Niederschläge, sondern vielmehr die Korngrößenspezifischen Eigenschaften der Böden wider (vgl. Abb. 7.1 und 7.3). Dadurch wird die in Kap. 7.1 schon angedeutete, übergeordnete Bedeutung der Textur - besonders die Anteile der feinen Korngrößenfraktionen - bestätigt. Während grobtexturierte Böden sich zwar durch hohe Infiltrationsraten auszeichnen, sind Böden mit hohen Tongehalten dazu befähigt, Infiltrationswasser länger an Ort und Stelle zu binden und somit den Feuchtestatus länger aufrechtzuerhalten. Der textuelle Unterschied äußert sich besonders im Wechsel von Feucht- und Trockenphasen. In trockenen Monaten bewirkt ein hoher Anteil feinkörnigen Substrats eine Konservierung der Bodenfeuchte über längere Zeit. Nach Starkniederschlägen führt die schlechte Infiltrabilität zu einem erhöhten Anteil an Oberflächenwasser, welches jedoch oberflächlich abgeführt wird oder schnell wieder verdunstet. Abb. 7.3 verweist darauf, dass sich gerade die Böden von Taoujgalt durch die höchsten Tongehalte im Transekt auszeichnen.

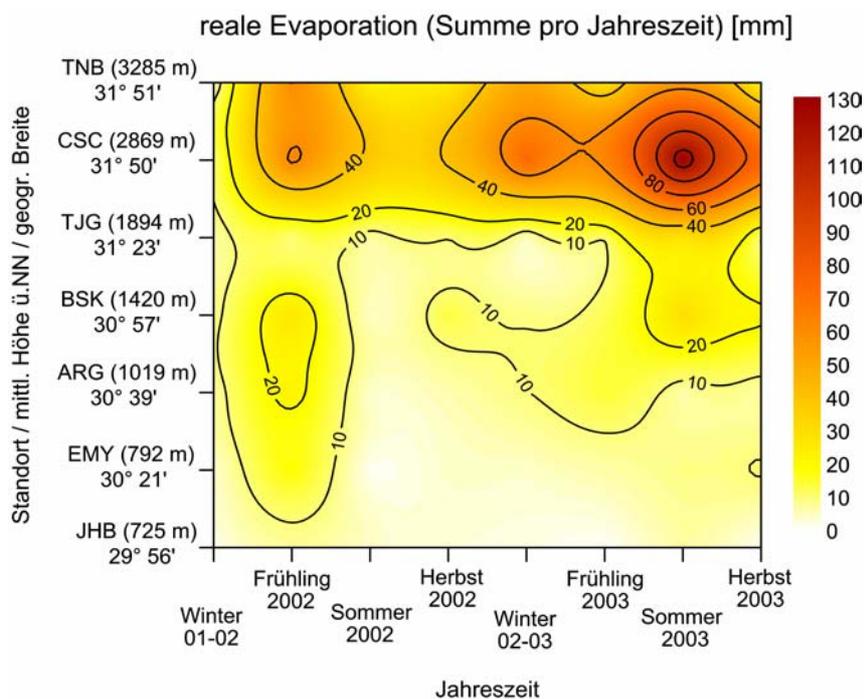


Abb. 9.12: Isolinienendarstellung der räumlich und zeitlich gemittelten simulierten realen Evaporation [mm] im Betrachtungszeitraum Dezember 2001 bis November 2003 (die Evaporation wird als jahreszeitliche Summe angegeben).

In Abb. 9.12 wird die simulierte reale Evaporation der drei Monate einer Jahreszeit aufsummiert und als Isolinien dargestellt. Der waagerechte Verlauf der Linien gleicher Evaporation lässt zeitweise eine nach Norden gerichtete Zunahme erkennen. Die Standorte von Arguioun, EL Miyit und Jebel Hssain Brâhim sind von den geringsten realen Evaporationsraten gekennzeichnet, wobei das Minimum jeweils in den trockenen Sommermonaten

verzeichnet wird. Somit bildet die simulierte Verdunstung den vom Saharavorland zum Hohen Atlas gerichtete Niederschlagszunahme ab. Gleichzeitig ist in Gebieten oberhalb von 1000 m ü.NN eine „senkrechte“ Farbausprägung zu erahnen, was auch im Norden auf eine zeitliche bzw. saisonale Differenzierung schließen lässt. Singuläre Extremniederschläge, wie beispielsweise am 01. April 2002, zeigen, dass diese auch an den südlichen Untersuchungsgebieten zu Anstiegen in den Evaporationsraten führen. Aufgrund der in Kap. 7.3 dargelegten, hohen Niederschlagsvariabilität im Süden des oberen Drâa schlägt sich ein einzelnes Niederschlagsereignis sogar noch in der dreimonatigen Aggregation in Jahreszeiten wider (z.B. der Starkregen am 01. April 2002 in Jebel Hssain Brâhim, El Miyit und Arguion). Im Hohen Atlas werden maximale Werte der realen Evaporation während des gesamten Jahres simuliert.

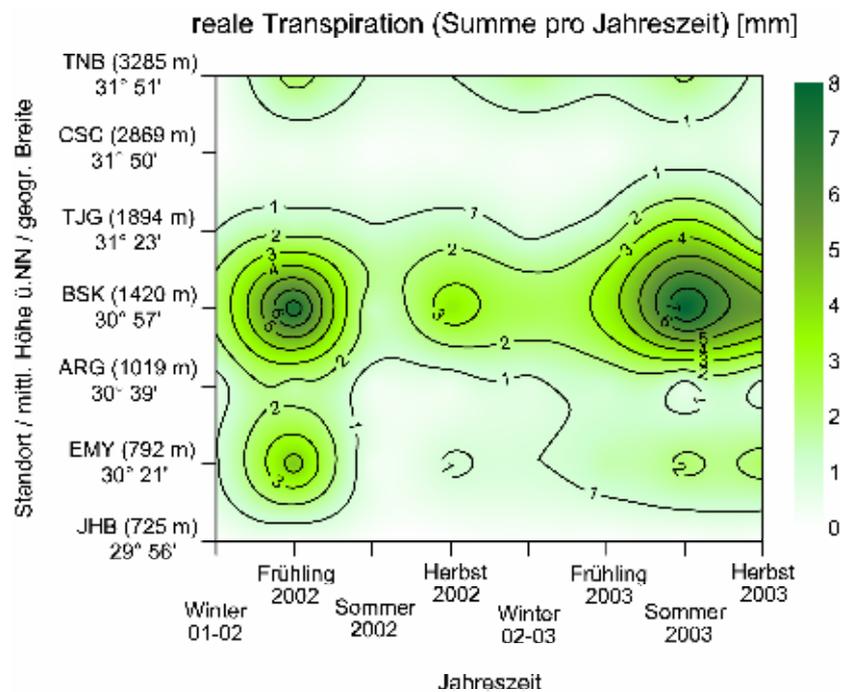


Abb. 9.13: Isolinien Darstellung der räumlich und zeitlich gemittelten simulierten realen Transpiration [mm] im Betrachtungszeitraum Dezember 2001 bis November 2003 (die Transpiration wird als jahreszeitliche Summe angegeben).

Infolge der Höhengrenze der Vegetation wird die maximale Transpiration nicht an den am höchsten gelegenen (und dadurch von hoher Humidität gekennzeichneten) Einzugsgebieten Taria-n-Boussaid und Cascade simuliert, sondern in Bou Skour (Abb. 9.13). Wie schon erläutert, wird dieser Umstand mit dem relativen Anteil von Gebietsflächen oberhalb der Vegetationshöhengrenze begründet. Demgegenüber äußert sich südlich von BSK die Trockengrenze in Form von Transpirationsraten < 2 mm. Nur vereinzelt auftretende Stark-

niederschläge, wie am 01. April 2002 sind imstande, den insgesamt kleinen Interzeptionsspeicher der Einzugsgebiete El Miyit und Jebel Hssain Brâhim aufzufüllen. Abb. 9.14 zeigt den Anteil von Transpiration und Evaporation an der Gesamtverdunstung. Der hohe Transpirationsanteil an den mittleren Standorten des Transekts wird deutlich herausgestellt.

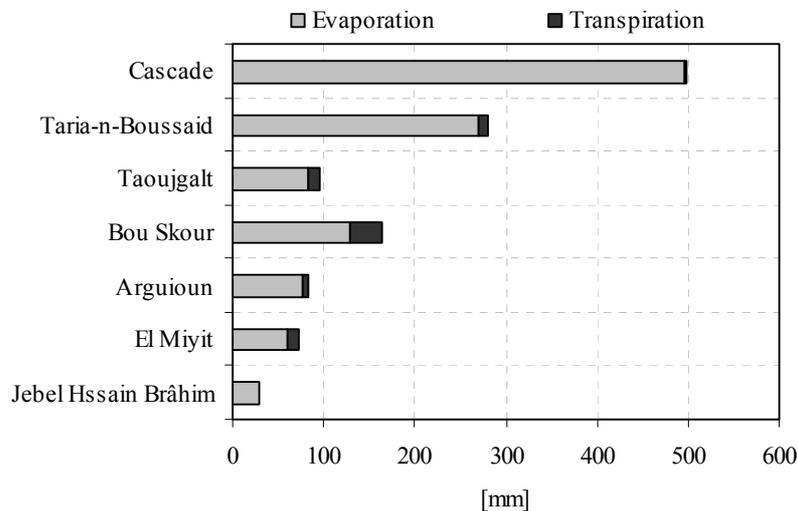


Abb. 9.14: Anteile von Evaporation und Transpiration an der realen Gesamtverdunstung (kumulierte Mengen im Betrachtungszeitraum Dezember 01 bis November 03)

Zusammenfassend wird festgestellt, dass die Dynamik der betrachteten Wasserhaushaltskomponenten zwar von der absoluten Höhe der eingehenden Niederschläge gesteuert wird, jedoch von sekundären Faktoren entscheidend modifiziert wird. Sowohl das relative Bodenfeuchtemaximum in Taoujgalt als auch das relative Transpirationsmaximum in Bou Skour bestätigen, dass die Dynamik von Bodenwasser und Transpiration nicht allein von hygrischen, sondern zusätzlich von pedologischen und standortbezogenen Rahmenbedingungen abhängt.

Für Abb. 9.15 wurden die standortspezifischen Mittelwerte von Bodenfeuchte und Verdunstung aller sieben Einzugsgebiete arithmetisch zu einem Gesamt-Durchschnittswert gemittelt. In der Darstellung ist die Abweichung zu der mittleren Evapotranspiration und dem mittleren Bodenwassergehalts an allen Standorten abzulesen.

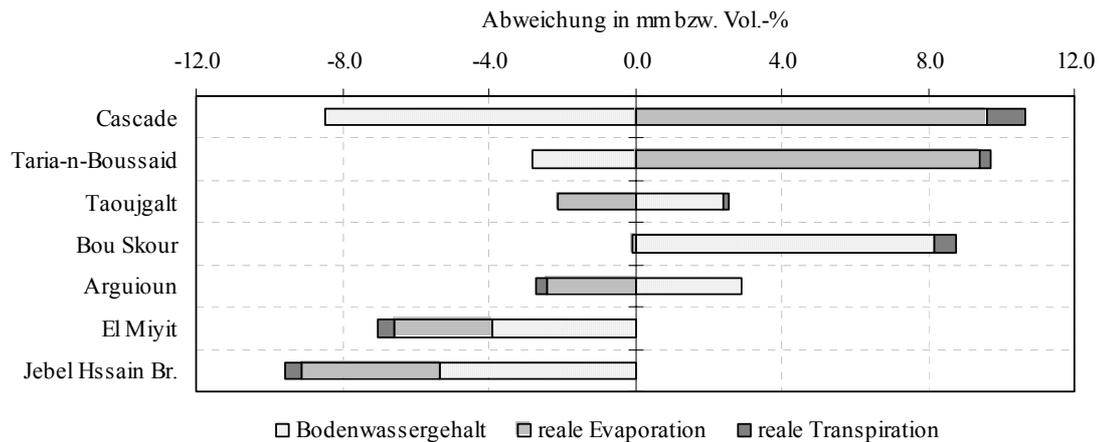


Abb. 9.15: Absolute Abweichung von der mittleren Bodenfeuchte (Vol.-%) bzw. von der mittleren Evapotranspiration aller Standorte (mm) (die Ordinate entspricht dem arithmetischen Mittelwert aus allen Standorten).

Die berechneten Abweichungen vom Mittelwert aller Standorte dokumentieren die Abhängigkeit der realen Verdunstung vom Niederschlagsgradienten sowie den „Bodenfeuchte-Überschuss“ an den Standorten Arguioun, Bou Skour und Taoujgalt.

9.3 Der Bodenwasserhaushalt auf der Skala der ausgewiesenen Landschaftseinheiten

Das folgende Kapitel beinhaltet die Übertragung der Ergebnisse von der Einzugsgebietsebene auf die Skala der in Kap. 5.7 beschriebenen Landschaftseinheiten und Reliefformtypen. Dabei zeigt sich, dass die Dynamik von Bodenfeuchte und Evaporation einen vergleichbaren Verlauf aufweist und in den flachen Bereichen der Einzugsgebiete (Reliefformtyp „Ebene“) Minimalwerte erzielt (Abb. 9.16).

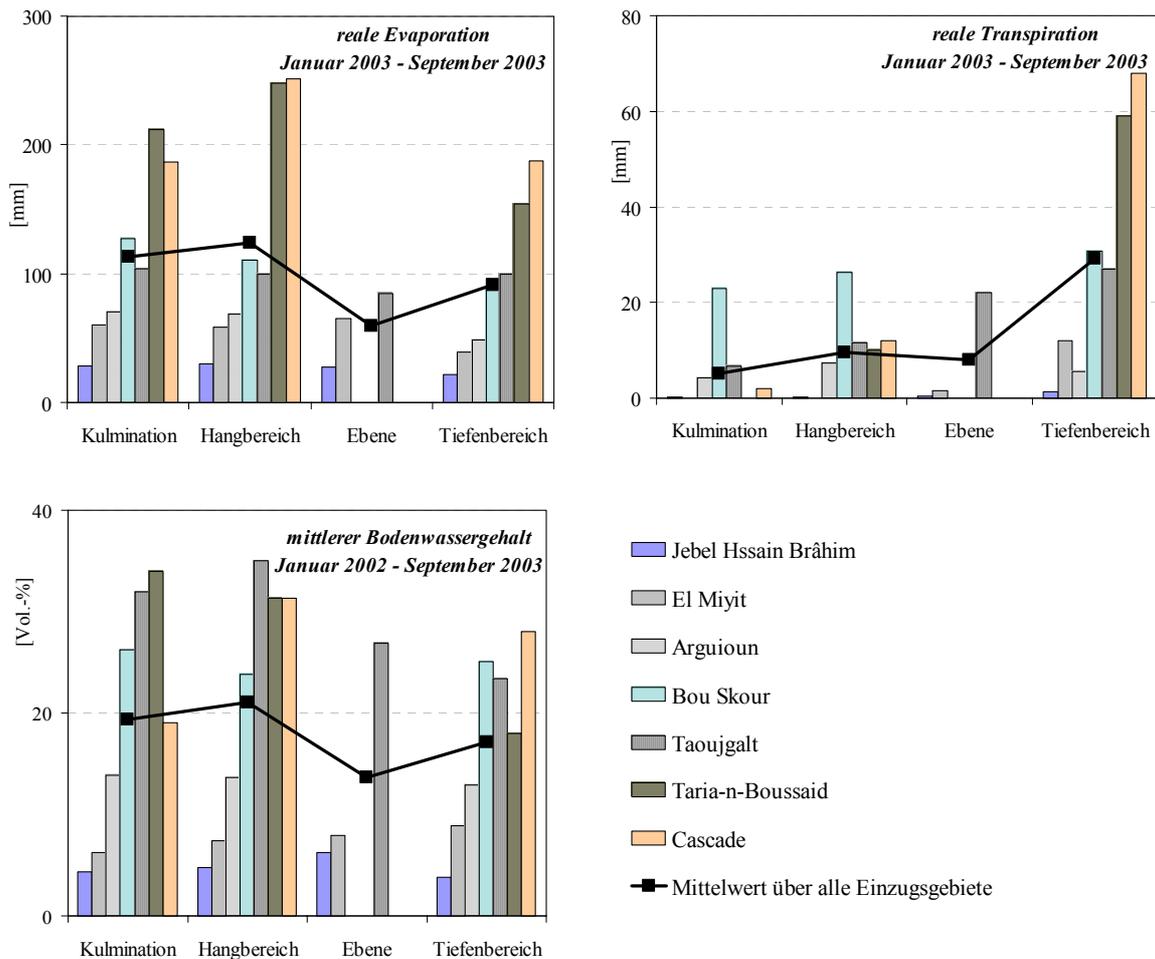


Abb. 9.16: Simulierter Bodenwassergehalt und Evapotranspiration nach Aggregation der Landschaftseinheiten in Reliefformtypen (Bilanzzeitschritt Januar 2002 bis September 2003).

Hänge und Kulminationsbereiche, sowie im Fall von Arguioun und El Miyit auch Tiefenlinien, sind von höheren Bodenwassergehalten und daher von einer höheren Bodenverdunstung gekennzeichnet. Am Beispiel der Evaporation wird deutlich, dass die Anteile der vier Reliefformtypen an den südlichen Einzugsgebieten untereinander nur schwach variieren. Erst an den Standorten im Hohen Atlas streuen die Evaporationssummen in Abhängigkeit des jeweiligen Reliefformtyps deutlicher. Hinsichtlich der Bodenfeuchte beträgt die Abweichung zwischen zwei Reliefformtypen eines Untersuchungsgebiets lediglich maximal 10 Vol.-%. Demgegenüber zeigt der Verlauf der realen Transpiration eine deutliche Abhängigkeit zu den topographischen Bedingungen des jeweiligen Untersuchungsstandorts. Entsprechend der Vegetationsverbreitung werden die höchsten Transpirationsraten in den Tiefenlinien, die geringsten an den weitestgehend vegetationsfreien Kulminationsbereichen simuliert.

In Verbindung mit der in Kap. 7 erläuterten bodenhydrologischen Charakterisierung der Reliefformtypen sind Höhe und Dynamik der Wassergehalte und Evaporation primär eine Folge der Korngrößenzusammensetzung und der Profileigenschaften der Böden. Topographische Depressionen und Tiefenlinien sind in der Regel durch grobe Textur und hohe Infiltrationsraten gekennzeichnet. Die Böden dieser Standorte zeichnen sich sowohl durch eine schnelle Befeuchtung als auch durch eine schnelle Entwässerung aus, so dass Feuchtigkeit in der bei der Evaporation aktiven Bodenschicht (die oberen 5 mm) nur kurz gespeichert werden kann. Infiltrierende Niederschläge perkolieren bei einer vergleichsweise hohen hydraulischen Leitfähigkeit zügig in die tieferen Bodenschichten, aus denen Wasser nur noch transpirativ entzogen werden kann. Dies wird durch den großen Beitrag der Tiefenlinien an der Transpiration eines Einzugsgebiets bestätigt (vgl. Abb. 9.16). Infolge der hohen Infiltrabilität und des spezifischen Substrats werden in den konkaven Bereichen höhere Bodenwassergehalte gemessen als in den Ebenen. Die über Infiltrationsexperimente und Berechnungen abgeleiteten und in Kap. 7.2 beschriebenen bodenhydrologischen Charakteristika belegen die schwache Abflussbereitschaft und hohe Infiltrationskapazität der Tiefenbereiche. Experimente im Gelände bestätigen, dass die Niederschläge in den Wadis vollständig absorbiert werden, ohne dass *ponding* eintritt oder Wasser oberflächlich abfließt.

Am Beispiel von Bou Skour wird die raumzeitliche Dynamik von Bodenfeuchte und Evapotranspiration auf Einzugsgebietsskala dargestellt (Abb. 9.17). Der Betrachtungszeitraum von Dezember 2001 bis November 2003 wird dabei in Drei-Monats-Intervallen zu Jahreszeiten zusammengefasst. Zur Verdeutlichung der hygrischen Situation werden die registrierten Niederschlagssummen in die Bodenfeuchte-Darstellung eingetragen. Die räumliche Visualisierung von ausgewählten Simulationsergebnissen aller übrigen Einzugsgebiete sowie eine tabellarische Darstellung der wichtigsten bodenhydrologischen Eigenschaften der Landschaftseinheiten sind im Anhang (Abb. A6 bis A11) zu finden.

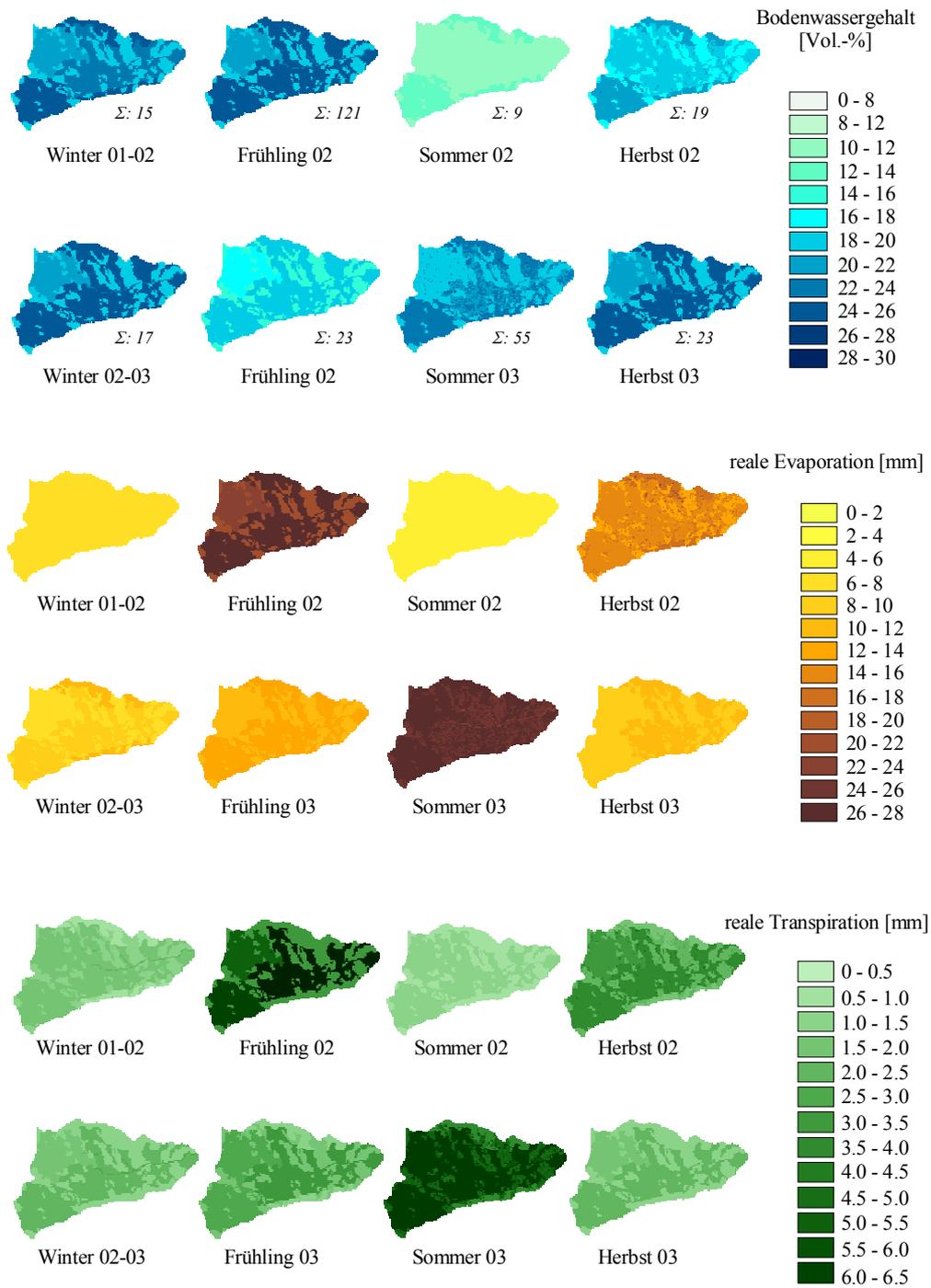


Abb. 9.17: Raumzeitliche Variabilität von Evaporation, Transpiration und Bodenwassergehalt am Beispiel von **Bou Skour** (In der oberen Darstellung sind die jahreszeitlichen Niederschlagssummen (Σ) eingetragen. Die Evaporation und Transpiration werden als Summen beziffert. Der Bodenwassergehalt ist als Mittelwert für jede Jahreszeit angegeben; die Evaporationssummen und mittleren Wassergehalte beziehen sich auf die oberen 5 cm Boden).

