

Analyse schneehydrologischer Prozesse und Schneekartierung
im Einzugsgebiet des Oued M'Goun,
Zentraler Hoher Atlas (Marokko)

Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von

Oliver Schulz

aus Kempen (jetzt Krefeld)

Bonn 2006

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

1. Gutachter: Prof. Dr. M. Winiger
Geographisches Institut der Universität Bonn

2. Gutachter: Prof. Dr. G. Menz
Geographisches Institut der Universität Bonn

Tag der Prüfung: 11. August 2006

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

Erscheinungsjahr: 2007

Danksagung

Diese Arbeit ist im Rahmen des IMPETUS-Projektes entstanden und 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.

Danken möchte ich meinem Doktorvater Prof. Dr. M. Winiger für die Betreuung der Arbeit mit Anregungen und Diskussionen sowie für seine Unterstützung und das Vertrauen in meine Arbeit.

Herr Prof. Menz trug in Diskussionen zum Fernerkundungsteil der Arbeit bei und übernahm dankenswerterweise das Koreferat. Frau Prof. Dr. B. Reichert und Herr Prof. Dr. H. Goldbach nahmen an der Prüfungskommission teil. Herrn Prof. Dr. B. Diekkrüger als Teilprojektleiter und allen zuvor genannten sei für die angenehme Zusammenarbeit im IMPETUS-Projekt und für ihr Vertrauen und ihre Geduld gedankt.

Frau Prof. Dr. C. de Jong sorgte während unserer Zusammenarbeit für neue wissenschaftliche Impulse und überredete mich zu mehr Außendarstellung meiner Arbeit. Für diese Erfahrungen und persönliche Gespräche bin ich ihr sehr dankbar.

Bei Geländeaufenthalten und/oder den Auswertungen im Büro sorgten die IMPETUS-MitarbeiterInnen Stephan Klose, Rebecca Machauer, Peter Poethe, Frank Gresens, Andreas Roth und Benedikt Weber für Einblicke in verschiedene Themenbereiche, Hilfe bei der Bearbeitung von Daten sowie für allgemeine moralische Unterstützung.

Besonders Anna Zeyen und Sébastien Cappy sei darüber hinaus für das sehr angenehme Arbeitsklima und lange Diskussionen gedankt.

Den Mitgliedern des Bereichs Klimatologie und Landschaftsökologie am Geographischen Institut der Universität Bonn unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. M. Winiger, vertreten durch Herrn PD Dr. J. Löffler, darunter besonders Frau S. Schmidt, sei für ihre Diskussionsbereitschaft und Entlastung vom Arbeitsbetrieb gedankt.

Auf marokkanischer Seite gilt mein Dank Jamal Ait El Hadj für die Organisation und Datenrecherche in Ouarzazate.

Lahcen Ait Ahmed, Mohammed Ait Richa und ihre Familien in Tichki und Ameskar haben mir bei den Geländeaufenthalten im Hohen Atlas durch ihre Gastfreundschaft, ihre Hilfe bei der Organisation und ihre Bereitschaft, sich auf meine Wünsche und Zeitpläne einzurichten, einen sehr guten Rückhalt für die Geländearbeit in einer großartigen aber fordernden Landschaft gegeben.

Christina Rademacher und meine Eltern haben lange darauf gewartet, diese Seite zu lesen.
Vielen Dank für Verständnis, Geduld und mehr während der letzten Jahre.
Vielen Dank an alle.

Inhaltsverzeichnis

| | | |
|---------|--|----|
| 1 | Einleitung | 1 |
| 1.1 | Problemstellung..... | 1 |
| 1.2 | Zielsetzung | 2 |
| 1.3 | Aufbau der Arbeit..... | 4 |
| 1.4 | Forschungsstand | 6 |
| 1.4.1 | Das Klima im Hochgebirge..... | 6 |
| 1.4.2 | Besondere Aspekte der Schneehydrologie..... | 7 |
| 1.4.2.1 | Sublimation | 7 |
| 1.4.2.2 | Büßerschnee | 8 |
| 1.4.3 | Schneefernerkundung..... | 10 |
| 1.4.4 | Modellkonzepte zur Wasserabgabe aus der Schneedecke | 11 |
| 2 | Untersuchungsgebiet | 13 |
| 2.1 | Lage..... | 13 |
| 2.2 | Klima..... | 16 |
| 2.2.1 | Das Klima Marokkos | 16 |
| 2.2.2 | Das Klima des Drâatals | 18 |
| 2.3 | Geologie und Böden..... | 22 |
| 2.3.1 | Grundzüge | 22 |
| 2.3.2 | Hydraulische Eigenschaften des geologischen Untergrundes..... | 23 |
| 2.4 | Hydrologie..... | 26 |
| 2.4.1 | Abfluss | 26 |
| 2.4.2 | Verdunstung | 30 |
| 2.5 | Vegetation und Landwirtschaft | 31 |
| 2.6 | Zusammenfassung und Schlussfolgerungen | 33 |
| 3 | Methodik | 34 |
| 3.1 | Ansatz..... | 34 |
| 3.2 | Klimamessungen | 35 |
| 3.2.1 | Klimastationen | 35 |
| 3.2.1.1 | Standorte..... | 38 |
| 3.2.1.2 | Datenaufbereitung | 40 |
| 3.2.2 | Klimatologisches und hydrologisches Messnetz der regionalen Wasserbehörde (Service Eau de Ouarzazate)..... | 42 |
| 3.2.3 | Zwischenergebnisse: Erfassung der Schneebedeckung | 44 |
| 3.2.3.1 | Einleitung | 44 |
| 3.2.3.2 | Temperatur der Schneedecke | 44 |
| 3.2.3.3 | Bodentemperaturlogger..... | 45 |
| 3.2.3.4 | Ableitung einer Schneebedeckung aus Bodentemperaturdaten | 47 |
| 3.2.3.5 | Ausweisung einer Schneedecke mit Albedodaten der Station M’Goun | 51 |
| 3.3 | Schneehydrologische Messungen | 52 |
| 3.3.1 | Schneedichte..... | 52 |
| 3.3.1.1 | Grundlagen..... | 52 |
| 3.3.1.2 | Schneedichtemessungen im Untersuchungsgebiet..... | 54 |
| 3.3.1.3 | Messungen des Schneewasser-Äquivalents mit snow pillows..... | 54 |
| 3.3.1.4 | Ableitung des Schneewasseräquivalents von Neuschnee im Untersuchungsgebiet | 55 |
| 3.3.1.5 | Ausaperungsmessungen mit Schneeblechen..... | 57 |
| 3.4 | Schnee-Fernerkundung..... | 59 |
| 3.4.1 | Einführung..... | 59 |
| 3.4.2 | Schneeklassifizierung einer ASTER-Szene | 60 |

| | | |
|---------|---|-----|
| 3.4.3 | Schneeklassifizierung einer Landsat-Szene | 61 |
| 3.4.4 | Schneekartierung mit MODIS..... | 62 |
| 3.4.4.1 | Das MODIS-Projekt..... | 62 |
| 3.4.4.2 | Das MODIS-Produkt „Snowcover Daily“ | 63 |
| 3.4.4.3 | Das MODIS-Produkt „Surface Reflectance Daily“ | 64 |
| 3.4.4.4 | Konfektionierung mit dem MODIS Reprojection Tool (MRT)..... | 65 |
| 3.4.4.5 | Der Normalized Difference Snow Index (NDSI)..... | 66 |
| 3.4.4.6 | Ableitung eines NDSI-Schwellwertes für Schnee | 67 |
| 3.4.5 | Validierung der MODIS-NDSI-Schneeklassifizierung..... | 70 |
| 3.4.5.1 | Validierung auf der Grundlage einer Schneekartierung in Geländefotos | 70 |
| 3.4.5.2 | Validierung mit Bodentemperaturdaten und einer Landsat-Szene | 73 |
| 3.4.5.3 | Ableitung einer Schneedecke durch Multivariate Korrelation..... | 75 |
| 3.4.6 | Fazit zur Schneefernerkundung..... | 79 |
| 3.5 | Modellierung der Schneeablation und des Abflusses | 79 |
| 3.5.1 | Modellierungsansatz..... | 79 |
| 3.5.2 | Utah Energy Balance Model (UEB)..... | 79 |
| 3.5.3 | Snowmelt Runoff Model (SRM)..... | 84 |
| 4 | Ergebnisse | 88 |
| 4.1 | Klimatische Kenngrößen des Untersuchungsgebiets im Hohen Atlas..... | 88 |
| 4.2 | Klimagradienten | 94 |
| 4.2.1 | Gradienten der Temperatur und des Niederschlags | 94 |
| 4.2.2 | Ableitung einer Karte der mittleren jährlichen Niederschlagssumme für das Drâa-Einzugsgebiet | 96 |
| 4.3 | Abschätzungen zur Verdunstung | 102 |
| 4.4 | Zeitreihen der Schneekarten (MODIS) | 102 |
| 4.5 | Modellierte Schneeschmelze und Sublimation mit dem UEB..... | 106 |
| 4.5.1 | Sensitivitätsanalyse | 106 |
| 4.5.2 | Kalibrierung | 108 |
| 4.5.3 | Dynamik der Schneeschmelze und Sublimation..... | 110 |
| 4.5.4 | Fazit..... | 115 |
| 4.6 | Abflüsse aus der Schneeschmelze..... | 115 |
| 4.6.1 | Grundsätzliche Betrachtungen zum Abfluss im Untersuchungsgebiet..... | 115 |
| 4.6.2 | Abfluss am Pegel Taria | 117 |
| 4.6.3 | Abfluss am Pegel Cascade | 119 |
| 4.6.4 | Abfluss am Pegel Ifre..... | 120 |
| 4.7 | Fazit..... | 124 |
| 5 | Diskussion | 125 |
| 5.1 | Schneekartierung und -messung..... | 125 |
| 5.2 | Abfluss | 125 |
| 5.3 | Sublimation und Schmelze..... | 127 |
| 5.4 | Methodenkritik und Empfehlungen für die weitere Arbeit..... | 129 |
| 5.4.1 | Stationsmessnetz | 129 |
| 5.4.2 | Schneehydrologische Messungen | 131 |
| 5.4.3 | Schneefernerkundung..... | 132 |
| 5.4.4 | Modellierung | 134 |
| 5.4.5 | Forschungsansatz | 135 |
| 5.5 | Ausblick | 136 |
| 6 | Literaturverzeichnis..... | 137 |

Abbildungsverzeichnis

| | | |
|----------------|---|----|
| Abbildung 1.1 | Konzept der Methodik zur Analyse des Schneespeichers im Untersuchungsgebiet. | 4 |
| Abbildung 1.2 | Oued Dadès bei Sidi Flah südöstlich von Skoura. | 5 |
| Abbildung 1.3 | Büßerschnee (Penitentes) bis 70 cm Größe am Südhang des Jebel M’Goun. | 9 |
| Abbildung 1.4 | Spektrale Reflektanz von Neuschnee (nach HALL AND MARTINEC 1985). 10 | |
| Abbildung 2.1 | Lage des Arbeitsgebiets des IMPETUS-Forschungsprojekts in Südost-Marokko. | 14 |
| Abbildung 2.2 | Das Untersuchungsgebiet auf der Südseite des Zentralen Hohen Atlas in Südost-Marokko. | 15 |
| Abbildung 2.3 | Ameskartal mit Blick nach Westen zur Hauptkette des Jebel M’Goun (18.10.2003, O. Schulz). | 16 |
| Abbildung 2.4 | Klimadaten von drei ausgewählten Stationen des Service Eau de Ouarzazate im Drâa-Einzugsgebiet. | 20 |
| Abbildung 2.5 | Qualitative Abschätzung der Grundwasser-Verfügbarkeit im Drâa-Einzugsgebiet. | 24 |
| Abbildung 2.6 | Komponenten des Abflusses des Oued M’Goun am Pegel Ifre im Jahresverlauf. | 30 |
| Abbildung 3.1 | Klimastation Tounza (2960 m) auf der Nordseite des Jebel M’Goun-Hauptkamms. | 36 |
| Abbildung 3.2 | Klimastation M’Goun (3850 m). | 39 |
| Abbildung 3.3 | Klimastation Tichki (3260 m), Blickrichtung Tizi-Nufela. | 40 |
| Abbildung 3.4 | Verteilungsschema der UTL-Bodentemperaturlogger im Gebiet des M’Goun. | 46 |
| Abbildung 3.5 | Schneehöhe (snd_corr) und Bodentemperaturen an der Station M’Goun im Winter 2003/04, stündliche Messwerte vom 14.11.03 bis 8.3.04. | 48 |
| Abbildung 3.6 | Standardabweichung der Bodentemperaturen und mittlere Schneehöhe (snd_mittel), Tageswerte vom 14.11.03 bis 8.3.04. | 48 |
| Abbildung 3.7 | Schneehöhe und Standardabweichung der Bodentemperatur an der Station M’Goun, Tageswerte 14.11.03-8.3.04. | 49 |
| Abbildung 3.8 | Schneehöhe an der Station M’Goun und Standardabweichung der Bodentemperatur des unter dem Schneesensor vergrabenen UTL-Bodentemperaturloggers, Tageswerte 14.11.03-8.3.04. | 49 |
| Abbildung 3.9 | Tagesmittel der Albedo an der Station M’Goun und NDSI-Werte im der Station zugeordneten MODIS-Pixel (463x463 m2). | 52 |
| Abbildung 3.10 | Snow pillow an der Klimastation Tounza (2960 m). | 55 |
| Abbildung 3.11 | Schneebloch unter Büßerschnee am Südhang des Jebel M’Goun oberhalb der Klimastation M’Goun auf 3900 m. | 59 |
| Abbildung 3.12 | ASTER RGB (oben), ISODATA-Schneemaske auf der TK 100 (unten links, Schnee ist schwarz), MODIS-NDSI auf der TK 100 (unten rechts), jeweils für den gleichen Ausschnitt in der Nordost-Ecke des Ifre-Einzugsgebiets. | 61 |
| Abbildung 3.13 | Korrelation zwischen Schnee-Bedeckungsgrad in einer ASTER-Szene mit dem NDSI in einer MODIS-Szene. Aufnahmedatum beider Szenen: 30.3.2002. | 68 |
| Abbildung 3.14 | Panorama des Gipfelgrats des Jebel M’Goun am 24.1.2003 (O. Schulz). | 72 |
| Abbildung 3.15 | Übertragung der visuell ausgewiesenen Schneeflächen in die Topographische Karte 1:100.000. | 72 |

| | | |
|----------------|---|-----|
| Abbildung 3.16 | MODIS-NDSI und auf Fotos kartierte Schneeflächen am 24.1.2003..... | 72 |
| Abbildung 3.17 | NDSI-Werte der kartierten Schneeflächen am 24. und 26.1.2003..... | 73 |
| Abbildung 3.18 | Schneedeckenverbreitung 4.4., 8.4. und 17.4.2002 nach dem Schneefall am 31.3./1.4.2002..... | 77 |
| Abbildung 3.19 | Schneedeckenverbreitung 22.4., 26.4. und 3.5.2002 nach dem Schneefall am 31.3./1.4.2002..... | 78 |
| Abbildung 4.1 | a) Schneebedeckungsgrad für 500 m-Höhenzonen, abgeleitet aus MODIS- NDSI Schneekarten und dem Digitalen Geländemodell für das Einzugsgebiet des Oued M’Goun für den Schneebedeckungszeitraum 2001/02; b) Schneehöhen und c) Lufttemperaturdaten an den Klimastationen im oberen Einzugsgebiet des Oued M’Goun (aus SCHULZ AND DE JONG 2004). | 93 |
| Abbildung 4.2 | Höhengradient der jahreszeitlichen Lufttemperaturen an den IMPETUS- Klimastationen im Hohen Atlas und der SE-Station Ifre..... | 95 |
| Abbildung 4.3 | Höhengradient der Jahresniederschlagssumme im Untersuchungsgebiet 2001-2003..... | 95 |
| Abbildung 4.4 | Rekonstruierter Niederschlagsgradient im Einzugsgebiet des Oued Drâa in Abhängigkeit von der Höhe. | 100 |
| Abbildung 4.5 | Karte der mittleren Niederschlagssummen hydrologischer Jahre (September bis August) für den Zeitraum 1984/85 bis 2003/04..... | 100 |
| Abbildung 4.6 | Zeitreihe mit Schneedeckenmasken für den zentralen Hohen Atlas im Winter 2002/03..... | 104 |
| Abbildung 4.7 | Karte der Anzahl der Schneetage im Zentralen Hohen Atlas für den Winter 2003/04..... | 106 |
| Abbildung 4.8 | Stationsdaten sowie modelliertes und gemessenes SWE, Schmelze und Sublimation an der Station Tichki (3260 m) für den Zeitraum 26.11.2003 - 3.1.2004..... | 112 |
| Abbildung 4.9 | Stationsdaten sowie modelliertes und gemessenes SWE, Schmelze und Sublimation an der Station Tounza (2960 m) für den Zeitraum 27.11.2003 – 15.12.2003. | 113 |
| Abbildung 4.10 | Abflussmengen an den IMPETUS-Pegeln Taria und Cascade im Ameskartal sowie Schneehöhen an der Station Tichki für den Zeitraum Ende März bis Mitte April. | 117 |
| Abbildung 4.11 | Abflusspegel Taria (2752 m), 25.10.2004..... | 118 |
| Abbildung 4.12 | Abfluss am Pegel Taria, oberer Assif-n-Ait-Ahmed (Ameskartal), Einzugsgebiet des Oued M’Goun, Hoher Atlas. | 118 |
| Abbildung 4.13 | Gemessene und SRM-modellierte Abflüsse des Assif-n-Ait-Ahmed am Pegel Cascade für das Einzugsgebiet Cascade (52 km ²) im oberen Ameskartal, 1.11.2002 bis 30.5.2003..... | 120 |
| Abbildung 4.14 | Abflusspegel Cascade, 25.4.2004. | 120 |
| Abbildung 4.15 | Abflusspegel des SE Ouarzazate bei Ifre, 28.3.2004 (Foto: O. Schulz). 121 | |
| Abbildung 4.16 | Messdaten und SRM-Simulation des Abflusses am Pegel Ifre für den Zeitraum November 2001 bis Mai 2002. | 121 |
| Abbildung 4.17 | Messdaten und SRM-Simulation des Abflusses am Pegel Ifre für den Zeitraum November 2002 bis Mai 2003. | 122 |
| Abbildung 4.18 | Überflutete Straße bei Alemdoun zwischen dem Ameskartal und Ifre während des großen Niederschlagsereignisses am 28.3.2004 (Foto: O. Schulz)..... | 123 |

Tabellenverzeichnis

| | | |
|--------------|--|-----|
| Tabelle 2.1 | Hydrogeologische Klassifikation und hydrodynamische Eigenschaften der Formationen im Ameskartal, Region des Jebel M'Goun..... | 25 |
| Tabelle 2.2 | Abflussmengen der wichtigsten Zuflüsse in den Stausee Mansour Eddahbi bei Ouarzazate (ABH Agadir 2003)..... | 29 |
| Tabelle 2.3 | Modellierte reale Evaporation (mm) in den Teileinzugsgebieten Taria-n-Boussaid (TNB), Cascade (CSC) und am Standort Taoujgalt (TAO) für die Jahreszeiten Winter 2001/02 bis Herbst 2002/03. Untersuchungsgebiet M'Goun, Hoher Atlas (verändert nach WEBER 2004, S. 176). | 31 |
| Tabelle 3.1 | Technische Ausstattung der Klimastationen im Untersuchungsgebiet..... | 37 |
| Tabelle 3.2 | Standortcharakteristik der IMPETUS-Klimastationen im Hohen Atlas. | 39 |
| Tabelle 3.3 | Lage und Ausstattung der verwendeten amtlichen hydrologischen Stationen im Einzugsgebiet des Oued Drâa. | 43 |
| Tabelle 3.4 | Schneedichten nach Literaturangaben..... | 53 |
| Tabelle 3.5 | Ergebnisse der Schneeblechversuche..... | 58 |
| Tabelle 3.6 | Eigenschaften des MOD09GHK-Produkts „Surface Reflectance Daily“ | 64 |
| Tabelle 3.7 | Gegenüberstellung der Schneedeckenabschätzung an den Standorten der UTL-Bodentemperaturlogger und der Klimastationen am 19.11.2003. | 75 |
| Tabelle 3.8 | Modellparameter des Utah Energy Balance Models und ihre Standardwerte (aus TARBOTON AND LUCE 1996)..... | 82 |
| Tabelle 3.9 | Elemente einer Standortparameterdatei des UEB-Modells..... | 82 |
| Tabelle 3.10 | Beispiel einer Wetterdatendatei für das UEB-Modell..... | 83 |
| Tabelle 3.11 | Einteilung des Ifre-Einzugsgebiets in Höhenzonen für die Modellierung mit dem SRM..... | 86 |
| Tabelle 3.12 | Werte für den Gradtag-Faktor, Zusammenstellung aus der Literatur. | 87 |
| Tabelle 4.1 | Minima und Maxima der Lufttemperatur (2m) an den IMPETUS-Klimastationen im Hohen Atlas in den hydrologischen Jahren 2001/02, 2002/03, 2003/04..... | 89 |
| Tabelle 4.2 | Termine zu Frost in 2m Messhöhe sowie in 5cm Bodentiefe der IMPETUS-Klimastationen im Hohen Atlas in den hydrologischen Jahren 2001/02, 2002/03 und 2003/04..... | 90 |
| Tabelle 4.3 | Jahressummen der festen und flüssigen Niederschläge an den IMPETUS-Klimastationen im Hohen Atlas in den hydrologischen Jahren 2001/02, 2002/03, 2003/04..... | 91 |
| Tabelle 4.4 | Pearson-Korrelationskoeffizienten zwischen den Stationen für Tagesmittel der Lufttemperatur (oben) und Tagessummen des Niederschlags (unten) | 96 |
| Tabelle 4.5 | Atmosphärische Jahres-Wasserbilanz (Niederschlag minus reale Verdunstung; $JW = N - V_{real}$) an den Stationen M'Goun MGN, Tichki TIC, Imeskar IMS, Ifre IFR. | 102 |
| Tabelle 4.6 | Sensitivitätsindices ausgewählter Eingabeparameter bei 10%iger Änderung, berechnet mit UEB für die Station Tichki im Zeitraum 26. November bis 31. Dezember 2003. | 107 |
| Tabelle 4.7 | Sensitivitätsindices ausgewählter Eingabeparameter bei 20%iger Änderung, berechnet mit UEB für die Station Tichki im Zeitraum 26. November bis 31. Dezember 2003. | 107 |
| Tabelle 4.8 | Pegelstandorte im Einzugsgebiet des Oued M'Goun, Hoher Atlas. | 115 |

Abkürzungsverzeichnis:

| | |
|---------|--|
| ASTER | Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer |
| ABH | Agence du Bassin Hydraulique de Souss/Massa et Drâa, Agadir |
| DRH | Direction Régionale de l'Hydraulique, Agadir |
| GPS | Geographic Positioning System |
| IMPETUS | Integratives Managementprojekt für einen effektiven und tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika |
| MODIS | Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer |
| MRT | MODIS Reprojection Tool |
| NDSI | Normalized Difference Snow Index |
| ORMVAO | Office Régional de Mise en Valeur Agricole de Ouarzazate |
| SE Ozz | Service Eau de Ouarzazate |
| SRM | Snowmelt Runoff Model |
| SWE | Schneewasseräquivalent |
| UEB | Utah Energy Balance Model |
| UTL | Universal Temperature Logger (Bodentemperaturlogger) |

Standorte der Klimastationen und Abflusspegel:

| | |
|-----|------------------|
| CSC | Cascade |
| IFR | Ifre |
| IMS | Imeskar |
| MGN | M'Goun |
| TAO | Taoujgalt |
| TIC | Tichki |
| TNB | Taria-n-Boussaid |
| TZT | Tounza |

Zusammenfassung

Die in der vorliegenden Arbeit gewählten Methoden zur Analyse der schneehydrologischen Prozesse und zur Schneekartierung im Einzugsgebiet des Oued M'Goun lieferten eine Fülle von Daten und Informationen über die Facetten der Schneebedeckung im Zentralen Hohen Atlas Marokkos. Der Ansatz, mittels eines dreigeteilten Methodenverbundes verschiedene Aspekte vom Schneefall über Ablationsprozesse bis zur Abflussgenerierung zu untersuchen, führte zu vertieften Einsichten zur Rolle des Schnees im Untersuchungsgebiet. So zeigten die Daten der automatischen Klimastationen erstmalig für Standorte auf der Atlas- Südseite eine kontinuierliche Sequenz des Auf- und Abbaus der Schneedecke. Die an der Schneeablation beteiligten Prozesse der Sublimation und der Schmelze konnten über das kalibrierte physikalische UEB-Modell identifiziert und anhand von Messdaten (Schmelz- und Sublimationsraten aus Schneeblechversuchen, Schneeoberflächen- und Schneedeckentemperatur) sowie von Beobachtungsdaten (Ausaperungsmuster und Büßerschnee auf Fotos) quantitativ und qualitativ verifiziert werden. Die so gewonnenen Einsichten unterstützten die Parametrisierung und Kalibrierung des konzeptionellen Schneeschmelz-Abflussmodells Snowmelt Runoff Model (SRM).

Kleine Niederschlagsereignisse haben infolge von Verdunstung und Sublimation sehr geringe Wirksamkeit auf die Abflussganglinie. Zum Teil mehrwöchig andauernde Phasen der Sublimation führen zu einer Reduktion der Schneemassen in den höheren Zonen des Untersuchungsgebiets, so dass die Wirksamkeit der Schneeniederschläge ebenfalls reduziert ist. Dem Übergang von der punktuellen zu einer regionalen Schneebedeckung wurde große Aufmerksamkeit geschenkt. Über einen Vergleich punktueller Daten von Schneehöhe, Albedo und Bodentemperaturen mit terrestrischen und satellitengestützten Schneeklassifikationen unterschiedlicher räumlicher Auflösung konnten die Voraussetzungen für eine operationelle Erfassung der regionalen Schneeverbreitung geschaffen werden.

Resumée élargie de la thèse de doctorat

„Analyses des processus hydrologiques de la neige et cartographie de la couverture de la neige dans le bassin du Oued M’Goun, Haut Atlas / Maroc“ par Oliver Schulz

La neige en montagne est un facteur majeur pour la disponibilité de l’eau dans les régions de basse altitude voisines. Ca vaut en particulier pour des régions arides et semi-arides du monde. Autour de la Méditerranée, une partie majeure des ressources en eau potable est stockée sous forme de neige. Les montagnes comme le Haut Atlas au Maroc jouent un rôle très important parce qu’ils influencent la répartition des précipitations et peuvent conduire à une augmentation de précipitation solide et liquide. En outre ils alimentent les rivières montagneuses qui transportent la neige fondue en direction des régions prémontagneuses plus sèches. Au Maroc le caractère irrégulier de précipitation (pluie et neige) conduit aux grandes pertes par l’évaporation, ce qui conduit aux problèmes de gestion en eau potable. Grâce à la construction des barrages, la disponibilité en eau potable a pu être améliorée au Maroc. La plupart des barrages ne sont pas pour autant chargé à fond. La planification pour le barrage El Mansour Eddahbi à Ouarzazate a prévu un approvisionnement de l’agriculture au bassin versant du Drâa de 250 Mio. m³ par an. Les calculs étaient faits à la base des précipitations des années soixante qui étaient plus élevées que pendant les années suivantes. Entre-temps les lachers peuvent dans certaines années seulement recharger la nappe phréatique dans la Vallée du Drâa moyenne. L’ancienne destination du Oued Drâa, le Lac Iriki, est devenu desséché. Seulement après des précipitations extensives qu’il se transforme partiellement dans son état d’origine. La recherche sur la neige au Maroc correspond aux orientations du gouvernement marocain pour soutenir une gestion durable de l’eau dans les régions menacées par la sécheresse.