Am Beispiel von Bou Skour zeigt sich, dass die Bodenfeuchte und Evapotranspiration von der Niederschlagsdynamik bestimmt werden. In den sehr trockenen Sommermonaten des Jahres 2002 (Σ : 9 mm) werden die geringsten Bodenwassergehalte und Verdunstungsmengen berechnet. Einzelne Starkniederschläge, wie am 01. April 2002, bei dem innerhalb von 24 Stunden 77 mm Niederschlag registriert wurden, wirken sich sehr deutlich auf die Gesamtbilanz der betreffenden Jahreszeit aus. Darüberhinaus spiegelt sich in der räumlichen Variabilität von Bodenwassergehalt und Evapotranspiration das Muster der in Abb. 9.18 dargestellten Landschaftseinheiten *Tiefenlinie*, *Felsfläche*, *Kulminationsfläche* sowie den drei Hangabschnitten „*Unter-*, *Mittel-* und *Oberhang*“ wider.

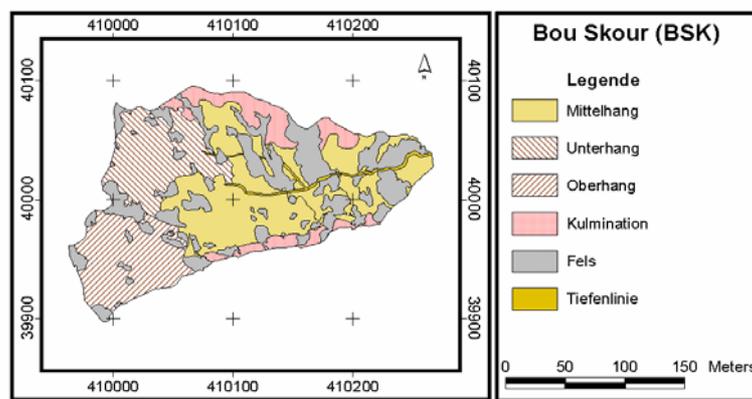


Abb. 9.18: Räumliche Verteilung der Landschaftseinheiten am Untersuchungsstandort **Bou Skour**.

Die im Rahmen der Parametrisierung vorgenommene Zuordnung der bodenhydrologischen Eigenschaften bestimmt die Menge der verdunstenden oder oberflächlich abfließenden oder infiltrierenden Anteile des verfügbaren Niederschlagswassers auf den Landschaftseinheiten (vgl. Kap. 5.7). Die Analyse der räumlichen Verteilung der simulierten Komponenten ergibt im Fall von Bou Skour, dass die Landschaftseinheit der Felsflächen in jeder Jahreszeit von den geringsten Bodenwassergehalten und Evapotranspirationsmengen gekennzeichnet ist. Die insgesamt geringe Wasserspeicherkapazität der Böden resultiert aus der groben Textur, dem hohen Skelettgehalt und der geringen Infiltrabilität dieser Standorte. Demgegenüber zeichnen sich die Hänge und sogar die Kulminationsbereiche als Standorte mit deutlich günstigerer Wasserspeicherung aus. Die Landschaftseinheiten aller Untersuchungsstandorte sind im Anhang in den Abbildungen A1 bis A5 aufgeführt. Die wichtigsten Eigenschaften der 38 Landschaftseinheiten sind Tab. A2 zu entnehmen.

Die hydrologischen Charakteristika der sechs Landschaftseinheiten von Bou Skour werden am Beispiel eines sommerlichen Niederschlagsereignisses verdeutlicht. Am 01. September 2002 wurden innerhalb von 45 Minuten (zwischen 11:45 und 12:30 Uhr) 2.5 mm Nieder-

schlag registriert. In Abb. 9.19 ist die zeitliche Dynamik des Oberflächenwassers in den anschließenden Stunden dargestellt. Zur besseren Herausstellung des gebildeten Sättigungswassers auf den Rasterzellen wird nur ein kleiner Ausschnitt im Einzugsgebiet betrachtet. Gemäß der Theorie der HORTON'schen Abflussbildung wurde die Infiltrationskapazität des Bodens von der Niederschlagsintensität übertroffen. In der Folge bildeten sich bis 13:00 Uhr besonders auf den Felsflächen erste Sättigungswasserflächen (Abb. 9.19). Um 21:00 Uhr des gleichen Tages war das Oberflächenwasser wieder infiltriert. Dabei zeigt sich, dass die Anzahl der mit Wasser bedeckten Rasterzellen um 13:00 am größten war und sich im Laufe des Abends auf Null verringerte. Eine Konzentration der Zellenausflüsse wird im Vorfluter aufgrund der hohen Infiltrabilität des Untergrundes nicht abgebildet. Wie die Abbildung zeigt, infiltriert das an der Oberfläche einer Rasterzelle „gebundene“ Wasser an Ort und Stelle.

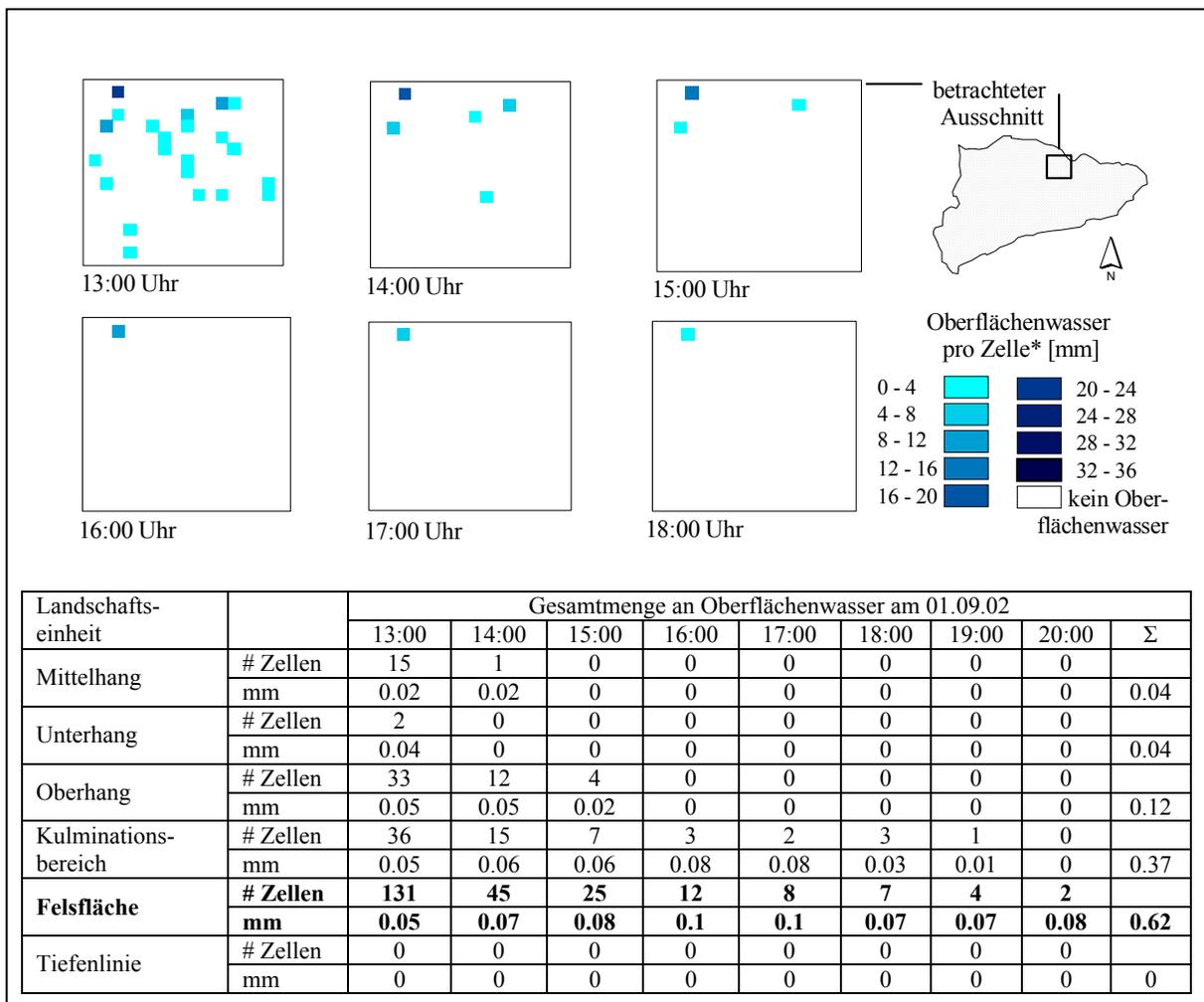


Abb. 9.19: Das Auftreten von Oberflächenwasser am Beispiel eines Niederschlagsereignis am 01.09.02 zwischen 13:00 und 20:00 Uhr auf einer Fläche in **Bou Skour** (# entspricht der Anzahl der mit Wasser bedeckten Zellen (*eine Zelle = 10x10 m) der jeweiligen Landschaftseinheit; die absolute Wassermenge wird in mm angegeben).

Bei der Betrachtung der an der Bildung von Oberflächenwasser beteiligten Landschaftseinheiten dominieren vor allem die Felsflächen (in Abb. 9.19, fett markiert). Im Unterschied zu diesen Standorten zeichnen sich besonders die Tiefenlinien von einer geringen Infiltrabilität aus und tragen nicht am Abflussbildungsprozess bei.

10 Diskussion und Ausblick

In diesem Kapitel erfolgt eine Diskussion der aus den Modellresultaten gewonnenen Erkenntnisse. Dabei werden die verwendeten Daten und Methoden sowie die Ergebnisse des eingesetzten Modells im Hinblick der eingangs formulierten zentralen Zielvorstellungen bewertet. Die im Rahmen der vorgenommenen Modellierung der Bodenwasserflüsse potentiell auftretenden Fehlerquellen - als Fehler werden an dieser Stelle die Abweichungen zwischen Messwert und Simulationsergebnis bezeichnet - können je nach Herkunft und Art differenziert werden in:

- Fehler als Folge unzureichender oder fehlerhafter Eingangsdaten (Klima-, Boden- und Vegetationsdaten),
- Fehler in Daten, die bei der Validierung benötigt werden (gemessene Abflüsse, Bodenwassergehalte, Bodentemperaturen) oder
- mit der Modellstruktur verknüpfte modellinterne Annahmen.

Eingangsdaten

Im Rahmen dieser Arbeit kommen räumlich unterschiedlich aufgelöste Geländemodelle zum Einsatz, die auf Basis von dGPS-Kartierungen oder mit Hilfe von digitalisierten Höhenlinien generiert wurden. Bei der Erstellung des Höhenmodells wird die Erdoberfläche durch mathematische Funktionen nur approximativ abgebildet, so dass das Verhältnis von Auflösung und Flächengröße des betrachteten Gebiets über die Güte des Höhenmodells entscheidet (vgl. Tab. 4.1). Gerade in Regionen mit hoher Reliefenergie, wie es in den nördlichen Gebirgsregionen des Untersuchungsraums der Fall ist, wird das Ergebnis hydrologisch komplexer Modellsysteme durch die grobe Auflösung von 100×100 m nachteilig beeinflusst. Da eine adäquate Abbildung der Kleinkammerung der Hochgebirgstopographie nur eingeschränkt möglich ist, werden beispielsweise hydrologisch bedeutsame Entwässerungsrinnen im Zuge der Interpolation „verschluckt“ (SHUN & DUFFY 1999). Die Verwendung eines zu groben Rasters bewirkt, dass reliefabhängige Prozesse, wie beispielsweise die Verdunstungsmengen infolge der kurzwelligen globalen Einstrahlung, zu Modellungenauigkeiten führen.

Eine Untersuchung am Beispiel der Hochebene von Taoujgalt bestätigt jedoch, dass auf dem schwach geneigten Gelände ($< 6^\circ$) des Schwemmfächers nur geringfügige Abweichungen im Modellresultat auftreten. Alle Simulation beziehen sich jeweils auf eine 90000 m² große Auswahlfläche im Zeitraum 01.01.02 bis 31.12.02. Mit Ausnahme der Modifikation der räumlichen Grundlage wurden alle übrigen Parametersätze unverändert beibehalten. Die

Veränderung der Zellengröße von 10×10 auf 25×25, 50×50 und 100×100 m wirkt sich innerhalb des Jahres 2002 nur auf den Gerinneabfluss und auf das Volumen des temporären Bodenoberflächenspeichers aus (Tab. 10.1). Für die im Beispiel gewählten Zeit- und Raumeinheiten gilt, dass eine Vergrößerung oder Verkleinerung der Rasterweite keine Umsatzveränderung weiterer Bilanzgrößen nach sich zieht.

Tab. 10.1: Veränderung von Gerinneabfluss und Oberflächenwasser als Folge der räumlichen Auflösung des Geländemodells am **Beispiel Taoujgalt** im Zeitraum Januar bis Dezember 2002 (Landschaftseinheit „Quartäres Lockersediment“; Jahresniederschlag: 227 mm).

	räumliche Auflösung			
	10×10 m	25×25 m	50×50 m	100×100 m
Summe Gerinneabfluss [mm]	0.08	0.29	0.62	0.52
Veränderung des Oberflächenspeichers [mm]	0.83	0.27	0.12	0

Tab. 10.1 ist zu entnehmen, dass sowohl die Veränderungen der Abflusssumme im Gerinne als auch die Veränderung des Oberflächenspeichers im Jahr 2002 < 1 mm ausmachen. Beide Abweichungen liegen somit in einem tolerablen Bereich. Die Vergrößerung des Rasters hat im Fall der dargelegten Rahmenbedingungen nur eine vernachlässigbare Umverteilung der bilanzierten Gesamtwassermenge zur Folge. Bei einer Übertragung des Modells auf topographisch komplexere Einzugsgebiete ist weiterhin zu prüfen, inwieweit die Rasterweite zu Abweichungen im Resultat führt.

Bodendaten

Obwohl die Infiltrationseigenschaften auf den Messplots genau wiedergegeben werden, bleibt die räumliche Variabilität der bodenhydrologischen Parameter bei der Extrapolation auf die Skala der Landschaftseinheiten unberücksichtigt. Da die direkte Messung bodenhydrologischer Eigenschaften der skelettreichen Böden nur in Ausnahmefällen realisierbar ist, werden die benötigten Parameter über Pedotransferfunktionen abgeleitet. Über Unsicherheiten, die aus der Verwendung von Pedotransferfunktionen resultieren (SCHAAP & LEIJ 1998), wurde schon in Kap. 8.1 hingewiesen. Dabei wird gezeigt, dass sich die Abweichungen der geschätzten Parameter nicht zwangsläufig in einer „schlechten“ Simulation der betreffenden Haushaltsgrößen äußern müssen. Aus der Bewertung unterschiedlicher Pedotransferfunktionen lässt sich weiterhin schließen, dass sowohl die Abweichungen der geschätzten Parameter als auch die Abweichung der daraus abgeleiteten Modellergebnisse verglichen werden müssen. In der Gesamtbetrachtung zeichnen sich die an skelettfreien Böden gemäßiger Klimate abgeleiteten Pedotransferfunktionen durch die größten Defizite aus. Die Ergebnisse der in Kap. 7.1 dargestellten Korngrößenanalyse verdeutlicht die

Notwendigkeit, den hohen Skelettgehalt bei der Auswahl der jeweiligen Pedotransferfunktion zu berücksichtigen.

Klimadaten

Durch den Einsatz von nur einer Klimastation pro Einzugsgebiet steht für jede Rasterzelle derselbe Klimadatensatz zur Verfügung. Dies stellt eine Simplifizierung der klimatischen Bedingungen dar, da potenzielle lokalklimatische Effekte innerhalb des Einzugsgebiets nicht berücksichtigt werden. Im Tal des Assif-n-Ait-Ahmed wird die Kleinräumigkeit und Variabilität der klimatischen Parameter dagegen von drei Klimastationen repräsentiert, so dass eine einfache höhenzonale Niederschlagsdifferenzierung erfolgen kann. Gerade im Hinblick auf das Niederschlag-Abfluss-Verhalten im Hohen Atlas sollten zukünftig jedoch weitere Aggregierungsmethoden geprüft werden. Neben der Aggregierung klimatischer Parameter bereitet die Schneemessung und räumliche Schneeverteilung im Gebirge immer noch erhebliche Erfassungsschwierigkeiten (Kap. 6.2.1).

Vegetationsdaten

Für die nichtagrarisch genutzten Regionen der Trockenräume ist die Informationsdichte über hydrologisch relevante Vegetationsparameter sehr spärlich. Somit müssen Erfahrungswerte aus „ähnlichen“ Studien und aus teilweise nicht vergleichbaren Regionen in die Parametrisierung miteinbezogen werden. Der Fehler, der aus einer ungenauen Parametrisierung von Vegetationseigenschaften wie beispielsweise Wurzelparameter und stomatäre Widerstände resultiert, wird jedoch als nicht gravierend eingestuft, da im gesamten Untersuchungsraum von einer geringen Vegetationsbedeckung auszugehen ist. Zudem bestätigen die Simulationsergebnisse, dass die Transpirationsleistung der Pflanzen nur einen geringen Anteil an der Gesamtverdunstung ausmacht.

Validierungsdaten

Bei der Bewertung des verwendeten Modellkonzepts muss besonders auf die geringe Verfügbarkeit von Validierungsdaten hingewiesen werden. In vier der sieben Einzugsgebiete wurde im betrachteten Zeitraum kein Gerinneabfluss gemessen, da es zu einer internen Umgelagerung des im Oberflächenspeicher temporär gebundenen Wasser gekommen ist (Reinfiltration). Die Eignung des Modells zur Abflussmodellierung konnte einzig im Fall der perennierenden Abflüsse im Gebirge sowie am Beispiel eines einzelnen Niederschlagsereignisses in El Miyit überprüft werden. Durch den Mangel an verfügbaren Daten kann die Modellierung der Evapotranspiration, der Schneemächtigkeit und Interzeption an den

Untersuchungsstandorten bislang nicht validiert werden. Durch laufende Studien von GRESENS (in Vorb.) sind die Evaporationsraten einzelner Arten in Taoujgalt und El Miyit inzwischen bekannt. Die simulierte Schneebedeckung und Schneedeckenandauer sollte zukünftig mit den Daten von SCHULZ (in Vorb.) verglichen werden. Insgesamt zeigen die simulierte Evapotranspiration und der simulierte Schneespeicher in ihrer zeitlichen und räumlichen Dynamik aber einen plausiblen Verlauf (vgl. Kap. 9). Die Bilanzierung der Teilkomponenten belegt außerdem, dass die Verifikation von Numerik und Programmierung gewährleistet ist.

Bodenfeuchtemessungen erfolgten nur an vier Klimastationen, so dass die simulierten Wassergehalte von Jebel Hssain Brâhim und den beiden nördlichsten Standorten nicht validiert werden können. Zudem erfolgt die Messung des Bodenwassergehalts über die TDR-Methode nur punktuell. Die Übertragung eines stichprobenhaft ermittelten Bodenfeuchtewertes auf alle verschiedenen Landschaftseinheiten eines Einzugsgebiets impliziert, dass eine Homogenität der nicht parametrisierten Bodeneigenschaften vorausgesetzt wird (NOBORIO et al. 1996). Die im Allgemeinen zufrieden stellenden Validierungsergebnisse können somit nur bedingt auf die betreffende Landschaftseinheit bezogen werden. Darüberhinaus können die empirisch ermittelten Bodenwassergehalte messverfahrenstechnischen Unsicherheiten unterliegen, da die Sondenstäbe bei der Installation mit Feinmaterial eingeschlämmt wurden. Dies hat den Vorteil, dass eine Störung des Spannungsimpulses durch große Steine und Luftporen weitestgehend verhindert wird (STACHEDER 1996:47). Eine Repräsentativität der Bodenmatrix in Bezug auf Porosität, Skelettgehalt und Lagerungsdichteverhältnisse kann dadurch jedoch nicht aufrechterhalten werden. Obwohl die gemessene Bodenfeuchte insgesamt in ihrer tages- und jahreszeitlichen Dynamik sehr gut wiedergegeben wird, deuten die in seltenen Fällen auftretenden Extremwerte von > 70 Vol-% auf Messfehler hin, deren Ursache nicht geklärt werden kann.

Die Erhebung von Abflussdaten im Gelände wurde häufig mit den in Kap. 2.2 angedeuteten Schwierigkeiten konfrontiert. In Anlehnung an die Erfahrungen der Abflusserfassung in semi-ariden Regionen werfen besonders die hydrologischen Messungen im Assif-n-Ait-Ahmed beträchtliche methodische Probleme auf. Spitzenabflüsse, die sich als Folge von Schneeschmelze und hochintensiven Niederschlagsereignissen bilden, übersteigen das sommerliche Niedrigwasserniveau um ein Vielfaches. Daher gestaltet sich die Auswahl eines geeigneten Standorts für den verwendeten Pegeltyp schwierig. Das Vorhandensein klammähnlicher Taleinschnitte, in denen Oberflächenabfluss vollständig konvergiert, ist im gesamten Tal nur an den drei ursprünglich gewählten Standorten vorzufinden (Pegelstandorte „*Taria*“,

„*Cascade*“, „*Gorge*“). Jenseits dieser Stellen pendelt der Bach meist in einem breiten Schotterbett hin und her (vgl. Abb 4.5b), so dass die Erfassung der Abflüsse bei Bachbettveränderungen infolge von Hochwässern mit Unsicherheiten verbunden ist. Da sich der Aufenthalt der IMPETUS-Projektmitglieder aus logistischen Gründen auf nur wenige Wochen in Herbst und Frühling beschränkt, kann eine Abflussbestimmung nur während eines sehr schmalen Zeitfensters erfolgen. In Hinsicht der zeitlich nicht zu prognostizierenden Spitzenabflüsse bereitet vor allem die Eichung der Abflusskurve mit den zur Verfügung stehenden Messmethoden erhebliche Probleme (niedriger Wasserstand, Änderung des Gerinnequerschnitts). Neben diesen messmethodischen Bedingungen zeigen die Abflüsse im Assif-n-Ait-Ahmed eine sehr komplexe Dynamik, die sowohl von klimatischen (Saisonalität der Quellschüttung, Schnee) als auch von hydrogeologischen Rahmenbedingungen (Karstphänomene) geprägt ist. In der gegenwärtigen Modellversion sind jedoch gerade diese untergrundspezifischen Bedingungen nicht implementiert.

Die hohe Reliefenergie bei gleichzeitigem Auftreten intensiver Niederschläge oder Schneeschmelzphasen stellt für die Pegelanlagen ein nicht zu unterschätzendes Gefährdungspotenzial dar. So wurde der Pegel Cascade im Sommer 2003 infolge einer gravitativen Massenbewegung zerstört und unter einer 2 m mächtigen Geröll- und Schlammdecke bedeckt (vgl. Foto A1 und A2). Desweiteren wird die Beweglichkeit des Schwimmers zusätzlich durch Sedimentation von Geröll und Schwebfracht beeinträchtigt. Ein Festfrieren des im Pegelrohrs sitzenden Schwimmers kann während der Frosttage ebenfalls nicht ausgeschlossen werden. Die im Projektgebiet verübten Diebstähle und die Zerstörung des Pegels Gorge konnte trotz bezahlter Wächter nicht verhindert werden.

Modellannahmen

Die Analyse möglicher Fehlerquellen zeigt, dass den auf modellinternen Betrachtungen beruhenden Unsicherheiten eine besondere Bedeutung zukommt. Bei der Unterteilung der Bodensäule in zwei Schichten wird der bei der Evaporation aktive Bodenhorizont mit einer vertikalen Mächtigkeit von 50 mm angegeben. Da der Entzug von Bodenwasser aus der darunter liegenden Schicht nur durch die ohnehin spärliche Transpirationsleistung der Vegetation erfolgt, ist für den zweiten Horizont ein überwiegend stagnierendes Bodenfeuchte-regime charakteristisch. Die Festlegung der oberen Bodenschicht impliziert, dass diese folglich von einer hohen Fluktuation des Wassergehalts gekennzeichnet ist. Wie die Erläuterungen in Kap. 9.3 gezeigt haben, erzielt der Wasserentzug durch Transpiration nur an den wenigen Vegetationsstandorten hohe Raten (in den Tiefenlinien beträgt der Transpirationsanteil an der Gesamtverdunstung maximal 24 %). Des Weiteren beinhaltet die Diskretisierung

der Bodensäule, dass für den gesamten Bodenkörper nur maximal zwei Parametersätze definiert werden und tiefenabhängige Gradienten nicht berücksichtigt werden. Somit verläuft der vertikale Wasserfluss ohne die Annahme potenzieller Feuchtigkeitsgradienten, d.h. ohne eine Berücksichtigung vertikaler Trocken- bzw. Feuchtbereiche. Wie jedoch die Arbeit von ADENÄUER (2003) zeigt, bildet sich der als Evaporationsfront bezeichnete Grenzsaum in Sandböden bevorzugt zwischen zwei unterschiedlich feuchten Bodenschichten. Dieser gerade in grobkörnigen Böden sehr scharf ausgeprägte Übergang wandert während der Trocknungsperiode weiter in die Tiefe und bewirkt auf einer Distanz von wenigen Millimetern große Differenzen in den Wassergehalten. Wie in Kap. 2.3.2 erläutert, können diese natürlichen Feuchtigkeitsgradienten auch durch den hohen Skelettgehalt der Böden hervorgerufen werden. Die Folge ist, dass die durch die Evaporationsfront und den Skelettreichtum hervorgerufenen Feuchtigkeitsschwankungen nicht im Modell abgebildet werden können. Dennoch belegt die Validierung der Bodenfeuchte eine gute Übereinstimmung zwischen simulierten und gemessenen Wassergehalten. Die in Kap. 2.3.3 beschriebenen Effekte des Skelettanteils auf das bodenhydrologische Verhalten wird durch die Verwendung der PTF nach BRAKENSIEK & RAWLS (1994) zufrieden stellend integriert. Angesichts der großen Variabilität der hygrischen Bedingungen und der plötzliche Wechsel des hygrischen Status, häufig als Folge kurzzeitiger Niederschläge, wird die Simulation der Bodenfeuchte insgesamt als erfolgreich eingestuft.

Abfluss

Der Gerinneabfluss ergibt sich aus der Summierung der in den Rasterzellen gebildeten Abflusskomponenten, die dem Vorfluter zugeführt werden. Daher spiegelt der simulierte Abfluss in erster Linie die Dynamik, Intensität und Magnitude der eingehenden Niederschläge sowie die Infiltrations- und Perkolationsparameter wider. Mit Hilfe des frei wählbaren Ausflusskoeffizienten ist die Rate der Entleerung des Grundwasserspeichers bestimmbar. Der großen Bedeutung der Dynamik des Trockenwetterabfluss im Assif-n-Ait-Ahmed kann das eingesetzte Modell bislang nicht Rechnung tragen. Die unbefriedigende Modellgüte des Abflusses im Teileinzugsgebiet Taria-n-Boussaid (vgl. Tab. 8.15) wird neben möglichen Fehlern in den Eingangsdaten (beispielsweise der Schneeniederschlag oder die unzureichende Auflösung des digitalen Geländemodells) hauptsächlich mit der unzureichenden Berücksichtigung natürlicher niederschlagsunabhängiger Abflussschwankungen erklärt. Aufgrund der geologischen Rahmenbedingungen muss von mehreren, in Grundwasserstockwerke gegliederten Aquifersysteme mit unterschiedlichen Rückgangskonstanten ausgegangen werden. Im Modell wird eine Aufteilung in verschiedene Aquifersysteme sowie die Definition

diverser Grundwasserkomponenten, wie beispielsweise Karst- und Kluftwasseranteile, nicht berücksichtigt.

Weiterhin ist zu bedenken, dass die Abflüsse an den Pegeln *Taria* und *Cascade* für ein Niedrigwasserregime kalibriert wurden, so dass simulierte Hochwasserstände nur schwer zu bewerten sind. Während der Ablationsphase können Spitzenabflüsse auftreten, welche die mittlere tägliche Abflussmenge um ein Vielfaches übertreffen. Die auf Messungen der ersten Projektphase basierende Kalibrierkurve weist infolge der in Kap. 6.2.2 beschriebenen messmethodischen Hintergründe eine Vielzahl von Unsicherheiten auf. Für nachfolgende Untersuchungen bleibt zu prüfen, ob die Defizite eher in den Verfahren zur Integration der Eingangsdaten (insbesondere der Niederschlagsaggregation und der Schneeerfassung) oder in der bislang nur für Niedrigwasserstände geeichten Abflusskurve begründet sind.

Neben der Notwendigkeit einer permanenten Aktualisierung der Eichkurve, könnte für zukünftige Interpretationen des Abflussgeschehens der Bau eines Messwehrs unter Miteinbeziehung der lokalen Bevölkerung von Vorteil sein. Da bei der Verwendung der Pegelschreibereinheit Messungenauigkeiten nicht ausgeschlossen werden können (mögliche Eisbildung im Winter, Veränderung der Gerinnegeometrie) wäre zu prüfen, ob ein alternatives Verfahren zur Wasserstandmessung bessere Resultate liefern könnte.

Grundwasserneubildung

In Kap. 9.2 wurde die Grundwasserneubildung (GWNB) an den Untersuchungsgebieten überprüft. Es konnte dargelegt werden, dass die Grundwasseranreicherung von der Niederschlagsdynamik und -menge gesteuert und entscheidend von der physikalischen Beschaffenheit der ungesättigten Bodenzone modifiziert wird. Die Interpretation von Ausflussrate und der Mengenänderungen im Grundwasser wird jedoch dadurch erschwert, dass bislang keine verlässlichen Informationen über das Grundwasserreservoir vorliegen. An den Untersuchungsstandorten sind weder Menge und Flurabstand des Grundwassers, noch Strömungsrichtung und Magnitude vollständig bekannt. Aus diesem Grund kann die modellierte Grundwasserneubildung nicht mit Messdaten validiert werden. Die Simulation eines perennierenden Vorfluters im Einzugsgebiet erfordert im Fall von TNB und CSC einen permanenten Grundwasserausfluss auf Kosten der Grundwasserneubildung. Im Modell *ARID* wird daher annähernd der gesamte, simulierte Gerinneabfluss vom Anteil des Basisabfluss bestritten.

Um die Aussagekraft simulierter Grundwasserzustände in dieser oder in künftigen Modellstudien entscheidend verbessern zu können, sollte ein Monitoring des Flurabstandes und der Grundwasserströmungsrichtung über Grundwasserpegel implementiert werden.

Bodentemperatur

Eine weitere Schwierigkeit mit direkter Auswirkung auf die Validierung der Wärmeleitfähigkeit ist in der modellinternen Betrachtung von Bodenfrost begründet. Im Modell wird der Effekt der winterlichen Schneedecke auf die Bodentemperatur nicht berücksichtigt, so dass die Dämpfung der Temperaturamplitude nicht abgebildet werden kann. Somit kann eine Validierung der Bodentemperatur nur während der frost- und schneefreien Zeit erfolgen (Kap. 8.4.2). Von dieser Problematik sind allerdings nur die Standorte im Hohen Atlas betroffen. Langfristig sollten jedoch alle Stationen im Süden des Untersuchungsraums mit Sensoren zur Messung der Bodenoberflächentemperatur bestückt oder entsprechende Modellerweiterungen vorgenommen werden.

Zeitliche Diskretisierung

In Kap. 5.8 wurde darauf hingewiesen, dass die Klimadaten in drei verschiedenen Zeitintervallen vorliegen (15, 30 und 60 Minuten). Es zeigt sich, dass die zeitliche Auflösung des eingehenden Niederschlagsdatensatz in unterschiedlicher Weise auf die modellierten Bilanzgrößen auswirkt. Die Vergrößerung des Zeitintervalls bewirkt eine Verringerung der Niederschlagsintensität. Dabei besitzen sowohl die zeitliche Diskretisierung als auch die Höhe der eingehenden Niederschläge einen entscheidenden Effekt auf das Modellresultat. Für die folgende Simulation wird der eingehende Niederschlag um 50 % erhöht beziehungsweise verringert. In Abb. 10.1 ist der Einfluss der zeitlichen Auflösung auf die Umsätze ausgewählter Haushaltskomponenten des Jahres 2002 am Beispiel von Arguioun dargestellt. Aus den Ergebnissen kann gefolgert werden, dass der Wechsel zwischen dem halbstündlichen und stündlichen Zeitschritt keine nennenswerten Abweichungen auf die betrachteten Bilanzgrößen zur Folge hat. Signifikante Abweichungen sind erst bei einer Übertragung auf das viertelstündliche Zeitintervall feststellbar.

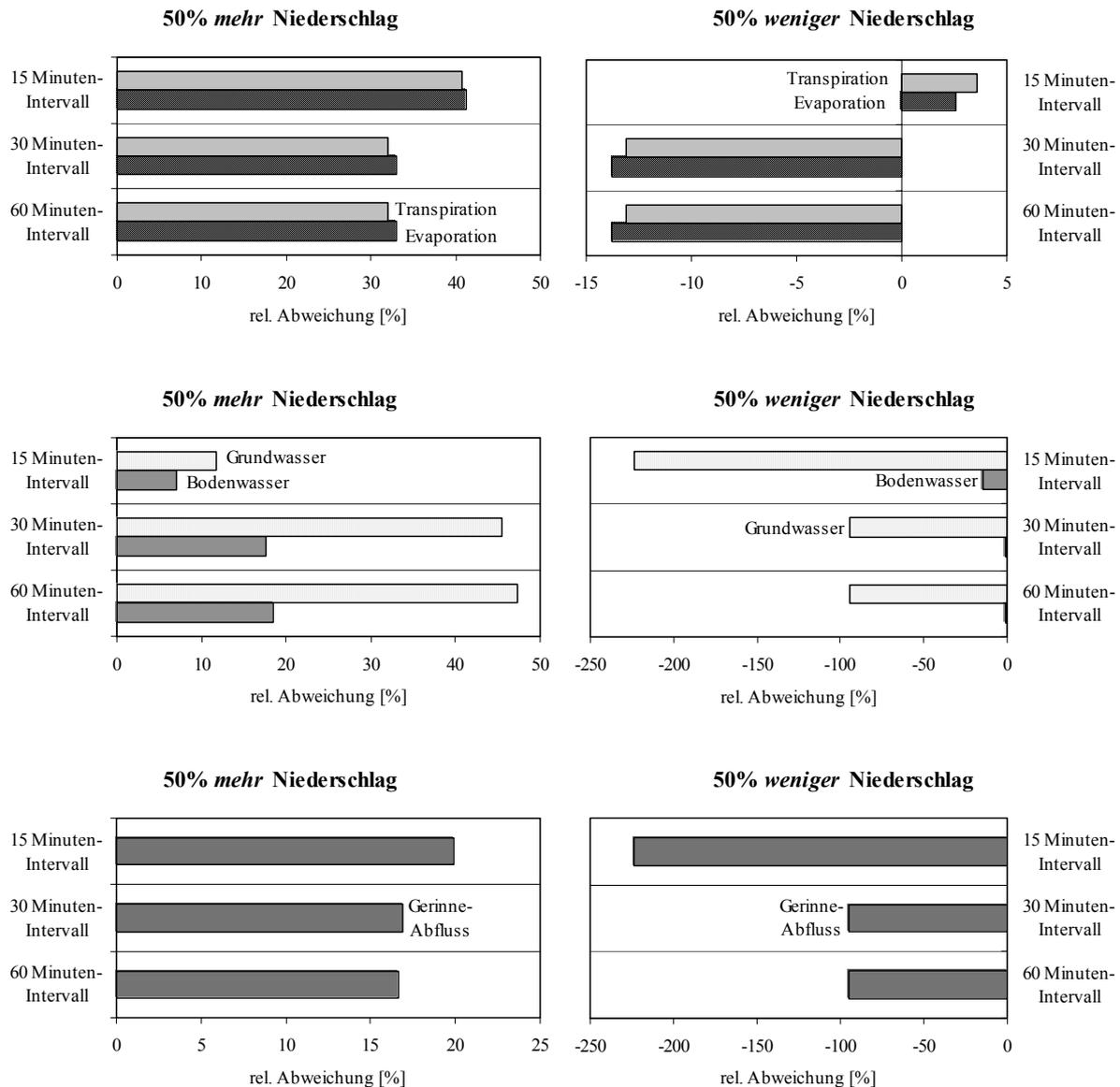


Abb. 10.1: Prozentuale Veränderung ausgewählter Wasserhaushaltsgrößen nach Modifikation der zeitlichen Auflösung des Niederschlags am **Beispiel** von **Arguioun** im Zeitraum Januar 2002 bis Dezember 2002 (Die Simulation von Gerinneabfluss, realer Evapotranspiration und Boden- und Grundwasser wird jeweils mit einer 50 %-igen Erhöhung (linke Hälfte) und 50 %-igen Reduzierung (rechte Hälfte) des Niederschlags durchgeführt).

Durch eine Erhöhung der Niederschläge um 50 % reduziert sich die Evapotranspiration und Menge des Gerinneabflusses je größer der Niederschlagsdatensatz aufgelöst ist. Demgegenüber bewirkt die zeitliche Vergrößerung eine Erhöhung der Wassermenge im Boden- und Grundwasserspeicher. Der Vergleich der Simulationsläufe belegt für den Fall der Niederschlagsreduktion ebenfalls eine Abhängigkeit von der zeitlichen Auflösung der eingehenden Niederschlagsdaten. Generell ist festzustellen, dass zwischen Erhöhung und Verringerung der Niederschläge auf den verschiedenen Zeitintervallen große Differenzen bestehen. Nach

Verringerung der Niederschläge werden mit Ausnahme der Evapotranspiration größere Abweichungen in den Modellresultaten berechnet als im Rahmen der 50 %ige Niederschlags-erhöhung. Die größte, auf der zeitlichen Diskretisierung des Niederschlags beruhende Abweichung, wird im Grundwasserspeicher verzeichnet. Bei einer viertelstündlichen Auflösung wirkt sich die 50 %igen Niederschlagsreduzierung am stärksten auf den Grundwasserspeicher aus. Diese Veränderungen schlagen sich unmittelbar in der Dynamik des Gerinneabfluss nieder. Zusammenfassend belegt die Studie, dass die zeitliche Auflösung der Niederschlagsdaten eine Umlagerung der Speichermengen zur Folge hat.

Räumliche Diskretisierung (Konzept der Landschaftseinheiten)

Die in der Literatur beschriebenen methodischen Schwierigkeiten bei der Ausweisung von Gebietseigenschaften sind vielfältig. Neben der Überlagerung verschiedener bei der Diskretisierung verwendeter Attribute und einer Ambivalenz der Prozesswirkung, stellt in zahlreichen Arbeiten die fehlende Transparenz der vorgenommenen Auswahlkriterien ein grundlegendes Problem dar.

In parameterintensiven Modellen impliziert die zur Definition von ähnlichen Hydrotopen notwendige Attributisierung, dass die so generierten Flächen hinsichtlich weiterer Gebiets-eigenschaften heterogen sind. Die in dieser Studie modellhaft beschriebene, räumliche Heterogenität der Prozesse erfordert für eine weiterführende Verifikation deutlich mehr flächenverteilte Messdaten. Der Vorteil des Konzepts der Landschaftseinheiten beruht jedoch auf der Möglichkeit, aggregierte Gebietsinformationen direkt in das Modellkonzept integrieren zu können. Jedoch wird angemerkt, dass jeder Aggregierungsversuch gleichzeitig mit den Auswirkungen des Skalenübergangs konfrontiert ist, da die innere Variabilität der ausgewiesenen Raumeinheiten berücksichtigt werden muss. Beispielsweise bestätigen DE ROO & RIEZEBOS (1996) anhand von Infiltrationsexperimenten, dass die Variabilität von bodenhydrologischen Eigenschaften *innerhalb* von definierten Raumeinheiten die Variabilität *zwischen* den Einheiten übertreffen kann. Dies bedeutet beispielsweise, dass die Übertragung von empirisch gewonnenen Infiltrationscharakteristika auf Vergleichseinheiten statistisch nicht signifikant sein muss (PARSONS et al. 1992, BEVEN 2002).

Die vorgenommene Anwendung des Diskretisierungsschemas auf Einzugsgebiete unterschiedlicher Flächengröße und heterogenem hydrologischen Verhalten bestätigt, dass eine Übertragung der Erkenntnisse auf vergleichbare Standorte möglich ist. Es bleibt für zukünftige Studien im Detail zu prüfen, inwieweit die in dieser Studie statistisch-deskriptiv ermittelten Zusammenhänge zwischen dem bodenhydrologischen Verhalten und den

topographischen Rahmenbedingungen auf große, gegebenenfalls regionalskalige Einzugsgebiete übertragbar und anwendbar sind.

Ein wesentliches Problem künftiger Anwendungen stellt die erforderliche Datenbasis dar. Der Modellierung auf den verschiedenen Einzugsgebieten ging eine mehrjährige Datenerhebungsphase voraus, die hinsichtlich der Abflüsse in Einzugsgebieten mit perennierendem Abflussregime notwendigerweise fortgesetzt werden muss. Der künftige Einsatz von parameterintensiven, physikalisch basierten Modellsystemen auf der regionalen Skala erfordert neue Parametersätze, die Erhebung neuer Daten und gegebenenfalls ein neuartiges Diskretisierungsschema.

11 Zusammenfassung

Übergeordnete Zielvorstellung der vorliegenden Arbeit ist es, die wichtigsten Steuergrößen des Bodenwasserhaushalts in einem Trockenraum zu erfassen und zu analysieren. Die Studie ist in das IMPETUS-Projekt eingebunden und leistet einen Beitrag zur Erforschung der bodenhydrologischen Komponenten des Wasserkreislaufs im Einzugsgebiet des oberen Drâa in Marokko. Da in dem 23533 km² großen Gebiet nur wenige Voruntersuchungen erfolgt sind, konnte nicht auf einen bestehenden Validierungsdatensatz zur Prüfung eines angewendeten hydrologischen Modells zurückgegriffen werden. Entlang eines Höhen- und Ariditätsgradienten wurden daher sieben repräsentative Untersuchungsgebiete ausgewiesen. Die Gebiete zwischen dem Hohen Atlas im humiden Norden und dem ariden Saharavorland im Süden wurden jeweils in Landschaftseinheiten mit spezifischen hydrologischen Eigenschaften diskretisiert. Im Rahmen einer dreijährigen Kampagne wurde ein Messnetz implementiert und die relevanten bodenphysikalischen und -hydrologischen Eigenschaften erfasst.

In der Analyse und Charakterisierung der dominierenden bodenhydrologischen Standorteigenschaften wird deutlich, dass Areale mit hoher Infiltrationskapazität und geringer Abflussbereitschaft von Standorten mit räumlicher Konzentration von Oberflächenabfluss und geringer Infiltrabilität unterschieden werden können. Dabei zeichnen sich Felsbereiche und morphologisch konvexe Areale durch niedrige Infiltrationsraten und hohe Abflussbereitschaft aus. Oberflächen mit hoher Infiltrationskapazität und stark verzögerter bzw. eingeschränkter Abflussbildung werden dagegen von Tiefenlinien, morphologischen Senken und Vegetationsstandorten repräsentiert.

Die Ergebnisse der Geländeuntersuchungen dienen als Eingangsgrößen für die Anwendung des dynamischen Bodenwassermodell *ARID*. Dieses physikalisch basierte Modell zur lokalen Beschreibung der Bodenwasserflüsse wurde in einem separaten Arbeitsschritt für alle sieben Untersuchungsgebiete kalibriert und validiert.

In der Analyse der simulierten Wasserhaushaltskomponenten stand die Betrachtung der aktuellen Evapotranspiration, des Bodenwassergehalts und der Veränderung temporärer Speicher im Vordergrund. Die Ergebnisse zeigen, dass die wesentlichen Prozesse des Bodenwasserhaushalts trotz der Variabilität der klimatischen und bodenhydrologischen Bedingungen herausgestellt werden können. In Abhängigkeit von der Raumskala ist es mit dem eingesetzten hydrologischen Modell möglich, die Bodenwasserdynamik entlang des Höhen- und Ariditätsgradienten abzubilden.