La zone considérée de cette thèse est le bassin versant de Oued M’Goun (1250 km²). Celle-ci se trouve dans le haut bassin versant du Oued Drâa/Dadès au côté sud du Haut Atlas Central (31,5° Nord et 6,5° Ouest). Le bassin versant entier du Oued Drâa jusqu’au Lac Iriki, considéré au cadre du projet IMPETUS, comprend 34000 km². Le paysage est diversifié et composé par les chaînes du Haut Atlas au nord, passant par le bassin de Ouarzazate, les montagnes moyennes du Jebel Saghro et de l’Anti- Atlas jusqu’aux rivières sèches du Oued Drâa au sud.

Le but de cette thèse est de contribuer à la connaissance de la dynamique de la couche de neige en Haut Atlas par une analyse des processus hydrologiques liées. Cette analyse se base sur un raccordement de méthodes triparti concernant des aspects différents, commencent par la chute de neige et des processus d’ablation jusqu’à la génération des écoulements, qui aboutit à une compréhension approfondie concernant le rôle de la neige dans la zone considérée.

Cette approche est composée de:

1. Recherche sur le terrain: mesurages météorologiques à l’aide des stations climatologiques automatiques, des mesurages en hydrologie de neige (équivalent de l’eau, sublimation), déduction des cartes de précipitation se basant sur des données mesurées.
2. Télédétection de neige: déduction des cartes de la couverture de neige à base des images satellitaires MODIS.
3. Modélisation de l’ablation de la neige avec le modèle Utah Energy Balance (UEB) au site des stations climatologiques ainsi que la modélisation des débits de la fonte des neiges avec le modèle conceptionnel degré-jour Snowmelt Runoff Model (SRM).

On a pu montrer que dans les années considérées 2001-2004 la couverture de neige hivernale était très variable quant à la distribution et la durée. La somme des précipitations de neige aux sites des stations climatologiques d’IMPETUS qui était calculée à partir de la profondeur et de la densité de neige, a montré une variabilité moins prononcée que la somme de la

précipitation liquide. Aux stations d'altitude on a mesuré des précipitations totales qui se trouvent au niveau élevé de ce qu'on a montré jusqu'au présent sur les cartes de précipitation dans la zone considérée (2250m: 300mm; 3260m: 550mm; 3850m: 700mm). La déduction d'un gradient de précipitation pour le bassin versant du Drâa entier par des données des stations d'IMPETUS et du Service de l'Eau Ouarzazate a résulté dans un gradient exponentiel en fonction de l'altitude. A la base de ces analyses, des cartes de précipitations moyennes annuelles ont été calculées et peuvent être utilisées pour la déduction des cartes des caractéristiques du sol et des cartes d'écologie végétale. Des mesurages additionnels impliquaient l'équivalent d'eau sur des « snow pillows », de la température de surface de neige et la température dans la couverture de neige. La température de la surface de neige est un caractère important pour le bilan énergétique de la couverture de neige et supporte la validation du modèle UEB (Utah Energy Balance Model).

Dans le cadre de cette thèse, un plus nouveau système satellitaire (MODIS) a été choisi pour la cartographie de la neige à l'échelle régionale (résolution spatiale : 463m) avec une haute résolution temporelle (1-7 jours). La haute qualité des données avec une géoréférence exacte ainsi que une disponibilité de données acceptable (produit « MOD09 Surface Reflectance Daily » de « United States Geological Survey ») sont des critères majeurs pour une application opérationnelle. La modification d'un système de classification de neige (Normalized Difference Snow Index, NDSI) et la validation des résultats avec d'autres systèmes de télédétection ainsi que des points de contrôle au sol ont servis de base au calcul des cartes de la distribution de la couche de neige dans la zone considérée. En plus, une carte de la durée minimale de la couverture neigeuse pour la période Octobre-Juin 2003/04 a été déduite à la base de 50 images MODIS. Au niveau du sous-bassin versant du Oued M'Goun environ dix chutes de neige se présentaient par an. Seulement au dessus de 3000 m la couverture neigeuse restait plus longue que quelques semaines. La durée maximale de la couverture de neige se trouve sur les pentes nord des plus hautes altitudes. Pendant l'hiver 2003/04, la couverture a été au dessus de la moyenne avec une durée de sept mois. Une couverture de neige, continuant plus d'une journée, n'apparaît qu'au dessous de 1500 m d'altitude. Par l'analyse statistique des cartes singulières sur un modèle numérique de terrain, le pourcentage de la couverture de neige dans des zones d'altitudes d'un sous-bassin versant a été impliqué dans la modélisation de la fonte de neige avec le modèle SRM (Snowmelt Runoff Model).

L'ablation de la neige a été modélisée avec le modèle UEB aux sites des stations climatologiques. Le UEB est un modèle physique pour calculer le bilan énergétique et de l'eau de la couverture de neige aux stations. Comme variables météorologiques de base servaient la température et l'humidité atmosphérique, la vitesse de vent, le rayonnement solaire, le bilan de rayonnement et la précipitation qui étaient enregistrés en résolution d'une heure aux stations d'IMPETUS. Le modèle était appliqué à la station de Tounza après un calibrage basé sur des changements de l'équivalent de l'eau (snow pillow). Pour d'autres stations le modèle a pu être vérifié par la durée de la couverture de neige ainsi que par la température de la surface et de la masse de neige. Comme résultat général on peut constater qu'aux deux sites (Tounza et Tichki) à environ 3000 m en cas d'amplitudes de la température autour de 0 °C et d'une humidité atmosphérique peut élevée, mais un rayonnement solaire élevé, la sublimation alterne avec la fonte de neige. Des phases de sublimation, qui durent en partie plusieurs semaines, conduisent à une réduction des masses de neige aux altitudes plus élevées dans la zone considérée (moyenne de 2 mm par jour), de sorte que l'efficacité des précipitations de neige est également réduite. Au niveau de la station M'Goun (3850 m), où il y avait des très basses températures pendant des longues périodes hivernales, il manquait des mesurages de l'équivalent de l'eau. La progression de l'ablation ne pouvait être observé que

par la profondeur de neige. Pendant l'hiver 2004/05 la modélisation à la base de la profondeur de la nouvelle neige, en supposant une densité de $0,15 \text{ g/cm}^3$, a montré une correspondance prononcée entre la date d'observation et la date de modélisation de disparition de la couverture neigeuse. Le taux moyen de la sublimation journalière modélisé entre Novembre 2004 et Mars 2005 se chiffrait à 2 mm, ce qui aboutit à une sublimation de 80 % de l'ablation totale (fonte de neige de 20 % au printemps). Au niveau de la station Imeskar (2250 m) la sublimation ne jouait pas un rôle important, parce qu'il y avait très peu des jours avec une couverture neigeuse et les températures étaient sur un niveau trop élevées. La station Taoujgalt est située à 1870 m. Là, la neige contribue à la précipitation totale seulement avec 5 %. Les connaissances ainsi trouvées soutiennent la paramétrisation et le calibrage de la modélisation conceptionnelle de la fonte et de l'écoulement de neige Snowmelt Runoff Model (SRM).

Le modèle Snowmelt Runoff Model (SRM) était appliqué à la simulation du débit journalier des pluies et de la fonte de neige dans les bassins versants montagneuses M'Goun (1250 km², échelle limnigraphique Ifre à 1500 m) et dans sa part supérieure Cascade (54 km², échelle limnigraphique à 2200 m). Le SRM est un modèle conceptuel après le processus « degré-jour ». Comme variables météorologiques de base servaient la température de l'air et la précipitation ainsi que le pourcentage de la couverture de neige (à partir de MODIS) dans des zones d'altitudes. Le modèle était calibré en fonction des débits mesurés. Le débit au niveau des échelles limnigraphiques est guidé pendant la plus grande partie de l'année par l'écoulement de la nappe phréatique. La couche de neige en haute montagne alimente la nappe phréatique. L'addition des composants intermédiaires et superficiels de l'écoulement n'a lieu que pendant des précipitations abondantes. Au niveau de l'échelle limnigraphique « Cascade » le débit était guidé par la fonte de neige. Cette échelle se trouve dans la proximité des couches de neige hivernales (3000 à 4000 m). L'influence retardée de la fonte de neige sur le débit diminue pendant les 30 km jusqu'à l'échelle d'Ifre et est perceptible qu'après des précipitations de neige abondantes. Au niveau de l'échelle d'Ifre, une augmentation rapide de l'écoulement a été causée par des pluies dans des zones d'altitudes basses du bassin versant. Pendant les événements de précipitation abondantes dans la période Mars/Avril 2002 et Mars 2003, le débit a réagi très vite avec des valeurs extrêmes jusqu'à $30 \text{ m}^3/\text{s}$. La récession se produisait très vite. L'attribution de la neige de la part la plus élevées du sous-bassin versant de M'Goun est difficile à saisir. La sublimation et l'évaporation ainsi que des mouvements de l'eau supposés au dessous de l'échelle d'Ifre (situation de géologie carstique) réduisent la quantité de la précipitation, qui contribue au débit, à 5-15 %.

Les méthodes choisies ici à fin d'analyser des processus de l'hydrologie de la neige et de la cartographie de la neige au bassin versant de Oued M'Goun apportaient des données et des informations abondantes sur les facettes de la couche de neige dans l'Haut Atlas Central au Maroc. Les processus de la sublimation et de la fonte, participant à l'ablation de la neige, pourraient être identifiés au moyen du modèle physique calibré UEB et pourraient être vérifiés d'une manière qualitative et quantitative à l'aide des données mesurées. Les connaissances ainsi trouvées soutiennent la paramétrisation et le calibrage de la modélisation conceptuelle de la fonte et de l'écoulement de neige Snowmelt Runoff Model (SRM).

1 Einleitung

1.1 Problemstellung

Die Versorgung der afrikanischen Bevölkerung mit Süßwasser wird generell als kritisch angesehen. Schätzungen gehen davon aus, dass inzwischen pro Person nur noch ein Viertel der Süßwassermenge zur Verfügung steht wie 1950 (OBASI 1999). Für West- und Nordwestafrika wird die Situation dadurch verschärft, dass hier im 20. Jahrhundert die ausgeprägtesten Klimavariationen beobachtet wurden (WARD ET AL. 1998). Seit den 1970er Jahren haben die Niederschläge in Marokko abgenommen. Neben der großen Dürreperiode Anfang bis Mitte der 1980er Jahre gab es insgesamt mehr unterdurchschnittliche als überdurchschnittliche Niederschlagsjahre (SPETH UND DIEKKRÜGER 2002).

Der Bau von Stauseen für die Trinkwasserversorgung und Energiegewinnung, der von den Franzosen während der Kolonialzeit begonnen wurde, ist von den Marokkanern weitergeführt worden. Es liegen Pläne für den Bau weiterer Staudämme im Südosten Marokkos vor (ABH Agadir 2003). Viele der Stauseen sind indes nicht mehr ausgelastet. So sah die Planung für den El Mansour Eddahbi-Staudamm bei Ouarzazate eine Versorgung der Landwirtschaft mit 250 Mio. m³ Wasser jährlich vor (PLETSCH 1971; RISER 1973). Die Berechnungen wurden auf Grundlage der Niederschläge gemacht, die bis in die 1960er Jahre ein höheres Niveau hatten als seit den 1970er Jahren (SPETH UND DIEKKRÜGER 2002). Inzwischen kann mit dem Ablassen der im Stausee vorhandenen Wassermenge für die Bewässerung bei so genannten „Lachers“ in manchen Jahren nur noch eine weitere Absenkung des Grundwassers im unterhalb liegenden mittleren Drâatal verhindert werden (mündl. Mitteilung O. ABDELLAOUI 2002; ORMVAO, 2003).

Schnee in Gebirgen ist ein wichtiger Faktor für die Wasserverfügbarkeit in den umliegenden Tiefländern (BARRY 2005; STRASSER AND ETCHEVERS 2005; SINGH AND BENGTTSSON 2005). Das gilt insbesondere für semi-aride und aride Regionen der Erde. Rund um das Mittelmeer wird ein großer Teil der Frischwasserressourcen kurzfristig in der Form von Schnee gespeichert. Gebirge spielen hier eine große Rolle, da sie die Niederschlagsverteilung beeinflussen und zu einer Zunahme der flüssigen und festen Niederschläge führen können. Zudem speisen sie Gebirgsbäche, die den geschmolzenen Schnee in das niedriger gelegene und trockenere Vorland transportieren. Im Libanon liegt der Beitrag des Schmelzwassers zum Jahresabfluss bei bis zu zwei Drittel (SHABAN 2004).

In Marokko führt der unregelmäßige Charakter von Regen- und Schneefall zu großen Verdunstungsverlusten, die zu Wassermanagementproblemen führen (WORLD BANK 1994). Obwohl das Land große Anstrengungen unternommen hat, den Herausforderungen im Wassermanagement des 21. Jahrhunderts zu begegnen, braucht es eine effektivere Wasserverteilung, um ein nachhaltiges Wassermanagement in den von Dürren bedrohten Regionen zu gewährleisten. Forschung zum Schnee in Marokko kommt daher dem zunehmenden Interesse seitens der Institutionen des Wassermanagements entgegen.

Die Bedeutung des Schnees als Wasserspeicher in den afrikanischen Gebirgen wird für die folgenden Jahrzehnte skeptisch beurteilt. Für den Kilimanjaro wird ein Verschwinden der Schneedecke in etwa 20 Jahren prognostiziert (THOMPSON ET AL. 2002; BARRY 2005). Die hydrologische Konsequenz für die Gesellschaft ist eine verstärkte Abhängigkeit von aktuellen Niederschlägen und von technischen Bauten zur Wasserspeicherung, z.B. Stauseen und Regenrückhaltebecken. Zukünftige Klimaänderungen und eine Übernutzung der Ressourcen im Hohen Atlas dürften gezwungenermaßen zu Veränderungen im Wasser- sowie im Weide- und Landwirtschaftsmanagement führen, wobei weitergehende politische und gesellschaftliche Prozesse angestoßen werden (MESSERLI UND WINIGER 1992; MASELLI 1995; PARISH AND FUNNELL 1999; STOFFEL ET AL. 2002; SPETH AND DIEKKRÜGER 2006).

1.2 Zielsetzung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, über eine Analyse der schneehydrologischen Prozesse und ihrer Einflussgrößen einen Beitrag zur Kenntnis der Dynamik der Schneedecke im Hohen Atlas zu leisten. Die Analyse beruht auf einem dreiteiligen multiskaligen Ansatz.

Dieser besteht aus

1. Geländeuntersuchungen: meteorologische Messungen an automatisch registrierenden Klimastationen, räumlich verteilte Messungen mit automatischen Bodentemperaturloggern (UTL) sowie schneehydrologische Messungen
2. Schneefernerkundung: Ableitung von Karten der Schneebedeckung aus MODIS-Satellitenbildern
3. Modellierung der Schneeablation mit dem physikalischen Modell Utah Energy Balance Model (UEB) für die Standorte der Klimastationen sowie Modellierung der Abflüsse aus der Schneeschmelze mit dem konzeptionellen Gradtag-Modell Snowmelt Runoff Model (SRM)

Mit diesem kombinierten methodischen Ansatz (Abb. 1.1) wird einerseits die hohe zeitliche Dynamik des Schneedeckenauf- und -abbaus in den unteren und mittleren Höhenstufen, andererseits das Zusammenspiel von Schneeschmelze und Sublimation an einzelnen Standorten der oberen Höhenstufen unter klimatischen und topographischen Einflüssen erfasst. Es wird der Frage nach der Skalenabhängigkeit der Beobachtungs- und Messtechnik nachgegangen. Schließlich erfolgt eine Einschätzung zur Bedeutung des Schnees im Hohen Atlas als temporärem Wasserspeicher für das semi-aride Gebirgsvorland.

Ein weiteres Ziel ist die Ableitung einer Karte der mittleren Jahresniederschlagssumme für das Einzugsgebiet des Oued Drâa. Die Herausforderung besteht in der Tatsache, dass die IMPETUS-Stationen im Hohen Atlas erst seit 2001 messen und das amtliche marokkanische Messnetz am Gebirgsrand bzw. in den Haupttälern endet.

Die vorliegende Arbeit ist in das Teilprojekt B2 des IMPETUS Marokko-Projekts eingebettet. Ausgehend von einem Monitoring des Schnees im Hohen Atlas sollen Aussagen zu schneehydrologischen Prozessen und zur Rolle des Schnees für die Wasserverfügbarkeit im Drâatal erarbeitet werden. Die Ergebnisse werden in die flächenhafte hydrologische Modellierung des Drâa-Einzugsgebiets innerhalb des IMPETUS-Projekts eingehen.

Erste Ergebnisse der Arbeit wurden in Teilen schon publiziert (SCHULZ AND DE JONG 2004).



Abbildung 1.1 Konzept der Methodik zur Analyse des Schneespeichers im Untersuchungsgebiet. Leitfragen sind: Wo liegt Schnee? – Wie viel Schnee liegt dort? – Was geschieht mit dem Schnee bzw. welchen Prozessen ist der Schnee ausgesetzt? – Wie viel Schnee bzw. wie viel Niederschlagswasser im Allgemeinen ist nutzbar? Die Methodik umfasst Fernerkundung, klimatologische, schneehydrologische und Abfluss-Messungen im Gelände, Prozessstudien zur Schmelze und Sublimation sowie die physikalische Modellierung dieser Prozesse und eine konzeptionelle Schneeschmelz-Abflussmodellierung.

1.3 Aufbau der Arbeit

Der Aufbau der Arbeit folgt dem Vorgehen bei der Analyse des Schneespeichers im Untersuchungsgebiet. Zunächst werden die Situation bei der Versorgung mit Süßwasser in Marokko sowie der Forschungsstand zur Methodik dargelegt (Kapitel 1). Es folgt eine Beschreibung zur Charakteristik des Untersuchungsgebiets (Kapitel 2).

Die Methodik (Kapitel 3) ist in vier Blöcke unterteilt, die von klimatologischen (3.2) und schneehydrologischen (3.3) Messungen im Gelände über flächenhafte Beobachtungen mittels Schnee-Fernerkundung (3.4) zur Modellierung der Schneeablation (3.5) führen. Jeder Block enthält Zwischenergebnisse und Schlussfolgerungen, die für die jeweils folgenden Blöcke von Bedeutung sind.

Das Ergebniskapitel (Kapitel 4) enthält in der Reihenfolge der Methodikblöcke die Auswertungen der Klima- und schneehydrologischen Messungen (4.1 und 4.2), eine

1. Einleitung

Abschätzung zur Verdunstung (4.3), die regionale Schneeverbreitung und ihre räumliche und zeitliche Dynamik (4.4) sowie die Ergebnisse zur physikalischen Modellierung der Schneeablation (4.5) und zur konzeptionellen Modellierung der Abflüsse aus der Schneeschmelze (4.6).

In der anschließenden Diskussion (Kapitel 5) wird eine Synthese der Ergebnisse versucht und ein Überblick über die Erkenntnisse zur Funktionsweise des Komplexes Schneefall – Ausaperung – Abfluss im Untersuchungsgebiet gegeben. Darüber hinaus wird eine Einschätzung zur Einsetzbarkeit der gewählten Verfahren, gerade im Hinblick auf die operationelle Anwendung, bei der Erkundung des Schneespeichers und der Wasserverfügbarkeit aus der Schneedecke gegeben.



Abbildung 1.2 Oued Dadès bei Sidi Flah südöstlich von Skoura. Blick nach Nordosten auf die oberhalb von 3500 m schneebedeckte Hauptkette des Zentralen Hohen Atlas. Höchste Erhebung – auch des Untersuchungsgebietes dieser Arbeit - ist der Jebel M’Goun mit 4.071 m (links oberhalb der Palme), 30.10.2004.

1.4 Forschungsstand

1.4.1 Das Klima im Hochgebirge

Das Klima in den Hochgebirgen der Erde unterscheidet sich vom Klima der sie jeweils umgebenden Tiefländer. Durch die Topographie werden mehrere Klimaelemente beeinflusst. Die Lufttemperaturen sinken mit zunehmender Höhenlage, der Luftdruck nimmt ab, und die Abnahme an flüssigen und festen Teilchen in der Atmosphäre führt zu einer Zunahme der Sonneneinstrahlung. Bei warmem, trockenem und windigem Strahlungswetter ist die Verdunstung besonders hoch (z.B. Hochgebirge und Gebirgsränder bei Föhn) (BLÜTHGEN UND WEISCHET 1980).

Die Niederschläge nehmen in den Außertropen generell mit der Höhe zu. Neben der Höhenlage als den Zustand der Atmosphäre verändernder Parameter wirkt das Relief mit den Eigenschaften Hangneigung, Hangexposition, Luv- oder Leelage sowie Abschattung daran mit, dass sich große Unterschiede im Geländeklima auch schon auf der kleinen Skala herausbilden (BACH 2004; WHITEMAN 2000; BENARAF 1992).

Die Erforschung des Klimas im Hochgebirge versucht, die Ausprägungen der Klimaelemente zu erfassen und zu beschreiben, sie zu messen und zu modellieren. Über die Klimatologie semi-arider Hochgebirge liegen weltweite Forschungsergebnisse vor. Offene Fragen bestehen nach wie vor bei der sicheren Abschätzung der in Hochgebirgen fallenden Niederschläge. Die geringe Stationsdichte oberhalb der Täler sowie Unsicherheiten und Fehler bei der Messung in stark reliefiertem Gelände mit extremen Witterungsbedingungen lassen einzelne Zeitreihen als unsicher erscheinen. Die Ableitung regionaler oder auch schon kleinräumiger Regelmäßigkeiten (Gradienten) und die flächenhafte Extrapolation der Messergebnisse für die Ermittlung von Gebietswasserbilanzen wird hierdurch erschwert.

Fällt ein Teil des Niederschlags als Schnee, gestalten sich die Verhältnisse noch komplizierter. Mit Standardregennessern (Niederschlagsmesser nach Hellmann, mechanisch-elektronische Regenwaagen) ist eine nur einigermaßen gesicherte Abschätzung der Niederschlagsmengen im Hochgebirge nicht zu erreichen. Windeinfluss mit Ausblasung von Schnee aus dem Auffangtrichter, bevor er geschmolzen und gemessen ist sowie ein generelles Auffangdefizit von 50 % und mehr bei höheren Windgeschwindigkeiten lassen sich nur mit Aufwand und speziellen Messvorrichtungen (Heizen des Auffangtrichters, Latten rund um einen Regennmesser) reduzieren. Dies gilt auch für die zeitliche Einordnung der Niederschlagsereignisse.

Die Feststellung des Wasseräquivalents aus Schneeniederschlägen wird in der Regel nach Niederschlagsereignissen durch Auswiegen oder Schmelzen der Neuschneemenge durchgeführt. In so genannten Schneekursen mit räumlich verteilten punktuellen Messungen, bei denen Schneehöhe und –dichte sowie bei Bedarf weitere Charakteristika der Schneedecke erfasst werden, können flächenhafte Aussagen über das Schneewasseräquivalent ermittelt werden.

1.4.2 Besondere Aspekte der Schneehydrologie

1.4.2.1 Sublimation

Die Schneeablation in Trockengebieten wird durch zwei wichtige Prozesse gesteuert: Schneeschmelze und Schneesublimation. Sublimation wird in dieser Arbeit definiert als Phasenübergang von Eis zu Wasserdampf (engl. snow sublimation, snow evaporation. Im Deutschen wie im Englischen wird der Begriff Sublimation gelegentlich auch für den umgekehrten Prozess benutzt, sowie für die durch Wind gesteuerte Ausblasung von Schnee). Voraussetzung für Sublimation ist ein Dampfdruckdefizit der Luft über der Schneedecke. Erhöhte Sublimationsraten werden erreicht, wenn Windgeschwindigkeit oder Sonneneinstrahlung den turbulenten Austausch bzw. die zur Verfügung stehende Energie für den Phasenwechsel erhöhen. Steigende Lufttemperaturen unterstützen die Sublimation so lange, wie die Schneedecke kalt ist und Schneeschmelze nicht dominiert. Gebirge stellen gute Bedingungen für Sublimation, da der Dampfdruck mit der Höhe abnimmt, die Windgeschwindigkeit und die Sonneneinstrahlung zunehmen (GRAY AND PROWSE 1993).

In der Literatur wird über Verdunstung/Sublimation von Schnee weltweit berichtet. Für den mitteleuropäischen Raum kommt RACHNER (1987) zu dem Schluss, dass die Verdunstung von einer Schneedecke als Wasserhaushaltsgröße nur eine untergeordnete Rolle spielt und zitiert maximale Werte von bis zu 1,3 mm pro Tag aus dem europäischen Teil der früheren UdSSR. RACHNER AND MATTHÄUS (1981, zit. in MARTINEC AND SEVRUK 1992) ermittelten für Mitteleuropa Sublimationswerte in Höhe von 0,2 mm pro Tag während der Monate November bis Januar, 0,3 mm für Februar und 0,5 mm für März.

In den Alpen und in Skandinavien wird der Verdunstung und Sublimation der Schneedecke ebenfalls nur eine untergeordnete Rolle im Zusammenhang mit Wasserbilanzabschätzungen zugeschrieben (BENGTSSON 1980; LANG 1981; BLÖSCHL IN TARBOTON ET AL. 2000). Nach BRAUN (1985) ist die Verdunstung aus der Schneedecke unter diesen Umweltbedingungen nur während kurzer Zeiten signifikant. Unter förderlichen Bedingungen können 0,2 bis 1,0 mm Wasseräquivalent an sonnigen Tagen sublimieren.