Während die Simulation der Bodenfeuchte zu guten Ergebnissen führt, wird hinsichtlich der Abflusssimulation eine zufrieden stellende bis geringe Übereinstimmung mit den Messwerten erzielt. Neben der fehlenden Verfügbarkeit von Validierungsdaten (an vier der sieben Standorte wurde seit Implementierung der Pegel kein Abfluss registriert) wird die schlechte Modellgüte im Hohen Atlas vor allem durch die Unterschätzung der langsamen Abflusskomponenten verursacht. Hinsichtlich der komplexen Bedingungen der mehrstöckigen Aquifersysteme im Hohen Atlas erweist sich die aktuelle Modellstruktur gerade für Fragen der Grundwasserneubildung als nicht ausreichend.

Die Simulation der Wasserbilanzgrößen zeigt eine deutliche Abhängigkeit zum Ariditätsgradienten. Zusätzlich zu dem transektbedingten Niederschlagsverhalten wird die Dynamik von Evapotranspiration und Bodenwassergehalt von standortspezifischen bodenhydrologischen Faktoren, wie Textur, Bodenmächtigkeit und Skelettgehalt modifiziert. Diese sekundären, nicht-transektgebundenen Gebietseigenschaften äußern sich besonders in der Kombination der bilanzierten Wasserhaushaltsgrößen mit der jeweiligen Lage der Standorte entlang des Höhen- und Ariditätsgradienten. Gerade im Hinblick auf die fehlende Verfügbarkeit von hydrologischen Daten liefert die Anwendung des Modells und das vorliegende Messkonzept ein Beitrag zum Verständnis des Wasserkreislaufs in Trockenräumen.

12 Abstract

The objective of this study is to measure and analyse the most important control factors of soil water regime in a semiarid environment. The study is integrated in the IMPETUS-Project and focusses knowledge of soil-hydrological components of the water cycle within Drâa river catchment in Morocco. Due to the fact that previous studies in the catchment are only focusing the irrigated fraction of the catchment, a validation data base for the rangeland does not exist. Hence, seven representative testsites along a gradient of aridity and altitude were defined and have been discretised in terrain types with respect to their soil hydrological attributes. During a three years campaign relevant hydrological and soil data have been conducted and analysed.

As a result, terrain types with high infiltration capacity and low disposition for runoff concentration could be distinguished from surfaces which tend to produce overland flow. Terrain units covered with rock fragments, shallow soil depths and topographic convexities show the lowest infiltration rates. In contrast to these units with high infiltration capacity can be found where ephemeral channel networks, topographic depressions and vegetation occurs. The patchwork-like pattern of terrain unit varies distribution

The results of the measurements were used to validate a model for simulating soil water fluxes. The process-based model *ARID* was calibrated and validated for each of the seven testsites. Facing the climatic variability and the heterogeneity of soil hydrological properties the results approve that main processes of soil water balances are applicated by the model. The simulation of soil water content leads to good results. In Dependance to the spatial scale this approach can be used for representing soil water dynamics. Due to the missing validation data (at four of the seven testsites no runoff occurs) and the underestimation of slow runoff components only moderately goodness-of-fit was achieved. Furthermore, the actual model version does not sufficiently represent complexity of different aquifer systems in the High Atlas.

Modelled soil water components are pointing out strong dependance to the gradient of aridity. In addition to this, dynamics of evaporation, transpiration and soil water content were mainly affected by local, soil hydrological properties such as texture, soil depths and rock fragment cover. This secondary influence can not be explained by the gradient between High Atlas and presaharian desert. The impact of these local properties on water cycle components can be demonstrated by the comparison with the testsite's position within the transekt. Especially in the view of sparsely information density concerning hydrological data, the used methodology

and the application of the model contributes to the understanding of water balance in arid environments.

13 Literaturverzeichnis

ABBOTT, M.B. & J.C. REFSGAARD (1986): Distributed hydrological modelling. Water Science and Technology Library. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, Boston. 321S.

ABRAHAMS, A.D. & A.J. PARSONS (1991): Resistance to overland flow on desert pavement and its implications for sediment transport modelling. *Water Resources Research* 27:1827-1836.

ABRAHAMS, A.D. & A.J. PARSONS (1994): Hydraulic interrill overland flow on stone-covered desert surfaces. *Catena* 23:111-140.

ACREMENT, G.J. & V.R. SCHNEIDER (1989): Guide for selecting Manning's roughness coefficients for natural channels and floodplains. U.S. Geological Survey Water Supply Paper 2339.

ADENÄUER, A. (2003): Überprüfung von Methoden zur Bestimmung von Bodenfeuchte und Evaporation an ariden Standorten. Unveröffentlichte Diplomarbeit der Rheinischen Friedrich-Wilhelms Universität Bonn. 131 S.

AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung - Arbeitsgruppe der Geologischen Landesämter und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe der Bundesrepublik Deutschland. Hannover. 392 S.

AKAGI, Y. (1980): Relations between rock type and slope form in the Sonoran Desert, Arizona. *Zeitschrift of Geomorphologie* 24:129-140.

AL-HOMOUD, A.S., ALLISON, R.J., HIGGIT, D.L., WHITE, K. & B.F. SUNNA (1998): Regional environments and natural resources of Badia Sector, Jordan. *Environmental Geology* 36 (1-2):18-26.

ALONSO-SARRÍA, F., LOPEZ-BERMÚDEZ, F. & C. CONESA-GARCÍA (2002): Synoptic conditions producing extreme rainfall events along the Mediterranean coast of the Iberian peninsula. In: Bull, L.J. and M.J. Kirkby (Eds): *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels*. Wiley, Chichester, 388pp.

ALTMAYER, A., KANY, C., SCHMIDT, M. & G. MENZ (2001): Generierung eines 3d-Modells aus CORONA-Satellitenbildern. In: Strobl, J., Blaschke, T. & G. Griesebner (Hrsg.): *Beiträge zum AGIT-Symposium Salzburg 2001, Angewandte Geographische Informationssysteme XIII*.

ANDERSON, M.G. & P.D. BATES (2001): *Model Validation. Perspectives in Hydrological Science*. John Wiley & Sons, Chichester. 500 S.

ANDRES, W. (1977): Studien zur jungquartären Reliefentwicklung des südwestlichen Anti-Atlas und seines saharischen Vorlandes (Marokko). *Mainzer Geographische Studien*. Heft 9:147 S.

ANONYMUS (o.J.): Summary of land units, typical vegetation, land use and land tenure system in the Oued El Miyit watershed area. Unveröffentlichte Studie der Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit (GTZ), Zagora. 9 S.

- BASTIAANSEN, W.G.M., KABAT, P. & M. MENENTI (1989): A new simulation model of bare soil evaporation in arid regions. Instituut voor cultuurtechniek en waterhuishouding, Wageningen. 74 p.
- BASTIAANSEN, W.G.M. et al. (1994): A methodology for the assessment of surface resistance and soil water storage variability at the mesoscale based on remote sensing measurements. IAHS Special Publication No.2:66 S.
- BATES, P.D & A.P.J. DE ROO (2000): A simple raster-based model for flood inundation simulation. *Journal of Hydrology* 236:54-77.
- BATJES, N.H. (1996): Development of a world data set of soil water retention properties using pedotransfer rules. *Geoderma* 71:31-52.
- BATHURST, J.C. (2002): At-a-site variation and minimum flow resistance for mountain rivers. *Journal of Hydrology* 269:11-26.
- BAUMGARTNER, A. & H.-J. LIEBSCHER (1996): *Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrologie, Lehrbuch der Hydrologie Band 1*. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart.
- BAUTERS, T.W.J., STEENHUIS, T.S., DI CARLO, D.A., NIEBER, J.L., DEKKER, L.W., RITSEMA, C.J., PARLANGE, J.-Y. & R. HAVERKAMP (2000): Physics of water repellent soils. *Journal of Hydrology* 231-232:233-243.
- BEAUCHAMP, W. et al. (1999): Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics* Vol.18, No.2:163-184.f
- BEAUDOT, G. (1971): Le Quarternaire marocaine: état des études. *Revue de Géographie du Maroc* 20:3-55.
- BECHT, M. (1997): Zum Einfluss des Waldes auf die Schneeablation im Atlasgebirge Marokkos. *Zeitschr. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie* 33, Heft 2:149-168.
- BENCHERIFA, A. (1983): Land use and equilibrium of the mountain ecosystems in the High Atlas of Western Morocco. *Mountain Research and Development* Vol 3, No.3:273-279.
- BERGKAMP, G. (1998): A hierarchical view of the interactions of runoff and infiltration with vegetation and microtopography in semiarid shrublands. *Catena* 33:201-220.
- BERNDTSSON, R. & M. LARSON, (1987): Spatial variability of infiltration in a semi-arid environment. *Journal of Hydrology* 90:117-133.
- Beven, K.J. (2001): *Rainfall-Runoff Modelling. The Primer*. John Wiley & Sons, 359 S, Chichester.
- BEVEN, K.J. (2002): Runoff generation in semi-arid areas. In: Bull, L.J. and M.J. Kirkby (Eds): *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels*. Wiley, Chichester, 388pp.
- BLÖSCHL, G. (1996): Scale and scaling in hydrology. *Wiener Mitteilungen Wasser - Abwasser - Gewässer*. 132S.

- BOER, M.M. (1999): Assessment of dryland degradation. Linking theory and practice through site water balance modelling. *Nederlandse Geografische Studies* 251:291 S.
- BOHNE, K., HORN, R. & T. BAUMGARTL (1993): Bereitstellung von van-Genuchten-Parametern zur Charakterisierung der hydraulischen Bodeneigenschaften. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* 156:229-233.
- BOIX-FAYOS, C., CALVO-CASES, A., IMESON, A.C. & M.D. SORIANO-SOTO (2001): Influence of soil properties on the aggregation of some Mediterranean soils and the use of aggregate size and stability as land degradation indicators. *Catena* 44:47-67.
- BONACHELA, S., ORGAZ, F., VILLALOBOS, F.J. & E. FERERES (2001): Soil evaporation from drip-irrigated olive orchards. *Irrig. Sci* 20:65-71.
- BORK, H.-R. & H. BORK (1981): Oberflächenabfluss und Infiltration. Ergebnisse von 100 Starkregensimulationen im Einzugsgebiet der Rambla del Campo (SE Spanien). *Landschaftsgenese und Landschaftsökologie* 8:76 S.
- BOUARFA, S., HAMMANI, A., DEBBARH, A., ZIMMER, D., TAKY, A., CHAUMONT, C., VINCENT, B. & M. ZERAOULI (2002): Drainage design in the Gharb plain in Morocco. *Irrigation and Drainage Systems* 16:89-110.
- BOUGHTON, W.C. (1995): An Australian water balance model for semiarid watersheds. *J. Soil and Water Conservation* 49(2):189-194.
- BRADEN, H. (1995): The model AMBETI: A detailed description of a soil-plant-atmosphere model. *Bericht des Deutschen Wetterdienstes* 195, VI.
- BRAKENSIEK, D.L. & W.J. RAWLS (1994): Soil containing rock fragments: effect on infiltration. In: *Catena* 23:99-110.
- BRAUN, G. (1996): Vegetationsgeographische Untersuchungen im NW-Karakorum (Pakistan). Kartierung der aktuellen Vegetation und Rekonstruktion der potentiellen Waldverbreitung auf der Basis von Satellitendaten, Gelände- und Einstrahlungsmodellen. *Bonner Geographische Abhandlungen* 93. Bonn. 156 S.
- BRONSTERT, A. (1994): Modellierung der Abflussbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen. *Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe*. 192 S.
- BUCHAN, G.D. & K.S. GREWAL (1990): The power-function model for the soil moisture characteristic. In: *Journal of Soil Science* 41: 111-117.
- BULL, L.J., KIRKBY, M.J., SHANNON, J. & J.M. HOOKE (1999): The impact of rainstorms on floods in ephemeral channels in southeast Spain. *Catena* 38:191-209.
- BULL, L.J. & M.J. KIRKBY (2002): Dryland river characteristics and concepts. In: Bull, L.J. and M.J. Kirkby (Eds): *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels*. Wiley, Chichester, 388pp.
- BURKE, A. (2003): How special are Etendeka mesas? Flora and elevation gradients in an arid landscape in north-west Namibia. *Journal of Arid Environments* 55:747-764.

- CABALLERO, Y., JOMELLI, V., CHEVALLIER, P. & P. RIBSTEIN (2002): Hydrological characteristics of slope deposits in high tropical mountains (Cordillera Real, Bolivia). *Catena* 47:101-116.
- CAMPBELL, G.S. (1985): *Soil Physics with Basic - Transport Models for Soil - Plant-Systems*. Development in Soil Science. Department of Agronomy and Soils, Washington State University. Elsevier, Amsterdam. 150pp.
- CAMPBELL SCIENTIFIC INC. (Ed. 1996): *CS615 Water Content Reflectometer Instruction Manual*. Version 8221-07. Revision 10/96. 11p.
- CANTÓN, Y., DOMINGO, F., SOLÉ-BENET, A. & J. PUIGDEFABREGAS (2001): Hydrological and erosion response of a badland system in semiarid SE Spain. *Journal of Hydrology* 252:65-84.
- CANTÓN, Y., SOLÉ-BENET, A. & R. LÁZARO (2003): Soil-geomorphology relations in gypsiferous materials of the Tabernas Desert (Almería, SE Spain). *Geoderma* 115:193-222.
- CAPOT-REY, R. (1954): Une crue de l'oued Edjériou. *Trav. Inst. Rech. Sahar. Alger.* 11:111-116.
- CAPPELAERE, B., VIEUX, B.E., PEUGEOT, C., MAIA, A. & L. SÉGUI (2003): Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 2. Model calibration and uncertainty characterization. *Journal of Hydrology* 279:244-261.
- CAPPY, S. (in Vorb.): Hydrogeological description of the Middle Draa catchment. Dissertation an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms Universität Bonn.
- CARLILE, P.W. et al. (2002): Use of catchment attributes to identify the scale and values of distributed parameters in surface and sub-surface conceptual hydrological models. *Integrated Assessment and Decision Support, International Environmental Modelling and Software Society, Heft 1:346-351.*
- CEBALLOS, A., MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ, J., SANTOS, F. & P. ALONSO (2002): Soil-water behaviour of sandy soils under semi-arid conditions in the Duero Basin (Spain). *Journal of Arid Environments* 51:501-519.
- CERDÀ, A. (1996): Seasonal variability of infiltration rates under contrasting slope conditions in southeast Spain. *Geoderma* 69:217-232.
- CERDÀ, A. (1999): Seasonal and spatial variations in infiltration rates in badland surfaces under Mediterranean climatic conditions. *Water Resources Research* 35:319-328.
- CHAFIK, B. (in Vorb.): Böden und Bodenhaushalt im oberen Drâa-Einzugsgebiet / Südost Marokko (vorläufiger Arbeitstitel). Dissertation der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bonn.
- CHEN, J. & L. XUE (2003): Is ground-water in arid inland drainage basins a resource for sustainable development. *Journal of Arid Environments* 55:389-390.
- CHILDS, E.C. (1969): *An introduction to the physical basis of the soil waterphenomena*. Wiley, London, 475 S.

- CHILDS, S.W. & A.L. FLINT (1990): Physical properties of forest soils containing rock fragments. Gessel, S.P. (Ed.): Sustained productivity of forest soils. University of British Columbia, Faculty of Forestry Publ., Vancouver, B.C.:95-121.
- CHOW, R.L. & H.W. REES (1995): Effects of coarse fragment content and size on soil erosion under simulated rainfall. *Can. J. Soil Sci.*, 75, 227-232.
- CHUBERT, G. (1963): Histoire Géologique du précambrien de l'Anti-Atlas. Notes et Mémoires du Service Géologique 162:345 S.
- CHRISTIAENS, K. & J. FEYEN (2001): Analysis of uncertainties associated with different methods determine soil hydraulic properties and their propagation in their distributed hydrological MIKE SHE model. In: *Journal of Hydrology*, Vol. 246 (1-4): 63-81.
- CONACHER, A.J. & M. SALA (Ed. 1998): Land degradation in Mediterranean Environments of the World. Nature and extend, causes and solutions. John Wiley & Sons, Chichester, New York. 491 S.
- CORRADINI, C., MELONE, F. & R.E. SMITH (2000): Modeling local infiltration for a two-layered soil under complex rainfall patterns. *Journal of Hydrology* 237:58-73.
- CORTI, G., UGOLINI, F.C. & A. AGNELLI (1998). Classing the soil skeleton (greater than two millimeters): Proposed approach and procedure. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62(6), 1620-1629.
- COSTA, J.E. (1987): Hydraulics and basin morphometry of the largest flash floods in the conterminous United States. *Journal of Hydrology* 93:313-338.
- COTE, M. & J. LEGRAS (1966): La variabilité pluviométrique interannuelle au Maroc. *Revue de Géographie du Maroc* 10:1930.
- COUVREUR, G. (1966): Les formations périglaciaires du Haut Atlas central marocaine. *Revue de Géographie du Maroc* 10:47-50.
- COUVREUR, G. (1968): La vie pastorale dans le Haut Atlas central. *Revue de Géographie du Maroc* 13:3-24.
- COUVREUR, G. (1981): Essai sur l'évolution morphologique du Haut Atlas Central Calcaire (Maroc). These l'Universite de Strasbourg. Lille. 877 S.
- COWAN, W.L. (1956): Estimating hydraulic roughness coefficients. *Agricultural Engineering* 37:473-475.
- CRAMER, T. (2000): Geländeklimaökologische Studien im Bagrottal - Karakorumgebirge, Pakistan. *Geo aktuell* Bd. 3 (terrimgo-Verlag), Göttingen. 231 S.
- CRUETTE, J. (1971): Mesures de débits de l'oued Zeroud pendant les crues exceptionnelles de l'automne 1969. *Cahiers O.R.S.T.O.M., série Hydrologie* VIII, No.1 :35-63.
- DARKOH, M.B.K. (2003): Regional perspectives on agriculture and biodiversity in the drylands of Africa. *Journal of Arid Environments* 54:261-279.
- DAVIE, T. (2002): *Fundamentals of Hydrology*. Routledge Fundamentals of Physical Geography. London, New York. 169 S.

- DE ROO, A.P.J. (1993): Modelling surface runoff and soil erosion in catchments using Geographical Information Systems. Netherlands Geographical Studies 157.304 S.
- DESCROIX, L., VIRAMONTES, D., VAUCLIN, M., GONZALEZ BARRIOS, J.L. & M. ESTEZEZ (2001): Influence of soil surface features and vegetation on runoff and erosion in the Western Sierra Madre (Durango, Northwest Mexico). *Catena* 43:115-135.
- DESCROIX, L., GONZALES-BARRIO, J.L., VANDERVAERE, J.P., VIRAMONTES, D. & A. BOLLERY (2002): An experimental analysis of hydrodynamic behaviour on soils and hillslopes in a subtropical mountainous environment (Western Sierra Madre, Mexico). *Journal of Hydrology* 266:1-14.
- DIEKKRÜGER, B. (1996): SIMULAT - Ein Modellsystem zur Berechnung der Wasser- und Stoffdynamik landwirtschaftlich genutzter Standorte. In: Richter, O. et al. (Hrsg.): Sonderforschungsbericht 179. „Wasser- und Stoffdynamik in Agrarökosystemen“, Abschlussbericht Band 1. Landschaftsökologie und Umweltforschung, Heft 24 (1):408 S.
- DIEKKRÜGER, B. (1997): Systemhandbuch und Benutzerhandbuch für SIMLUAT 2.30a und Demonstat 2.30a. Unveröffentlichtes Handbuch, Bonn.
- DIEKKRÜGER, B. (1999): Standort- und Gebietsmodelle zur Simulation der Wasserbewegung in Agrarökosystemen. *Naturw. Fakultät T. U. Braunschweig* Seitenzahl.
- DIEKKRÜGER, B., CAPPY, S., CHAFIK, B., GUMPERT, M., REICHERT, B., SCHULZ, O., SKOWRONEK, A., THEIN, J., WEBER, B. & M. WINIGER (2002): Soil water dynamics. Surface runoff, groundwater recharge and soil degradation on local to regional scale. GSF - Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit GmbH, Projektträger des BMBF für Umwelt- und Klimaforschung - GLOWA Statusreport 2002:91-94.
- DIKAU, R. (1988): Entwurf einer geomorphographisch-analytischen Systematik von Relief-einheiten. *Heidelberger Geographische Bausteine* 5, Heidelberg.
- DIRECTION REGIONALE DE L'HYDRAULIQUE AGADIR (2002): Pluviometrische Daten, abrufbar unter: http://www.impetus.uni-koeln.de/impetus.php?show=De_Da_Si (letzter Zugriff 08/2004)
- DIRKSEN, C. & S. DASBERG (1993): Improved calibration of Time Domain Reflectometry soil water content measurements. In: *Soil Sci. Soc. Am. J.* Vol 57: 660-667.
- D'ODORICO, P. & R. RIGON (2003): Hillslope and channel contributions to the hydrologic response. *Water resources research* 39:1113-1121.
- DÖLL, P., KASPAR, F. & B. LEHNER (2003): A global hydrological model for derivating water availability indicators: Model tuning and validation. *Journal of Hydrology* 270:105-134.
- DOMINGO, F., VILLAGARCÍA, L., BOER, M.M., ALADOS-ARBOLEDAS, L. & J. PUIGDEFABREGAS (2001): Evaluating the long-term water balance of arid zone stream bed vegetation using evapotranspiration modelling and hillslope runoff measurements. *Journal of Hydrology* 243:17-30.
- DRACUP, J.A., LEE, K.S. & E.G. PAULSON J.R. (1980a): On the statistical characteristics of Drought events. *Water Resources Research* 16:289-296.

- DRACUP, J.A., LEE, K.S. & E.G. PAULSON J.R. (1980b): On the Definition of Droughts. *Water Resources Research* 16:297-302.
- DRESCH J. (1941): Recherches sur l'evolution du relief dans le massif central du Grand Atlas, le Haouz et le Souss. These Lettres, Paris.
- DUNJO, G., PARDINI, G. & M. GISPERT (2003): Land use change effects on abandoned terraced soils in a Mediterranean catchment, NE Spain. *Catena* 52:23-37.
- DUNNE, T. & W.E. DIETRICH (1980a): Experimental study of Horton overland flow on tropical hillslopes. 1. Soil conditions, infiltration and frequency of runoff. *Z. Geomorpholog. Suppl.* 35:40-59.
- DUNNE, T. & W.E. DIETRICH (1980b): Experimental study of Horton overland flow on tropical hillslopes. 2. Hydraulic characteristics and hillslope hydrographs. *Z. Geomorpholog. Suppl.* 35:60-80.
- DVWK (DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERBAU UND KULTURBAU) (1991): Wasserwirtschaftliche Mess- und Auswerteverfahren in Trockengebieten. Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. Heft 96.
- DYCK, S. & G. PESCHKE (1995): Grundlagen der Hydrologie. Verlag für Bauwesen. Berlin. 536 S.
- EIU (2003): The Economist Intelligence Unit: Country Profile Morocco 2003: Abrufbar unter <http://www.eiu.com/schedule> (letzter Zugriff 12/2003)
- EL HARFI, A. et al. (2001): Canozoic sedimentary dynamics of the Ouarzazate foreland basin (Central High Atlas Mountains, Morocco). *Int. Journal of Earth Science (Geolog. Rundschau)* 90:393-411.
- ELSENBEER, H. (2001): Pedotransfer functions in hydrology. *Journal of Hydrology* 251:121-122.
- EWEN, C. (2004): Geologische Kartierung im Bereich der IMPETUS-Testsite Arguioûn (Drâatal, Anti-Atlas, Marokko. Unveröffentlichte Diplomkartierung an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms Universität Bonn. 58 S.
- FAO-ISSS-ISRC (1998): World Reference Base for Soil Resources. (ed. O.C. Spaargaren). 165 p.
- FARMER, D., SIVAPALAN, M. & C. JOTHITYANGKON (2003): Climate, soil and vegetation controls upon the variability of water balance in temperate and semiarid landscapes: Downward approach to water balance analysis. *Water Resources research* 39:1035-1055.
- FINCKH, M. & M. STAUDINGER (2002): Makro- und Mikroskalige Ansätze zu einer Vegetationsgliederung des Drâa-Einzugsgebiets (Südmorokko). *Berichte der Reinhold-Tüxen-Gesellschaft* 14:81-92.
- FITZJOHN, C., TERNAN, J.L. & A.G. WILLIAMS (1998): Soil moisture variability in a semi-arid gully catchment: Implications for runoff and erosion control. *Catena* 32:55-70.

- FLERCHINGER, G.N. & K.R. COOLEY (2000): A ten-year water balance of a mountainous semi-arid watershed. *Journal of Hydrology* 237:86-99.
- FLORET, C., PONTAINER, R. & S. RAMBAL (1982): Measurement and modelling of primary production and water use in a south Tunesian steppe. *Journal of arid environments* 5:77-90.
- FLÜGEL, W.A. (1995): Delineating hydrological response units by geographical information system analysis for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the river Bröl, Germany. *Hydrological Processes* 9:423-436.
- FOSSATI, J., PAUTOU, G. & J.-P. PELTIER (1999): Water as a resource and disturbance for wadi-vegetation in a hyperarid area (Wadi Sannur, Eastern Desert, Egypt). *Journal of Arid Environment* 43:63-77.
- FRASIER, G.W., HART, R.H. & G.E. SCHUMAN (1995): Rainfall simulation to evaluate infiltration/runoff characteristics of a shortgrass prairie. *J. Soil and Water Conservation* 49(2):460-463.
- FRASIER, G.W., WELTZ, M. & L. WELTZ (1998): Technical Note: Rainfall simulator runoff hydrograph analysis. *Journal of Range Management* 51:531-535.
- GANSSEN, R. (1968): Trockengebiete - Böden, Bodennutzung, Bodenkultivierung, Bodengefährdung. Bibliographisches Institut. Hochschultaschenbücher 354/354, Zürich.
- GAVRILOVIC, D. (1970): Die Überschwemmungen im Wadi Bardagué im Jahr 1968 (Tibesti, Rep. du Tchad). *Zeitschr. f. Geomorph.* 14:202-218.
- GHEITH, H. & M. SULTAN (2002): Construction of a hydrologic model for estimating Wadi runoff and groundwater recharge in the Eastern Desert, Egypt. *Journal of Hydrology* 263:36-55.
- GOMER, D. (1995): Oberflächenabfluss und Bodenerosion in Kleineinzugsgebieten mit Mergelböden unter einem semiariden mediterranen Klima. In: *Mitteilungen des Instituts für Wasserbau und Kulturtechnik der Universität Friedericiana zu Karlsruhe*. Heft 191: 203 S.
- GÓMEZ-PLAZA, A., MARTINEZ-MENA, M., ALBALADEJO, J. & V.M. CASTILLO (2001): Factors regulating spatial distribution of soil water content in small semiarid catchments. *Journal of Hydrology* 253:211-226.
- GOODRICH, D.C. & SIMANTON, J.R. (1995): Water research and management in semiarid environments. *Journal of Soil and Water Conservation* 50(5), 416-419
- GOODRICH, D.C., LANE, L.J., SHILLITO, R.M., MILLER, S.N., SYED, K.H. & D.A. WOOLHISER (1997): Linearity of basin response as a function of scale in a semi-arid watershed. *Water Resources Research* 33:2951-2965.
- GRAF, W.L. (1988): *Fluvial Processes in Dryland Rivers*. Springer Series in Physical Environments. Heidelberg. 346p.
- GRESENS, F. (in Vorb.): Ermittlung des Wasserhaushalts von Pflanzen auf Einzelpflanzen- und Bestandesniveau - Beeinflussung der Wassernutzungseffizienz am Beispiel des Drâa-Einzugsgebiets / Südost Marokko (vorläufiger Arbeitstitel). Dissertation der Landwirtschaftlichen Fakultät der Universität Bonn.

- GRUHLICH, C. (2002): Analyse und Simulation des Bodenwasserhaushaltes eines kleinen Einzugsgebiets in Südost-Marokko. Unveröffentlichte Diplomarbeit der Rheinischen Friedrich-Wilhelms Universität Bonn. 126 S.
- GRUNERT, J. & B. MEYER (1990): Starkregen und Wadiabkommen auf der Nordabdachung des Hoggar-Gebirges Anfang März 1988. Berliner Geogr. Studien 30:169-192.
- GÜNTNER, A. (2003): Auswirkungen von Klimaänderungen auf die Wasserverfügbarkeit in Trockengebieten - Ergebnisse und Unsicherheiten am Beispiel Nordost-Brasiliens. In: Kleeberg, H.-B. (Hrsg. 2003): Klima - Wasser - Flussgebietsmanagement im Lichte der Flut - Beiträge zum Tag der Hydrologie am 20./21. März 2003 in Freiburg i.Br., Heft 04.03. Band 1:205-213.
- GUPTA, V.K. & E. WAYMIRE (1998): Some mathematical aspects of rainfall, landforms and floods, In: Stochastic Methods in Hydrology: Rainfall, landforms and floods, O.E. Barndorff-Nielsen et al. (Eds.), Advanced Series on Statistical Sciences and Applied Probability, V.7, World Scientific.
- HÄCKEL, H. (1999): Meteorologie. 4. Aufl., Stuttgart.
- HALM, D. (2000): Soil water Balance in the Semiarid Northeast of Brazil - Characterisation, Simulation, Evaluation and Comparison of Hydrological Properties and Processes in the Representative Soils of the Picos Region, Piauí. Hohenheimer Bodenkundl. Hefte 55:205 S.
- HAMMOUMI, M. & J. RISER (1988): Les sols holocenes du Sarho et de sa retombé saharienne. Revue de Géographie du Maroc 12. Nouvelle Série:63-71.
- HARTMANN, R. (2000): Soil Water content and Potential: Measuring Techniques. Soil Water Balance and Transport Processes. Review of theory and field applications. In: Cahier Options Méditerranéennes. Vol 46. 67-112.
- HASLER, M. (1980): Der Einfluss des Atlasgebirges auf das Klima Nordwestafrikas. Geographica Bernensia Band G11.171 S.
- HILLEL, D. (1980): Applications in Soil Physics. New York, Academic Press, Inc., 385 S.
- HIROSE, T. (1999): Effects of a permeable bedrock on runoff generation in steep mountainous catchments in the Kanto Mountains, Japan. In: Integrated methods in catchment hydrology - Tracer, Remote Sensing and new hydrometric techniques. IAHS Publication No. 258.
- HOFMANN, H. (2002): Geologische Kartierung und hydrogeologische Bewertung der IMPETUS-Testsite Ameskar, Region M'Goun, südlicher Hoher Atlas, Marokko. Unveröffentlichte Diplomkartierung an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms Universität Bonn. 102 S.
- HULME, M. (1992): Rainfall changes in Africa (1931-1960 to 1961-1990). International Journal of Climatology 12:658-690.
- HORTON, R.E. (1933): The role of infiltration in the hydrologic cycle. Transactions of the American Geophysical Union 14:446-436.
- IMPETUS (2001): Integratives Management-Projekt für einen effizienten und tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika: Fallstudien für ausgewählte Flusseinzugsgebiete in unterschiedlichen Klimazonen. Erster Zwischenbericht.

- INGELMO, F., CUADRADO, S., IBANEZ, A. & J. HERNANDEZ (1994): Hydric properties of some spanish soils in relation to their rock fragment content: implications for runoff and vegetation. *Catena* 23:73-86.
- ISAAKS, E.H. & R.M. SRIVASTAVA (1989): *Applied Geostatistic*. Oxford University Press, New York. 561 S.
- JACOBSHAGEN, V.H. (1988): Geodynamic evolution of the Atlas System, Morocco. In: Jacobshagen, V. H. (Hrsg.): *The Atlas System of Morocco - Studies on its Geodynamik Evolution*. - Lecture Notes in Earth Science, Nr. 15. Springer-Verlag. Berlin. Heidelberg.
- JANNSEN, G. (1969): Einige Beobachtungen zu Transport- und Abflussvorgängen im Enneri Bardagué bei Bardai in den Monaten April, Mai und Juni. *Berliner Geographische Abhandlungen* 8:41-46.
- JAUFFRET, S. & M. VISSER (2003): Assigning life-history traits to plant species to better qualify arid land degradation in Presaharian Tunisia. *Journal of Arid Environments* 55:1-28.
- JENNY, J. (1988) Les décrochements de l'Atlas de Demnat, Haut Atlas central (Maroc): Prolongation orientale de la zone de décrochement du Tizi n'Test et clef de la compréhension de la tectonique atlasique. *Ecologiae geol. Helv.* 76:243-251.
- JOLY, F., POUETO, P. & J.B. SAUVAGE (1954): Les hamada sud-marocaines - Resultat de la mission d'étude 1951 de l'institut scientifique chérifien et du centre de recherches sahariennes. Série Générale No. 2. Edition Internationales. Tanger. 284 S.
- JOTHITYANGKON, C., SIVAPALAN, M. & D.L. FARMER (2001): Process controls of water balance variability in a large semi-arid catchment: downward approach to hydrological model developemt. *Journal of Hydrology* 254:174-198.
- KADMON, R., YAIR, A. & A. DANIN (1989): Relationship between soil properties, soil moisture and vegetation along loess-covered hillslopes, Northern Negev, Israel. *Catena Supplement* 14:43-57.
- KAMPHORST, E.C. & Y. DUVAL (2001): Validation of a numerical method to quantify depression storage by direct measurements on moulded surfaces. *Catena* 43:1-14.
- KARNOVEN, T., KOIVUSALO, H., JAUHIANINEN, M., PALKO, J. & K. WEPPLING (1999): A hydrological model for predicting runoff from different land use areas. *Journal of Hydrology* 217:253-265.
- KEMP, P.R., REYNOLDS, J.F., PACHEPSKY, Y. & J.-L. CHEN (1997): A comparative modeling study of soil water dynamics in a desert ecosystem. *Water Resources Research* 33:73-90.
- KIM, J. & S.B. VERMA (1991): Modeling canopy stomatal conductance in a temperate grassland ecosystem. *Agricultural and Forest Meteorology* 55:149-166.
- Kirkby, M., Bracken, L. & S. Reaney (2002): The influence of land use, soils and topography on the delivery of hillslope runoff to channels in SE Spain. *Earth Surface Processes and Landforms* 27:1459-1473.
- KITE, G.W. (1995): *The SLURP-Model. Computer models of watershed hydrology*. V.P Singh (Ed.) Water Resources Publications Colorado, USA. 521-562.

- Klemes, V. (1986): Operational testing of hydrological simulations models. *Hydrological Sciences Journal* 31:13–24.
- KLITZSCH, E. (1966): Bericht über starke Niederschläge in der Zentralsahara. *Zeitschr. f. Geomorph.* 10:161-168.
- KNIGHTON, A.D. & G.C. NANSON (2001): An event-based approach to the hydrology of arid zone rivers in the Channel Country of Australia. *Journal of Hydrology* 254:102-123.
- KNIPPERTZ, P., FINK, H.A., REINER, A. & P. SPETH (2002): Three late summer / early autumn cases of tropical-extratropical interactions causing precipitation in northwest Africa. *Monthly Weather Review* 31:116-135.
- KNIPPERTZ, P., CHRISTOPH, M. & P. SPETH (2003): Long-term precipitation variability in Morocco and the link to large-scale circulation in recent and future climates. *Meteorol. Atmos. Phys.* 83:67-88.
- KOGAN, B. & A. TRAHMAN (2003): The moisture from the air as water resource in arid region: hopes, doubts and facts. *Journal of arid environments* 53:231-240.
- KOSMAS, C., MOUSTAKAS, N., DANALATOS, N.G. & N. YASSOGLU (1994): The effect of rock fragments on wheat biomass production under highly variable moisture conditions in mediterranean environments. In: *Catena* 23:191-198.
- KOUWEN, N., SOULIS, E., PIETRONIRO, A. & J. DONALD (1993): Grouped response unit for distributed hydrological modelling. *ASCE Journal of Water Resources Planning and Management* 119:289-304.
- KOVDA, V.A. (1980): *Land Aridization and Drought Control*. Westview Press, Boulder, Colorado: 277S.
- LANGE, J. (1999): A non calibrated rainfall-runoff model for large arid catchments, Nahal Zin, Israel. In: *Freiburger Schriften zur Hydrologie Band 9*.
- LAVEE, H. (1986): A deterministic simulation model for rainfall-runoff relationship on arid hillslopes. *Zeitschrift für Geomorphologie* 58:35-46.
- LEAVESLEY, G.H. et al. (2002): A modular approach to addressing model design, scale and parameter estimation issues in distributed hydrological modelling. *Hydrological Processes* 16:173- 187.
- LEGATES, D.R. & G.J. MCCABE (1999): Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research* 35:233-241.
- LE HOUÉROU, H.N. (2001): Biogeography of the arid steppeland north of the Sahara. *Journal of Arid Environments* 48:103-128.
- LEVIN, M. ADAR, E. & A. BARZILAI (1980): Development of a Self-Sealing Sampler for Ephemeral Wadi Floods. *Water Resources Research* 16:245-249.
- LOCH, R.J. (2000): Effects of vegetation cover on runoff and erosion under simulated rain and overland flow on a rehabilitated site on the Meandu Mine, Tarong, Queensland. In: *Austr. Journal of Soil Research* Vol. 38, No.2:299-312.

- LOCH, R.J., ROBOTHAN, B.G., ZELLER, L., MASTERMAN, N., ORANGE, D.N., BRIDGE, B.J., SHERIDAN, G. & J.J. BOURKE (2001): A multi-purpose rainfall simulator for field infiltration and erosion studies. *Austr. J. Soil Res.* 39:599-610.
- LÓPEZ-BERMÚDEZ, F., CONESA-GARCÍA, C. & F. ALONSO-SARRIA (2002): Floods: Magnitude and frequency in ephemeral streams of the Spanish Mediterranean region. In: Bull, L.J. and M.J. Kirkby (Eds): *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels*. Wiley, Chichester, 388pp.
- LÜDER, H.-J. (1980): Zur Abschätzung der Abflußkapazität eines Wadis der nördlichen Sahara (Djebel es Soda/Libyen). *Die Erde* 111:121-146.
- MACHAUER, R. (2003): Hydrologische Untersuchungen im Assif-n-Ait-Ahmed Einzugsgebiet im Hohen Atlas, Marokko. Unveröffentlichte Diplomarbeit der Rheinischen Friedrich-Wilhelms Universität Bonn. 96 S.
- MAHMOOD, R. & K.G. HUBBARD (2003): Simulation sensitivity of soil moisture and evaporation under heterogeneous soils and land uses. *Journal of Hydrology* 280:72-90.
- MAIDMENT, D.R. (1993): *Handbook of Hydrology*. Mc Graw Hill, Inc., New York.
- MARACCHI, G. (2000): Agricultural Drought - A Practical Approach to Definition, Assessment and Mitigation Strategies. In: Vogt & Somma (Ed.): *Drought and Drought Mitigation in Europe*. *Advances in Natural and Technological Hazards Research* 14. Kluwer Academic Publishers. 63-75.
- MARCUS, W.A., ROBERTS, K., HARVEY, L. & G. TACKMAN (1992): An evaluation of methods for estimating Manning's n in small mountain streams. *Mountain Research and Development* 12, No.3:227:239.
- MARTAU, R. (2002): Geologie des Gebietes um Taoujgalt (Hoher Atlas, Marokko) unter besonderer Berücksichtigung der triassischen und kretazischen Schichtenfolge. Unveröffentlichte Diplomkartierung an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms Universität Bonn. 58 S.
- MASELLI, D. (1995): L'écosystème montagnard agro-sylvo-pastoral de Tagoundaft (Haut-Atlas occidental, Maroc): ressources, processus et problèmes d'une utilisation durable. *Geogr. Bernensia, African Studies Series*, A12, Berne.
- MECKELEIN, W. (1959): *Forschungen in der zentralen Sahara. I. Klimageomorphologie*. Braunschweig, Westermann. 181 S.
- MEHUYS, G.R., L.H. STOLZY, J. LETEY & L.V. WEEKS (1975): Effect of stones on the hydraulic conductivity of relatively dry desert soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39:37-42.
- MENDOZA, G.F., STEENHUIS, T.S., WALTER, M.T. & J.-Y. PARLANGE (2003): Estimating basin-wide hydraulic parameters of a semi-arid mountainous watershed by recession-flow analysis. *Journal of Hydrology* 279:57-69.
- MENSCHING, H. (1953): *Morphologische Studien im Hohen Atlas von Marokko. Ein Beitrag zur Geomorphologie und zum Klimagang des Quartärs in Nordafrika*. Würzburger Geographische Arbeiten, Heft 1. Selbstverlag des Geographischen Institutes der Universität Würzburg in Verbindung mit der Geographischen Gesellschaft Würzburg. 114 S.

- MENSCHING, H. (1978): Die Wüste schreitet voran. In: Sahara - 10000 Jahre zwischen Weide und Wüste. Rautenstrauch-Jost-Museum für Völkerkunde. S.410-435.
- MENSCHING, H. (1979): Die klima-geomorphologische Bedeutung von Wadis in der ariden Zone. Innsbrucker Geogr. Studien 5:551-561.
- MESSERLI, B. & M. WINIGER (1992): Climate, environmental change and resources of the Africa mountains from the mediterranean to the equator. Mountain Research and Development Vol 12, No 4:315-336.
- MICHARD, A. (1976): Eléments de Géologie Marocaine. Notes et Memoires du Service Géologique No. 253. Edition du Service Géologique du Maroc, Rabat. 408 S.
- MICHAUD, J.D. & S. SOROOSHIAN (1994): Effect of rainfall sampling errors on simulations of desert flash floods, Water Resources Research, 30(10):2765-2775.
- MILLER, R. (2002): Böden und Bodenerosion auf ausgewählten Standorten im Hohen Atlas / Südmarokko. Unveröffentl. Diplomarbeit im Fachbereich Agrarwissenschaften und Umweltmanagement der Justus-Liebig-Universität Gießen. 165 S.
- MIYAOKA, K., ONODERA, S. & T. HIROSE (1999): Effect of a permeable bedrock on runoff generation in steep mountainous catchments in the Kanto Mountains, Japan. Integrated Methods in Catchment Hydrology - Tracer, Remote Sensing and New Hydrometric Techniques (Proceeding of IUGG 99 Symposium HS4, Birmingham. IAHS Publ. 258:23-28.
- MONTEITH, J.L. (1975): Vegetation and the Atmosphere. Academic Press.439 S.
- MOORE, I.D., GESSLER, P.E., NIELSEN, G.A. & G.A. PETERSON (1993): Soil attributes prediction using terrain analysis. Soil Science Society of America Journal. 57:443-452.
- MORIN, J. & C.B. CLUFF (1980): Runoff Calculation on Semi-Arid Watersheds Using a Rotadisk Rainulator. Water Resources Research 16:1085-1093.
- MOUSSADEK, R. (1999): Characterisation hydrodynamique des sols et modelisation de l'érosion dans le bassin versant Saboun (Tangerois). Memoire pour l'obtention du diplôme d'ingenieur d'état en agronomie. Institute Agronomique et Veterinaire Hassan II. Rabat. 94pp.
- MUALEM, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. In: Water Resources Research Vol. 12, No. 3:513-522.
- MÜLLER-HOHENSTEIN, K. (1978): Die ostmarokkanischen Hochplateaus. Ein Beitrag zur Regionalforschung und zur Biogeographie eines nordafrikanischen Trockensteppenraumes. Erlanger Geographische Arbeiten. Sonderband 7:186 S.
- MÜLLER-HOHENSTEIN, K. & H. POPP (1990): Marokko - Ein islamisches Entwicklungsland mit kolonialer Vergangenheit. Länderprofile: Geographische Strukturen, Daten, Entwicklungen. Ernst Klett Verlag. Stuttgart. 229 S.
- MWENDERA, E.J. & J. FEYEN (1992): Estimation of depression storage and Manning's resistance coefficient from random roughness measurements. Geoderma 52:235-250.

- NANSON, G.C., TOOTH, S. & A.D. KNIGHTON (2002): A global perspective on dryland rivers: Perceptions, Misconceptions and Distinction. In: Bull, L.J. and M.J. Kirkby (Eds): *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels*. Wiley, Chichester, 388pp.
- NASH, J.E. & J.V. SUTCLIFFE (1970): River flow forecasting through conceptual models part I - a discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10:282–290.
- NIJSSEN, B. et al. (2001): Predicting the discharge of global rivers. *Journal of Climate* 14:3307-3323.
- NOBORIO, K., MCINNES, K.J. & J.L. HEILMANN (1996): Measurements of soil water content, heat capacity and thermal conductivity with a single TDR probe. *Soil Science* 161:22-28.
- NOHLEN, D. & F. NUSCHELER (Hrsg 1983): *Handbuch der Dritten Welt*, Bd. 6, 2. Überarbeitete und ergänzte Ausgabe. Hamburg. 212 S.
- NGUYEN, H.V., NIEBER, J.L., ODURO, P., RITSEMA, C.J., DEKKER, L.W. & T.S. STEENHUIS (1999): Modeling solute transport in a water repellent soil. *Journal of Hydrology* 215:188–201.
- OKIN et al. (2001): Desertification in a shrubland in the southwestern United States - Process Modelling and Validation. In: *Land degradation* (Conacher, A.J. 2001, Ed.): *The GeoJournal Library Vol.58:53-70*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, Boston, London.
- OLIVA, P. (1972): Aspects et problèmes géomorphologiques de l'Anti-Atlas occidental. *Revue de Géographie du Maroc* 21 :43-61.
- ORMVAO (1995): Présentation du périmètre du Draa Moyen - Campagne Agricole 1994-1995. Unveröffentlichte Studie der Office Régional de Mise en Valeur Agricole Ouarzazate. Ouarzazate. 31 S.
- ORMVAO (2003): Le projet CBTHA - Un projet novateur de conservation de la biodiversité à travers la relance de la transhumance. *Biodiversité et Transhumance. Bulletin de Liaison du Projet de Conservation de la Biodiversité par Transhumance No1* :1-12.
- OSTERHOLT, V. (2002): *Geologie der Umgebung von Ameskar - Jbel M'Goun Südlicher Hoher Atlas (Marokko)*. Unveröffentlichte Diplomkartierung an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms Universität Bonn. 48 S.
- PACHEPSKY, Y.A., TIMLIN, D.J. & W.J. RAWLS (2001): Soil water retention as related to topographic variables. *Soil Sci. Soc. Am. J.* Vol. 65:1787-1795.
- PALA, A. (2003): Runoff modelling of rural catchments in Turkey. *Journal of Arid Environments* 54:505-512.
- PARK, S.J., MCSWEENEY, K. & B. LOWERY (2001): Identification of the spatial distribution of soils using a process-based terrain identification. *Geoderma* 103: 249-272.
- PARSONS, A.J., ABRAHAMS, A.D. & J.R. SIMANTON (1992): Microtopography and soil surface materials on semiarid piedmont hillslopes, Southern Arizona. *Journal of Arid Environments* 33:107-115.