Höhere Sublimationsraten finden sich in ariden Regionen. Unter sehr günstigen Bedingungen kann die Sublimation 6 mm übersteigen (GEIGER ET AL. 1995). KATTELMANN AND ELDER (1991) berichten aus einem alpinen Einzugsgebiet in der Sierra Nevada von einem Anteil der Sublimation von 16 % an der Gesamtablation während einer Periode von zwei hydrologischen Jahren. Tägliche Sublimationsraten lagen zwischen 1 und 2 mm, monatliche Sublimationssummen während des Winters bei 50 mm. Für einen Gletscher in den tropischen Anden kamen STICHLER ET AL. (2001) auf tägliche Sublimationswerte von 2 bis 4 mm. BEATY (1975) berichtet aus den White Mountains, Kalifornien, von signifikanten Sublimationsverlusten. Die White Mountains befinden sich auf 37° nördl. Breite im Regenschatten der westlicher und somit näher am Pazifik gelegenen Sierra Nevada. Die Region in Nachbarschaft zur Mojave-Wüste und zum Tal des Todes ist durch arides Klima geprägt. Etwa 50-80 % der Frühjahrsschneedecke oberhalb von 3500 m sublimierte oder verdunstete hauptsächlich im Frühsommer. VUILLE (1996) arbeitete im südlichen Altiplano über Sublimation in den südamerikanischen Anden und konnte Sublimationsverluste von 30 %, 60 % und 90 % des saisonalen Schneewasseräquivalents in Höhen von 3000 m, 4000 m und 5000 m messen. Die maximalen täglichen Sublimationsraten lagen bei 12 mm.

Untersuchungen in einem semi-ariden Gebirgseinzugsgebiet in den USA erbrachten einen Evapotranspirationsanteil am Gesamtniederschlag von 90 %, der überwiegend auf Verdunstung der Schneedecke zurückzuführen war (FLERCHINGER AND COOLEY 2000).

Näher am Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit liegen die Kanarischen Inseln vor der Küste Afrikas. Am Pico de Teide (Teneriffa) maß BECHT (1991) große Sublimationsverluste aus der Schneedecke. Untersuchungen der Isotopenzusammensetzungen des Schnees ergaben hier eine Anreicherung von ^2H und ^{18}O -Isotopen in den oberen Lagen der Schneedecke, die hohe Verdunstung anzeigte. In mehreren Versuchsmessungen mit Lysimetern konnte gezeigt werden, dass Verluste aus dem Schneewasseräquivalent (SWE) nicht auf Schneeschmelze zurückzuführen waren (BECHT AND TRIMBORN, 1993).

Eine frühe Zusammenstellung weiterer Sublimationsraten gibt SLAUGHTER (1970).

1.4.2.2 Büßerschnee

In Gebieten, in denen die Sublimation eine wichtige Rolle bei der Schneeablation spielt, kann es zur Ausbildung von Büßerschnee (Penitentes) kommen. Penitentes entwickeln sich als spitze, hutförmige Zacken aus altem und hartem Schnee während wochenlangem kalter und trockener Bedingungen. Über Penitentes wird aus allen Hochgebirgen der Welt berichtet, wo Schnee diesen Bedingungen ausgesetzt ist, mit Ausnahme der Antarktis (TROLL 1942;

1. Einleitung

LLIBOUTRY 1954; BEATY 1975; BECHT 1991; CORRIPIO AND PURVES 2005). Aus Marokko lagen bisher noch keine Berichte vor. Bei den Geländeaufenthalten zur vorliegenden Arbeit konnte dieses Phänomen in den höheren Lagen des Untersuchungsgebietes mehrfach beobachtet werden (vgl. Abb. 1.3).

Nach LLIBOUTRY (1954) sowie CORRIPIO AND PURVES (2005) bedarf es einer kalten und trockenen Umgebung zur Bildung von Penitentes, mit Taupunkttemperaturen unter 0 °C und hoher Sonneneinstrahlung. Penitentes sind immer zur Sonne hin orientiert. Sie entwickeln sich, wenn die Sonnenstrahlung in einer sich herausbildenden Mikrotopographie der Schneeoberfläche gefangen wird. Penitentes erfahren hier reduzierte Schmelze aber verstärkte Sublimation, verglichen mit der Umgebung. Schmelze findet in den Gräben und Löchern der Penitentes-Reihen statt, da hier erhöhte Wassersättigung der Luft und verringerte Windgeschwindigkeiten vorliegen. Die Unterschiede zwischen den sublimierenden Spitzen und den schmelzenden Wänden am Boden der Penitentes werden durch diesen Prozess verstärkt. Penitentes schmelzen schließlich unter steigenden Temperaturen und veränderten Schneeeigenschaften gegen Ende des Winters.



Abbildung 1.3 Bűßerschnee (Penitentes) bis 70 cm Grűbe am Sűdhang des Jebel M'Goun.
Aufnahme vom Februar 2001 in 3.600m Hűhe (O. Schulz).

1.4.3 Schneefernerkundung

Die Fernerkundung des Schnees wird eine Schlüsselrolle bei der Informationsbeschaffung über die Schneebedeckung gerade in wenig zugänglichen Gebieten spielen (KOSKINEN ET AL. 1999). Neben der Kartierung der Schneeverbreitung, der Messung des Reflexionsgrads der Schneedecke (Albedo) und der Erfassung des Schneetyps (DOZIER AND MARKS 1987; DOZIER 1989, DUGUAY AND LE DREW 1992) wird die Korngröße des Schnees mit optischen Fernerkundungsdaten erfasst. Die Kartierung von Schnee in Satellitenbildern beruht auf den speziellen spektralen Eigenschaften einer Schneedecke. Die hohe Reflektivität im sichtbaren Spektrum mit Werten um 90 % für Neuschnee sinkt im nahen Infrarot ab und erreicht bei etwa $1,5\mu\text{m}$ ein Minimum (HALL AND MARTINEC 1985), vgl. Abb. 1.4. Dabei ist der Schnee einem Alterungsprozess unterworfen. Beim Prozess der Schneemetamorphose werden die Schneekristalle durch Setzungsdruck, Windeinfluss sowie Schmelz- und Gefrierprozesse in Körner und zu größeren Aggregaten umgeformt. Mit vergrößerter Korngröße nimmt die Reflektivität des Schnees ab (CHOU DHURY AND CHANG 1979). Die Albedo einer Schneedecke wird bestimmt durch Korngröße und -form, Verschmutzungsgrad, Wassergehalt in der oberflächennahen Schicht, Schneehöhe, Oberflächenrauigkeit und durch den Sonnenstand (CHOU DHURY AND CHANG 1981). Im sichtbaren Spektrum ist es vor allem die Verschmutzung des Schnees, die seine Albedo senkt, wohingegen im nahen Infrarot Größe und Form der Schneekörner die Reflexion bestimmen (FILY ET AL. 1997; KOSKINEN ET AL. 1999; HALL AND MARTINEC 1985). Die Radarfernerkundung von Schnee wird ebenfalls zur Kartierung der Schneeausbreitung genutzt, ermöglicht durch die Reflexionseigenschaften im Mikrowellenbereich aber auch eine Abschätzung des Wasseräquivalents und ist unabhängig von Wetter- und Beleuchtungsverhältnissen (KOSKINEN ET AL. 1999). Der Wassergehalt des Schnees wirkt sich auf die Reflexion des Signals aus, so dass feuchter von trockenem Schnee unterschieden werden kann.

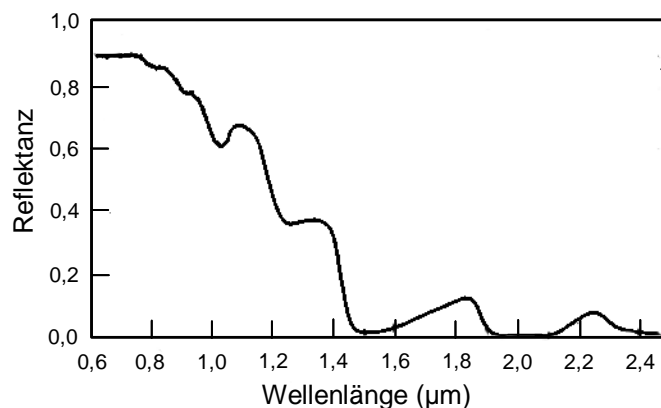


Abbildung 1.4 Spektrale Reflektanz von Neuschnee (nach HALL AND MARTINEC 1985).

1.4.4 Modellkonzepte zur Wasserabgabe aus der Schneedecke

Die zeitliche und räumliche Variabilität des Schneespeichers in Gebirgen spielt eine wichtige Rolle im Wasserkreislauf, da die räumliche Verteilung des Schneewasseräquivalents und dessen verzögerte Freigabe den Abfluss steuern. Die Nachfrage nach Modellen, die das System der Wasserressourcen in Gebirgen beschreiben, steigt sowohl für Belange der Wassernutzung als auch für den Schutz des Wassers (BURLANDO ET AL. 2002).

Dabei wird das Fehlen von räumlich verteilter Information hydrologischer Variablen als eine der wichtigsten Herausforderungen bei der hydrologischen Modellierung angesehen (SOLBERG ET AL. 1997).

Die meisten Untersuchungen zur Schneeablation, zur Prozessanalyse und dabei besonders zur Schneeschmelze liegen für Gebirge und Zonen der gemäßigten Breiten vor. Dazu kommen Erkenntnisse aus den Hochgebirgen der trockenen Subtropen und Tropen über den hohen Anteil der Verdunstung/Sublimation der Schneedecke (VUILLE 1996; BECHT 1991; BECHT AND TRIMBORN 1993; BECHT 1997), vgl. Kapitel 1.4.2.1. Hier herrschen trocken-kalte Umweltbedingungen, die sich von den zumeist feucht-kalten Bedingungen gemäßigter Hochgebirge unterscheiden. Die winterliche Schneedecke unterliegt damit abweichenden klimatischen Einflüssen und Prozessen, die sich auf Andauer und Ablationsverhalten auswirken.

Die Strahlungsbilanz einer Schneedecke steuert die Schneeablation. Bei geschlossenen Schneedecken dominiert die Strahlungsbilanz, während bei durchbrochener Schneedecke und Schneeflecken der turbulente Wärmefluss durch Advektion warmer Luftmassen dominiert (DYCK UND PESCHKE 1995). Auch BAUMGARTNER UND LIEBSCHER (1996) betonen die Bedeutung der Strahlungsbilanz für den Wärmehaushalt einer Schneedecke.

Die Energiebilanz einer Schneedecke lässt sich nach BAUMGARTNER UND LIEBSCHER (1996) wie folgt beschreiben:

$$R_S(1-a) + R_L - R_B + C - LE + G = \frac{dH_S}{dt} + sF \quad (1.1)$$

R_S = Globalstrahlung, a = Albedo, R_L = einfallende langwellige Strahlung, R_B = von der Schneedecke abgestrahlte langwellige Strahlung, C = sensible Wärme von der Atmosphäre in die Schneedecke, E = Verdunstung/Sublimation, L = latente Verdunstungswärme von Schnee, G = Bodenwärmestrom, H_S = Energie in der Schneedecke, dH_S/dt = Änderung des Wärmespeichers, s = Schmelzrate, F = latente Schmelzwärme.

Vereinfacht wird für Abschätzungen zur Energiebilanz davon ausgegangen, dass die Energiezuführung durch flüssigen Niederschlag und Bodenwärmefluss vernachlässigbar klein ist (BENGTSSON 1980; TARBOTON AND LUCE 1996). Da Schnee ein guter Isolator ist, ist die Temperatur der Luft in der Regel verschieden von der einer Schneeoberfläche. Die Oberflächentemperatur der Schneedecke ist Resultat der Energieflüsse zwischen Schnee und Atmosphäre (TARBOTON AND LUCE 1996). Bei der Modellierung des energetischen Zustands einer Schneedecke kommt der Schneeoberflächentemperatur daher eine wichtige Rolle zu.

Schneeverdriftung unter Windeinfluss spielt für die erste Phase nach einem Schneefall eine wichtige Rolle. Das ist ersichtlich aus der unterschiedlichen Verteilung der Schneebedeckung auf Luv- und Leeseiten von Hängen. Schnelle Schneeschmelze und Schneenumverteilungsprozesse sind eine Herausforderung für die Analyse und die Modellierung der Entwicklung der Schneedecke und der Schneeschmelze. Obwohl Modelle zur Schneenumverteilung für komplexe bergige Gebiete existieren (z.B. LISTON AND STURM 1998), ist die Variabilität der Windprozesse (GAUER 1998; BRUN ET AL. 1994) weiterhin eine große Herausforderung.

2 Untersuchungsgebiet

2.1 Lage

Das Untersuchungsgebiet ist das Einzugsgebiet des Oued M’Goun. Es liegt im oberen Einzugsgebiet des Oued Drâa auf der Südseite des zentralen Hohen Atlas Marokkos auf 31,5° nördl. Breite und 6,5° westl. Länge (Abb. 2.1, 2.2 und 2.3). Das im IMPETUS-Projekt bearbeitete Einzugsgebiet des Oued Drâa bis zum Lac Iriki umfaßt eine Fläche von 34.000 km². Die Landschaft ist vielfältig und reicht von den Gebirgsketten des Hohen Atlas im Norden über das Becken von Ouarzazate und die Mittelgebirgsregionen des Antiatlas, des Jebel Saghro und des Jebel Bani bis zur breiten Ebene des weitverzweigten Flußbetts des Drâa mit Übergang in den inzwischen ausgetrockneten Endsee Lac Iriki im Süden (Abb. 2.1). Der Hohe Atlas zieht sich als 700 km lange Hochgebirgskette von W-S-W nach O-N-O durch Marokko. Im westlichen Teil liegt der höchste Berg Marokkos, der Jebel Toubkal (4.165 m), im zentralen Hohen Atlas werden 4.000 m nur vom Gipfelgrat des Jebel M’Goun (berber: Ighil M’Goun, 4.070 m) erreicht, vgl. Abb. 2.2 und 2.3. Das Vulkanmassif des Jebel Siroua (bis 3.300 m) verbindet westlich des Beckens von Ouarzazate Anti-Atlas und Hohen Atlas und bildet die nordwestliche Hochgebirgsumrahmung des Drâatals.

Der Südfuß des zentralen Hohen Atlas grenzt scharf an das mit tertiären und quartären Sedimenten gefüllte Becken von Ouarzazate, welches von 1.400 m bis zum Beginn des Durchbruchstals des Oued Drâa durch den Antiatlas auf 1.000 m abfällt. Alle zum Einzugsgebiet des Drâa gehörenden Flüsse mit Quelle im Hohen Atlas vereinigen sich hier und werden seit 1972 im El Mansour Eddahbi-Stausee aufgestaut (RISER 1973). Südlich des Beckens von Ouarzazate folgt das zusammenfassend als Antiatlas bezeichnete Bergland, das durch den Oued Drâa zerschnitten wird. In dieser Region dominieren mittlere Höhen, die von z.T. tiefen Tälern und steilen Bergflanken unterbrochen werden. Im Westen des Oued Drâa liegen der Antiatlas im engeren Sinne (bis 1.500 m) sowie der Jebel Siroua (bis 3.300 m), im Osten der Jebel Saghro (bis 2.500 m), und im Süden verläuft der Jebel Bani (bis 1.300 m) als lange geschwungene Schichtstufe nach Südwesten und dem Atlantik zu. Das in dieser Region zumeist trockene und verzweigte Tal des unteren Oued Drâa folgt diesem Verlauf im Abstand einiger Kilometer weiter südlich, wobei es die Salztonebene des ehemals periodisch mit Wasser bedeckten Sees Lac Iriki durchquert (450 m). Ausgedehnte Fels- und Sandflächen kennzeichnen die südlich der Hochgebirge dominierende Landschaftsform der Hamada du Drâa.

2. Untersuchungsgebiet

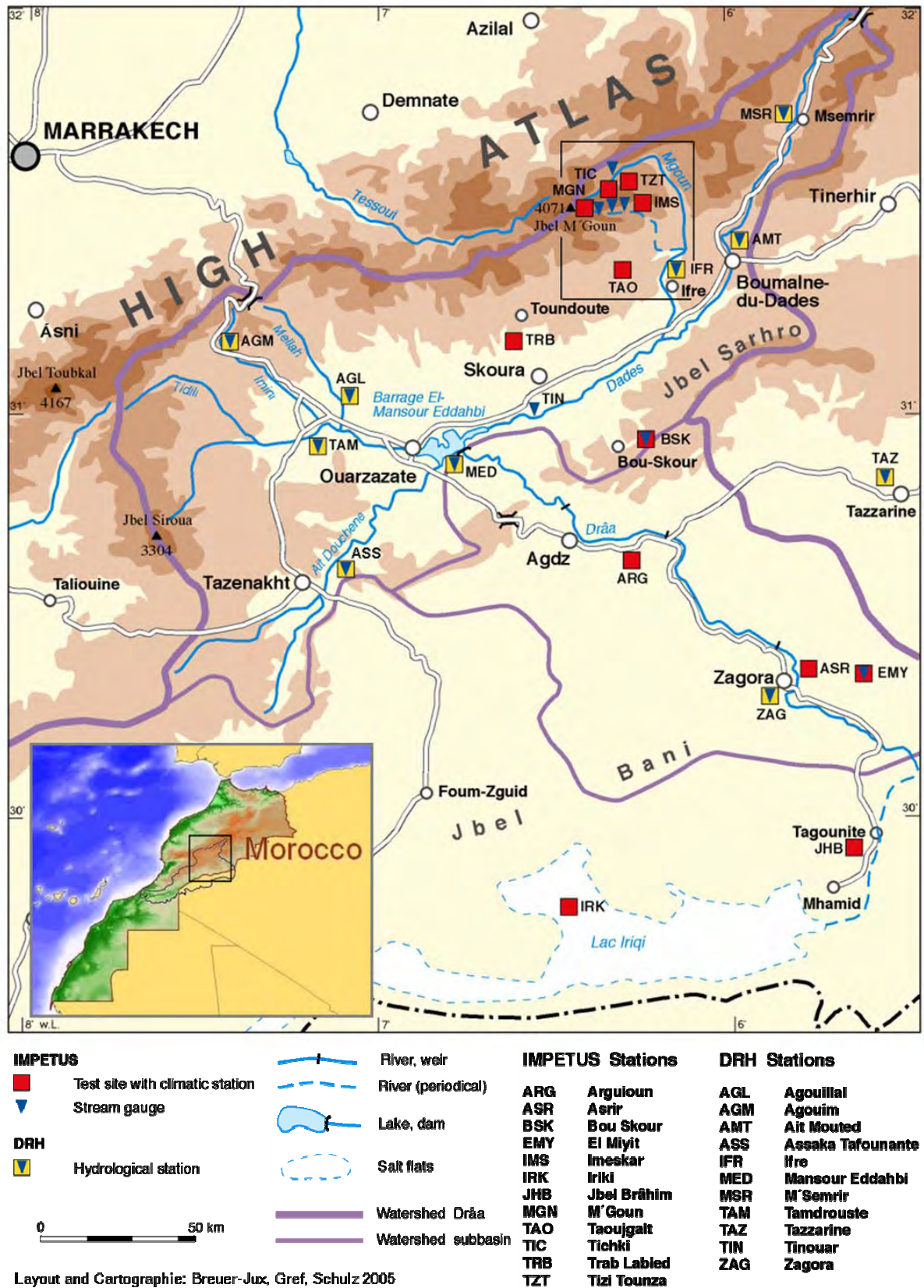


Abbildung 2.1 Lage des Arbeitsgebiets des IMPETUS-Forschungsprojekts in Südost-Marokko. Das Arbeitsgebiet ist hydrologisch definiert durch das Einzugsgebiet des Oued Drâa zwischen Hohem Atlas und dem ehemaligen Endsee des Oued Drâa, dem Lac Iriki. Das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit ist mit einem Kasten in der Hauptkarte markiert.

2. Untersuchungsgebiet

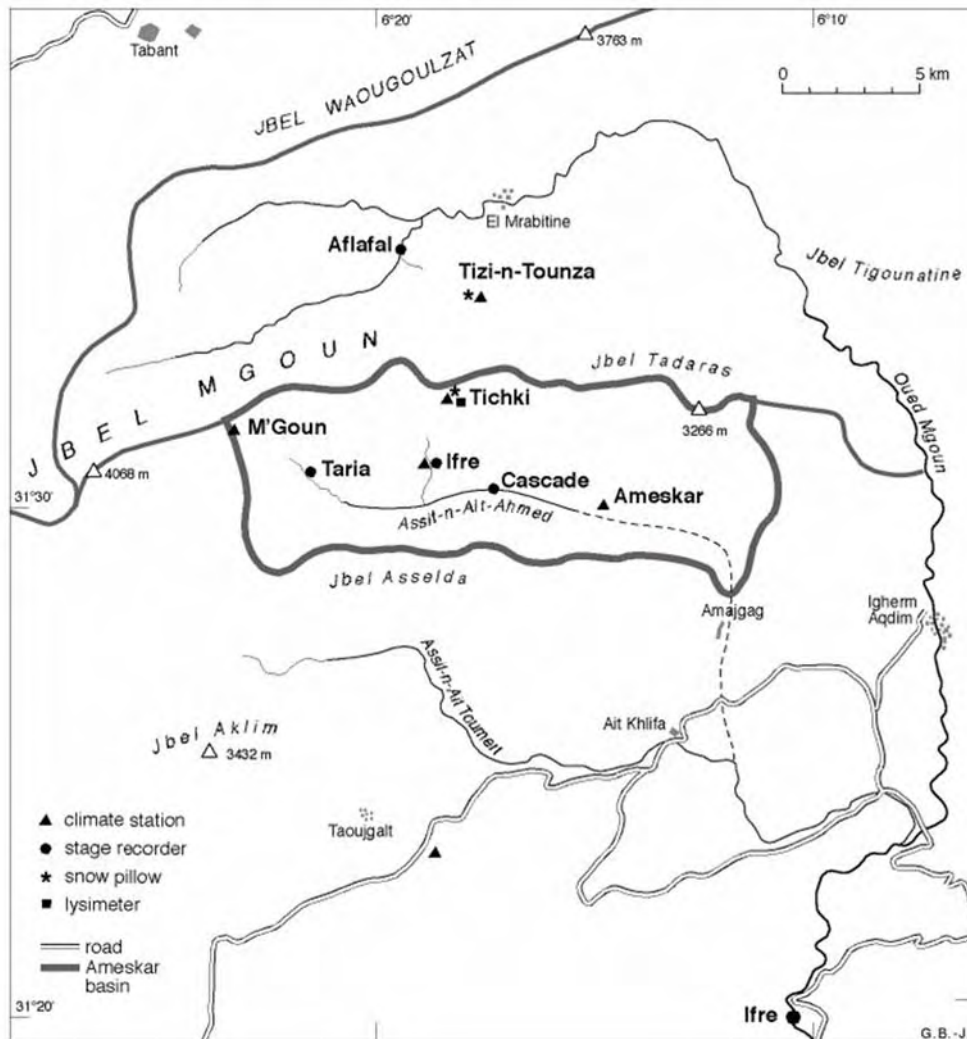


Abbildung 2.2 Das Untersuchungsgebiet auf der Südseite des Zentralen Hohen Atlas in Südost-Marokko. Es umfasst das Einzugsgebiet des Oued M'Goun bis zum Abflusspegel in Ifre. Zur Lage vgl. Abb. 2.1.

Das Drâatal mit den ersten größeren Dünengruppen bildet in diesem südöstlichen Teil Marokkos die nicht festgelegte Landesgrenze zu Algerien. Auf algerischer Seite endet das Einzugsgebiet im Süden an einer Felsstufe, südlich davon erstreckt sich die Hamada weiter und wird Teil der Sahara (COUVREUR 1981).



Abbildung 2.3 Ameskartal mit Blick nach Westen zur Hauptkette des Jebel M'Goun (18.10.2003, O. Schulz).

2.2 Klima

2.2.1 Das Klima Marokkos

Das marokkanische Klima besitzt eine hohe Variabilität und ist räumlich sehr unterschiedlich. Marokko wird durch sein Großrelief und sein Klima (besonders die Niederschläge) geprägt. Vier Hochgebirge gliedern Marokko in einen eher atlantisch und mediterran geprägten Nordwesten und einen eher kontinental und saharisch geprägten Südosten (MÜLLER-HOHENSTEIN UND POPP 1990): Rifgebirge (bis 2.450 m ü. Meer), Mittlerer Atlas (bis 3.340 m ü. Meer), Hoher Atlas (bis 4.165 m ü. Meer) und Anti-Atlas (bis 2.530 m ü. Meer). Als Hauptklimascheide fungiert der Mittlere Atlas. Er trennt das atlantisch-feuchte West- vom kontinental-trockenen Ostmarokko. Von den vier großen Klimazonen, die JOLY (1949) für Marokko angibt - die atlantische Zone, die klimatisch sehr komplexen Gebirge, den Osten und im Südosten die Präsaхарische Zone - hat das Einzugsgebiet des Oued Drâa Anteil an der Gebirgs- und der Präsaхарischen Zone.

2. Untersuchungsgebiet

Großräumig wird das Klima beeinflusst durch ein saisonales Wechselspiel. Während der Wintermonate ziehen atlantische Tiefausläufer der Westwinddrift mit nach Süden verlagerten Zugbahnen von Zyklonen aus dem östlichen Atlantik über die Straße von Gibraltar in den Mittelmeerraum und werden in Marokko niederschlagswirksam (WEISCHET UND ENDLICHER 2000). Die atlantischen Tiefausläufer reichen dabei oftmals in abgeschwächter Form über die Barriere des Hohen Atlas hinweg nach Südosten und gliedern das Drâatal in die subtropische Winterregenzone ein. Der Einfluss des Azorenhochs im Sommer verhindert Niederschläge und führt allenfalls zu örtlichen Gewittern, die im südlichen Drâatal jedoch erheblich zur Jahresniederschlagssumme beitragen können (KNIPPERTZ 2003; KNIPPERTZ ET AL. 2003a; KNIPPERTZ ET AL. 2003b). Während der Übergangsjahreszeiten kommt es immer wieder zur Einfuhr feuchter Luftmassen aus den Tropen südlich der Sahara, die in drei bis vier Kilometern Höhe herangeführt werden. Durch Gebirgsstau am Hohen Atlas kommt es besonders im August und September zu einzelnen ergiebigen Niederschlägen bis hin zu Starkregenereignissen, die 75 % und mehr des Jahresniederschlags ausmachen können.

Die Niederschlagsverhältnisse unterliegen dem Regime des planetarischen und des zonalen Wandels, da winterliche Zyklonen immer seltener werden, je weiter man nach Süden kommt. Ihr Durchzug von West nach Ost führt dabei zum Gegensatz der Niederschlagsverhältnisse in Luv- und Leelagen (WEISCHET UND ENDLICHER 2000). Marrakesch am nördlichen Rand des Hohen Atlas empfängt 224 mm pro Jahr und damit weniger als die Hälfte der Küstenregionen (Rabat 496 mm). Regenfeldbau ist hier nicht mehr möglich. Mit 1.002 mm ist die potentielle Evapotranspiration dagegen höher (Rabat 840 mm). Während die Lufttemperaturen im Winter an der Küste nicht unter 0 °C sinken, wurde in Marrakesch Frost schon in allen drei Wintermonaten gemessen. Somit sind die Verhältnisse an der Küste als winterwarm, in den Becken im Inneren Marokkos als winterkalt zu bezeichnen.

Als Winterregengebiet mit überwiegenden Niederschlägen des zyklonal-advektiven Typs (HASLER 1980) unterliegt der Gesamttraum dem hypsometrischen Wandel der hygri-schen Verhältnisse. Folge ist das Auftreten von großflächigen Niederschlägen, deren Summen bis in Höhen oberhalb 3.000 m zunehmen (WEISCHET UND ENDLICHER 2000). Das Relief steuert die Verteilung des Niederschlags: Die im Luv liegenden Westseiten der Gebirge erhalten mit bis zu 2.000 mm maximale Niederschlagssummen im Jahr. Dagegen befinden sich die Talräume und Gebirgsfußflächen Ostmarokkos bei zonalen Wetterlagen im Lee, besonders in den Übergangsjahreszeiten und im Winter (HASLER 1980). Der weiter südlich gelegene westliche Hohe Atlas mit dem höchsten Gipfel Marokkos, dem Jebel Toubkal (4.165 m), erhält nur noch 750-800 mm Niederschlag. Die Maximalstufe des Niederschlags wird hier bei 2.500 m

ü. Meer angenommen. Grundlage dieser Einschätzung sind Niederschlagsmessungen am Jebel Toubkal (RAUH 1952; MESSERLI 1967). Auf der Niederschlagskarte von Marokko (DIRECTION DE L'AGRICULTURE ET DES FORETS, 1957; GAUSSEN ET AL. 1958) ist daher in der Region um den Jebel Toubkal ab einer Höhe von 2.500 m ü. Meer eine Niederschlagsabnahme mit der Höhe verzeichnet. Die größte Niederschlagshäufigkeit im Maghreb wie auch im Libanon und Israel sowie in den Dinarischen Gebirgen liegt im Winter (WEISCHET UND ENDLICHER 2000). Nach JOLY (1949), RAUH (1952) und ABH Agadir (2004) liegen Niederschlagsmaxima in Marokko im November und im Februar/März. Mit wachsender Entfernung von der Atlantikküste nehmen Schneefall und Niederschläge allgemein im Hohen Atlas von Westen (Toubkal) über den Zentralen Hohen Atlas (M'Goun) bis in den östlichen Teil (Ayachi) ab (RAUH 1952). Südlich des Hohen Atlas nimmt die Niederschlagsvariabilität zu (WEISCHET UND ENDLICHER 2000).

Die Auswirkungen eines möglichen Klimaszenarios mit einer Temperaturzunahme um 3°C in Marokko bis zum Jahr 2050 bei einer Verdoppelung des CO₂-Gehalts beschreibt BENARAFI (1992) unter dem Hinweis, dass eine saisonal unterschiedliche Erwärmungstendenz in Winter und Sommer sehr verschiedene Auswirkungen haben würden:

- Konstanz der Gesamtniederschlagsmenge
- Anstieg der potentiellen Evapotranspiration um 200 mm/a
- Anstieg der Biomasse aufgrund der CO₂-Düngung durch die Atmosphäre in Regionen, in denen das Wasser kein limitierender Faktor ist
- Anstieg der Anbaugrenzen von kälteempfindlichen Nutzpflanzen
- Anstieg der natürlichen Vegetationsgrenze um 550 m und mögliche sukzessive Aufforstung bis in 3500 m Höhe in Regionen ohne Wasserstress
- Beschleunigung des Phänomens der Desertifikation in Trockengebieten
- Anstieg des Meeresspiegels um 20 bis 60 cm

2.2.2 Das Klima des Drâatals

Das Klima des Drâatals wird bestimmt durch seine Lage auf der Südseite des Hohen Atlas sowie durch den thermischen und hygrischen Einfluss eines Höhen- und Ariditätsgradienten zwischen Hohem Atlas und der Hamada du Drâa mit Übergang zur Sahara. Das Klima ist semi-arid bis arid, mit einzelnen von MÜLLER-HOHENSTEIN UND POPP (1990) als semi-humid bezeichneten höchsten Erhebungen des Hohen Atlas. Das Klima des oberen und mittleren

2. Untersuchungsgebiet

Drâatals ist gekennzeichnet durch kalte Winter (-7 bis -1 °C) und heiße Sommer (40 °C). Mittlere Temperaturen nehmen mit der Höhe ab, mit Minima von weniger als -20 °C im Hohen Atlas oberhalb von 3000 m (JOLY 1949; RAUH 1952). In der südlichen Hamada du Drâa sowie im Drâatal kommt es im Winter in langen Zwischenhochperioden zu Nachtfrost in Bodenniveau (WEISCHET UND ENDLICHER 2000).

Die Niederschläge nehmen von Nord nach Süd ab (Abb. 2.4), wobei die Höhen des Anti-Atlas nicht ausreichen, um den prä-saharischen Einfluß aufzuhalten, der von Süden bis zum Fuß der Südabhänge des Hohen Atlas reicht (JOLY 1949). Im Hohen Atlas werden die winterlichen Niederschläge oft von längeren Perioden niederschlagsfreien, schönen Wetters unterbrochen, besonders im Januar (RAUH 1952). Nach Angaben der Agence du Bassin Hydraulique du Souss/Massa et Drâa (ABH), Agadir für das Einzugsgebiet des Oued Drâa erreichen die Niederschläge im Hohen Atlas Jahresmittel von 300 mm, in den Gebirgstälern 200 mm, im Becken von Ouarzazate 120 mm und nur noch 60 mm bei Zagora (BOUARI 1990; ABH Agadir 2003). Für die Gipfellagen des zentralen Hohen Atlas werden von JOLY (1949) mehr als 600 mm, von WICHE (1953) mehr als 800 mm und von GAUSSEN ET AL. (1958; auch zitiert in MÜLLER-HOHENSTEIN UND POPP 1990) zwischen 600-900 mm Jahresniederschlag angegeben. Am Südabhang des Hohen Atlas nehmen die Niederschläge mit den Höhenstufen schnell ab (M'Semrir 215 mm, Ifre 173 mm, Ait Mouted 163 mm) und liegen im Becken von Ouarzazate nur noch bei etwas mehr als 100 mm (Ouarzazate 117 mm, Staudamm El Mansour Eddahbi 104 mm, Tinouar/Dadès 104 mm, Tamdrouste 118 mm). Der östliche Jebel Saghro mit Erhebungen bis über 2.500 m wird von JOLY (1949) als letzte relative Feuchteinsel mit mehr als 200 mm Jahresniederschlag angegeben. Die Niederschlagsstationen weiter südlich entlang des mittleren und unteren Oued Drâa verzeichnen nochmals verringerte mittlere Jahresniederschläge (Zagora 70 mm, Foug Zguid 53 mm, Tata 102 mm, Pont Drâa am Atlantik 65 mm) (Daten der ABH Agadir 2004). Die Niederschläge treten hauptsächlich zwischen September und Mai auf, mit einer Zahl der Niederschlagstage zwischen 30 und 40. Die potentielle Verdunstung erreicht Größenordnungen von 2.000 bis 3.000 mm pro Jahr (ABH Agadir 2003). Mit der Abnahme der Niederschläge steigt deren Variabilität. Eine Unterschreitung der Niederschlagssummen vom langjährigen Mittel von mehr als 25 % wird im Hohen Atlas in 10 bis 30 % der Jahre, im mittleren und südlichen Drâatal in mehr als 40 % der Jahre beobachtet (MÜLLER-HOHENSTEIN UND POPP 1990). Dies führte und führt zu wiederholten Dürren (YOUBI 1990; TAIBI ET EL HANNANI 2004).

2. Untersuchungsgebiet

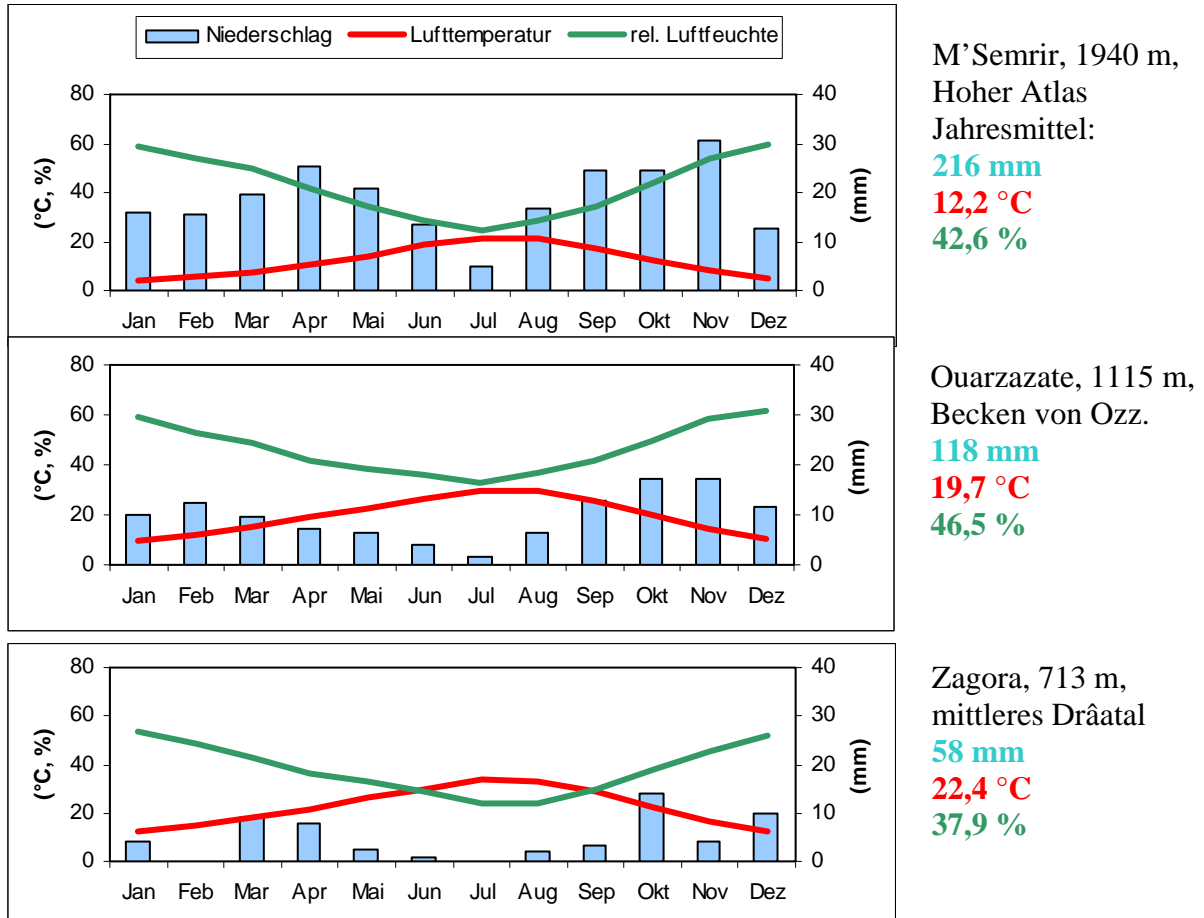


Abbildung 2.4 Klimadaten von drei ausgewählten Stationen des Service Eau de Ouarzazate im Drâa-Einzugsgebiet. Mittelwerte seit Messbeginn (Ozz. 1950, Zagora 1964, M'Semrir 1975) bis 2001. Zur geographischen Lage der Stationen vgl. Abb. 2.1. Dort sind sie unter DRH (Direction Régionale de l'Hydraulique) geführt, eine alte Bezeichnung für die ABH Agadir.

In den Übergangsjahreszeiten tritt häufig meridionale Zirkulation auf. Es kann am Südrand der Atlasketten insbesondere im Spätfrühling (April/Mai) zur Ausbildung von Saharatiefs kommen. Ihre Entwicklung startet als Leezyklone bei einer Nordwest- bis Nordost-Strömung, bedingt durch den großen Temperaturgegensatz zwischen in der Höhe weit nach Süden vorgerückter allochthoner polarer Kaltluft auf der Rückseite und der in dieser Jahreszeit schon angeheizten kontinentaltropischen Saharaluft auf der Vorderseite. Am Südrand des Hohen Atlas können im Frühjahr daher ebenso hohe Niederschlagssummen wie im Herbst und Winter erreicht werden. Diese Instabilitätsschauer treten selten auf, sind dann aber sehr intensiv und ergiebig (HASLER 1980; WEISCHET UND ENDLICHER 2000). Der aus den Niederschlagsdaten ersichtliche, im Vergleich mit Stationen Nordmarokkos ausgeglichene Jahrgang an den Stationen südlich des Hohen Atlas ist auf lokale Starkregen nach der Ausbildung von Pseudofronten in lokalen Hitzetiefs zurückzuführen. Die torrentiellen Niederschläge führen zu Erosion und Akkumulation im Bereich des Kulturlandes und der

Transportwege. Die Intensität von Niederschlagsereignissen ist ein wichtiges klimaökologisches Charakteristikum der Winterregen-Subtropen. Kaum effektiv für den Bodenwasserhaushalt, geht der größte Teil von Starkregen in den Abfluss, steht den Pflanzen damit nicht zur Verfügung, kann aber zu Überschwemmungen führen. Die Erosivität der Niederschläge steigt mit ihrer Intensität. Bei geringer Bodenbedeckung durch Pflanzen und entsprechendes Gefälle können die herbstlichen Starkniederschläge schwere Erosionsschäden auslösen (WEISCHET UND ENDLICHER 2000). Sommerliche Saharatiefs wehen heiße, mit Staub erfüllte Luftmassen mit hohen Windgeschwindigkeiten aus südlicher (Schirokko) oder östlicher (Chergui) Richtung bis über den Hohen Atlas nach Nordmarokko und führen zu Temperaturen, die im Landesinneren 40 °C übersteigen können (JOLY 1949; MÜLLER-HOHENSTEIN UND POPP 1990). Dabei vertrocknen in Ostmarokko bei Temperaturen von mehr als 45 °C Bewässerungskulturen innerhalb von wenigen Stunden (WEISCHET UND ENDLICHER 2000).

Schnee spielt für die Wasserversorgung im gesamten Mittelmeerraum nicht nur lokal, sondern für weite Regionen eine entscheidende Rolle. Der Mittelmeerraum ist großenteils von Gebirgen eingerahmt. Winterniederschläge sind mit Kaltluftenbrüchen verbunden und fallen in den Mittel- und Hochgebirgen sowie auf den Hochplateaus größtenteils als Schnee. „Die Großstädte des Mittelmeergebietes wären ohne diese optimale, natürliche Wasserspeicherung nicht vorstellbar“ (WEISCHET UND ENDLICHER 2000).

Schneefall tritt in allen Gebirgszügen Marokkos auf. Im Mittleren Atlas und im Rif-Gebirge oberhalb von 2000 m bleibt der Schnee mehr als fünf Monate liegen (JOLY 1949), Schneefall ist im Mittleren Atlas bis April möglich (MÜLLER-HOHENSTEIN UND POPP 1990), in den höheren Lagen noch im Mai und Juni, vereinzelt auch während des ganzen Jahres (RAUH 1952). Die im Winter ausgebildete perennierende Schneedecke kann in feuchten Jahren den Sommer überdauern (WEISCHET UND ENDLICHER 2000; MÜLLER-HOHENSTEIN UND POPP 1990), wobei ein West-Ost-Gradient hin zu kleineren und selteneren sommerlichen Schneeflecken auftritt (RAUH 1952).

Der Einfluss der winterlichen kurzwelligen Sonneneinstrahlung ist nach ENDLICHER UND WEISCHET (2000) relativ unwirksam. Die hohe Albedo von Schnee führt zu einer verstärkten Ausstrahlung, der Schnee verdunstet nur langsam und fungiert als Zwischenspeicher mit verzögertem Abfluss. Die Fußzonen subtropischer Hochgebirge, soweit sie eine perennierende winterliche Schneedecke aufweisen, stellen Gunsträume dar, da sie häufig schuttreich sind und somit der getaute Schnee schnell in den Untergrund gelangt, wo er vor

Verdunstung geschützt ist. Mit der Schneeschmelze bei höheren Temperaturen im Frühjahr und Frühsommer steht der Schnee für die künstliche Bewässerung zur Verfügung. Die klimatische Schneegrenze liegt oberhalb der Marokkanischen Hochgebirge (oberhalb von 4.200 m).

Als räumlich benachbartes Gebirge ist die Sierra Nevada in Südspanien besser erforscht als der Hohe Atlas. Für die Höhenlage auf 2.000 m sind je nach Exposition 77-110 Tage mit geschlossener Schneedecke dokumentiert. Auf 2.500 m verlängert sich die Zeit der Schneebedeckung auf 177-210 und in 3.000 m Höhe auf 277-285 Tage. Da in Gipfelniveau auf 3.481 m 320-355 Tage erreicht werden, wird die klimatische Schneegrenze mit 3.500 m angenommen (Pyrenäen 3000 m) (PRILL 1955).

2.3 Geologie und Böden

2.3.1 Grundzüge

Der zentrale Hohe Atlas besteht aus Schichtfolgen der Trias und des Jura. Vereinzelt sind kreidezeitliche Schichten erhalten geblieben. Nach heutiger Auffassung liegt eine Deckentektonik vor, bei der die heute obenauf liegenden jurassischen Kalksteinschichten bis zu 20 km nach Süden geschoben wurden. Darunter liegen rote Sandsteine und Tone aus der Trias, in die basaltische Schmelzen eingedrungen sind.

Die geologische Situation im engeren Untersuchungsgebiet entspricht den oben beschriebenen allgemeinen Grundzügen. Das Untersuchungsgebiet liegt in der südlichen Randzone des Hohen Atlas. Unter- und Mitteljurassische marine Kalksteine und Dolomite sind durch die seit dem Oberen Miozän wirkende Deckentektonik bei der Hebung des Hohen Atlas über kontinentale triassische Schichten (Red Beds) geschoben worden. Die Kalksteindecke wird als Toundoute-Schicht bezeichnet (EL HARFI ET AL. 1996; LAVILLE ET AL. 1977). Im Tal von Ameskar treten die triassischen Schichten (Basalte, Tone und Sandsteine) in einem tektonischen Fenster unter den massiven Kalksteinen und Dolomiten heraus.

Morphologische Zeugen einer pleistozänen Vergletscherung sind nur für die höchsten Lagen des Hohen Atlas nachgewiesen (WICHE 1953; MESSERLI 1967; MESSERLI UND WINIGER 1992). Dabei hat der Hohe Atlas eher den Formenschatz eines Mittelgebirges. Auf der Südseite des Hohen Atlas haben sich Becken mit Fußflächensystemen entwickelt. Das Becken von Ouarzazate ist eine langgestreckte Synklinalstruktur mit Höhen zwischen 1.000 und 1.400 m (ABH Agadir 2003).

Ein wichtiges Phänomen im zentralen Hohen Atlas ist der Karst (COUVREUR 1981). Quartäre Ablagerungen sind gekennzeichnet durch Frosteinfluss (COUVREUR 1981).

Geomorphologisch betrachtet besteht das Untersuchungsgebiet aus weiten Schutthängen mit Murenkanälen, Schuttfächern, alten aber auch aktiven Rutschungsbereichen und mit Kies beladenen, wasserdurchlässigen Flussbetten (DE JONG ET AL. 2004).

Eine Karte mit der Verbreitung der Böden im Untersuchungsgebiet liegt noch nicht vor. Bodenkundlichen Arbeiten im IMPETUS-Projekt zufolge handelt es sich bei den Böden im Hohen Atlas um gering entwickelte Rohböden, die sich durch Flachgründigkeit, hohen Skelettanteil und variable Steinbedeckung auszeichnen (WEBER 2004). Die karbonatischen Gesteine der Toundoute-Decke dominieren im Untersuchungsgebiet und liefern das Ausgangssubstrat für karbonatreiche Böden, die sich in reliefabhängigen Bodensequenzen zu verschiedenen Bodentypen und Übergangsstadien entwickelten (MILLER 2002).

2.3.2 Hydraulische Eigenschaften des geologischen Untergrundes

Für eine Abschätzung der im Untersuchungsgebiet ablaufenden Prozesse innerhalb des Wasserkreislaufs und ihrer Größenordnung ist die Kenntnis über hydraulische Eigenschaften der Böden und des geologischen Untergrunds von Bedeutung. Oberflächenabfluss, Infiltration, Bodenfeuchte und Grundwasserneubildung werden von diesen Eigenschaften beeinflusst. Daraus ergeben sich Randbedingungen für die Effektivität von Niederschlägen zwischen den Wasserbilanzgliedern Verdunstung, Abfluss und Grundwasserneubildung.

Die heutige und zukünftige Wasserverfügbarkeit im Einzugsgebiet des Stausees El Mansour Eddahbi wird maßgeblich von den Wasserlieferungen aus dem Hohen Atlas bestimmt. Kalksteinformationen nehmen 20 % der Fläche in dieser Region ein. Aufgrund der geringmächtigen Böden und der spärlichen Vegetationsbedeckung werden die Infiltrationseigenschaften hauptsächlich von der Geologie bestimmt (CAPPY 2007; CAPPY AND REICHERT 2005).

Eine Karte über die Verfügbarkeit des Grundwassers im Einzugsgebiet des Oued Drâa (Abb. 2.5) verdeutlicht die regionalen Unterschiede. Blaue und grüne Flächen kennzeichnen Zonen mittlerer bis hoher Grundwasser-Verfügbarkeit im jurassischen Kalkaltas, dem tertiären und quartären Becken von Ouarzazate sowie im mittleren Drâatal und in seinen Nebentälern. Mit geringer bis sehr geringer Grundwasser-Verfügbarkeit sind der westliche Teil des Zentralen Hohen Atlas, das Becken von Tazenakht sowie der gesamte Anti-Atlas ohne Schwemmebenen und Flusstäler ausgewiesen.

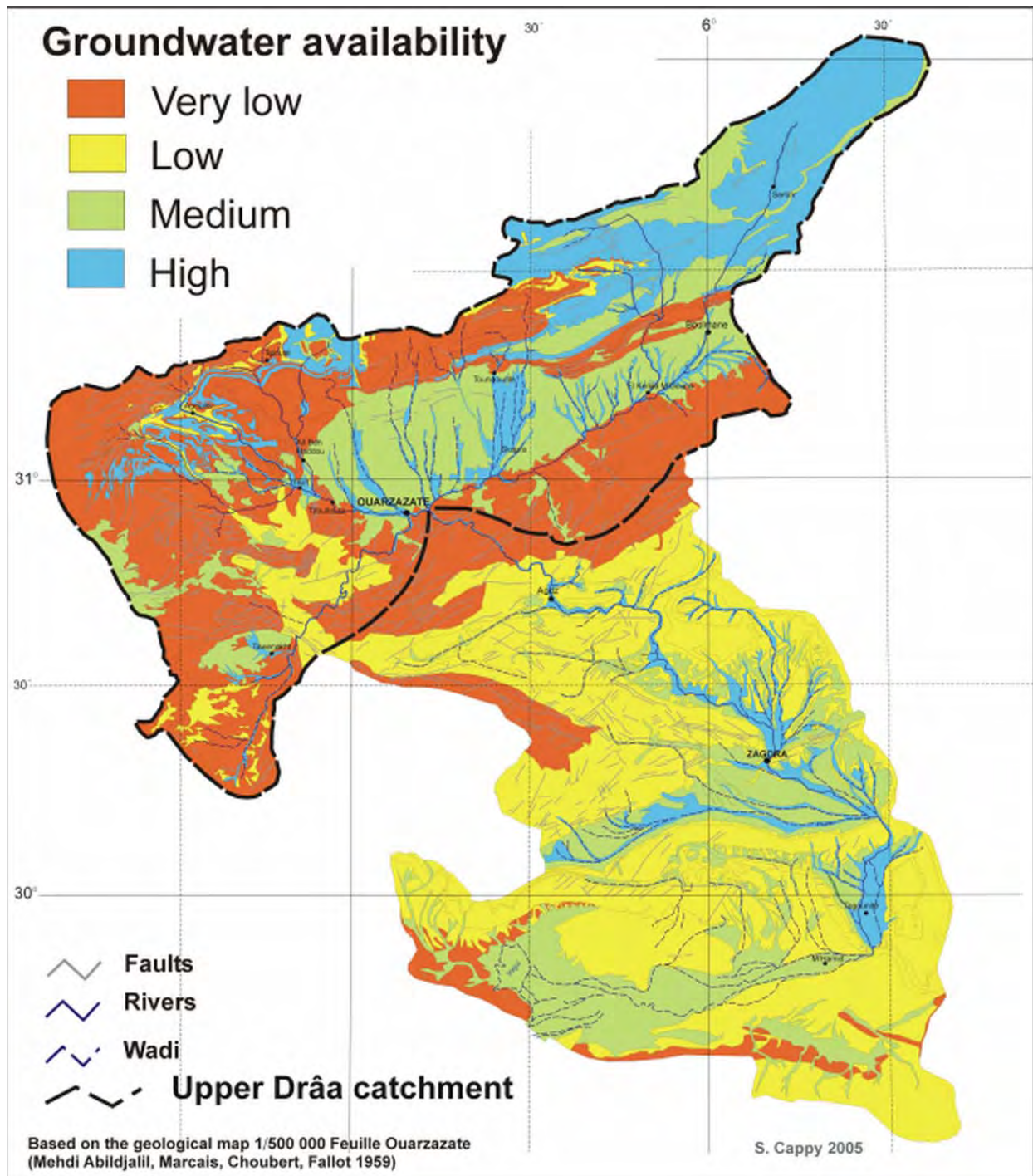


Abbildung 2.5 Qualitative Abschätzung der Grundwasser-Verfügbarkeit im Drâa-Einzugsgebiet. Nach CAPPY (2007) auf Grundlage der amtlichen Geologischen Karte 1:500.000 Blatt Ouarzazate.

Das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit, des Einzugsgebiet des Oued M’Goun, befindet sich auf $31^{\circ}20'$ und $31^{\circ}40'$ nördlicher Breite und zwischen 6° und $6^{\circ}30'$ westlicher Länge. Auf der Karte der Grundwasserverfügbarkeit beherrschen hohe und mittlere Werte das Einzugsgebiet. Nur im Tal von Ameskar ($31^{\circ}30'$ Nord) liegt eine Abfolge aller Klassen vor,

2. Untersuchungsgebiet

dazu kommt das mit sehr geringer Grundwasserverfügbarkeit ausgezeichnete aus tertiären Gesteinen gebildete rote Band am Südrand des Hohen Atlas (31°15' – 31°20' Nord, 6° - 6°30' West). Hier liegen tertiäre Wechsellagerungen aus roten Feinsandsteinen, tonigen Siltsteinen, Salz und Gips vor sowie rote, geschieferte Silt- und Sandsteine, seltener Kalke. In dieser Sperrzone liegt der Standort des Abflusspegels Ifre, an dem sich nach CAPPY (2007) sämtliche Wasserflüsse aus dem Einzugsgebiet des Oued M'Goun bündeln, bevor der Fluss den Hohen Atlas verlässt.

Einen Überblick über die hydrodynamischen Eigenschaften der geologischen Formationen in einem Teil des Untersuchungsgebiets, dem Tal von Ameskar, gibt die Tabelle 2.1, die CAPPY (2007) entnommen ist.