- PELLENQ, J., KALMA, J., BOULET, G., SAULNIER, G.-M., WOOLDRIDGE, S., KERR, Y. & A. CHEHBOUNI (2003): A disaggregation scheme for soil moisture based on topography and soil depth. *Journal of Hydrology* 276:112-127.
- PEPIN, S., LIVINGSTON, N.J. & W.R. HOOK (1995): Temperature-dependent measurement errors in Time Domain Reflectometry determinations of soil water. *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, Vol 59:38-43.
- PEUGEOT, C., CAPPELAERE, B., VIEUX, B.E., SÉGUI, L. & A. MAIA (2003): Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 1. Model-aided data analysis and screening. *Journal of Hydrology* 279:224-243.
- PLETSCH, A. (1971): Strukturwandlungen in der Oase Dra. Untersuchungen zur Wirtschafts- und Bevölkerungsentwicklung im Oasengebiet Südmarokkos. *Marburger Geogr. Schriften* 46, Marburg.
- POESEN, J., INGELMO-SANCHEZ, F. & H. MÜCHER (1990): The hydrological response of soil surfaces to rainfall as affected by cover and position of rock fragments in the top layer. *Earth Surface Processes and Landforms* 15:653-671.
- POESEN, J.W. & F. INGELMO-SÁNCHEZ (1992): Interrill runoff and sediment yield from topsoil with different structures as affected by rock fragment cover and position. *Catena* 19:451-475.
- POESEN, J.W. & H. LAVÉE (1994): Rock fragments in top soils: significance and processes. In: *Catena* 23:1-28.
- POESEN, J.W., TORRI, D. & K. BUNTE (1994): Effects of rock fragments on soil erosion by water at different spatial scales: a review. In: *Catena* 23:141-166.
- POESEN, J.W. & K. BUNTE (1996): The effects of rock fragments on desertification processes in Mediterranean environments. In: Brandt, C.J. & J.B. Thornes (Eds.): *Mediterranean Desertification and Land Use*. Wiley, Chichester: pp. 247-269.
- PUIGDEFABREGAS, J., ALONSO, J.M., DELGADO, J.M., DOMINGO, F., CUETO, M., GUTIÉRREZ, L., LAZARRO, R., NICOLAU, J.M., SOLÉ, A. & S. VIDAL (1996): The Rambla Honda Field Site. Interactions of soil and vegetation along a catena in semi-arid SE Spain. In: Brandt, C.J. & J.B. Thornes (Eds.), *Mediterranean Desertification and Land Use*. Wiley, Chichester, 137-168.
- PUIGDEFABREGAS, J., DEL BARRIO, G., BOER, M.M., GUTIÉRREZ & A. SOLÉ (1998): Differential responses of hillslope and channel elements to rainfall events in a semi-arid area. *Geomorphology* 23:337-351.
- QUEZEL, P., BARBERO, M. & A. BENABIB (1994): Le passage de la végétation méditerranéenne à la végétation saharienne sur les revers méridional du Haut Atlas oriental (Maroc). *Phytocoenologia* 22(4):537-582.
- RANA, G. & N. KATERJI (1998): A measurement based sensitivity analysis of the Penman-Monteith actual evapotranspiration model for crops of different height and in contrasting water status. *Theor. Appl. Climatol.* 60:141-149.
- RATHJENS, C. (1980): Vergleichende Geographie der Hochgebirge an Beispielen aus den Subtropen. Höhengrenzen in Hochgebirgen - Vorträge und Diskussionen eines DFG-

- Rundgesprächs in Saarbrücken am 15. und 16. Mai 1979. In: Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität des Saarlandes. Bd.29:15-27.
- RAWLS, W.J., BRAKENSIEK, D.L. & K.E. SAXTON (1982): Estimation of soil water properties. In: Transactions of ASAE Special condition of soil & water, Vol 25:1316-1328.
- RAWLS, W.J. (1983): Estimating soil bulk density from particle size analysis and organic matter content. In: Soil Science Vol. 135, No. 2: 123-125.
- RAWLS, W.J. & D.L. BRAKENSIEK (1985): Prediction of soil water properties for hydrological modeling. In: Jones, E. & T.J. Ward (Ed.): Proceedings of the symposium watershed management in the Eighties. Denver, 239 pp.
- RAWLS, W.J. & D.L. BRAKENSIEK (1995): Utilizing fractal principles for predicting soil hydraulic properties. *J. Soil and Water Conservation* 50(5):463-465.
- RAWLS, W.J. & Y.A. PACHEPSKY (2002): Using field topographic descriptors to estimate soil water retention. *Soil Science* 167:423-435.
- RAYNAL, R. (1962): Géomorphologie, Pédologie et techniques de la défense des sols - Pédologie et géomorphologie au Maroc. *Revue de Géographie du Maroc*, Rabat, No. 1 et 2 :19-21.
- REFSGAARD, J.C. & B. STORM (1996): Construction, Calibration and Validation of Hydrological Models. In: M.B. Abbott & J.C. Refsgaard (Ed.): *Distributed Hydrological Modelling*. Kluwer, Dordrecht: 41-54 pp.
- REICHERT B., THEIN J., CAPPY S., STICHLER W., AGOUSSINE M. (2003): Hydrogeological framework of the northern Drâa-catchment, Morocco: Results of local and regional scale investigations. Presentation in the Int. Symposium on Isotope Hydrology and Integrated Water Resources Management, Vienna 19-23 May 2003.
- RHOADS, B.L. (1989): Longitudinal variations in the size and sorting of bed material along six arid-region mountain strams. *Catena Supplement* 14:87-105.
- RIES, J.B., LANGER, M. & C. REHBERG (2000): Experimental investigations on water and wind erosion on abandoned fields and arable land in the central Ebro Basin, Aragón/Spain. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd.* 121:91-108.
- RISER, J. (1971): Le Jbel Sarhro et sa retombée saharienne - Présentation géomorphologique. *Revue de Géographie du Maroc* 19 :97-109.
- RISER, J. (1973): Le barrage Mansour Eddahbi et les aménagements agricoles de la vallée du Dra Moyen. *Revue de Géographie du Maroc* 23-24:167-177.
- RITSEMA, C.J., NIEBER, J.L., DEKKER, L.W. & T.S. STEENHUIS (1998): Stable or unstable wetting fronts in water repellent soils - effect of antecedent soil moisture content. *Soil & Tillage Research* 47:111-123.
- RUELLAN, A. (1962): Utilisation de la géomorphologie pour l'étude pédologique au 1 :20000 de la plaine du Zebra (Basse Moulouya). *Revue de Géographie du Maroc*, Rabat. No.1 et 2:21-29.

- RUPRECHT, J.K. & N.J. SCHOFIELD (1989): Analysis of streamflow generation following deforestation in southwest Western Australia. *Journal of Hydrology* 105:1-17.
- SALIM, B.A. (1999): Modeling and measurement of soil moisture content based on a Remote Sensing method for applications in semi-arid tropics. *Forschungsbericht Agrartechnik des Arbeitskreises Forschung und Lehre der Max-Eyth-Gesellschaft Agrartechnik im VDI (VDI-MEG)*. Band 340:266 S.
- SANTINI, A. & G. D'URSO (2000): The Time-Domain-Reflectometrie: Theory, Principles and Applications. *Soil Water Balance and Transport Processes. Review of theory and field applications*. In: *Cahier Options Méditerranéennes*. Vol 46. 113-146.
- SAUER, T.J. & S.D. LOGSDON (2002): Hydraulic and physical properties of stony soils in a small watershed. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66:1947-1956.
- SCHAAP, M.G. & F.J. LEIJ (1998): Database - related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Soil Science*. 163.765-779.
- SCHIEFFER, F. & P. SCHACHTSCHABEL (2002): *Lehrbuch der Bodenkunde*. 15. Aufl., Enke-Verlag, Stuttgart. 491 S.
- SCHEINOST, A. (1995): *Pedotransfer-Funktionen zum Wasser- und Stoffhaushalt einer Bodenlandschaft*. FAM-Bericht 5, Dissertation TU München, 176 S.
- SCHERRER, S. (1997): *Abflussbildung bei Starkniederschlägen. Identifikation von Abflussprozessen mittels künstlicher Niederschläge*. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie. Eidgen. TH Zürich. 188 S.
- SCHICK, A.P. (1986): *Surface runoff in the desert: Hydrological concepts and application in extremely arid areas: Beiträge zur Hydrologie Sonderheft* 6:151-160.
- SCHICK, A.P. (1988): *Hydrological aspects of floods in extreme arid environments*. In: *Flood Geomorphology* 189-203. Wiley, New York.
- SCHIFFERS, H. (1950): *Die Sahara und die Syrtenländer - Gegenwart, Vergangenheit und Zukunft der größten Wüste der Erde*. Franckh'sche Verlagshandlung. Stuttgart.
- SCHIFFERS, H. (1971): *Die Sahara und die Randgebiete - Darstellung eines Naturgroßraumes in drei Bänden - Band 1. Physiographie - IFO-Institut für Wirtschaftsforschung München. Afrika-Studien Nr. 60*. Weltforum Verlag, München.
- SCHMIDT, M. (2003): *Development of a fuzzy expert system for detailed land cover mapping in the Dra catchment (Morocco) using high resolution satellite images*. Elektronische Dissertationen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bonn; (http://hss.ulb.uni-bonn.de/90/ulb_bonn/diss_online/math_nat_fak/2003/schmidt_michael)
- SCHMIDT, F. (2003): *Hochgenaue Digitale Geländemodelle - Untersuchungen zur Erstellung, Analyse und Anwendung in der Landwirtschaft*. Dissertation der Fakultät für Ingenieurwissenschaften der Universität Rostock. 122 S.
- SCHREIBER H. et al. (1995): *Ecological gradients along slopes of the Northern Negev Highlands, Israel*. *Advances in Geoecology* 28:209-229.

SCHRÖDTER, H. (1985): Verdunstung. Anwendungsorientierte Messverfahren und Bestimmungsmethoden. Springer, Berlin. 186 S.

SCHULTZ, G.A. (1999): A call for hydrological models based on remote sensing, tracers and other modern hydrometric techniques (keynote paper). In: Integrated methods in catchment hydrology - Tracer, Remote Sensing and new hydrometric techniques. IAHS Publication No. 258.

SCHULZ, O. (in Vorb.): Zur Dynamik des Schnees im südlichen Hohen Atlas, Marokko (vorläufiger Arbeitstitel). Dissertation der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bonn.

SCHWARZE, R. DRÖGE, W. & K. OPPERDEN (1999). Regionalisierung von Abflusskomponenten, Umsatzräumen und Verweilzeiten für kleine Mittelgebirgseinzugsgebiete. In: Hydrologie und Regionalisierung, Forschungsbericht der DFG:345-370

SCOGING, G.L. (1992): Application of a dynamic overland-flow hydraulic model to a semiarid hillslope, Walnut Gulch, Arizona. In: Parsons, A.J. & A.D. Abrahams (ed.): Overland flow: Hydraulics and erosion mechanics. UCL Press, London, 438p.

SEUFFERT, O. (1992): Von Sinn und Unsinn der Niederschlagssimulation in der Geohydrologie und Geomorphologie. Petermanns Geographische Mitteilungen 136:41-47.

SEVRUK, B. (Ed. 1992): Snow cover measurements and areal assessment of precipitation and soil moisture. World Meteorological Organisation: Operational Report No. 35, WMO No 749, Geneva.

SHANAN, L.A. & A.P. SCHICK (1980): A hydrological model for the Negev Desert Highlands: effects of infiltration, runoff and ancient agriculture. Hydrological Science Journal 25:269-282.

SHANNON, J., RICHARDSON, R. & J. THORNES (2002): Modelling event-based fluxes in ephemeral streams. In: Bull, L.J. and M.J. Kirkby (Eds): Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels. Wiley, Chichester, 388pp.

SHARMA, K.D. et al. (1996): Distributed numerical rainfall-runoff modelling in an arid region using Thematic Mapper data and a geographical information system. Hydrological Processes 10:1229-1242.

SHUN, T. & C.J. DUFFY (1999): Low-frequency oscillations in precipitation, temperature and runoff on a west facing mountain front: A hydrogeologic interpretation. Water Resources Research 35:191-201.

SKIRVIN, S.M., MARSH, S.E., MCCLARAN, M.P. & D.M. MEKO (2003): Climatic spatial variability and data resolution in a semi-arid watershed, south-eastern Arizona. Journal of Arid Environments 54:667-686.

SMETTEM, K.R.J., OLIVER, Y.M., HENG, L.K., BRISTOW, K.L. & E.J. FORD (1999): Obtaining soil hydraulic properties for water balance and leaching models from survey data. 1. Water retention. Australian Journal for Agricultural Research 50:283-289.

SMETTEM, K.R.J. & K L. BRISTOW (1999): Obtaining soil hydraulic properties for water balance and leaching models from survey data. 2. Hydraulic conductivity. Journal for Agricultural Research 50:1259-1262.

- SMITH, R.E. et al. (1995): KINEROS - a kinematic runoff and erosion model. In: Computer models of watershed hydrology. Singh, V.P. (ed.). Water Resources Publications- Highlands Ranch:1-22.
- SMITH, R.E. (Ed. 2002): Infiltration - Theory for hydrologic application. Water Resources Monograph 15. 212 S.
- SORMAN, A. & M. ABDULRAZZAK (1993): Infiltration-recharge through wadi beds in arid regions. *Journal of Hydrological Science* 38:173-186.
- SOROOSHIAN, S., WHITAKER, M.P.L. & T.S. HOGUE (2002): Regional and global hydrology and water resources issues: The role of international and national programs. *Aquat. Sci.* 64:317-327.
- STACHEDER, M. (1996): Die Time Domain Reflectometry in der Geotechnik. *Angewandte Geologie Karlsruhe (AGK)* 40:166 S.
- STAUDINGER, M. (in Vorb.): Populationsökologische Untersuchungen in ariden Ökosystemen des südlichen Marokkos (vorläufiger Arbeitstitel). Dissertation der Universität Hamburg.
- STETS, J. & P. WURSTER (1981): Zur Strukturgeschichte des Hohen Atlas in Marokko. *Geologische Rundschau* 70:801-841.
- STOTHOFF, S.A. (1997): Sensitivity of long-term bare soil infiltration simulations to hydraulic properties in an arid environment. *Water Resources Research* 33:547-558.
- STOTHOFF, S.A., OR, D., GRONEVELD, D.P. & S.B. JONES (1999): The effect of vegetation on infiltration in shallow soils underlain by fissured bedrock. *Journal of Hydrology* 218:169-190.
- SULEIMAN, K.A. & D. SCHWARTZENDRUBER (2003): Measurement of sated hydraulic conductivity of surface soil in the field with a small-plot sprinkling infiltrometer. *Journal of Hydrology* 272:203-212.
- SUMMERELL, G.K., VAZE, J., TUTEJA, N.K., GRAYSON, R.B. & T.I. DOWLING (2003): Development of an objective terrain analysis based method for delineating the major landforms of catchments, *Proceedings of MODSIM 2003*, Ed. Post, D, pp496-501
- SVETLITCHNYI, A.A., PLOTNITSKY, S.V. & O.Y. STEPOVAYA (2003): Spatial distribution of soil moisture content within catchments and its modelling on the basis of topographic data. *Journal of Hydrology* 277:50-60.
- TATE, E.L. & A. GUSTARD (2000): Drought definition: A hydrological perspective. In: Vogt, J.V & Somma, F. (ed.): *Drought and Drought Mitigation in Europe. Advances in Natural and Technological Hazards Research* 14. Kluwer Academic Publishers. 23-48.
- TIETJE, O. & M. TAPKENHINRICHS (1993): Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Science Society* 57:1088-1095.
- TIXERONT, M. (1971): Les formations précambriennes de la région minéralisée en cuivre de Bou-Skour (Anti-Atlas marocain). *Notes Serv. Géolog. Maroc*, 31. No 237:181-202.
- TONGWAY, D.J., SPARROW, A.D. & M.H. FRIEDEL (2003): Degradation and recovery processes in arid grazing lands of central Australia. Part 1: soil and land resources. *Journal of Arid Environments* 55:301-326.

- TORRI, D., POESEN, J. MONACI, F. & E. BUSONI (1994): Rock fragment content in fine bulk density. In: *Catena* 23:65-72.
- TROIN, J.-F. (2002): Maroc - Régions, pays, territoires. Maisonneuve & Larose. Paris, 502 S.
- TROLL C. & K.H. PAFFEN (1964): Karte der Jahreszeitenklimare der Erde. *Erdkunde* 18:5-28.
- TROLL, C. (1975): Vergleichende Geographie der Hochgebirge der Erde in landschaftsökologischer Sicht. Eine Entwicklung von dreieinhalb Jahrzehnten Forschungs- und Organisationsarbeit. *Geographische Rundschau* 27:185-198.
- TSUJIMURA, M., ONDA, Y. FUCHIWARA, J. & J. ITO (1999): Hydrometric and tracer approaches to investigate rainfall - runoff processes in mountainous basins with different geologies. In: *Integrated methods in catchment hydrology - Tracer, Remote Sensing and new hydrometric techniques*. IAHS Publication No. 258.
- VALENTIN, C. (1994): Surface sealing as affected by various rock fragment covers in West Africa. In: *Catena* 23:87-98.
- VAN GENUCHTEN, M.T. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:892-898.
- VANNEY, J.R. (1967): Die Starkregen in Wüstengebieten. Ein Beispiel aus der Sahara. *Petermanns Mitteil.* 111:97-104.
- VAN WESEMAEL, B., POESEN, J. & T. DE FIGUEIREDO (1995): Effects of rock fragments on physical degradation of cultivated soils by rainfall. In: *Soil & Tillage Research* 33:229-250.
- VAN WESEMAEL, B., POESEN, J. & A. SOLE-BENET, CARA BARRIONUEVO, L. & J. PUIGDEFABREGAS (1998): Collection and storage of runoff from hillslopes in a semi-arid environment: geomorphic and hydrologic aspects of the aljibe system in Almeria Province, Spain. *Journal of arid environments* 40:1-14.
- VAN WESEMAEL, B., MULLIGAN, M. & J. POESEN (2000): Spatial patterns of soil water balance on intensively cultivated hillslopes in a semi-arid environment: the impact of rock fragments and soil thickness. *Hydrological Processes* 14:1811-1828.
- VEREecken, H., MAES, J., FEYEN, J. & P. DARIUS (1989): Estimating the soil moisture retention characteristics from texture, bulk density and carbon content. *Soil Science* 148:389-403.
- VOGT, J.V & F. SOMMA (Ed. 2000): *Drought and Drought Mitigation in Europe*. *Advances in Natural and Technological Hazards Research* 14. Kluwer Academic Publishers, 325 S.
- VOLK, O.H. & E. GEYGER (1970): "Schaumböden" als Ursache der Vegetationslosigkeit in ariden Gebieten. *Zeitschr. f. Geomorph.* 14:79-95.
- WAGNER, P. (1984): Rezente Abtragung und geomorphologische Bedingungen im Becken von Ouarzazate (Süd-Marokko). *Berliner Geographische Abhandlungen Heft* 38: 116 S.
- WALSH, R.P.D., DE COELHO, O.A., ELMES, A., FERREIRA, A.J.D., GONCALVES, A.J.B., SHAKESBY, R.A., TERNAN, J.L. & A.G. WILLIAMS (1998): Rainfall simulation plot experiments as a tool in overland flow and soil erosion assessment, North Central Portugal. *Geoökodynamik Band* IXI:139-152.

- WEISCHET, W. (1991): Einführung in die Klimatologie. Teubner, Stuttgart. 275 S.
- WERTZ, J.B. (1970): The start of an Ephemeral Stream. *Zeitschr. f. Geomorph.* 14:97-102.
- WHEATER, H.S. et al. (1997): An integrated model of arid zone water resources: evaluation of rainfall-runoff simulation performance. *IAHS-Publication 240*: 395-405.
- WICHE, K. (1953): Klimamorphologische und talgeschichtliche Studien im M'Goun-Gebiet. *Mittl. Geogr. Ges. Wien*, 95:4-41.
- WIERENGA, P.J., HENDRICKX, J.M.H., NASH, M.H., LUDWIG, J. & L.A. DAUGHERTY (1987): Variation of soil and vegetation with distance along a transect in the Chihuahuan Desert. *Journal of arid Environments* 13:53-63.
- WILCOX, B.P., WOOD, M.K. & J.M. TROMBLE (1988): Factors influencing infiltrability of semiarid mountain slopes. *Journal of Range Management* 41:197-206.
- WILLMOTT, C.J. (1981): On the validation of models. *Phys. Geogr.* 2:184-194
- WOOD, E.F. & P.E. O'CONNEL (1985): Real-time forecasting. In: Anderson, M.G. & T.P. Burt (Ed.): *Hydrological Forecasting*. John Wiley & Sons, Chichester. 505-558.
- WOOD, E.F., SIVAPALAN, M. & K.J. BEVEN (1988): Effects of spatial variability and scale with implications to hydrological modelling. *Journal of Hydrology* 102:29-47.
- WOODING, R.A. (1968): Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resources Research* 4:1259-1273.
- WOOLDRIDGE, S., KALMA, J. & G. KUCZERA (2001): Parameterisation of a simple semi-distributed model for assessing the impact of land-use on hydrological response. *Journal of Hydrology* 254:16-32.
- WOOLHISER, D.A., SMITH, R.E. & D.C. GOODRICH (1990): KINEROS, a kinematic runoff and erosion model; Documentation and user manual. *USDA-Agricultural Research Service* 77:130p.
- WÖSTEN, J.H.M., PACHEPSKY, Y.A. & W.J. RAWLS (2001): Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydrological characteristics. *Journal of Hydrology* 251:123-150.
- YAIR, A. & H. LAVEE (1982): Factors affecting the spatial variability of runoff generation over arid hillslope, Southern Israel. *Israel Journal of Earth-Sciences* Vol. 31:133-143.
- YAIR, A. (1990): Runoff generation in a sandy area - The Nizzana Sands, Western Negev, Israel. *Earth Surfaces and Landform Processes* 15:597-609.
- YE, W., BATES, B.C., VINEY, N.R., SIVAPALAN, M. & A.J. JAKEMAN (1997): Performance of conceptual rainfall-runoff models in low-yielding ephemeral channels. *Water Resources Research* 33:153-166.
- YOUBI, L. (1990): Hydrologie du Bassin du Dades. Office Régional de Mise en Valeur Agricole Ouarzazate (ORMVAO), Ouarzazate. 40S.