Tabelle 2.1 Hydrogeologische Klassifikation und hydrodynamische Eigenschaften der Formationen im Ameskartal, Region des Jebel M'Goun.
K: Durchlässigkeitsbeiwert. (CAPPY AND REICHERT 2005; CAPPY 2007).

| Formationen und hydrogeologische Klassifikation | Lithologie | Aquifer-volumen (10 ⁶ m ³) | effektive Porosität (%) | Potentielles Grundwasser-volumen (10 ⁶ m ³) | K (ms ⁻¹) | Quell-schüttung (10 ⁶ m ³ /a) |
|---|-------------------------------|---|-------------------------|--|--------------------------------------|---|
| Quartär: poröser Aquifer | Sand, Schotter, Kalkstein | 120 | 1 - 5 | 1,2 - 6 | 10 ⁻³ - 10 ⁻² | 0,14 |
| Lias (karbonatisch): geklüfteter bis verkarsteter Aquifer | Kalkstein, Dolomit | 17.800 | 1 - 2 | 178 - 356 | 10 ⁻⁶ - 10 ⁻³ | 1,02 |
| Lias (siliciklastisch): geklüfteter Aquifer | Sandstein, Kalkstein, Dolomit | 1.200 | 1 - 2 | 12 - 24 | 10 ⁻⁶ - 10 ⁻³ | 0,62 |
| Unterer Lias/Obere Trias: Aquitarde | Ton | - | - | - | < 10 ⁻⁹ | - |
| Trias: geklüfteter Aquifer | doleritischer Basalt | 5.300 | 0,1 – 3,0 | 5 - 154 | 10 ⁻¹¹ - 10 ⁻⁷ | 0,46 |

Herauszuheben ist die große Bedeutung der geklüfteten bis verkarsteten Aquifere der karbonatischen und siliciklastischen Lias-Formationen, die den größten Teil des Deckgebirges einnehmen. Wiederholte Messungen der Quellschüttungen in dieser Zone im Zuge der hydrogeologischen Beprobung ergaben, dass hier im Mittel 1,64 Mio. m³/a Wasser bzw. 73 % der Gesamtschüttung an Quellen austreten. Dabei ist zu beachten, dass die Messungen vornehmlich in niederschlagsfreien Phasen durchgeführt wurden, so dass es sich bei den Werten um reine Grundwasserbewegung handelt. Weitere Betrachtungen zum Abfluss sind im Kapitel 2.4 nachzulesen.

2.4 Hydrologie

2.4.1 Abfluss

„Il est rare, au Maroc, que l'eau reste sur le sol. Elle ruisselle, s'infiltré ou s'évapore.“
(JOLY 1949, S. 57)

Marokko ist das Land mit den meisten Wasserressourcen in Nordafrika (JOLY 1949). Mittlerer und Hoher Atlas Marokkos speisen mehrere große, permanente Flüsse. Schnee, der manchmal erst Ende Mai schmilzt, versorgt die Flüsse bis zum Beginn des Sommers. Zweidrittel der Grundwasserreserven des Landes liegen im atlantischen Teil Marokkos. Mittels Tiefbohrungen wird das Grundwasser in Südmarokko erkundet (MÜLLER-HOHENSTEIN UND POPP 1990). Der von den Franzosen begonnene und seit den 1950er Jahren forcierte Staudambau ließ große Stauseen entstehen. Im Umland der Atlas-Gebirge sorgen sie für einen grünen Gürtel mit Bewässerungsflächen und für die Stromgewinnung für Haushalte und Gewerbe (JOLY 1949). Es existieren Pläne für weitere Staudämme (ABH Agadir 2003).

Die Abflüsse der marokkanischen Flüsse sind abhängig vom Niederschlagsregime (MÜLLER-HOHENSTEIN UND POPP 1990). Die marokkanischen Flüsse erreichen ihren Tiefstand am Ende des Sommers, wenn Trockenheit und Verdunstung am höchsten sind. Im Winter und im Frühjahr, wenn Regenfälle und Schneeschmelze einsetzen, sind die Abflüsse enorm, aber kurz (JOLY 1949).

Im Rahmen des IMPETUS-Projekts wurde das Einzugsgebiet des Assif-n-Ait-Ahmed struktur- und hydrogeologisch bearbeitet. Der Assif-n-Ait-Ahmed entwässert das Tal von Ameskar (ca. 100 km²) und trifft im weiteren Verlauf auf den wesentlich mehr Wasser führenden Oued M'Goun, der von Quellen auf der Nordseite des hier gegliederten Gebirgshauptkamms gespeist wird, in einer Durchbruchsstrecke aber doch den Weg nach Süden gefunden hat.

Die Flüsse auf der Atlas-Südseite, darunter der Oued Drâa, sind die längsten in Marokko. Nachdem sie die Berge verlassen haben – häufig nach cañonartigen Durchbrüchen - führen Verdunstung und die Entnahme für Bewässerungszwecke zu einer Reduktion der Abflussmenge, so dass die Flüsse meistens im Landesinneren Enden. Diese Flüsse sind als „Oueds“ die charakteristische Form der Fließgewässer in Marokko. Während der meisten Zeit des Jahres sind sie trocken. Innerhalb weniger Stunden nach Niederschlägen schwellen sie an, lagern Geröll auf den Feldern ab und können Brücken und Straßen gefährden. Gleichzeitig

2. Untersuchungsgebiet

sind sie in den prä-saharischen Gebieten als Wasserlieferant für die Landwirtschaft nach einer Trockenperiode sehr willkommen und auch notwendig, da sie unter Umständen das ganze jährliche Bewässerungswasser bringen (JOLY 1949). Nachdem Pumpen schon von alters her eingesetzt werden und seit den 1960er Jahren die Zahl der Motorpumpen stark zugenommen hat, hat die Abhängigkeit von der Wasserführung der Oueds vordergründig abgenommen. Die zu beobachtende Absenkung des Grundwasserspiegels wird aber dadurch in den Blick eines Pumpenbetreibers gerückt, dass nach ein paar Jahren (in den südlichen Oasen nach ein paar Monaten) der Brunnenschacht tiefer gegraben werden muss.

Hydrologisch ist das Drâatal seit dem Bau des Staudamms bei Ouarzazate in zwei Zonen gegliedert (ABH Agadir 2003): In das Einzugsgebiet des Stausees, das die Hochgebirge, das Becken von Ouarzazate und die Nordflanken des AntiAtlas und des Jebel Saghro umfaßt (15.120 km²), sowie in die dreigeteilte Zone des mittleren Drâa mit den langsam nach Süden abfallenden Mittelgebirgsflächen, die Oasengebiete entlang des Drâa und schließlich die Ebene des Lac Iriki (bis Mhamid: 29.500 km²). Das Flussnetz ist neben einigen perennierenden Flüssen und Bächen geprägt durch überwiegend episodisch nach größeren Regenfällen wasserführende Gerinne. Hochgebirgsbäche werden für die Bewässerung der Felder bereits in den Gebirgstälern genutzt, perennierender Oberflächenabfluss im Flussbett tritt außerhalb der Gebirgsregionen nur an den Flüssen Dadès und M'Goun im Osten auf (YOUBI 1990). Weitere wichtige Zuflüsse in den Stausee bei Ouarzazate sind die Oueds Mellah, Imini, Iriri, Ait Douchene, Izerki und Hajaj. Sie entwässern den mittleren und westlichen Hohen Atlas, den Jebel Siroua und die Nordflanken des AntiAtlas und des Jebel Saghro, sind allerdings nur nach ergiebigen Niederschlägen wasserführend. Die Hauptader für Oberflächenwasser im mittleren Drâatal ist der Drâa selbst. Da er vom Wassermanagement des Stausees bei Ouarzazate abhängig ist, dessen Wasserstand in den letzten zehn Jahren mäßig bis alarmierend gering war, besteht der Drâa die meiste Zeit des Jahres aus einzelnen kleinen Wasserflächen. Erst bei kontrollierter Wasserabgabe aus dem Stausee für Bewässerungszwecke in sogenannten Lachers wird der mittlere Drâa für wenige Tage zu einem Fluss. In der weiten Ebene westlich des Ortes Mhamid und flussabwärts der letzten Oase löst sich das Flussbett des Drâa in viele Einzelrinnen auf, die nur bei sehr ergiebigen Niederschlägen Wasser führen und nur im Extremfall einen Teil des ehemaligen Lac Iriki wieder zur Seefläche machen können. Vor dem Staudammbau erreichte der Oued Drâa zuletzt in den Jahren 1956 und 1967 den Atlantik (PLETSCH 1971).

Das obere Drâa-Einzugsgebiet ist gleichzusetzen mit dem Einzugsgebiet des Stausees El Mansour Eddahbi. Hauptzufluss ist der Oued Dadès, der in der nordöstlichen Ecke des

2. Untersuchungsgebiet

Einzugsgebiets im Hohen Atlas entspringt. Bei Kalaat Mgouna stößt der aus dem M'Gountal kommende und etwa gleichviel Wasser führende Oued M'Goun dazu. Das Einzugsgebiet des Oued M'Goun liegt auf 31,5° nördl. Breite und 6,5° westl. Länge. Es ist gegliedert in Gebirgszüge und Täler, deren Längsachsen der allgemeinen Streichrichtung des Hohen Atlas von WSW nach ONO folgen. Die Gebirgszüge werden durch enge Schluchten mit N-S-Verlauf unterbrochen, in denen die periodisch bis perennierend fließenden Gerinne in das nächste südlicher gelegene Tal durchbrechen. Vor dem letzten Durchbruch durch das tertiäre und steil aufgefaltete Randgebirge südlich der Hochebene von Aït Toumert (Synklinale von Tiniguert) vereinigen sich die beiden perennierenden Hauptgerinne des Oued M'Goun und des Assif-n-Aït-Ahmed/Assif-n-Aït-Toumert bei Boutaghrar zum Oued M'Goun. Der um das Wasser des Oued M'Goun verstärkte Oued Dadès nimmt seinen etwa 100 km langen Lauf am Südrand des Beckens von Ouarzazate nach Westen bis in den Stausee bei Ouarzazate.

Die Zuflüsse in den Stausee El Mansour Eddahbi betragen im Mittel 375 Mio. m³ pro Jahr (ABH Agadir 2003). Das sind 82 % der aktuellen Kapazität des Stausees, die von 560 Mio. m³ zur Zeit seiner Fertigstellung auf 460 Mio. m³ heute zurückgegangen ist. In der behördlichen Planung wird von einer garantierten jährlichen Wasserabgabe von 250 Mio. m³ ausgegangen (PLETSCH 1971; RISER 1973; ABH Agadir 2003).

Das Regime der Zuflüsse ist sehr unregelmäßig, Es gab seit Inbetriebnahme des Stausees trockene und feuchte Phasen. Zwischen 1973 und 1994 lag der mittlere jährliche Zufluss bei 375 Mio. m³. Während der fünfjährigen Trockenphase von 1982 bis 1987 nahm er auf 75 Mio. m³ pro Jahr ab. In der darauf folgenden feuchten Phase zwischen 1987 und 1990 stiegen die Zuflüsse auf ein Mittel von 1.125 Mio. m³ pro Jahr (ABH Agadir 2003). Nach trockenen Wintern mit nur wenig Schnee und Regen reicht der Füllstand des Stausees nur bis zum Frühsommer.

Die wichtigsten Zuflüsse sind die Oueds Dadès, M'Goun und Ouarzazate (ABH Agadir 2003) (Tabelle 2.2). Der Beitrag der Zuflüsse unterhalb des Stausees in das mittlere Drâatal beträgt 30 bis 40 Mio. m³ pro Jahr (ABH Agadir 2003). Seit der Konstruktion des Stausees El Mansour Eddahbi 1972 wird der westlich von Mhamid gelegene Lac Iriki nicht mehr vom Wasser des Drâa erreicht und ist ausgetrocknet (ABH Agadir 2003). Nur bei sehr starken Regenfällen im mittleren Drâatal wird das Flussbett reaktiviert und führt das Wasser bis in den östlichen Teil des Lac Iriki (eigene Beobachtung, Herbst 2003).

2. Untersuchungsgebiet

Tabelle 2.2 Abflussmengen der wichtigsten Zuflüsse in den Stausee Mansour Eddahbi bei Ouarzazate (ABH Agadir 2003).

| Flussname | Station | Einzugsgebiet (km ²) | Mittl. Jährl. Abfluss (Mio m ³) |
|-----------------|-------------|----------------------------------|---|
| Oberer Dadès | Ait Moutede | 1525 | 105 |
| M'Goun | Ifre | 1239 | 128 |
| Mittlerer Dadès | Tinouar | 6680 | 242 |
| Ouarzazate | Tifoultoute | 3507 | 134 |
| Douchene | Assaka | 1387 | 13 |

Die Bevölkerung sowohl im Gebirge als auch in den Vorlandbecken ist auf Landwirtschaft angewiesen, die nur durch künstliche Bewässerung bestehen kann. Die Felder werden über Kanäle versorgt, die ihrerseits das Wasser von den schmelzwasserführenden Flüssen beziehen. Der Anteil des für die Bewässerung genutzten Wassers am Abfluss liegt allerdings nur in den Sommermonaten über 10 % (Abb. 2.6). Über die Versickerung auf den bewirtschafteten Feldern gelangt der größte Teil des Bewässerungswassers wieder in den Untergrund. Trinkwasser in den Berggebieten ist beschränkt auf Quellen, von denen einfache Kunststoffleitungen in die Dörfer führen. Grundwasser wird zunehmend wichtiger weiter flussabwärts.

Insgesamt schütten die Quellen im Einzugsgebiet des Assif-n-Ait-Ahmed (Ameskartal) etwa 2,24 Mio m³/a aus (CAPPY 2007). Das entspricht einer Niederschlagsmenge von 22,4 mm/m² oder 5,6 % des mittleren Jahresniederschlags (400 mm), wie spätere Berechnungen aus Niederschlagsdaten zeigen werden.

Die Isotopenanalyse des Flusswassers am Gebietsauslass bei Ifre entspricht den Werten, die an Quellen im oberen Bereich des Einzugsgebiets gemessen wurden (CAPPY 2007). Daraus folgt, dass die mittlere Höhe der Zone des Niederschlags auch für Ifre die gleiche wie für das obere Einzugsgebiet ist. Das lässt sich nur erklären, wenn auf dem Weg zwischen der Zone des höchsten Niederschlags und dem Gebietsauslass kaum Verdunstung des Flusswassers stattgefunden hat. Demnach erfolgt nach der Infiltration des Niederschlagswassers im oberen Einzugsgebiet der Grundwasserabstrom zu einem großen Teil unterhalb des Talbodens, der am Ausgang des Tales von Ameskar durch die sehr geringe Wasserführung in der Schlucht von Amajgag offensichtlich wird. Erst im weiteren Verlauf der Strecke bis zum Abflusspegel Ifre tritt das Wasser wieder an die Oberfläche. YOUNG (1990) beziffert den Anteil des Grundwasserabflusses am Gesamtabfluss im langjährigen Mittel auf 65 % (vgl. Abb. 2.6).

2. Untersuchungsgebiet

Dies wird gestützt durch die Beobachtung eines relativ konstanten Abflusses des Oued M'Goun auch in Zeiten geringer Niederschläge.

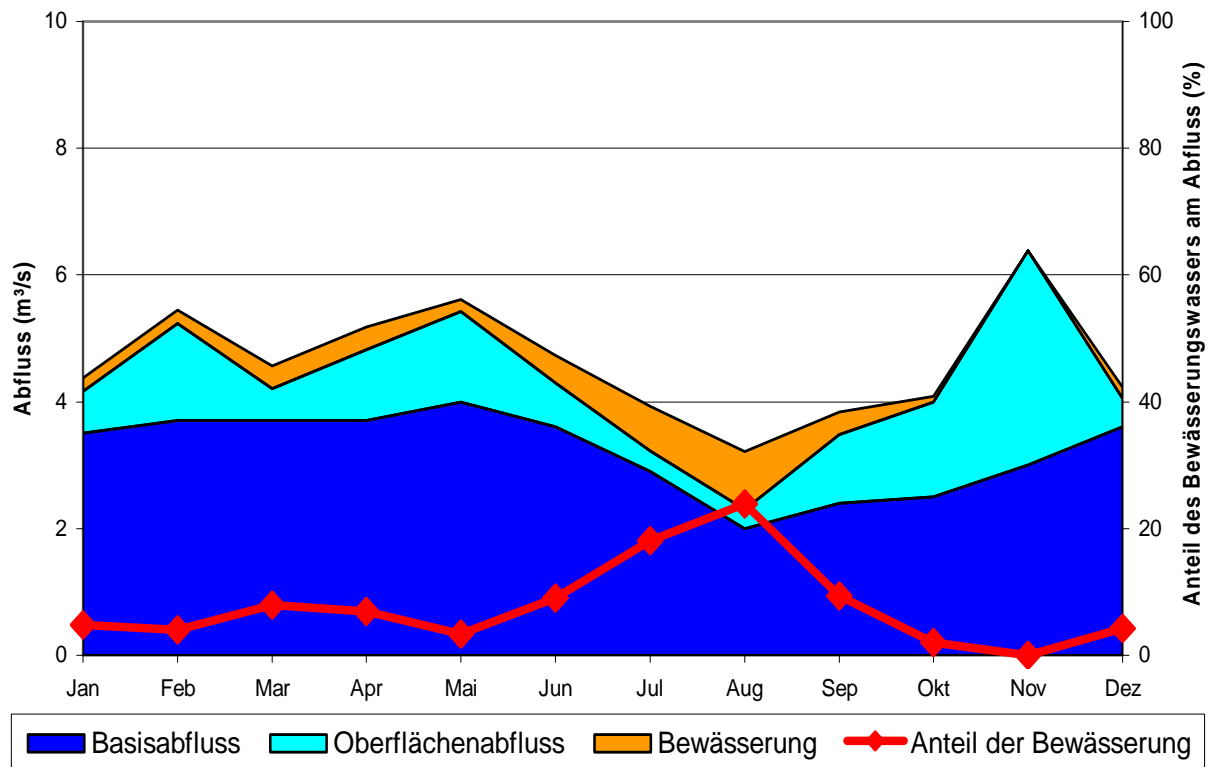


Abbildung 2.6 Komponenten des Abflusses des Oued M'Goun am Pegel Ifre im Jahresverlauf. Analyse für eine mehrjährige Messreihe. Nach YOUBI (1990).

2.4.2 Verdunstung

Das Untersuchungsgebiet im Hohen Atlas gehört zur semi-ariden bis semi-humiden Zone. Während in den Sommermonaten an den Berghängen semi-aride Bedingungen herrschen, sind die niederschlagsreicheren Monate zwischen Herbst und Frühjahr semi-humid bis humid. Die Wasserhaushaltskomponente Verdunstung wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit nur in Form der Schneeverdunstung (Sublimation) untersucht. Da die Verdunstung eine wichtige Rolle bei der Wasserbilanz und somit auch für die vorliegende Arbeit spielt, werden im Folgenden Ergebnisse von WEBER (2004) aus dem gleichen Untersuchungsraum wiedergegeben.

WEBER (2004) modellierte die Wasserbilanz zweier Teileinzugsgebiete im Tal des Assif-n-Ait-Ahmed (Ameskartal) sowie des Standorts Taoujgalt und weiterer IMPETUS-Testflächen mit dem hydrologischen Modell ARID auf der Basis von Geländeuntersuchungen (bodenkundliche Kartierung und Texturanalyse, Berechnungs- und Infiltrationsversuche,

Abflussmessungen). Für die reale Evaporation kam er auf die in Tabelle 2.3 aufgeführten jahreszeitlichen Summen.

Tabelle 2.3 Modellierte reale Evaporation (mm) in den Teileinzugsgebieten Taria-n-Boussaid (TNB), Cascade (CSC) und am Standort Taoujgalt (TAO) für die Jahreszeiten Winter 2001/02 bis Herbst 2002/03. Untersuchungsgebiet M'Goun, Hoher Atlas (verändert nach WEBER 2004, S. 176).

| Einzugsgebiet/ Standort (mittl. Höhe) | Summe der realen Evaporation (mm pro Jahreszeit) | | | | | | | |
|---|--|-------------|-----------|-----------|--------------|-------------|-----------|-----------|
| | Winter 01/02 | Frühjahr 02 | Sommer 02 | Herbst 02 | Winter 02/03 | Frühjahr 03 | Sommer 03 | Herbst 03 |
| TNB (3285 m) | 10 | 50 | 35 | 35 | 50 | 35 | 55 | 35 |
| CSC (2869 m) | 15 | 60 | 40 | 40 | 65 | 65 | 125 | 70 |
| TAO (1894 m) | 5 | 15 | 10 | 10 | 10 | 15 | 35 | 20 |

Die Evaporationssummen sind eine Funktion aus höhenabhängigem Niederschlags- und Temperaturgradienten, aber auch von pedologischen und standortspezifischen Rahmenbedingungen wie der Bodenbeschaffenheit und des Abflussverhaltens. Die vergleichsweise hohen realen Evaporationssummen im Einzugsgebiet Cascade (CSC) werden auf die wesentlich höheren Niederschläge als in TAO, auf höhere Temperaturen als in TNB und auf den im Vergleich zu TNB geringeren Abflusskoeffizienten zurückgeführt.

Der Anteil der Transpiration an der gesamten Evapotranspiration erreicht nach WEBER (2004) nur am Standort Taoujgalt (TAO) mehr als 15 % (maximale jahreszeitliche Summe: 3 mm).

2.5 Vegetation und Landwirtschaft

Die potentielle natürliche Vegetation Marokkos lässt sich grob in drei große Formationsklassen einteilen: (mediterrane) Wälder, (weitgehend) waldfreie Gesellschaften der Trockensteppen sowie Halbwüsten- und Wüstengesellschaften. In Form von starker Expositionsasymmetrie wirkt sich das Klima auf die Vegetationszonierung und Zusammensetzung aus (MÜLLER-HOHENSTEIN UND POPP 1990).

Nach WEISCHET UND ENDLICHER (2000) ist der Sommer in den Subtropen v.a. im südlichen Mittelmeergebiet überlang. In den niederen Mittelbreiten ist die Strahlungsexposition von großer Bedeutung. Eiszeitliche Vergletscherungsspuren im Hochgebirge, aktuelle flächenhafte Erosion (Denudation) und besonders das Pflanzenkleid zeigen diese Bedeutung.

Konsequenz ist eine starke Differenzierung der Luft- und Oberflächentemperaturen nach der Strahlungsexposition. Südexponierte Hänge zeigen sehr trockene Verhältnisse mit degradierten Böden und Pflanzenbeständen.

Die Gebirgsräume stellen für die Vegetation Inseln mit humideren Verhältnissen als das Umland dar. Bei Jahresmitteltemperaturen von 10 °C in 2000 m Höhe wird hier allerdings neben der sommerlichen Vegetationsruhe eine zweite, thermisch bedingte Unterbrechung der Vegetationszeit im Winter sichtbar (MÜLLER-HOHENSTEIN UND POPP 2000).

Für das Klima Marokkos ist der Niederschlag von größerer Wichtigkeit als die Lufttemperatur und bildet die Mangelgrenze (MÜLLER-HOHENSTEIN UND POPP 1990). Die räumliche Ausprägung von Luv- und Leelagen sowie die Niederschlagsvariabilität insgesamt haben Auswirkungen auf die Art der Landnutzung. Das Wasserproblem bestimmt somit das ländliche Leben Marokkos. Marokko lässt sich aufteilen in zwei generelle landwirtschaftliche Zonen: Eine Zone mit Regenfeldbau (atlantische Region mit den großen Küstenebenen im Nordwesten) und eine Zone mit Bewässerungslandwirtschaft (küstenfernere Gebiete, Gebirgsregionen, Südost-Marokko) (JOLY 1949).

Auf den großen Nutzungsdruck durch Menschen und Tiere in Marokko, von dessen Fläche mehr als 90 % in der semi-ariden und saharischen Zone liegen, verweist BENARAFI (1992).

Die Agrarwirtschaft im Einzugsgebiet des Drâa beruht wie auch in den meisten anderen Gebieten Marokkos auf künstlicher Bewässerung. Nach Angaben der ABH Agadir (2003) versorgen die Hauptzuflüsse zum Stausee El Mansour Eddahbi - Dadès, M'Goun und Ouarzazate - eine Bewässerungsfläche von geschätzt 16300 ha oberhalb des Stausees. Anbaukulturen sind Getreide, Mais, Luzerne, Gemüse und Obstbäume (Rosaceen und Oliven). Die am weitesten verbreitete Technik ist die Zuführung von Wasser aus den Flüssen über Bewässerungskanäle (Seguias). In der Oase von Skoura und einigen anderen kleineren Oasen im Einzugsgebiet des Oued Hajjaj wird über Brunnen und ein ca. zehn Meter tief verlaufenden Kanalsystem (Khattaras) der Grundwasserhorizont angezapft. Im Einzugsgebiet des Oued Ait Douchen im Anti-Atlas südwestlich von Ouarzazate wurde ein kleiner Stausee (2,5 Mio. m³) gebaut, der die Bewässerung von 216 ha sichert.

Die Agrarwirtschaft im mittleren Drâatal unterhalb des Stausees bei Ouarzazate ist abhängig von der Politik der regionalen staatlichen Landwirtschaftsbehörde (ORMVAO). Diese bestimmt den Zeitpunkt von Wasserabgaben aus dem Stausee durch sogenannte „Lachers“ anhand des aktuellen Füllstands und der Bedürfnisse der Unterlieger. Die geplante jährliche Abgabemenge von 250 Mio. m³, die in etwa dem jährlichen Mittel der Zuflüsse vor 1970

entspricht (PLETSCH 1971), konnte indes seitdem nicht jedes Jahr garantiert werden. In sehr trockenen Jahren dienen wenige Lachers nicht der Bewässerung der Kulturen, sondern nur zum Auffüllen der Grundwasservorräte (mündl. Mitteilung O. ABDELLAOUI, ORMVAO 2003).

Entlang des mittleren Drâa reihen sich sechs getrennte Oasen mit insgesamt 26000 ha Bewässerungsfläche aneinander (ABH Agadir 2003). Zur Bewässerung der Oasen wird während einer Lacher das Wasser an vier Staumauern (Agdz, Tansikht, Ifly und Azaghar) vom Flussbett des Drâa abgeleitet und auf beiden Seiten auf Kanälen erster Ordnung in die Oasen geführt. In Kanälen zweiter Ordnung wird das Wasser in der jeweiligen Oase weiter verteilt, bis es über die traditionellen Seguias auf die Felder geleitet wird. Die Kanäle erster und zweiter Ordnung haben eine Gesamtlänge von 200 km bzw. 170 km (ABH Agadir 2003). Anbaukulturen im mittleren Drâatal sind Wintergetreide (Anteil 50%) sowie Luzerne, Gemüse und Henna, die zum Schutz vor der Sonne unterhalb des Blätterdachs der Dattelpalmen angebaut werden. Daneben gibt es Brachflächen (ABH Agadir 2003).

2.6 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Das Untersuchungsgebiet unterliegt komplexen klimatischen und geologisch-pedologischen Einflüssen, die sich auf die Möglichkeiten der Erforschung der schneehydrologisch relevanten Aspekte sowie der Wasserverfügbarkeit auswirken - letztere nicht nur im Untersuchungsgebiet, sondern durch die wasserwirtschaftlich beherrschende Stellung des von Gebirgsflüssen gespeisten Stausees El Mansour Eddahbi bei Ouarzazate auch bei den Unterliegern im mittleren Drâatal.