- YU, P.-S., YANG, T.C. & S.-J. CHEN (2001): Comparison of uncertainty analysis methods for a distributed rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology* 244:43-59.
- YU, Z. & B. HU (2003): Studies on water movement and solute transport in arid regions. *Journal of Hydrology* 275:139-140.
- ZEPP, H. & M.J. MÜLLER (1999): Landschaftsökologische Erfassungsstandards. Ein Methodenbuch. *Forschungen zur Deutschen Landeskunde* 244, Flensburg. 537 S.
- ZHANG, L., DAWES, W.R., HATTON, T.J., REECE, P.H., BEALE, G.T.H. & I. PACKER (1999): Estimation of soil moisture and groundwater recharge using the TOPOG_IRM model. *Water Resources Research* 35:149-161.
- ZILLBACH, K. (1984): Geoökologische Gefügemuster in Süd-Marokko. *Berliner Geographische Abhandlungen Heft 37*, 95 S.
- ZOU, Z.-Y., YOUNG, M.H., LI, Z. & P.J. WIERENGA (2001): Estimation of depth averaged unsaturated soil hydraulic properties from infiltration experiments. *Journal of Hydrology* 242:26-42.
- ZORITA, E., VIACHESLAV, K. & H. VON STORCH (1992): The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: Their interaction and relevance for Iberian precipitation. *J. Climate* 5:1097-1108.

14 Anhang und Glossar

Tab. A1: Ergebnis der Berechnung der Regressionsgeraden und Stärke des Zusammenhangs (r^2) zwischen den Klimaelementen unterschiedlicher Klimastationen (at=Lufttemperatur; rH=relative Luftfeuchtigkeit; rad=kurzwellige Globalstrahlung; wv=Windgeschwindigkeit; st5, st15, st30=Bodentemperatur in 5, 15 und 30 cm)

Lückiger Datensatz	Hinzugezogene Stationsdaten	Klimaelement	Gleichung der Regressionsgeraden	r^2
ARG	BSK	at	$y = 1.0223x - 3.0678$	0.99
ARG	BSK	rh	$y = 0.8193x + 0.3368$	0.95
ARG	BSK	rad	$y = 0.9354x + 11.548$	0.94
ARG	BSK	st5	$y = 1.0417x + 2.1194$	0.99
ARG	BSK	st15	$y = 1.1217x + 0.5047$	0.98
ARG	BSK	st30	$y = 1.1256x + 0.5335$	0.98
ARG	EMY	wv	$y = 0.3984x + 1.5654$	0.42
BSK	ARG	at	$y = 0.9744x - 2.9893$	0.99
BSK	ARG	rh	$y = 1.1569x + 0.8648$	0.95
BSK	ARG	rad	$y = 1.0051x + 4.4417$	0.94
BSK	ARG	st5	$y = 0.9456x + 1.6236$	0.98
BSK	ARG	st15	$y = 0.9513x + 1.7869$	0.99
BSK	SKO	st30	$y = 1.0874x - 4.5459$	0.98
BSK	SKO	wv	$y = 0.4529x + 1.7623$	0.25
TJG	SKO	at	$y = 1.2777x + 0.491$	0.84
TJG	SKO	rh	$y = 1.111x - 6.5526$	0.91
TJG	SKO	rad	$y = 0.9828x + 2.6647$	0.97
TJG	SKO	st5	$y = 0.8485x - 4.3029$	0.97
TJG	SKO	st15	$y = 0.9224x - 5.3078$	0.98
TJG	SKO	st30	$y = 1.0412x - 7.5022$	0.90
TJG	IMS	wv	$y = 1.0699x + 0.5653$	0.43
IMS	TIC	at	$y = 0.9185x - 6.9866$	0.97
IMS	TJG	rh	$y = 0.7842x + 2.6493$	0.83
IMS	TJG	rad	$y = 0.8916x + 29.923$	0.87
IMS	TJG	st5	$y = 1.2197x + 3.2408$	0.96
IMS	TJG	st15	$y = 1.2318x + 2.9576$	0.97
IMS	TJG	st30	$y = 1.3281x + 1.8405$	0.97
IMS	TIC	wv	$y = 1.9249x + 0.6782$	0.57
TIC	MGO	at	$y = 1.0542x + 5.4034$	0.89
TIC	MGO	rh	$y = 0.9459x - 4.8353$	0.98
TIC	MGO	rad	$y = 0.7868x + 63.607$	0.71
TIC	IMS	st5	$y = 0.8995x + 9.8206$	0.88
TIC	IMS	st15	$y = 1.0632x + 10.103$	0.94
TIC	MGO	st30	$y = 1.0766x - 4.2387$	0.96
TIC	IMS	wv	$y = 0.2981x + 0.6482$	0.57
MGO	TIC	at	$y = 0.7662x + 5.5657$	0.71
MGO	TIC	rh	$y = 0.8128x + 1.4636$	0.90
MGO	TIC	rad	$y = 0.9662x + 6.8297$	0.99
MGO	TIC	st5	$y = 0.8247x + 2.7365$	0.89
MGO	TIC	st15	$y = 0.7298x + 4.1771$	0.95
MGO	TIC	st30	$y = 0.6933x + 4.7522$	0.94
MGO	TIC	wv	$y = 0.5187x + 0.5707$	0.59

Tab. A2: Charakteristische bodenhydrologische Eigenschaften aller ausgewiesenen Landschaftseinheiten.

Gebiet	Landschaftseinheit	Relief- formtyp	Fläche abs. [ha]	Fläche rel. [%]	Ø Neigung [°]	Dominierendes Ausgangsgestein	Dominierender Bodentyp (nach WRB)	Ø Vegetations- bedeckung [%]	Ø K _s -Wert	Ø Abfluss- koeffizient [%]
JHB	Tiefenlinie	T	5.636	6.3	8	Quarzit und quarzitischer Sandstein	Yermi Gypsic (salic) Regosol	10	225.6	4.7
	Kulminationsbereich	K	20.120	22.4	21		Yermi Paralithic Leptosol	0	56.2	23.3
	Schichtfläche	E	58.024	64.8	7		Hyposalic-Yermi Rgosol	0	65.0	78.7
	Fels	E	2.805	3.1	10		Yermi Paralithic Leptosol	0	1.6	92.8
	Hangfuß	H1	3.042	3.4	9		Yermi Paralithic Leptosol	5	82.8	16.0
EMY	Tiefenlinie	T	7.388	6.7	6	Quarzit, Kalk- u. Sandstein	Sceletic silic Calcisol	25	140.0	0
	Hamada	E	22.574	20.6	4		Yermi calcaric Cambisol	0	73.9	17.1
	Hochplateau	E	18.313	16.8	6		Yermi calcaric Cambisol	5	97.3	21.1
	Hangfuß-Kolluvium	H1	16.429	15.1	7		Yermi calcaric Cambisol	0	125.4	17.8
	Mittelhang	H2	10.056	9.2	8		Yermi skeletic Calcisol	0	116.8	21.8
	Oberhang	H2	10.828	9.9	8		Yermi skeletic Calcisol	0	95.0	46.8
	Kulminationsbereich	K	23.733	21.7	17		Hyposodic hyposalic Calcisol	0	99.8	46.8
ARG	Tiefenlinie	T	0.221	11.9	23	Quarzitischer Sandstein, Tonstein, Siltstein	Skeletal Yermi Regosol	15	101.3	12.4
	Felsschuttflur	K	0.863	46.5	26		Yermic Leptosol	0	59.0	64.7
	Hangschutt (locker)	H3	0.331	17.8	29		Yermi Paralithic Leptosol	10	104.8	23.1
	Hangschutt (kompakt)	H3	0.411	23.8	16		Yermi Paralithic Leptosol	5	102.8	31.7
BSK	Mittelhang	H3	0.496	15.9	16	Vulkanite, Plutonite	Yermi Endoleptic Regosol	45	68.9	13.2
	Unterhang	H3	0.481	15.4	19		Yermi Endoleptic Regosol	40	40.0	10.8
	Oberhang	H3	0.973	31.1	21		Yermi Paralithic Leptosol	20	64.6	26.3
	Tiefenlinie	T	0.041	1.3	22		Aridic Regosol	30	164.5	12.4
	Fels	H1	0.830	26.7	19		Yermi Paralithic Leptosol	0	30.7	34.5
	Kulminationsbereich	K	0.300	9.6	15		Yermi Paralithic Leptosol	5	48.8	26.9
TJG	Ackerfläche	E	878.152	5.7	17	Kalkschutt	Calcaric-skeletal Fluvisol	25	298.4	20.3
	Tertiär	H1	2357.229	15.3	10		Calcaric-skeletal Fluvisol	30	93.8	9.3
	Jura	H1	4111.700	26.7	19	Jurakalke	Leptic Calcisol	30	107.0	14.3
	Tonsediment	K	105.403	0.7	11	Silt- und Tonstein	Leptic Calcisol	0	28.0	63.7
	Quartäres Lockersed.	E	7228.636	46.9	6	Plioz. Kalkkonglomerat	Skeletal Calcisol	55	76.4	8.9
	Tiefenlinie	T	638.439	4.1	5	Kalkschutt	Calcaric Skeletic Fluvisol	5	253.8	0.8
	Basaltschutt	K	23.142	0.15	14	Basalt	Leptic Calcisol	0	46.0	5.2
	Schuttfläche	H1	56.040	0.5	17	Kalkschutt	Lepti-Calcaric Regosol (Skeletal)	5	95.0	8.0
ASS	Tonsediment	K	449.487	4.1	17	Silt- und Tonstein	Skeletal Calcisol	0	28.1	68.4
	Tiefenlinie	T	516.834	4.7	14	Kalk- und Basaltschutt	Luvic Calcisol	70	266.0	9.8
	Oromediterrane Veget.	H3	142.017	12.9	18	Kalkschutt	Skeletal Calcaric Cambisol	45	93.3	2.4
	Jun-Buxus-Formation	H3	812.75	7.6	16		Skeletal Calcaric Cambisol	50	92.7	8.9
	Breccieschutt	K	736.39	6.7	21	Kalkbreccie	Calcaric Cambisol	25	95.3	15.1
	Kalkschuttflur	H3	3992.032	36.5	18	Kalkschutt	Skeletal Calcaric Cambisol	35	87.7	3.1
	Basaltschutt	H1	2507.738	22.0	18	Basaltschutt	Leptic Calcisol	10	46.0	5.2
	Felsschutt	K	606.609	5.5	23	Kalkschutt	Skeletal Calcisol	0	30.7	29.7

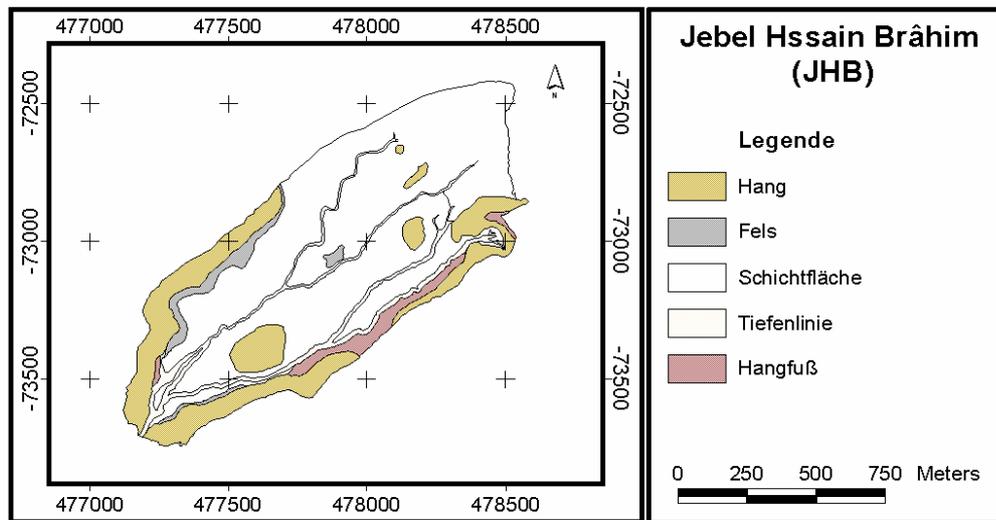


Abb. A1: räumliche Verteilung der Landschaftseinheiten am Standort *Jebel Hssain Brâhim*.

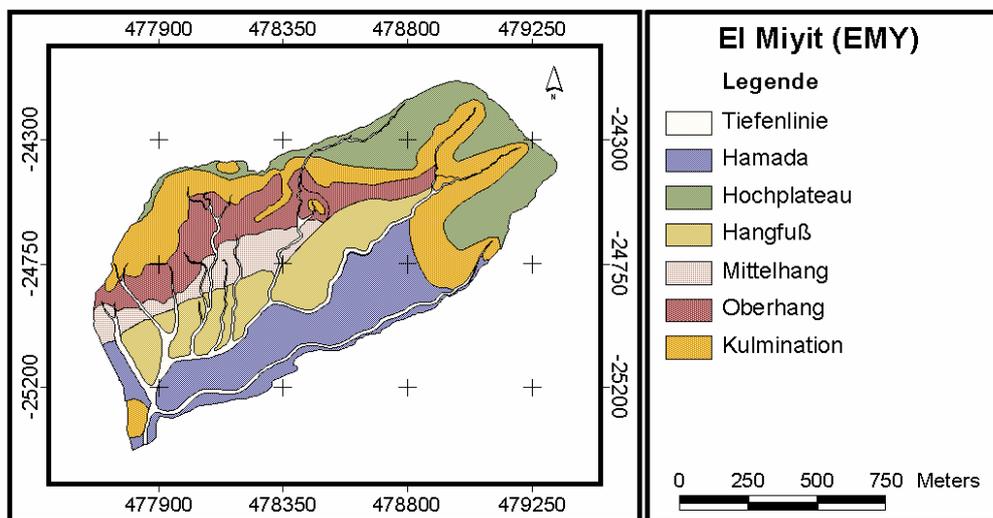


Abb. A2: räumliche Verteilung der Landschaftseinheiten am Standort *El Miyit*.

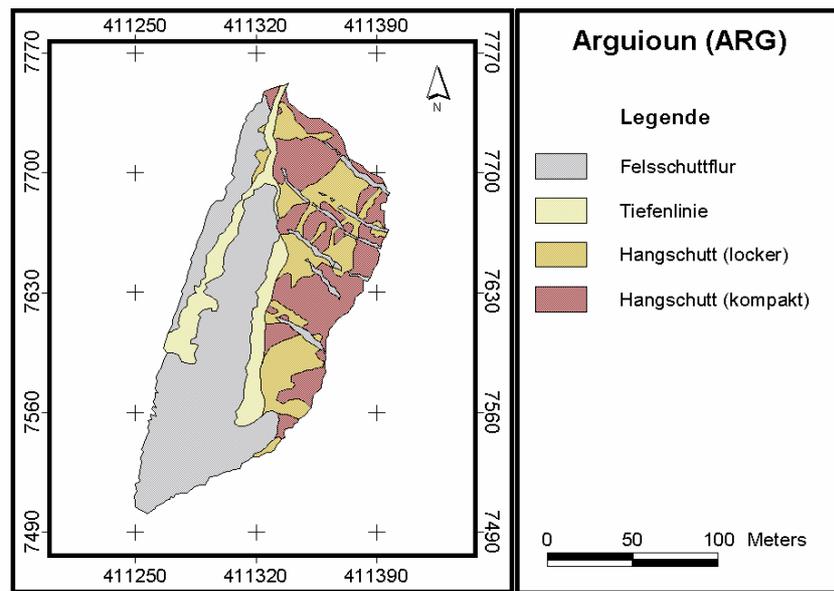


Abb. A3: räumliche Verteilung der Landschaftseinheiten am Standort *Arguioun*.

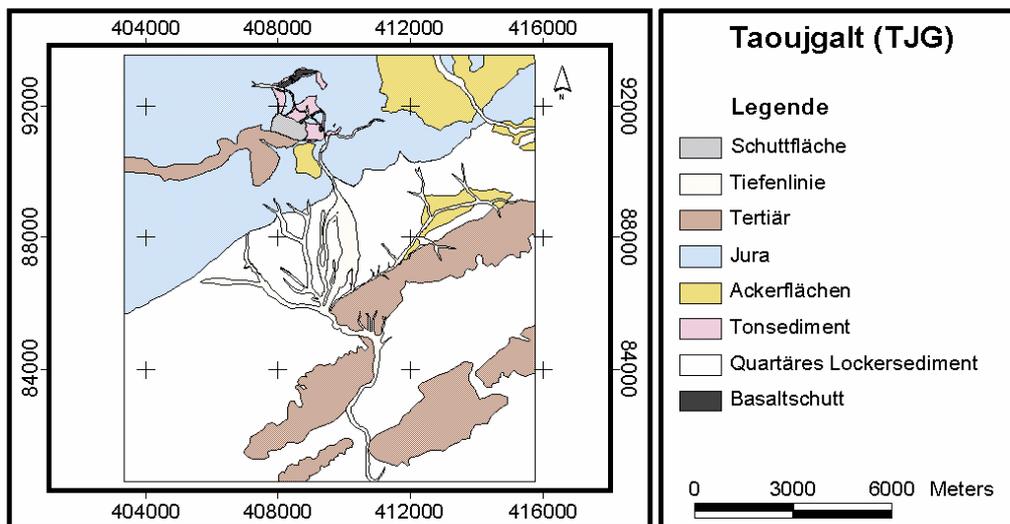


Abb. A4: räumliche Verteilung der Landschaftseinheiten am Standort *Taoujgalt*.

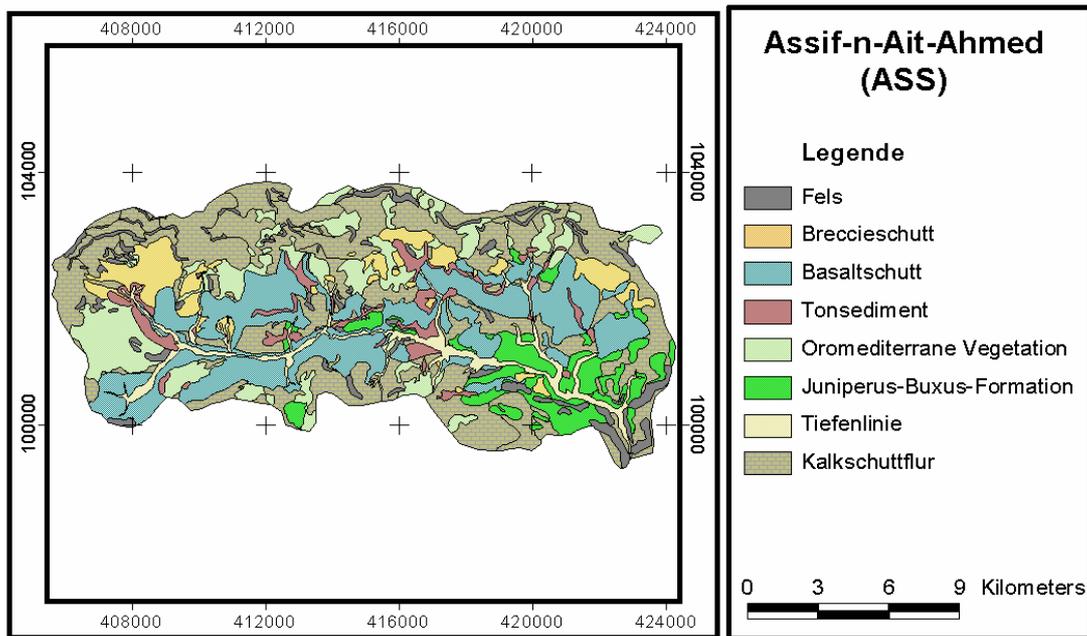


Abb. A5: räumliche Verteilung der Landschaftseinheiten am Standort Assif-n-Ait-Ahmed.