Nach der Charakterisierung des Untersuchungsgebiets folgt im nächsten Kapitel die Darstellung der Methodik. Die gewählten Methoden sind an den durch das Untersuchungsgebiet vorgegebenen Bedingungen orientiert: Erreichbarkeit, Art des Geländes, Wetterverhältnisse und Geschwindigkeit der zu beobachtenden Prozesse im Komplex Schneefall – Ausaperung – Abfluss auf der einen Seite, die Personaldecke und deren Kondition und Gesundheit, Erkenntnisprozesse, technische Möglichkeiten und die Datenverfügbarkeit auf der anderen Seite gaben den Rahmen für die Bearbeitung der Fragen zur Funktion und Rolle des Schneespeichers.

3 Methodik

3.1 Ansatz

Das Schnee-Monitoring in der semi-ariden Region des südlichen Hohen Atlas beruht auf einer Kombination von Techniken mit hoher räumlicher oder zeitlicher Auflösung. Die Schneebedeckung ändert sich schnell, da sie häufig nur geringmächtig ist. Mit Satellitenbildern stehen hier adäquate Tools zur Verfügung, um große Gebiete in kurzen Zeitabständen abzudecken (HALL AND MARTINEC 1985). Mit höherer zeitlicher Auflösung wird die räumliche Auflösung gröber, so dass eine Anwendung in Gebirgen mit ihren schmalen Rücken und tiefen Tälern limitiert ist. Klimastationen hingegen messen nur Änderungen in Schneeeigenschaften an einem Punkt. Da eine hohe räumliche Auflösung normalerweise nicht mit kurzen Wiederholzeiten zusammenfällt, ist das Monitoring der Schnee-Ablation unter sich schnell verändernden Schneebedingungen im Untersuchungsraum generell schwierig.

Dem Ansatz der vorliegenden Arbeit folgend, kamen verschiedene Datenarten und Mess- bzw. Aufnahmeinstrumente zum Einsatz. Auf der kleinräumigen Skala stehen die Klimastationen zur Verfügung, an denen mehrere meteorologische Messgrößen erfasst wurden. Die drei höchsten Stationen sind mit zusätzlichen Sensoren für schneehydrologische Parameter ausgestattet. Durch schneehydrologische Messkampagnen wurde versucht, die standortspezifischen Messergebnisse der Stationen mit räumlich verteilten Einzeldaten zu verknüpfen, um die räumliche Variabilität abzuschätzen und, wie im Falle der UTL-Bodentemperaturlogger, über gut verteilte Punktmessungen auf Hangprofilen statistische Flächeninformationen abzuleiten.

Auf der großräumigen Skala kamen MODIS-Satellitenbilder zum Einsatz. Diese decken mit einer räumlichen Auflösung von 463,5 m den gesamten Hohen Atlas ab. Zur Auswertung im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden nur die Bereiche betrachtet, die zum Drâa-Einzugsgebiet gehören.

Der Einsatz des Geographischen Informationssystems ArcGIS und die Verschneidung der Punkt- und Flächendaten mit einem Digitalen Geländemodell dienen der reliefbezogenen Analyse der zeitlichen Dynamik der Schneeverbreitung.

Der Aufbau des Kapitels zur Methodik folgt der Gliederung dieser Arbeit in drei Säulen. Die erste Säule umfasst Messungen im Gelände (Kapitel 3.2 und 3.3). Daran schließen sich die

Fernerkundung des Schnees (Kapitel 3.4) und die Modellierung der Schneeablation (Kapitel 3.5) an.

Thema des Kapitels 3.2 ist Erfassung des Klimas im Gelände mit Klimastationen und Bodentemperaturloggern. Dabei wird ein Schwerpunkt auf die automatische Messung von Eigenschaften der Schneedecke gelegt.

Kapitel 3.3 behandelt die Untersuchung wichtiger schneehydrologischer Eigenschaften und Prozesse im Gelände mit snow pillow, Schneesonde und Schneeblechen. In Kombination mit den Ergebnissen aus Kapitel 3.2 werden generelle Annahmen zu schneehydrologischen Eigenschaften im Untersuchungsgebiet formuliert, die eine Grundlage für die weitere Auswertung sowie für die Modellierung bilden.

Kapitel 3.4 ist der Fernerkundung des Schnees gewidmet. Hier werden Beobachtungen der Schneedeckenverbreitung auf verschiedenen Maßstäben vom Geländefoto bis zum satellitengestützten MODIS-Aufnahmesystem mit Überblick über den Zentralen Hohen Atlas dargelegt und miteinander verglichen. Zentraler Punkt ist die Ableitung und Absicherung eines Ansatzes zur operationellen Schneeklassifizierung in den MODIS-Szenen. Diese bilden die Grundlage für die Berechnung von Karten der aktuellen Schneebedeckung und der jährlichen Schneebedeckungsdauer. Die Statistik der täglichen Schneebedeckung geht in die Schneeschmelz-Abflussmodellierung mit dem Snowmelt Runoff Model (SRM) ein.

Als dritte Säule werden in Kapitel 3.5 die physikalische Modellierung der Schneeablationsprozesse Schmelze und Sublimation mit dem Utah Energy Balance Model (UEB) sowie die konzeptionelle Modellierung des Abflusses aus der Schneeschmelze mit dem Snowmelt Runoff Model (SRM) behandelt.

3.2 Klimamessungen

3.2.1 Klimastationen

Die meteorologischen Messungen werden mit automatisch registrierenden Klimastationen aufgezeichnet, deren Standorte im Drâa-Einzugsgebiet in Zusammenarbeit mit den verschiedenen im IMPETUS Marokko-Projekt beteiligten Fachgebieten ausgewählt wurden. Von den insgesamt zwölf Stationen stehen fünf im Hohen Atlas auf über 1.900 m Meereshöhe. Die oberen drei bzw. vier Stationen sind mit zusätzlicher Sensorik für Schnee ausgestattet. Neben den automatischen Messungen an den Stationen wurde eine Reihe von schneehydrologischen Messungen im Gelände verteilt durchgeführt. Letztere werden im Kapitel 3.3 behandelt.

3. Methodik

Bei den installierten Klimastationen handelt es sich um automatisch registrierende Systeme der Firma Campbell Scientific Ltd. (England). Herz der Station ist der Data logger CR10X. Der technische Aufbau der einzelnen Stationen im Untersuchungsgebiet ist grundsätzlich der gleiche. Der Data logger CR10X bildet mit einem Storage Modul (SM4M), einer 12V-7Ah-Batterie mit Kopplung an eine externe Solarzelle (Leistung 20 Watt) und gegebenenfalls einem Multiplexer (AM416) eine zentrale Einheit, die in einer wettergeschützten Box in 1-1,5 m Höhe an einem Dreifußgestell (Tripod) befestigt ist (Abb. 3.1). Die Messinstrumente sind fast ausschließlich außerhalb der Loggerbox installiert. Eine Auflistung der Ausstattung mit Messinstrumente ist in Tabelle 3.1 dargestellt.

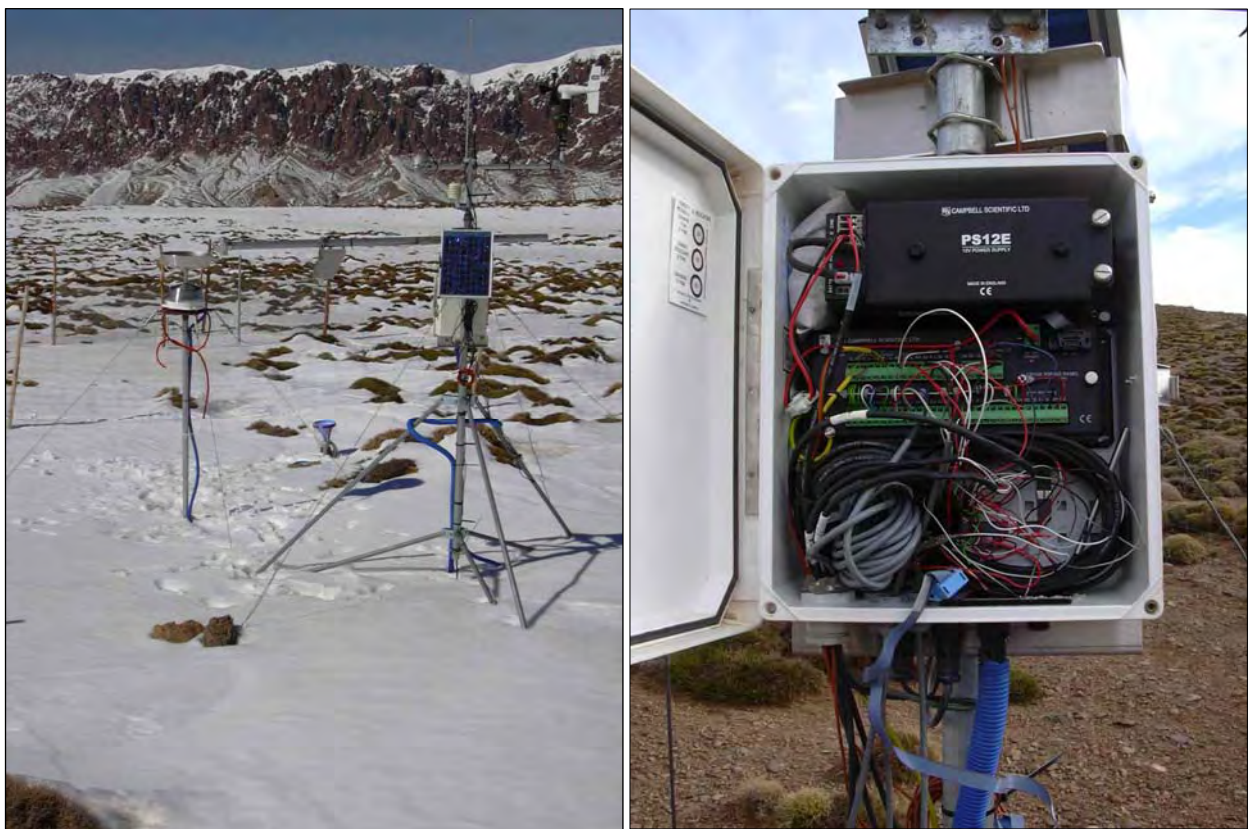


Abbildung 3.1 Klimastation Tounza (2960 m) auf der Nordseite des Jebel M’Goun-Hauptkamms. Blickrichtung nach Norden auf den Jebel Ouagoulzat (Nordgrenze des Untersuchungsgebiets sowie des gesamten Drâa-Einzugsgebiets), 4.3.2004 (links); Loggerbox der Station (rechts); (Fotos: O. Schulz, 20.11.2003)

3. Methodik

Tabelle 3.1 Technische Ausstattung der Klimastationen im Untersuchungsgebiet.

| | | | Stationsname (Höhe ü. Meer) | | | | |
|--|--|-------------|-----------------------------|--------|--------|---------|-----------|
| | | | M' Goun | Tichki | Tounza | Imeskar | Taoujgalt |
| Klimaelement (Einheit) | Gerätetyp | Meßhöhe (m) | | | | | |
| Lufttemperatur und relative Luftfeuchte (°C, %) | HMP45C Vaisala Temperature and RH probe | 1,0 | | | | | x |
| | | 2,0 | x | x | x | x | x |
| Windgeschwindigkeit (m/s) | A100R switching anemometer | 1,0 | | | | | x |
| | | 3,0 | x | x | x | x | x |
| Windrichtung (°) | W200P potentiometer windvane | 3,0 | x | x | x | x | x |
| Niederschlag (mm) | R102 tipping bucket | 1,8 | | x | | x | |
| Niederschlag (mm) | FS1000 tipping bucket | 1,8 | x | | x | | x |
| Globalstrahlung (305 – 2800 nm) (Watt/m²) | CM3 Thermopile Pyranometer | 2,5 | x | x | x | x | x |
| Kurzwellige Reflexstrahlung (Watt/m²) | CM3 Thermopile Pyranometer | 2,5 | x | | | | x |
| Strahlungsbilanz (Watt/m²), einzelne Strahlungsglieder | CNR-1 | 1,5 | x | | | | |
| Strahlungsbilanz (0,2 – 100 µm) (Watt/m²) | NR-Lite Net Radiometer | 2,5 | x | x | x | x | x |
| Schneehöhe (m) | SR50 Sonic Ranging Sensor | 1,9 | x | x | x | x | |
| Schneewasser-Äquivalent (inch) | Snow pillow (D=1,8m) | Bodenniveau | | x | x | | |
| Bodentemperatur (°C) | 107 Temperature Probe | -0,05 | x | x | x | x | x |
| | | -0,15 | x | x | x | x | x |
| | | -0,3 | x | x | x | x | x |
| Bodenfeuchte TDR (%) | CS615 Water Content Reflectometer | -0,05 | | | | | x |
| | | -0,15 | | | | | x |
| | | -0,3 | | | | | x |
| Luftdruck (hPa) | PTB101B Vaisala Barometric Pressure Sensor | | | x | | | |
| Schneedeckentemperatur (°C) | 107 Temperature Probe | 0,1 | x | x | x | | |
| | | 0,2 | x | | | | |
| | | 0,3 | x | | x | | |
| | | 0,5 | x | | | | |
| | | 0,7 | x | | | | |
| Oberflächentemperatur (°C) | IRTS-P Precision Infrared Temperature Sensor | 1,9 | x | x | x | | |
| Bodenwärmefluß (Watt/m²) | HFP01 Heat Flux Plate | -0,05 | x | | | | x |
| | | -0,15 | x | | | | |
| | | -0,3 | | | | | x |
| Referenztemperatur des Dataloggers (°C) | 10TCRT Thermocouple Reference Thermistor | | x | x | x | | |

Der IR-Oberflächentempersensor IRTS-P

Die Infrarot-Oberflächentemperatur wird mit dem IRTS-P Precision Infrared Temperature Sensor gemessen. Durch eine Silikonlinse wird die von einer Oberfläche abgestrahlte IR-Strahlung im Wellenlängenbereich von 6 bis 14 µm ohne Kontakt mit dem Objekt erfasst. Die IR-Oberflächentemperatur wird in einem Mehrschrittverfahren ermittelt. Zunächst wird die abgestrahlte IR-Strahlung vom Sensor registriert und in ein elektrisches Signal umgewandelt. Dieses Signal hat den gleichen Bereich wie ein Typ K Thermocouple. Im Sensor ist ein solcher Typ K Thermocouple integriert, der die Eigentemperatur des Sensors misst. Mit der

Sensortemperatur wird die Oberflächentemperaturmessung korrigiert und eine höhere Genauigkeit erreicht. Die Thermocouples messen relativ zu einer Referenztemperatur, die im Loggergehäuse am Panel gemessen wird. Hierzu wird ein 10TCRT-Sensor genutzt. Über vom Hersteller angegebene Polynome wird die gemessene Oberflächentemperatur anhand der Eigentemperatur des Sensors korrigiert. Die zitierten Polynome erwiesen sich als ungeeignet für Minusgrade. Für die Erfordernisse im Hohen Atlas wurden von Campbell Scientific andere Polynome vom Hersteller erfragt und zur Verfügung gestellt, welche die nachberechneten Messwerte im Rahmen halten. Ergebnis der Berechnungen ist eine auf der Referenztemperatur im Loggergehäuse beruhende und mit der Eigentemperatur des Sensors korrigierte IR-Oberflächentemperatur.

Die angegebene Genauigkeit liegt bei $\pm 0,2$ °C für den Bereich 15 bis 35 °C und bei $\pm 0,3$ °C für den Bereich von 5 bis 45 °C. Ein Betrieb wird in Umgebungstemperaturen zwischen 0 und 50 °C empfohlen. Das Sichtfeld beträgt 3:1, d.h. bei einem Abstand zum Boden von 1,9 m wie an den Klimastationen im Hohen Atlas wird ein Kreis von 63 cm erfasst. Optische Fehler und atmosphärische Störungen wie Lichtbrechungen und Reflexionen können die Messung beeinflussen. Nach Herstellerangaben kommen 80 bis 90 % des IR Signals aus dem Sichtfeld und 10 bis 20 % von außerhalb.

3.2.1.1 Standorte

Die Platzierung der Klimastationen im ersten Jahr der Geländearbeit (2001) erfolgte unter Einbezug aller beteiligten Teilprojekte und Disziplinen. Höchste Priorität hatte die Erfassung des Höhen- und Ariditätsgradienten zwischen dem Hohen Atlas und der Hamada du Drâa bis zur Landesgrenze mit Algerien. Entlang dieses Gradienten wurden grob repräsentative Landschaftseinheiten nach geologischen/pedologischen und botanischen Gesichtspunkten definiert. Die genaue Lage einer Station innerhalb dieser Einheiten richtete sich nach einem Kompromiss zwischen den Vorgaben der einzelnen Disziplinen bezüglich Repräsentativität einer Fläche und störenden Einflüssen einzelner Klimafaktoren. Tabelle 3.2 zeigt die Standortcharakteristik der fünf Klimastationen im Hohen Atlas.

Die Standorte der drei höchsten Stationen Tounza, M'Goun und Tichki (Abb. 3.1, 3.2 und 3.3) sind wie die meisten Hänge und Plateaus im Untersuchungsgebiet oberhalb des Talbodens und der versteilten unteren Talhänge ab etwa 2.500 m als sehr dem Wind ausgesetzt zu bezeichnen. Diese Ausgesetztheit macht sich in der gemessenen Neuschneedichte bemerkbar.

3. Methodik

Der nächste Schritt beim laufenden Betrieb der Stationen ist die Sicherung und Aufbereitung der Messdaten.

Tabelle 3.2 Standortcharakteristik der IMPETUS-Klimastationen im Hohen Atlas.

| Klimastation | M'Goun (MGN) | Tichki (TIC) | Tounza (TZT) | Imeskar (IMS) | Taoujgalt (TAO) |
|--------------|---|--|---|--|---|
| Standort | 200 m unterhalb des Hauptgrats, auf einer N-S verlaufenden Schulter | 300 m unterhalb des Hauptgrats, Mittelhang | Gestreckter Hang oberhalb eines kleinen Plateaus, Nordhang des Hauptgrats | Nach oben auslaufender Hang 200 m oberhalb des Haupttals von Ameskar | Unterer Rand des Schwemmfächers von Taoujgalt, knapp oberhalb der gelegentlich ackerbaulich genutzten Ebene |
| Höhe ü. Meer | 3850 m | 3260 m | 2960 m | 2250 m | 1870 m |
| Exposition | S | SE | N | S | ~ S |
| Hangneigung | 10 | 20 | 10 | 15 | ~ 0 |
| Untergrund | lehmiger Boden mit hohem Schuttanteil, z.T. anstehender Fels | lehmiger Boden mit hohem Schuttanteil, Schuttloben | Lehmiger Boden mit Felsunterlage und Schutt | Lehmiger Boden mit Schuttanteil | Lehmiger Boden mit Schuttanteil |
| Vegetation | - | Dornpolster | Dornpolster | Dornpolster, Wacholder in Strauch und Baumform | Artemisia |



Abbildung 3.2 Klimastation M'Goun (3850 m).
Blick nach Süden ins Ameskartal (links) und über die leicht schneebedeckten Hänge des Jebel Asselda (bis 3000 m), den Jebel Aklim (3400 m) (rechts). Im Bildhintergrund liegt der Anti-Atlas.



Abbildung 3.3 Klimastation Tichki (3260 m), Blickrichtung Tizi-Nufela.
Im Vordergrund rechts befindet sich der Niederschlagssammler von S. CAPPY zur Isotopenanalyse (6.3.2004).

3.2.1.2 Datenaufbereitung

Die rohen Messwerte liegen in Form einer Datei im ascii-Format vor. Jeder Zeitschritt der Datenspeicherung wird in einer Zeile abgelegt. Die Zeile beginnt mit einer Identifikationsnummer für den Zeitschritt, gefolgt von Angaben über den Tag des Jahres und die Uhrzeit am Ende des Zeitschritts. Danach folgen die einzelnen innerhalb des aktuellen Zeitschritts berechneten Mittelwerte bzw. Summen der Messwerte und der internen Berechnungsergebnisse in der Reihenfolge, wie sie im Programm der Klimastation vorgegeben worden ist. Jede Auslesung der Daten aus dem Data logger sowie jede Unterbrechung der Stromversorgung führt zu einer Markierung und zum Beginn einer neuen Datei. Ziel der Aufbereitung der Daten der Klimastationen ist es, allgemein lesbare, konsistente und korrigierte Daten zu erhalten. Dabei gehört zu den Arbeitsschritten, die Rohdaten in ein für Microsoft-Excel geeignetes Format zu bringen, einzelne Dateien zu einer Zeitreihe zu kombinieren sowie die Daten zu kontrollieren, zu korrigieren und nachzuberechnen.

Der erste Schritt ist die Umformatierung der ascii-Rohdaten in das Excel-Format. Hier erfolgt eine Trennung der Messwerte in verschiedene Spalten. Datenausfälle führen in der Regel zu Auffälligkeiten in der Spalten- und Zeilenordnung der Datei. Eine solche kann schon beim ersten Öffnen und bei einer Kontrolle der Formatierung erkannt werden. Die Speicherung des Zeitpunkts eines Intervalls war bis 2004 nicht eindeutig, da nur die Uhrzeit gespeichert wurde. Daher wird zunächst eine Spalte eingefügt und die Messwertzeilen durchnummeriert. Es folgt eine Plausibilitätskontrolle der abgespeicherten Werte. Hierbei werden die Minima und Maxima der einzelnen Spalten mit den Instrumentenwerten mit zu erwartenden Minima und Maxima verglichen. Bei Unterbrechung der Stromversorgung werden die nachfolgenden Daten in einer neuen Datei abgespeichert. Die Tagesmittelwerte und -summen dieses Tages werden nur für die Messwerte der neuen Datei ausgerechnet, so dass eine Neuberechnung mit Hilfe der Stundenwerte aus der vorherigen und der neuen Datei notwendig ist. Extremwerte müssen in diesem Fall über die Daten der kürzesten Speicherintervalle, in der Regel 15 Minuten, angenähert und nachberechnet werden. Es wurden kurzzeitig unrealistische Extremwerte registriert, die wahrscheinlich auf Blitzeinschläge in die Station oder deren Umfeld zurückzuführen sind. Diese Daten sowie Mittelwerte und Summen, in welche diese Daten eingehen, müssen ebenfalls nachberechnet werden.

Danach werden die Intervalle getrennt. Fünf, 15, 30, 60 Minuten und 24-Stundendaten sind an einer speziellen Identifikationsnummer zu erkennen. Die Korrektur falscher oder fehlender Daten erfolgt im zeitlich höchst aufgelösten Intervall. Daraus werden Mittelwerte für die anderen Intervalle nachberechnet. Dies ist für die meisten Stationen nur selten nötig. Für Messwerte der Schneehöhe im Hohen Atlas gehört eine Korrektur zum Standard. Hier gilt es, den wahren Abstand des Sensors von der Oberfläche (Boden oder Schnee) aus den Daten zu ermitteln und diesen über längere Zeiträume konstanten Offset zu korrigieren. Der Offset ist bei fehlender Schneedecke als mittlere „Schneehöhe“ mit geringen tagesperiodischen Schwankungen zu erkennen. Während Schneefällen kommt es immer wieder zu einer Beeinträchtigung der Ultraschall-Entfernungsmessung durch Schneeflocken, so dass einzelne Messwerte zu Zeiten eines Schneefalls in der Regel korrigiert werden müssen. Im schlimmsten Fall liegen keine störungsfreien Messungen während eines Schneefalls vor, und die Daten dieses Zeitabschnitts müssen komplett gelöscht werden. Nach Wetterberuhigung liegen die ersten Messwerte dann im Bereich der Höhe des neuen Schnees.

In der Regenwaage registrierte Niederschläge bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt, die nicht durch eine Neuschneehöhe erfasst wurden, blieben zur Kennzeichnung der Messquelle der Regenwaage und somit dem Flüssigniederschlag erhalten, zählen aber auch zum

Schneewasseräquivalent. Die reinen Flüssigniederschläge erhält man durch Subtraktion des Schneewasseräquivalents vom Gesamtniederschlag. Wenn ein Schneefall durch Regenwaage und Schneehöhensensor aufgezeichnet wurde, galt der größere Wert der beiden. Verzögerte Schmelze in der Regenwaage wurde nach Plausibilitätskriterien unter Einbezug von Daten der Lufttemperatur- und -feuchte sowie der Globalstrahlung erkannt und rückverlegt bzw. bei Registrierung durch den Schneehöhensensor eliminiert.

3.2.2 Klimatologisches und hydrologisches Messnetz der regionalen Wasserbehörde (Service Eau de Ouarzazate)

Die regionale Wasserbehörde Service Eau de Ouarzazate (SE Ouarzazate) wurde bis vor kurzem von der Agence du Bassin de Souss/Massa et Drâa in Agadir (ABH Agadir) betreut. Inzwischen ist sie bis zur Gründung einer eigenen regionalen „Agence du Bassin“ im Drâa-Tal direkt der Direction de la Planification de l’Eau im Umweltministerium unterstellt. Der SE Ouarzazate unterhält 14 hydrologische Messstationen im Einzugsgebiet des Drâa und seiner Nebenflüsse (ABH Agadir 2003), vgl. Abb. 2.1. An jeder Hauptmessstation werden in einer Wetterhütte klimatologische Messungen durchgeführt. Zu den Standardmessgrößen gehören Lufttemperatur und -feuchte (Aspirationspsychrometer), Windgeschwindigkeit und -richtung (Anemometer, Windfahne), Niederschlag (Hellmann) sowie Verdunstung (Piche-Evaporimeter). Die meisten Stationen wurden Anfang der 60er Jahre installiert, so dass inzwischen eine 40jährige Messreihe vorliegt. Die Messwerte werden bis zu viermal am Tag abgelesen. An einigen Stationen existieren mechanische Schreiber. Eine Auflistung von Stationen, deren Daten bei der Berechnung einer Niederschlagskarte Verwendung fanden (vgl. Kapitel 4.2.2), gibt Tabelle 3.3. In der Übersichtskarte des IMPETUS-Arbeitsgebiets (Abb. 2.1) sind die Stationen des SE Ouarzazate noch unter der alten Bezeichnung für die ABH Agadir geführt (DRH, Direction Régionale de l’Hydraulique).

Es gab drei Zeitpunkte der Inbetriebnahme:

1. 1963/64 (Erstinstallation eines Messnetzes am Südrand des Hohen Atlas; Stationen AGM, AMT, IFR)
2. 1974/75 (nach Inbetriebnahme des großen Stausees El Mansour Eddahbi bei Ouarzazate, Stationen MED auf dem Staudamm sowie TIN östlich des Sees)
3. 1983 (Stationen ATI, ASS, INI, MSR, TAM)

Dazu kommen die Stationen Ouarzazate Flughafen (OZZ) mit Meßbeginn 1950 sowie die Station Fom Zguid am Jebel Bani (FZG), die als letzte Station 1992 eingerichtet wurde.