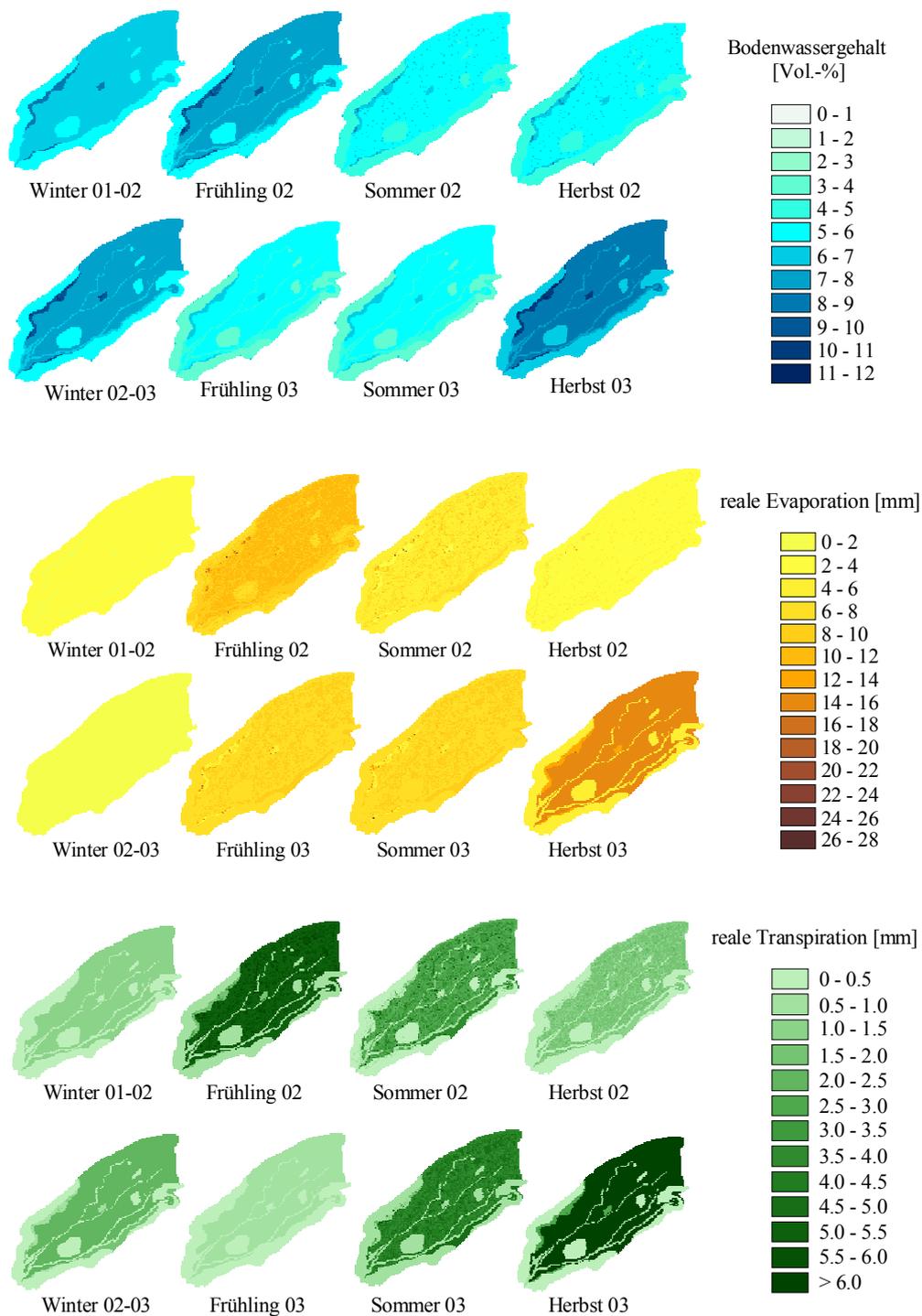


Abb. A6: *Raumzeitliche Variabilität von Bodenwassergehalt, Evaporation und Transpiration am Untersuchungsstandort Jebel Hssain Brâhim.*

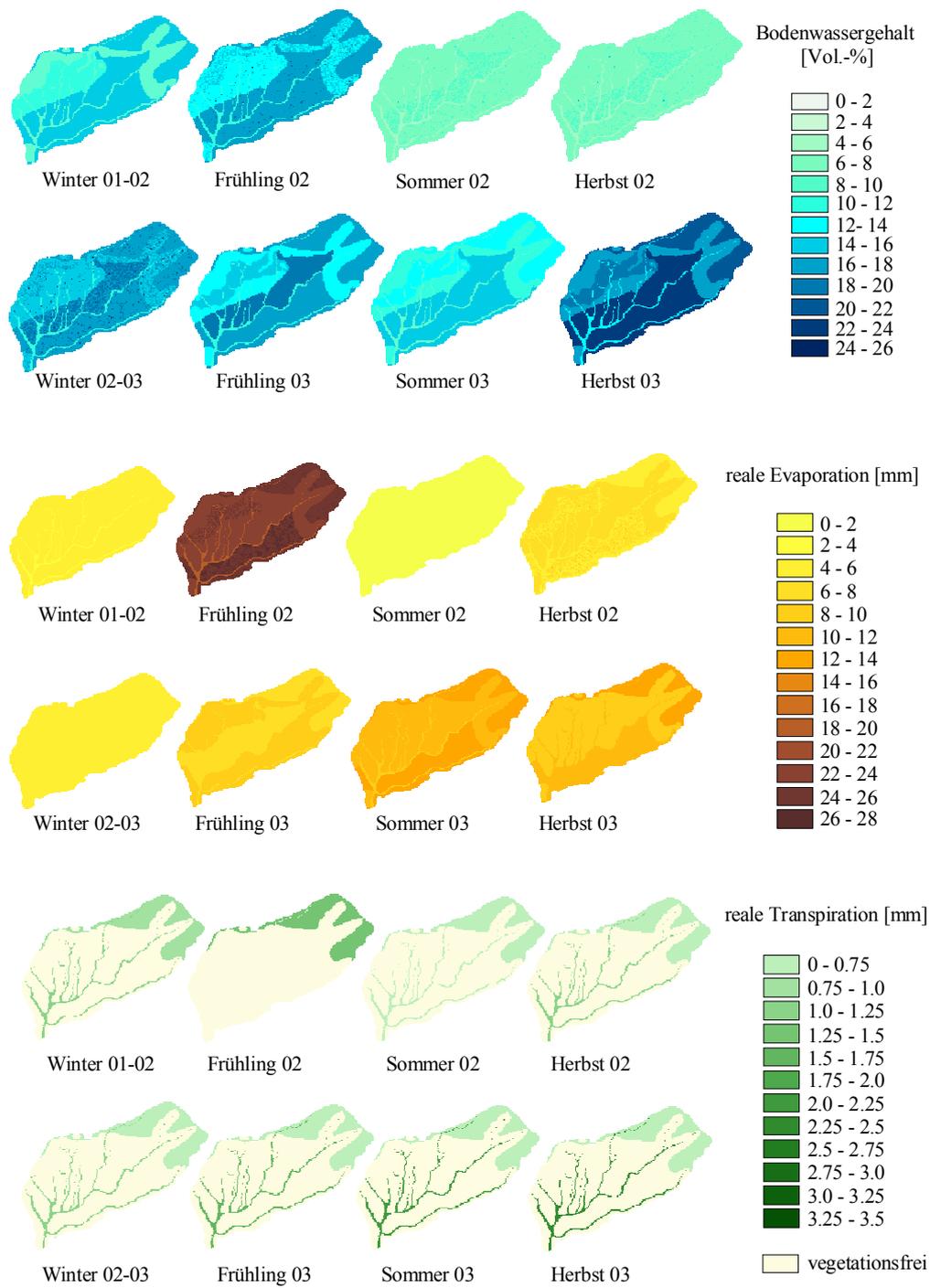


Abb. A7: Raumzeitliche Variabilität von Bodenwassergehalt, Evaporation und Transpiration am Untersuchungsstandort *El Miyit*.

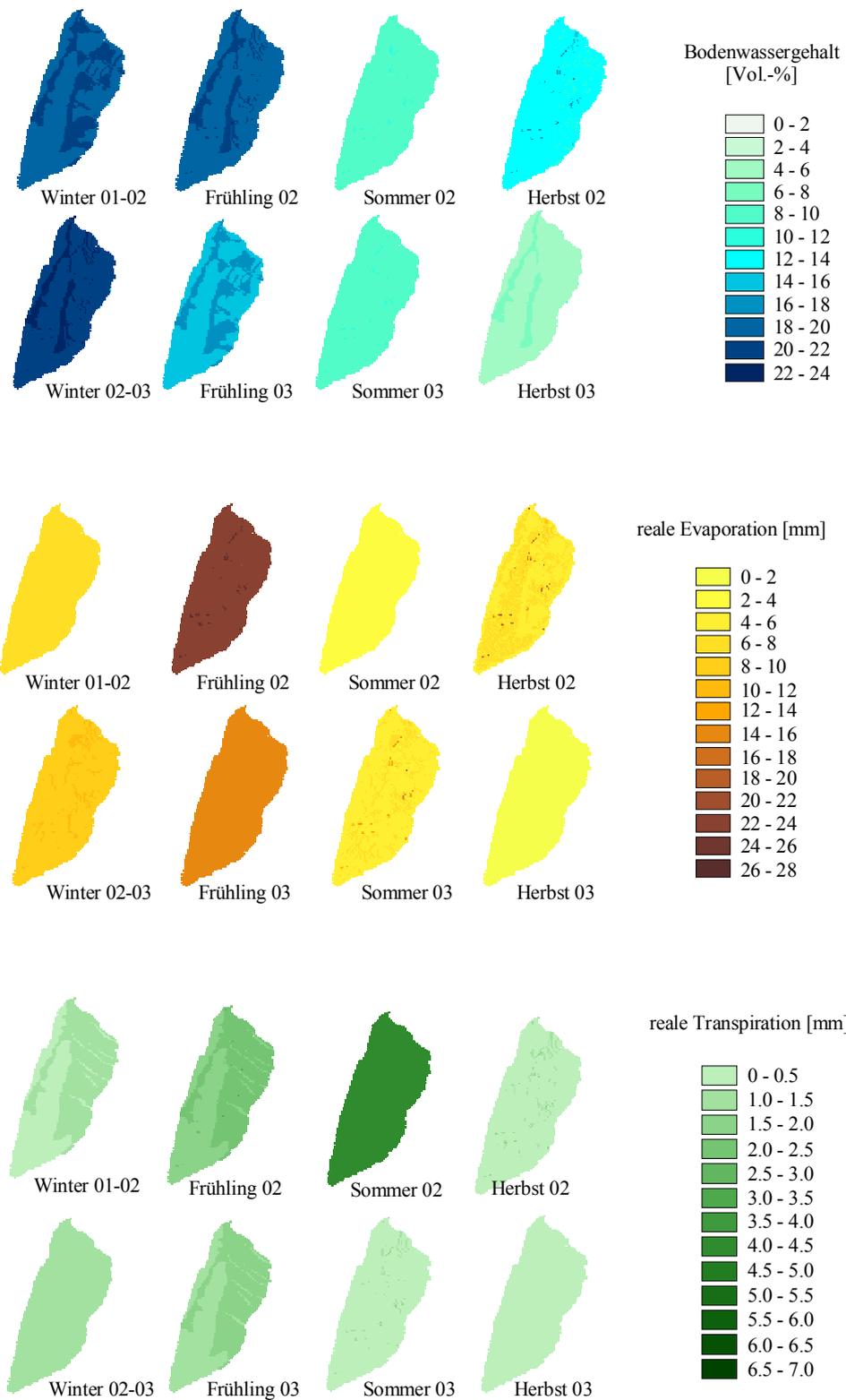


Abb. A8: Raumzeitliche Variabilität von Bodenwassergehalt, Evaporation und Transpiration am Untersuchungsstandort Arguioun.

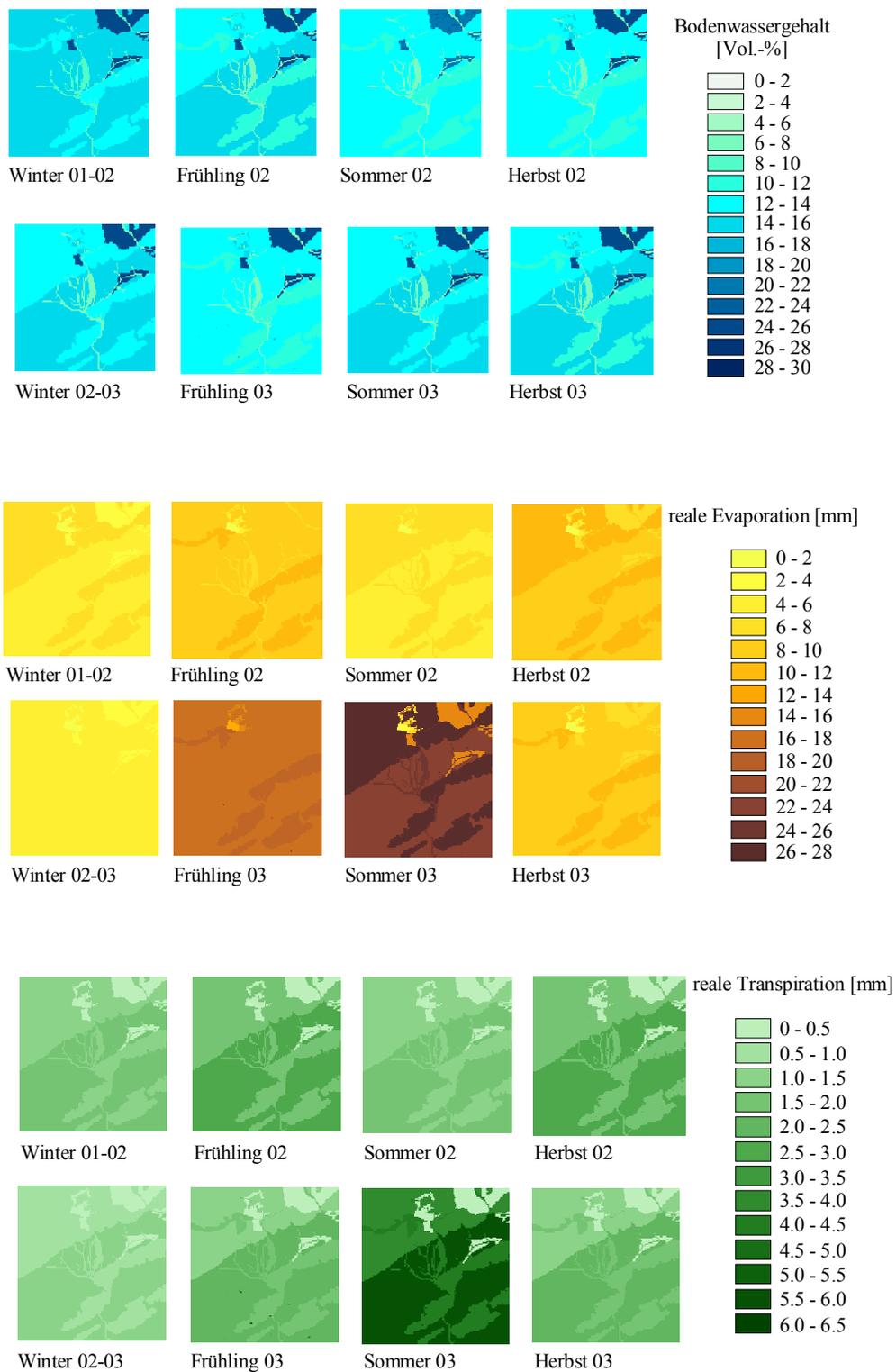


Abb. A9: Raumzeitliche Variabilität von Bodenwassergehalt, Evaporation und Transpiration am Untersuchungsstandort Taoujgalt.

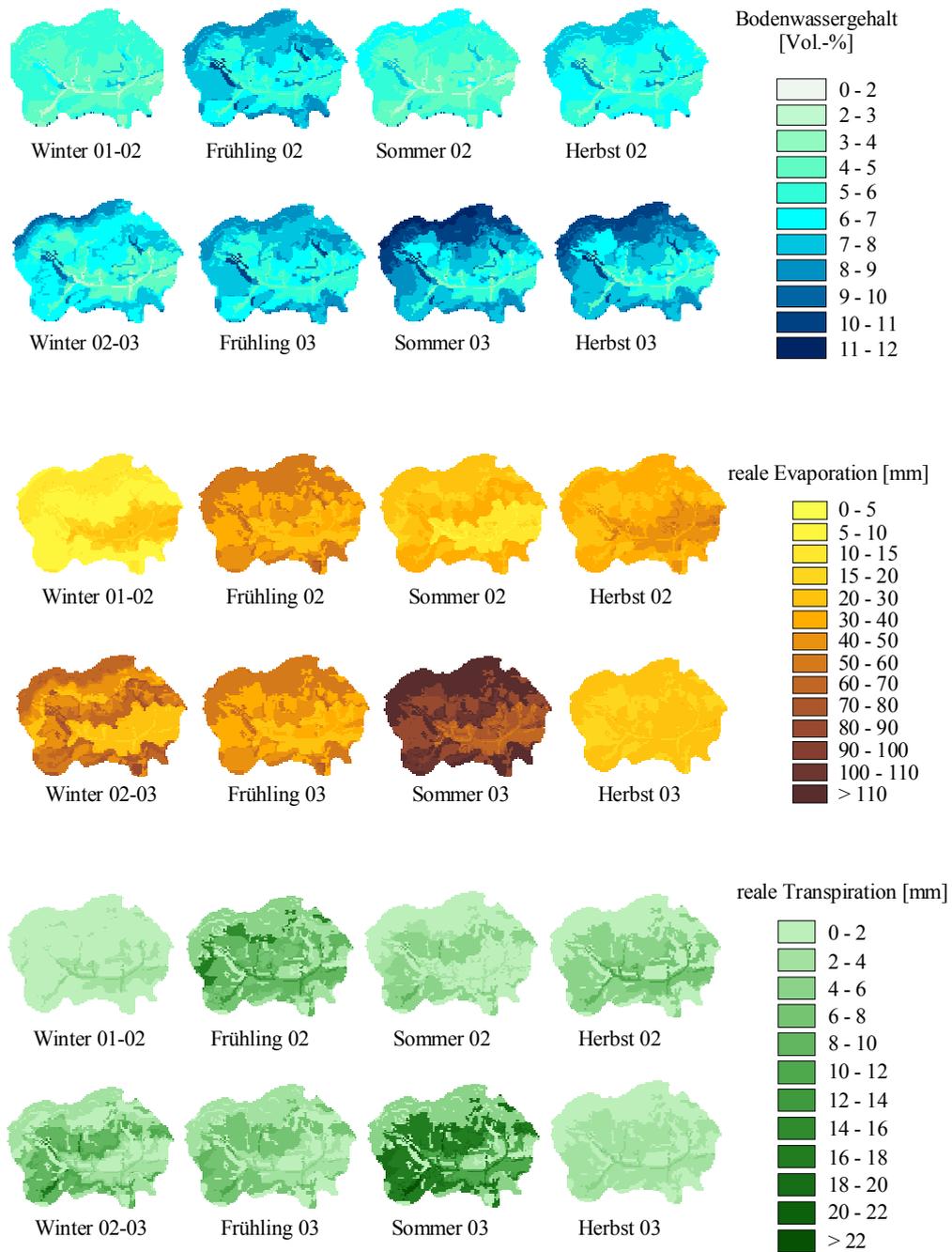


Abb. A10: Raumzeitliche Variabilität von Bodenwassergehalt, Evaporation und Transpiration am Untersuchungsstandort *Cascade*.

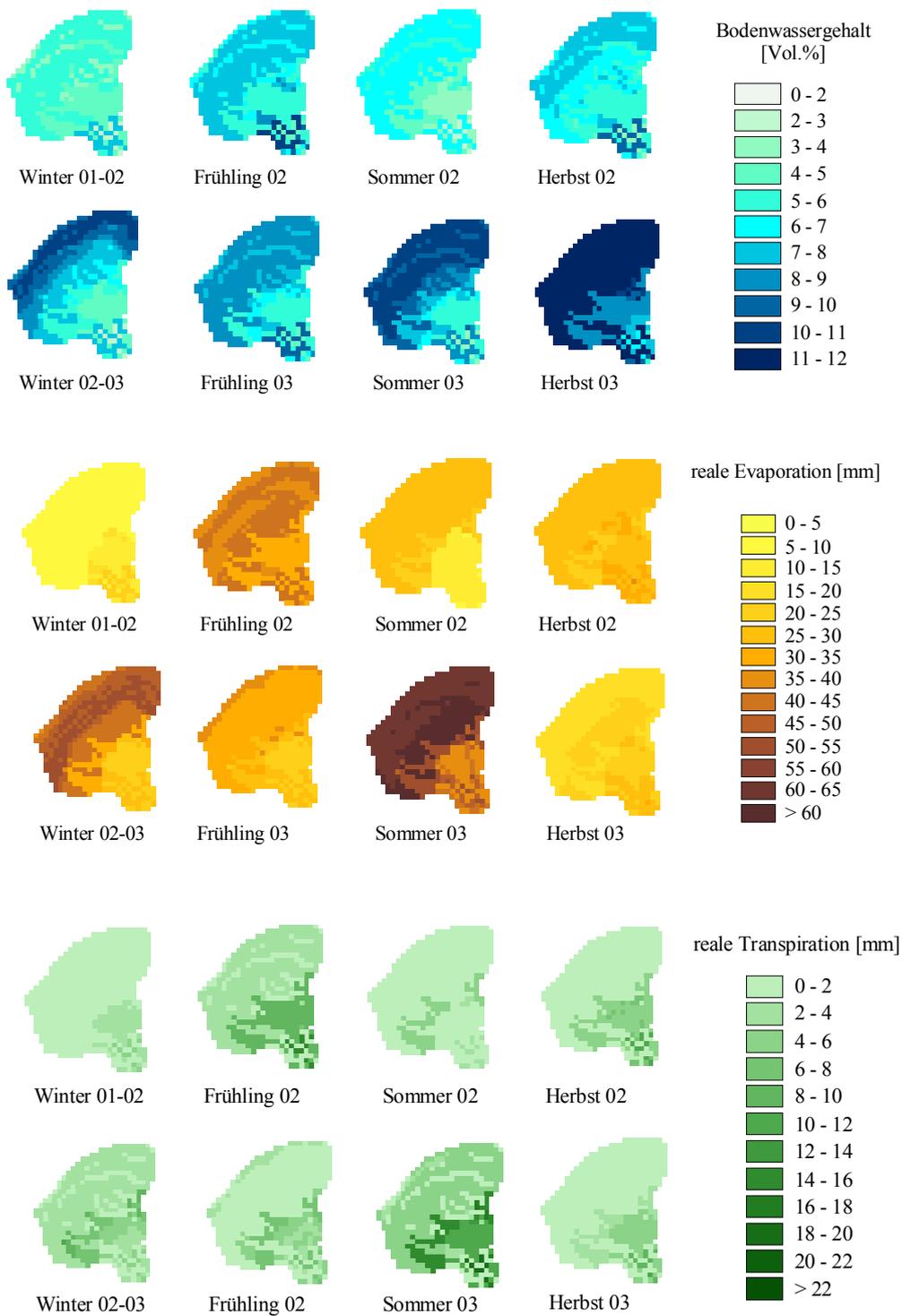


Abb. A11: Raumzeitliche Variabilität von Bodenwassergehalt, Evaporation und Transpiration am Untersuchungsstandort *Taria-n-Boussaid*.



Foto A1: Verschütteter Pegelstandort am Auslass des Teileinzugsgebiets Cascade (das Schuttmaterial staut das Wasser des Vorfluters auf und bildet einen temporären Stausee).



Hochwassermark
vom vorange-
gangenen Abfluss

Spitze des
verschütteten
2 m Pegelrohres

Fotos A2 und A3: Bergung des Pegels Cascade im Oktober 2003.

- wadi, oued (arab.):** episodisch wasserführendes Trockental; in dieser Arbeit werden die Termini *Wadi* und *oued* synonym verwendet. Das *wadi / oued* aus dem Arabischen ist gleichzusetzen mit den *Revieren* südafrikanischer Trockenräume sowie den *creeks* bzw. *washes* aus dem anglophonen Raum (WERTZ 1970). In Bezug auf Genese und Dynamik gelten die ephemeren Gerinne des iberischen Küstenraumes (*ramblas*) als mit den *Wadis* verwandt und entstehen infolge torrentieller Niederschläge der semiarid-subhumiden Klimazone (LÓPEZ-BERMÚDEZ et al. 2002).
- assif (berb.):** Wasserlauf, Fluss
- crue (franz.):** Kurzzeitige Abflüsse hoher Magnitude, typisch für die semiarid-subhumide Klimazone; genetisch mit den *flash floods* gleichzusetzen
- foum, fūm (arab.):** wörtlich „Mund“; klammähnlicher Wadi-Einschnitt
- hamada, reg (arab.):** Fußflächensysteme, Fußebenen, meistens schuttübersät (*desert pavement*) und nur schwach geneigt (ZILLBACH 1984)
- jebel, jbel (arab.):** Berg, Gebirgszug
- khela (arab.):** mesaförmige Fußflächenformation, häufig in der Region zwischen Ouarzazate und Boumalne zu finden („Synklinale der khelas“).
- nebka (arab.):** dünenähnliche Akkumulation und Fixierung von äolisch deflatiertem Feinmaterial durch perennierende Vegetation