Tabelle 3.3 Lage und Ausstattung der verwendeten amtlichen hydrologischen Stationen im Einzugsgebiet des Oued Drâa.

Die Station Ouarzazate wird vom Meteorologischen Dienst am Flughafen betrieben, die anderen Stationen vom SE Ouarzazate. Die Koordinaten sind in der Projektion Lambert-IMPETUS-Marokko mit Datum Merchich angegeben. W: Wetterhütte (Min.- und Max-Temperatur, Luftfeuchte, Niederschlag, Windgeschwindigkeit und Windrichtung, Verdunstung nach Piche und/oder Verdunstungspfanne Colorado), A: Abflusspegel.

| Stationsname | Abkürzung | Rechtswert (m) | Hochwert (m) | Höhe (m) | Mess- beginn | Ausstattung |
|-------------------|-----------|-------------------|-----------------|-------------|-----------------|-------------|
| Agouim | AGM | 303271 | 64745 | 1688 | 1963 | W, A |
| Ait Mouted | AMT | 443150 | 91519 | 1566 | 1963 | W, A |
| Amane n'Tini | ATI | 342545 | 39889 | 1218 | 1983 | W, A |
| Assaka Tafounante | ASS | 332548 | 1161 | 1422 | 1983 | W, A |
| Fom Zguid | FZG | 356570 | -52950 | 782 | 1992 | W |
| Ifre | IFR | 425275 | 82172 | 1500 | 1963 | W, A |
| Imdghar n'Izdar | INI | 314337 | 4164 | 1539 | 1983 | W, A |
| Mansour Eddahbi | MED | 369962 | 36351 | 1080 | 1974 | W, A |
| M'Semrir | MSR | 461234 | 122263 | 1976 | 1983 | W, A |
| Ouarzazate | OZZ | 357000 | 40000 | 1120 | 1950 | W |
| Tamdrouste | TAM | 328181 | 40219 | 1404 | 1983 | W, A |
| Tinouar | TIN | 384397 | 46218 | 1149 | 1975 | W, A |

Zur Abflussmessung werden an den Hauptstationen mechanische Schwimmerschreibpegel genutzt. Zur Absicherung bei technischen Problemen mit dem mechanischen Schreiber wird der Wasserstand zusätzlich am nichtregistrierenden Pegel an der Außenseite des Schwimmerschreibpegelrohres zu drei Terminen des Tages abgelesen und in Vordrucken notiert (so beobachtet an der Station Ifre). Etwa einmal im Monat wird der Durchfluss nach dem bei DYCK UND PESCHKE (1995) beschriebenen Standardverfahren bestimmt. Nach Vermessung der Geometrie des Gerinnebetts und der mittleren Fließgeschwindigkeit mittels eines hydrometrischen Flügels kann der Wasserstands-Durchfluss-Beziehung ein weiterer Punkt hinzugefügt werden und der Verlauf der Durchflusskurve entsprechend angepasst werden.

Die dem Untersuchungsgebiet nächstgelegene Station ist die Hauptstation Ifre mit Wetterhütte und Abflusspegel.

Die Station Ifre liegt auf 1500 m Meereshöhe. Zwischen 1994 und 2002 wurde nur an wenigen Tagen einiger Jahre Niederschlag bei Temperaturen registriert, die zur Bildung einer zumindest kurzfristigen Schneedecke ausreichen.

3.2.3 Zwischenergebnisse: Erfassung der Schneebedeckung

3.2.3.1 Einleitung

Die Beobachtung der Schneedeckenandauer im Untersuchungsgebiet ist auf zwei Methoden gestützt:

- Messung verschiedener meteorologischer und hydrologischer Parameter am Standort einer Klimastation
- Ableitung aus klassifizierten MODIS-Satellitenbildern (NDSI)

Zu den Messgrößen, die am Punkt der Stationen Aufschluss über eine vorliegende Schneedecke geben, gehören neben direkten Messungen der Schneehöhe und des Schneewasseräquivalents (snow pillow) auch Schneedecken-, Boden- und Oberflächentemperaturen sowie an der Station M’Goun Global- und Reflexstrahlung (zur Berechnung der Albedo) und Bodenwärmefluss. Die satellitengestützte Beobachtung der Schneedecke wird in Kapitel 3.4 behandelt.

Im Winter 2004/05 ist an den drei höchstgelegenen Stationen M’Goun (MGN), Tichki (TIC) und Tounza (TZT) eine sehr gute Übereinstimmung der Schneedecken-, Boden- und Oberflächentemperaturen bzgl. der Charakterisierung einer jeweiligen Schneedecke zu beobachten. Die Bodentemperaturen in 5 cm Tiefe steigen synchron mit der Abnahme der Schneehöhe auf 0 cm in den positiven Bereich. Die Temperaturen der Schneedecke in 10, 20, 30 und 70 cm zeigen ihre Schneefreiwerdung entsprechend der abnehmenden Schneehöhe an. Gemessene Oberflächentemperaturen zeigen den Übergang von einer Schneedecke in schneefreien Boden mit kurzen Übergängen an: Zwischen einer Restschneehöhe von ca. 10 cm und der „0-Meldung“ des Schneehöhensensors erreichen die Oberflächentemperaturen schon Werte bis zu 4 °C. Dies wird auf unregelmäßige Ausaperung in unmittelbarer Nähe der Stationen und auf die Unebenheit des mit Schutt bedeckten Bodens zurückgeführt.

3.2.3.2 Temperatur der Schneedecke

Für Untersuchungen zur Schneeablation sowie für deren Modellierung ist der Zustand der Schneedecke, insbesondere die Temperatur des Schneepakets von Bedeutung. Liegt die Temperatur unter 0 °C, wird zur Verfügung stehende Energie aus kurzweilliger und

Wärmestrahlung zunächst genutzt, um die Temperatur der Schneedecke auf 0 °C zu bringen bzw. bei bestimmten Voraussetzungen Wasser aus der Schneedecke zu verdunsten (Sublimation). Schmelze mit Wasserabgabe an den Boden (effektive Schmelze) tritt erst auf, wenn das Schneepaket insgesamt eine Temperatur von 0 °C erreicht hat. Die Kenntnis der Temperatur einer Schneedecke ermöglicht daher Rückschlüsse auf potentiell tätige Sublimation und effektive Schmelze. Für die Modellierung der Schneeablation mit dem UEB-Modell sind Schnee- und Bodentemperaturen Parameter, deren Werte beim Start eines Modelllaufs benötigt werden.

An der Station MGN liegt zwischen dem 5.11.2004 und dem 29.3.2005 eine kontinuierliche Schneedecke vor. Während dieser 143 Tage verlaufen die Tagesmittel der Bodentemperatur in 5 cm Tiefe und der Schneetemperatur in 10 cm Höhe annähernd parallel im negativen Bereich. Zwischen Ende Dezember und Anfang Februar sinken die Temperaturen auf -7 bzw. -9 °C, bleiben niedrig und steigen erst ab Anfang März zunächst langsam, ab dem 15.3. steiler an. Ab dem 17. März werden tagsüber positive Temperaturen in 10 cm Höhe gemessen, ein Zeichen dafür, dass bei immer noch 34 cm Schneehöhe der Temperatursensor durch Schmelzwasser beeinflusst wird. Ab diesem Zeitpunkt nimmt die Schneehöhe kontinuierlich bis zur Ausaperung am 29.3. ab.

Für die Prozessanalyse und die Modellierung bedeutet die verhältnismäßig spät einsetzende Isothermie der Schneedecke bei 0 °C und die darauf folgend schnell fortschreitende Abnahme der Schneehöhe, dass bis zum 17.3.05 (131 Tage) nur die Sublimation effektiv am Abbau der Schneedecke beteiligt ist. Nach den gemessenen Temperaturen findet nur während den letzten 12 Tagen effektive Schmelze mit in den Boden austretendem Wasser statt. Von den insgesamt 250 mm Niederschlag in Schneeform, die seit dem 5.11.04 an der Station MGN fielen, wurden 165 mm sublimiert. Nimmt man eine Schneedichte am 17.3. von 350 kg/m³ an, liegt bei einer Schneehöhe von 34 cm ein SWE von $340 \cdot 0,35 = 119$ mm vor. Bei einer erhöhten Sublimationsrate von ca. 3 mm am Tag für die letzten 12 Tage werden weitere 35 mm sublimiert und nur 50 mm schmelzen. Die Schmelze hat einen Anteil von 20 % an der Ablation, der Wasserverlust an die Atmosphäre während des Winters und im Frühjahr ist erheblich.

3.2.3.3 Bodentemperaturlogger

Die Verbreitung der Schneedecke ist reliefabhängig. Um in einem Hochgebirgsrelief örtliche Unterschiede in der Schneedeckenandauer zu beobachten, sind Schneekurse, Geländefotos oder räumlich verteilte Bodentemperaturmessungen geeignet. Im Gebiet des M'Goun wurden

daher Bodentemperaturlogger (Universal Temperature Logger UTL, HOELZLE ET AL. 1999) eingesetzt. Erwartet wurden Abhängigkeiten der Schneebedeckung und ihrer Andauer zur Geländehöhe und zur Exposition. In zwei Profilen wurden in den Winterhalbjahren 2001/02 bis 2003/04 zwischen 20 und 35 UTLs vom Talboden des westlichen Ameskartals zum Hauptkamm des M'Goun sowie vom Talboden des mittleren Ameskartals über den Hauptkamm bis hinab in das Ouzighimttal in 10 cm Tiefe vergraben.

Die UTLs zeichneten stündlich die Bodentemperatur auf. Eine Schneedecke dämpft das Eindringen der Wärmestrahlung in den Boden, so dass die Tagesamplitude der Bodentemperatur ein gutes Maß für das Vorhandensein einer Schneedecke ist. Durch Vergleiche mit Bodentemperaturmessungen an den Klimastationen und ihrer Korrelation mit der dort ebenfalls gemessenen Schneehöhe konnte festgestellt werden, dass erst ab einer Schneehöhe von 15 bis 20 cm die Temperaturkurve soweit gedämpft wird, dass die Standardabweichung der 24 Stundenwerte eines Tages unter $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ sinkt. Diese Schneehöhen werden nicht bei jedem Schneefall erreicht, so dass nach Vergleichen mit Geländefotos und Sprüngen bei der Standardabweichung eine Schneedecke auch bei höheren Standardabweichungen angenommen wurde. Bei einer Standardabweichung von $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ werden auch dünnere Schneedecken noch erfasst.

Die Lage der UTLs in einem System aus Höhe und Exposition im Winterhalbjahr 2001/02 zeigt Abb. 3.4.

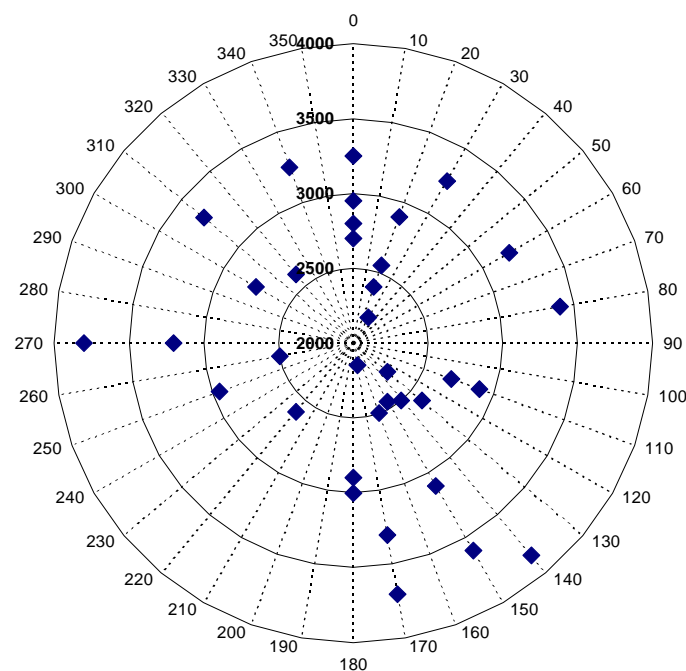


Abbildung 3.4 Verteilungsschema der UTL-Bodentemperaturlogger im Gebiet des M'Goun. Die äußere Skala gibt die Exposition an, die Kreise markieren die Geländehöhe zwischen 2000 und 4000m.

3.2.3.4 Ableitung einer Schneebedeckung aus Bodentemperaturdaten

Eine Schneedecke dämpft die tägliche Amplitude der oberen Bodentemperatur, da die im Schnee enthaltene Luft als Isolator wirkt. Je geringer die Dichte des Schneepakets ist, desto mehr Luft ist zwischen den Schneekristallen enthalten und desto mehr wird die darunter liegende Bodenschicht vor atmosphärischen Einflüssen wie solarer und Wärmestrahlung und deren Änderungen geschützt.

Neben der Dichte des Schnees und der Stärke des atmosphärischen Einflusses ist die Isolationswirkung auch von der Schneetemperatur, der Bodentemperatur und ihrer Messtiefe sowie insbesondere von der Schneehöhe abhängig. In der vorliegenden Arbeit wird ein vereinfachter Ansatz gewählt, mit dem das Auftreten einer Schneedecke an einem Standort durch die Interpretation der Messwerte eines Bodentempersensors an diesem Standort postuliert wird.

Der Zusammenhang zwischen Schneehöhe und Bodentemperatur an der Station M'Goun für den Winter 2003/04 ist in Abb. 3.5 dargestellt. Die stündlichen Messdaten entstammen automatischen Messungen der Schneehöhe und der Bodentemperatur in 5 cm Tiefe (st-5) sowie einem unter dem Schneesensor in 10 cm Tiefe vergrabenen UTL-Bodentemperaturlogger (Mar-24). Aus der Abbildung ist ersichtlich, dass mit wachsender Schneehöhe die Standardabweichung der Bodentemperatur aus den 24 stündlichen Messwerten eines Tages kleiner wird. Der Vergleich zwischen dem UTL Nr. 24 und dem Bodentempersensor der Station zeigt auch, dass der UTL-Sensor in der schneefreien Zeit größere Tagesschwankungen aufzeichnet, die sich besonders in erhöhten Tageswerten äußern, wohingegen nachts die Messwerte von Station und UTL besser übereinstimmen. Während der ersten Phase mit Schneebedeckung liegen die UTL-Temperaturen unterhalb der Stationstemperaturen, die UTL-Tagesamplitude ist auch hier größer (Abb. 3.5).

Die Standardabweichung der stündlichen Bodentemperaturen eines Tages ist ein Maß für die Dämpfung durch eine Schneedecke. Die größere Tagesamplitude der UTL-Bodentemperaturen führt zu höheren Standardabweichungen (Abb. 3.6). Mit zunehmender Schneehöhe sinken sowohl die Standardabweichungen als auch der Unterschied zwischen den Stationswerten und den UTL-Werten.

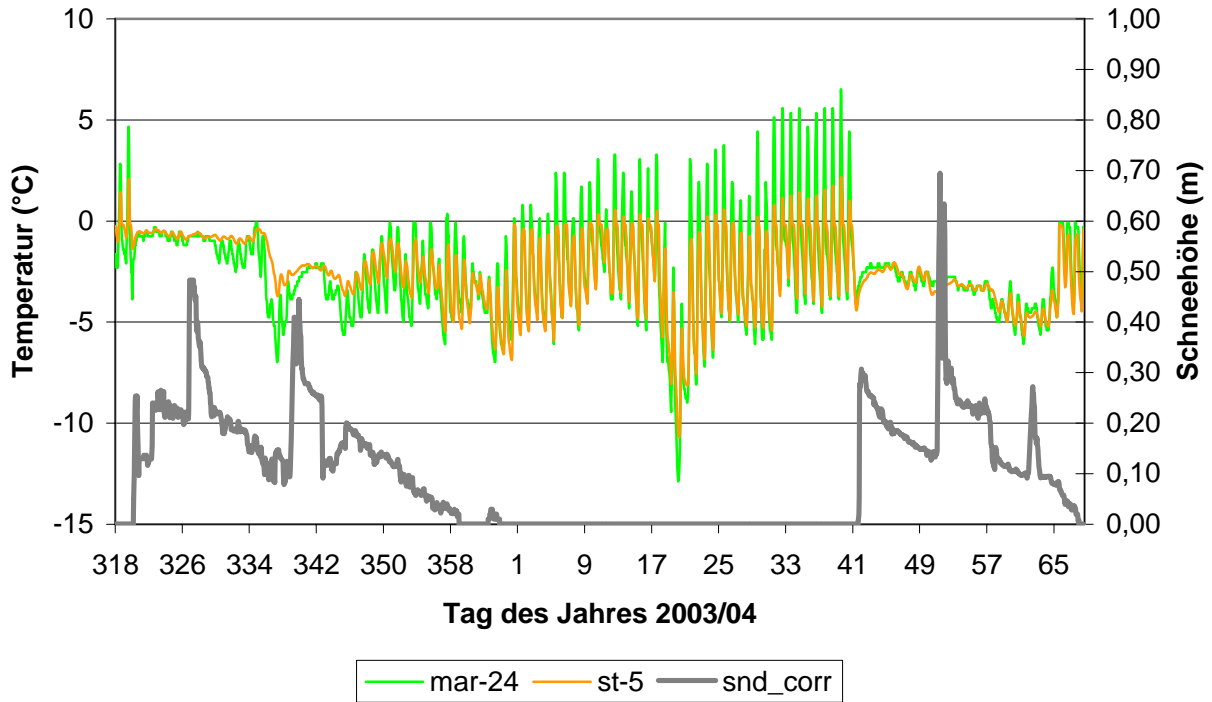


Abbildung 3.5 Schneehöhe (snd_corr) und Bodentemperaturen an der Station M’Goun im Winter 2003/04, stündliche Messwerte vom 14.11.03 bis 8.3.04.

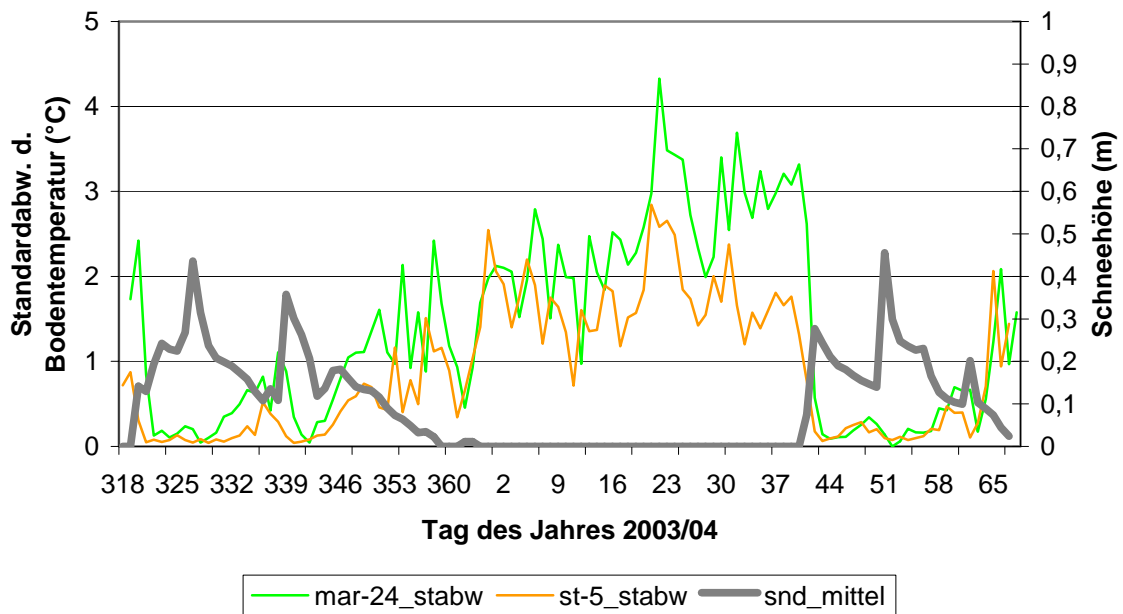


Abbildung 3.6 Standardabweichung der Bodentemperaturen und mittlere Schneehöhe (snd_mittel), Tageswerte vom 14.11.03 bis 8.3.04.

Von den oben genannten Einflussfaktoren wird an dieser Stelle vereinfacht die Schneehöhe als unabhängige Größe und die Standardabweichung der Bodentemperatur als abhängige

Größe herangezogen. In Abb. 3.7 ist der Zusammenhang zwischen Schneehöhe und Stationstemperatur dargestellt, in Abb. 3.8 der Zusammenhang zwischen Schneehöhe und UTL-Temperatur.

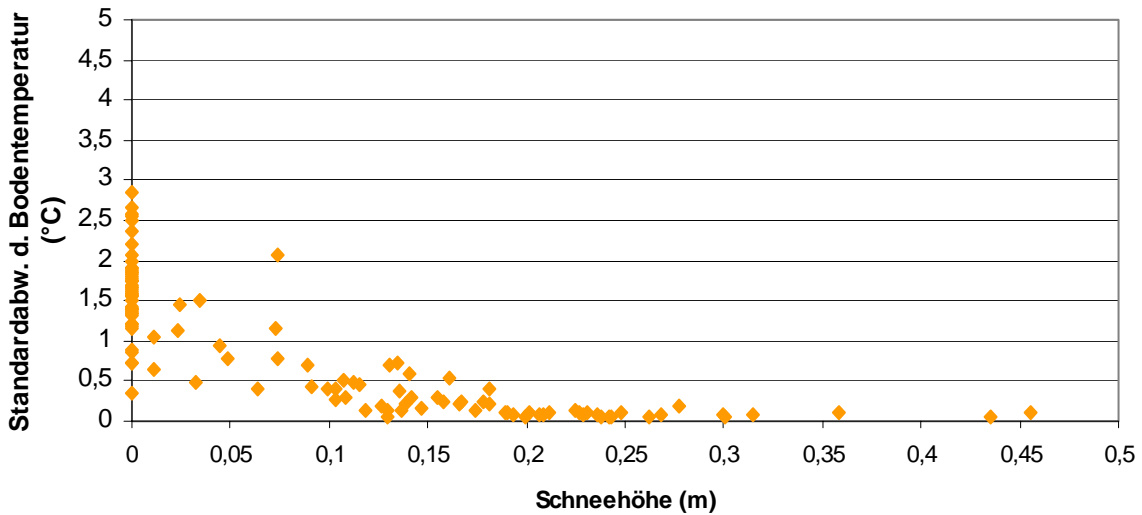


Abbildung 3.7 Schneehöhe und Standardabweichung der Bodentemperatur an der Station M’Goun, Tageswerte 14.11.03-8.3.04.

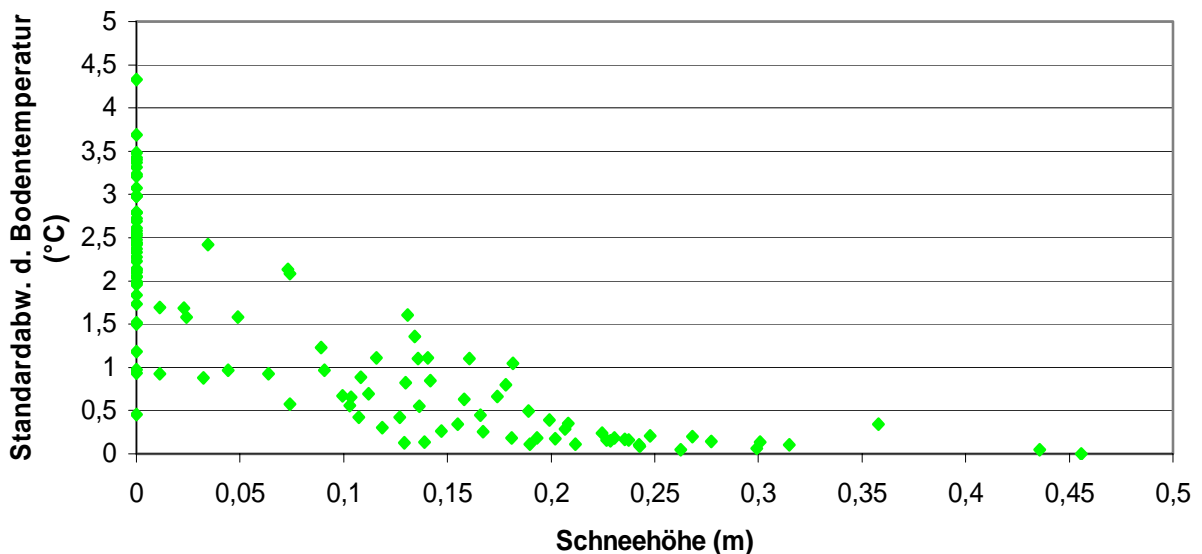


Abbildung 3.8 Schneehöhe an der Station M’Goun und Standardabweichung der Bodentemperatur des unter dem Schneesensor vergrabenen UTL-Bodentemperaturloggers, Tageswerte 14.11.03-8.3.04.

Dabei zeigen sich die schon oben angesprochenen Unterschiede. Beim Stationsensor werden die Bodentemperaturen ab etwa 10 cm Schneehöhe soweit gedämpft, dass die Standardabweichung mit wenigen Ausnahmen unter 0,5 °C bleibt. Beim UTL-Sensor werden Standardabweichungen unter 0,5 °C zwar auch ab 10 cm Schneehöhe erreicht, es treten aber

weiterhin größere Standardabweichungen auf. Erst ab 20 cm Schneehöhe sind die Werte beider Sensoren angeglichen und weisen Standardabweichungen unterhalb von 0,3 °C auf. Der Ausreißer bei 36 cm Schneehöhe lag am Tag 339, als Schneefall erst im Laufe des Tages einsetzte.

Für die weitere Anwendung des hier ermittelten Zusammenhangs zwischen Bodentemperatur und Schneehöhe kann festgehalten werden:

- Ab einer Schneehöhe von 10 cm sinkt die Standardabweichung der Bodentemperatur unter 0,5 °C
- Zwischen 10 cm und 20 cm Schneehöhe erreichen die Standardabweichungen noch Werte bis zu 1,5 °C
- Ab einer Schneehöhe von 20 cm sinkt die Standardabweichung der Bodentemperatur unter 0,3 °C
- Es gibt Unterschiede in den Messwerten der beiden verglichenen Sensoren; die Tagesamplitude des UTL führt zu höheren Standardabweichungen bei gleicher Schneehöhe
- Die Unterschiede müssen auf andere Bodenbedingungen oder auf Material- und Messunterschiede der Sensoren zurückgeführt werden; der Metallsensor der Station (st-5) und das Kunststoffgehäuse des UTL könnten unterschiedlich auf die Erwärmung durch den Boden reagieren.

Ziel der hier vorgenommenen Analyse war, die Einsetzbarkeit von Bodentempersensoren für die Ausweisung einer Schneedecke zu prüfen. Das Ergebnis an der Station M’Goun zeigt, dass ohne Schneebedeckung die Standardabweichung der Bodentemperatur nicht unter 0,5 °C sinkt. Dies kann daher als Schwellwert genutzt werden. Im Übergangsbereich zwischen 10 und 20 cm ist die Vorhersage einer Schneedecke mit dem Stationssensor mit 90%iger Sicherheit möglich, beim UTL-Sensor nur mit 50 %er Sicherheit, da bei letzterem trotz vorliegender Schneedecke immer noch Standardabweichungen bis zu 1,5 °C erreicht werden. Bei sehr geringen Schneehöhen bis 10 cm ist eine Ausweisung der Schneedecke nach diesem Verfahren nicht möglich. Erst ab einer Schneehöhe von 20 cm kann mit dem UTL-Sensor (15 cm beim Stationssensor) eine in beide Richtungen eindeutige und sichere Aussage über Schneebedeckung getroffen werden.

3.2.3.5 Ausweisung einer Schneedecke mit Albedodaten der Station

M’Goun

Die höchstgelegene Klimastation des IMPETUS-Projekts verfügt als einzige Station über eine Messanordnung zur Berechnung der Albedo. Der Sensor ist ein CM3-Pyranometer, das die kurzwellige solare Strahlung (Globalstrahlung) bzw. die kurzwellige Reflexstrahlung über einen Halbraum registriert. Zur Messung der Globalstrahlung ist der Sensor an jeder Station nach oben ausgerichtet. An der Station M’Goun (MGN) blickt ein zusätzlicher CM3 in Richtung Erdoberfläche und registriert die reflektierte solare Strahlung. Aus dem Quotienten zwischen Reflexstrahlung und Globalstrahlung wird die Albedo berechnet. Da der Blickwinkel des CM3 auch die Umgebung des Stationsstandorts in die Messung mit einbezieht, können Aussagen zur Schneebedeckung über die punktuelle Messung des Schneehöhensensors und der Bodentempersensoren hinaus getroffen werden. Eine Übereinstimmung der Messungen zur Ausweisung einer Schneedecke lässt Aussagen über die Repräsentativität der Punktmessungen an der Station innerhalb des näheren Umfelds der Station zu. Dies ist vorteilhaft für den Maßstabssprung von der Stationsebene ins Satellitenbild.

In Abbildung 3.9 ist der Zusammenhang zwischen den an der Station M’Goun berechneten Albedo und dem Normalized Difference Snow Index für den Winter 2003/04 dargestellt. Der Punkt bei 0,43 Albedo und -0,35 NDSI ist vom 12.11.2003 mit einer Schneehöhe von 11 cm, einen Tag vor der Ausaperung an der Station. Ab einem NDSI von 0,25 treten höhere Albedowerte auf, die auf eine Schneedecke oder spezielle Beleuchtungsverhältnisse hindeuten. Auch bei hohen NDSI-Werte treten noch Albedowerte auf, aus denen sich nicht auf eine Schneedecke schließen lässt, da sie im Normalbereich zwischen 0,18 und 0,25 der Albedo liegen.

Es besteht eine enge Korrelation zwischen einer vom Schneehöhensensor gemessenen Schneedecke und den Albedowerten. Daraus lässt sich auf eine Übereinstimmung zwischen dem Stationsstandort und der näheren Umgebung bezüglich Schneebedeckung schließen. Es gibt darüber hinaus Phasen mit 0 cm Schneehöhe, aber einer erhöhten Albedo ($>0,3$) (25.12.03-8.1.04; 17.1.04), was anzeigt, dass die Station selbst schneefrei war, die direkte Umgebung aber noch schneebedeckt. Die räumlich integrierende Sicht des Strahlungssensors für die Reflexstrahlung hat daher Vorteile gegenüber der Schneehöhenmessung mit engerem Blickfeld direkt an der Station.

Die Station liegt etwa 200 m südlich des Gipfelgrats. Das diesem Standort in den georeferenzierten MODIS-Szenen zugeordnete Pixel liegt ebenfalls auf der Südseite, mit der Station in der NW-Ecke, so dass von einer guten Übereinstimmung bei Pixelrand und Gipfelgrat ausgegangen werden kann. Die Albedo unbedeckten Bodens von 0,16 bis 0,17 an der Station wird exponentiell mit steigendem NDSI überschritten.

Es kommt in der Messreihe des Winters 2003/04 nur ein Messpunkt mit hoher Albedo bei niedrigem NDSI vor (Abb. 3.9), dessen Auftreten zurzeit nicht erklärt werden kann. In der Regel gilt: Ist die Albedo erhöht, dann weist das Stationspixel einen NDSI-Wert auf, der mindestens bei 0,25 liegt. Mit dieser Beobachtung wird der NDSI-Schwellwert 0,3 für Schnee bestätigt.

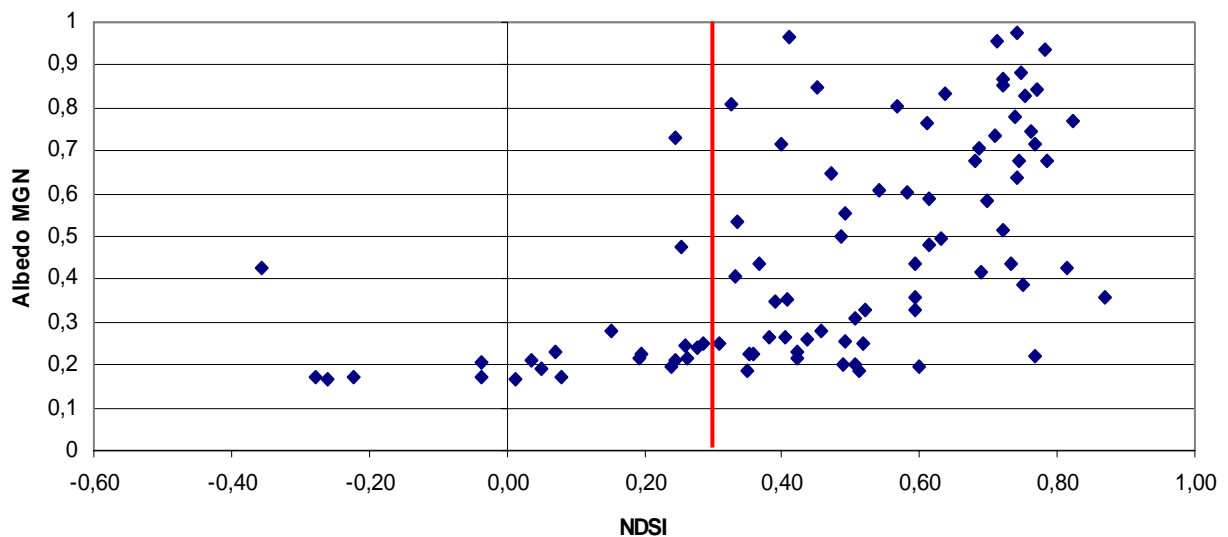


Abbildung 3.9 Tagesmittel der Albedo an der Station M’Goun und NDSI-Werte im der Station zugeordneten MODIS-Pixel (463x463 m²). In Rot ist der NDSI-Schwellwert für eine 50%ige Schneebedeckung in der ASTER-Schneeklassifikation abgebildet.

3.3 Schneehydrologische Messungen

3.3.1 Schneedichte

3.3.1.1 Grundlagen

In der Literatur wird die mittlere Neuschneedichte überwiegend mit 0,1 g/cm³ angegeben, das entspricht 100 kg/m³. Der Standardwert 0,1 g/cm³ gilt als Wert für mäßig exponierte Standorte sowie als Mittelwert für alle Standorte, wobei in der Literatur auch darauf verwiesen wird, dass je nach Lage, Umlagerung und Temperatur während des Schneefalls die Werte deutlich differieren können. MARTINEC AND SEVRUK (1992) zitieren fünfjährige

3. Methodik

Beobachtungen an 41 Schweizer Stationen zwischen 1100 und 2270 m Meereshöhe mit Neuschneedichten zwischen 0,078 und 0,195 g/cm³. Es wurde eine Abhängigkeit von der Exponiertheit festgestellt, mit den höchsten Werten an windexponierten Hängen und den niedrigsten Werten an geschützten Stellen im Wald, mit mittleren Werten von 0,05 g/cm³ bei -8 °C, 0,08 g/cm³ bei -4 °C bis 0,13 g/cm³ bei 0 °C.

Über die Temperaturabhängigkeit der Neuschneedichte wird durch GRAY AND PROWSE (1993) berichtet. So hat Schnee, der unter kalten und trockenen Bedingungen fällt, eine geringere Dichte als bei wärmeren und feuchteren Bedingungen.

Eine Übersicht über in der Literatur angegebene Dichten von Neu- und Altschnee unter verschiedenen Formungsbedingungen gibt Tab. 3.4.

Tabelle 3.4 Schneedichten nach Literaturangaben

| Autor | Schneeart | Schneedichte (kg/m ³) |
|--|--|-----------------------------------|
| GRAY AND MALE (1981, S. 155) und GRAY AND PROWSE (1993, S. 7.5) | Wildschnee | 10 – 30 |
| | Einfacher Neuschnee direkt nach Schneefall in unbewegter Luft | 50 – 65 |
| | Sehr leicht durch Wind gedrückter Schnee direkt nach Schneefall | 63 – 80 |
| | Setzender Schnee | 70 – 190 |
| | Gesetzter Schnee | 200 – 300 |
| | Mittlerer durch Wind gedrückter Schnee | 280 |
| | Stark durch Wind gefestigter Schnee | 350 |
| MARTINEC AND SEVRUK (1992, S. 120) | Neuschnee | 10 – 300 |
| | Altschnee | 200 – 600 |

Nach dem Schneefall beginnt die Schneemetamorphose, bei welcher die Schneestruktur, vom Eigengewicht des Schnees sowie von den Witterungsbedingungen gesteuert, verändert wird. Während der Schneemetamorphose des alternden Schnees nimmt dessen Dichte in der Regel zu. Während dieser Zeit wirken Umlagerungs-, Aufbau- und Abbauprozesse. Zu den Umlagerungsprozessen gehört die Winddrift, Aufbauprozesse sind Körnerwachstum unter Bedingungen hoher Luftfeuchte sowie erneuter Schneefall. Unter die Abbauprozesse der Schneedecke fallen Sublimation und Schmelze. Überwiegen die abbauenden Prozesse und konnte zu Beginn der Saison nicht auf Altschnee (Firn) oder Gletschereis aufgebaut werden, kommt es zur Ausaperung.

Schon während des Schneefalls wird die Struktur des Schneekristalls durch Wind verändert. Unter Windeinfluss steigt die Reibung der Schneekristalle untereinander, feine Spitzen brechen, die Größe der Schneekristalle nimmt ab. Während der Akkumulationsphase am Boden wird dadurch die Lagerungsdichte des Schnees erhöht, das Schneepaket wird verdichtet. Innerhalb von 24 Stunden kann es so zu einer Zunahme bei der Dichte von

Neuschnee von 50 auf bis zu 230 kg/m³ kommen, unter Extrembedingungen (wind slab) auf bis zu 450 kg/m³ (GRAY AND MALE 1981), vgl. Tabelle 3.4.

3.3.1.2 Schneedichtemessungen im Untersuchungsgebiet

Messungen an den Stationen und weiteren schneehydrologisch aufgenommenen Standorten direkt oder wenige Tage nach einem Schneefall zeigten Schneedichten, die unter Berücksichtigung der Schneesetzung nach Martinec (MARTINEC AND SEVRUK 1992) auf eine mittlere Neuschneedichte von 0,15 g/cm³ (entspricht 150 kg/m³) schließen lassen. Da nur für einige Schneefälle solche ereignisnahen Dichtemessungen vorlagen, wurde für die Ableitung des Schneewasseräquivalents aus der Neuschneehöhe generell für alle Schneefälle an den drei höchsten Stationen diese Neuschneedichte von 0,15 g/cm³ angenommen. Für die Station Imeskar auf 2.250 m konnte diese Annahme nicht bestätigt werden. Hier wiesen die Messungen auf eine Neuschneedichte von 0,1 g/cm³ hin, die auch der Schneewasseräquivalentberechnung zu Grunde lag.

Die Beobachtungen decken sich mit den Ergebnissen von MARTINEC UND SEVRUK (1992), die für ausgesetzte Standorte ebenfalls eine Neuschneedichte von 0,15 g/cm³ anführen, sowie mit Angaben von BOONE AND ETCHEVERS (2001). Auf die Rolle von Umlagerungsprozessen wurde im Kapitel 3.2 eingegangen.

3.3.1.3 Messungen des Schneewasser-Äquivalents mit snow pillows

Um den Verlauf der Größe Schneewasseräquivalent zu erfassen, konnte ab Herbst 2003 auf Messungen mit zwei snow pillows zurückgegriffen werden, die mit dem datalogger der Stationen Tounza und Tichki gekoppelt waren (Abb. 3.10). Die Daten der snow pillows sollten Start- und Verlaufswerte zum Schneewasseräquivalent (SWE) erbringen, die für die Modellierung der Schneeablation und eine Unterscheidung in Schmelze und Sublimation genutzt werden sollten. Darüber hinaus sollten mit Messungen des SWE die Annahmen für Neuschneedichten überprüft werden. Der Drucksensor der snow pillows reagiert empfindlich auf Temperaturänderungen, die Daten weisen dementsprechend einen Tagesgang auf. Dem Hinweis von Tim Barnsley vom United States Department of Agriculture (USDA) folgend, der die snow pillows mit einem Kollegen installierte, kam daher nur der 24 Uhr-Wert bzw. das Tagesminimum des SWE zur Auswertung. Auf diese Weise konnten plausible Daten zum Schneedeckenauf- und -abbau für die Modellierung gewonnen werden. Beobachtungen an der Station Tounza zeigten, dass weder das snow pillow noch der Zaun die Schneeverteilung

beeinflussten. Vergleichsmessungen des SWE mit der Schneesonde um das snow pillow herum erbrachten eine Abweichung von 5 % (März 2004).

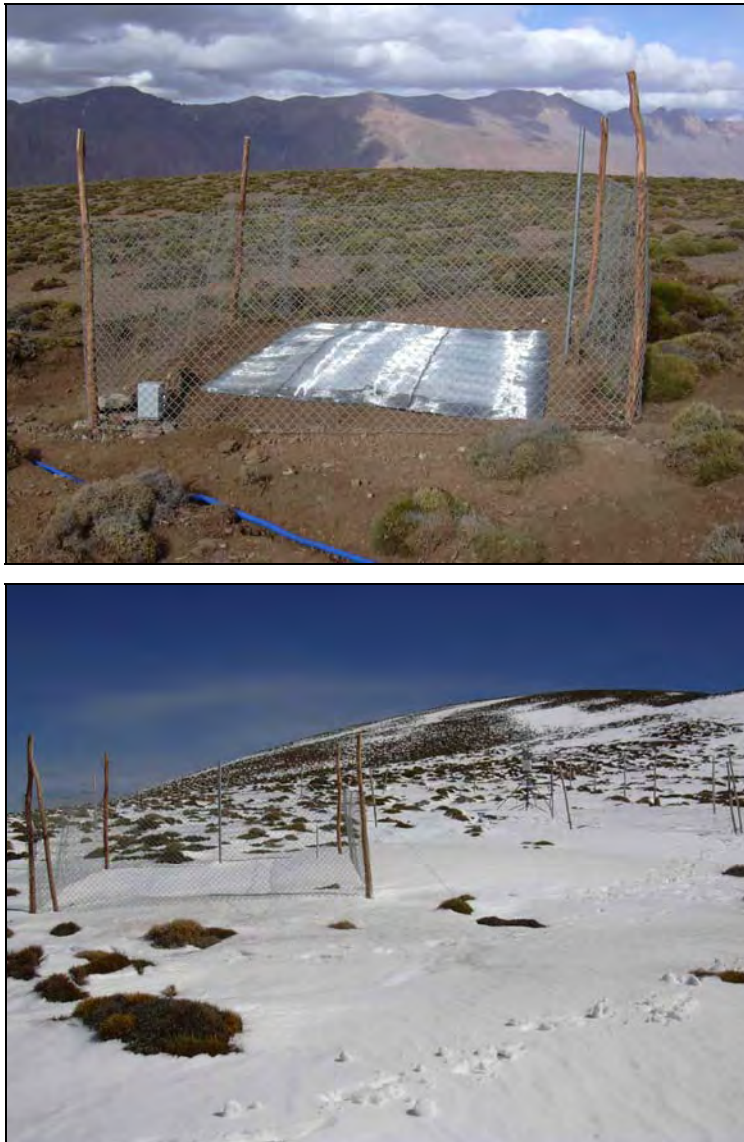


Abbildung 3.10 Snow pillow an der Klimastation Tounza (2960 m).
Oben nach dem Einbau am 8.11.2003, rechts 4.3.2004. Halbrechts im Hintergrund des unteren
Fotos ist die Klimastation zu erkennen.

3.3.1.4 Ableitung des Schneewasseräquivalents von Neuschnee im Untersuchungsgebiet

Die in Kapitel 3.3.1.2 begründete Annahme einer Neuschneedichte von $0,15 \text{ g/cm}^3$ für die drei höchstgelegenen Stationen M’Goun, Tichki und Tounza ist Grundlage für die Ableitung des bei einem Schneefall neu hinzukommenden Wasseräquivalents. Aussagen über die Feuchte des Schnees bei verschiedenen Lufttemperaturen werden von GRAY AND PROWSE (1993) getroffen. Während der Akkumulationsphase wird der Schnee durch Wind verdichtet,

so dass unter obiger Annahme pro Zentimeter Neuschnee 1,5 mm Wasseräquivalent hinzukommen.

Für die Stationen liegen aus 5-minütigen automatischen Schneehöhenmessungen Mittelwerte für 15-, 30- und 60-Minutenintervalle sowie Tagesmittelwerte vor. Schneeverdriftung und Sublimation durch Wind sowie allgemeine und durch Wind forcierte Schneesetzung führen zu Schneedeckenauf- und -abbau während des Schneefalls, welche sich in einer Schwankung der Schneehöhe innerhalb jedes Betrachtungsintervalls zeigen und somit in den Messwerten abgebildet werden.

Eine Abschätzung der Niederschlagshöhe aus Schneehöhendaten ist unter diesen Umständen mit größeren Unsicherheiten verbunden. Zunächst ist die Frage zu klären, ob mit Niederschlag jeder zwischenzeitlich akkumulierte Schnee gemeint ist oder nur dessen Anteil, der nach einem bestimmten Zeitintervall noch an Ort und Stelle liegt (ungeachtet eines bilanzneutralen zeitlich kurzfristigen, also gleichzeitigen ablaufenden Massenaustausches, der durch die Schneehöhe nicht erfasst werden kann). Kurzzeitige Werte (5-Minutenmessung, 15-Minuten-Mittelwert) weisen eine entsprechend höhere Variabilität auf als Stunden- oder Tagesmittelwerte.

Das Interesse in der vorliegenden Arbeit gilt beiden Aspekten: dem gesamten fallenden Niederschlag als meteorologischer bzw. klimatologischer Größe und dem effektiv an einem Standort in der Schneedecke gespeicherten Wasseräquivalent als hydrologischer Größe. Die Bezeichnung „effektiv“ wird an dieser Stelle verwendet, obwohl es sich nur um eine Zwischenbilanz handelt. Weiterhin können Prozesse wie Sublimation und Schneeverdriftung auch Tage nach dem Schneefall das Schneewasseräquivalent reduzieren und/oder erhöhen, bevor es als Niederschlagswasser dem Boden und der Vegetation zugute kommt. Für die weiteren Untersuchungen der vorliegenden Arbeit wie auch für die Nutzung der Schneedaten in allgemeinen Wasserhaushaltsbilanzierungen sowie in den Modellansätzen der im IMPETUS-Projekt vertretenen Disziplinen sind daher Vorüberlegungen über den Einsatzzweck der Daten notwendig.

Eine für mehrere Tage lagestabile Schneedecke ist, vereinfacht betrachtet, hauptsächlich den Prozessen Schmelze und Sublimation ausgesetzt. Mit einsetzender Schmelze des gesamten Schneepakets kommt es an dessen Rändern bzw. bei Ausaperung des Bodens auf der ganzen Fläche auch zur Verdunstung, gespeist aus der Bodenfeuchte. Dieses Wasser kommt der Vegetation nicht zugute und ist in Bilanzierungsmodellen entsprechend der Modellkomplexität vorher vom Niederschlag abzuziehen oder im Modell zu verdunsten.

Im Untersuchungsgebiet, insbesondere an den Berghängen, ist die Bewuchsdichte bzw. der Bedeckungsgrad mit Pflanzen gering. Somit nimmt der unbedeckte Boden den weitaus größten Flächenanteil ein. Die Fähigkeit des Bodens, Niederschlags- bzw. Schmelzwasser in bestimmter Rate und Menge aufzunehmen und abzugeben, entscheidet über die Höhe des pflanzenverfügbaren Wassers.

3.3.1.5 Ausaperungsmessungen mit Schneeblechen

Die klimatische Lage des Untersuchungsgebiets in einem strahlungsreichen aber trockenen Hochgebirge der Subtropen lässt erwarten, dass ein gewisser Anteil der winterlichen und frühjährlichen Schneedecke verdunstet bzw. sublimiert. Die Arbeiten von BECHT (1991, 1997) sowie von BECHT AND TRIMBORN (1993) im Atlasgebirge bzw. am Pico de Teide auf Teneriffa deuteten ebenso in diese Richtung. Eigene Beobachtungen von Büßerschnee (Penitentes) im Untersuchungsgebiet oberhalb von 3.000 m waren der Ausgangspunkt für Untersuchungen zur Sublimation.

Zwischen Ende Januar und Anfang März 2003 wurden Schneebleche eingesetzt, um bei der Ausaperung einer Schneefläche zwischen Schmelze und Sublimation zu unterscheiden. Die Bleche waren aus leichtem und hellem Metall und hatten eine Fläche von ca. 30x30 cm² sowie einen nach oben gebogenen Rand von ca. 4 cm Höhe (Abb. 3.11). In eine Ecke eines jeden Blechs wurde ein Loch gestanzt und ein ca. 5 cm langes Metallrohr mit einem Innendurchmesser von 1 cm angeschweißt. Im Gelände wurde das Blech am Boden platziert (vor einem Schneefall) oder mit einem ausgestochenen Schneepaket an gleicher Stelle in die Schneedecke eingelassen. Eine unter dem Blech vergrabene Plastikflasche nahm das Metallrohr auf und diente als Auffanggefäß für Schmelzwasser. Bei jedem Besuch des Standorts wurden mittels einer Federwaage das Gewicht vom Blech mit eventueller Schneeladung und das Gewicht der Flasche bestimmt. Die Differenz zwischen dem Initialgewicht des mit Schnee beladenen Blechs und der Summe aus Blech (mit Restschnee) und Flascheninhalt stellt den Wasserverlust durch Sublimation dar. Das Eigengewicht von Blechen und Flaschen wurde mit einer bodenkundlichen Präzisionswaage im Labor in Ouarzazate bestimmt. Die Schneemengen wurden in mm Wasseräquivalent umgerechnet. Tabelle 3.5. gibt die Bilanzen der einzelnen Versuche wieder.

3. Methodik

Tabelle 3.5 Ergebnisse der Schneeblechversuche.
*Mindestwert, da genaues Ausaperungsdatum nicht bekannt ist.

| Datum (Uhrzeit) | Standort | Höhe (m) | Exposition | SWE bei Beginn (mm) | SWE am Ende (mm) | Subl.-Anteil am SWE-Verlust (%) | Mittl. Subl.-Rate pro Tag (mm) | Schmelzrate pro Tag (mm) |
|-----------------------|-------------|----------|------------|---------------------|------------------|---------------------------------|--------------------------------|---------------------------------|
| 25.1.-14.2.03 | Station MGN | 3850 | S | 47 | 0 | 94 % | 2,2 mm* | 0 mm |
| 14.2.-17.2.03 | Station MGN | 3850 | S | 56 | 53 | 100 % | 1,0 mm | 0 mm |
| 27.2.-1.3.03 | S-Hang MGN | 3616 | SO | 17,8 | 10,8 | 90 % | 3,2 mm | 0,4 mm |
| 1.-2.3.03 | S-Hang MGN | 3616 | SO | 24,2 | 7,7 | 25 % | 4,1 mm | 12,4 mm |
| 2.-3.3.03 | S-Hang MGN | 3850 | S | 16 | 0 | 18 % | 2,8 mm | 13,2 mm Schneefleck |
| 2.-3.3.03 | S-Hang MGN | 3616 | SO | 21 | 0 | 10 % | 2 mm | 19 mm |
| 2.-3.3.03 | N-Hang MGN | 3900 | N | 5,3 | 0,3 | 40 % | 2 mm | 3 mm |
| 3.-4.3.03 | N-Hang MGN | 3900 | N | 7,9 | 1,0 | 9 % | 1 mm | 6,3 mm |
| 4.-5.3.03 | N-Hang MGN | 3900 | N | 9,4 | 9,2 | 0 % | 0 mm | 0,2 mm |
| 5.-6.3.03 | N-Hang MGN | 3900 | N | 8,6 | 6,5 | 14 % | 0,3 mm | 1,8 mm |
| 6.-7.3.03 | N-Hang MGN | 3900 | N | 9,6 | 9,2 | 75 % | 0,3 mm | 0,1 mm |
| 4.-5.3.03 | S-Hang MGN | 3900 | S | 14,6 | 5,2 | 20 % | 1,9 mm | 7,5 mm |
| 5.-6.3.03 | S-Hang MGN | 3900 | S | 12,0 | 5,4 | 17 % | 1,1 mm | 5,5 mm |
| 6.-7.3.03 | S-Hang MGN | 3900 | S | 22,8 | 15,1 | 39 % | 3,0 mm | 4,7 mm |
| 18.-21.2.03 | Station TZT | 2960 | N | 38 | 0 | 11 % | 1,4 mm | 11,3 mm |
| 22.2.03 | Hangfuß MGN | 3000 | N | 23,4 | 4,3 | 10 % | 1,9 mm | 17,2 mm (tagsüber, Schneefleck) |
| 4.-5.3.03 | Hangfuß MGN | 3000 | N | 15,8 | 0 | 1 % | 0,1 mm | 15,7 mm |
| 5.3.03 11:00-17:00 | Hangfuß MGN | 3000 | N | 14,1 | 0 | 6 % | 0,9 mm | 13,2 mm |
| 5.-6.3.03 17:00-11:00 | Hangfuß MGN | 3000 | N | 14,3 | 13,1 | 50 % | 0,6 mm | 0,6 mm |
| 4.-5.3.03 | Hangfuß MGN | 3011 | O | 14,0 | 0 | 1 % | 0,1 mm | 13,9 mm |
| 5.3.03 12:00-16:00 | Hangfuß MGN | 3011 | O | 17,3 | 0 | 2 % | 0,4 mm | 16,9 mm |
| 5.-6.3.03 16:00-12:00 | Hangfuß MGN | 3011 | O | 17,6 | 4,8 | 6 % | 0,8 mm | 12,0 mm Schneefleck |
| 6.-7.3.03 | S-Hang MGN | 3277 | S | 15,3 | 3,1 | 6 % | 0,7 mm | 11,5 mm |
| 7.3.03 13:00-17:00 | S-Hang MGN | 3277 | S | 18,5 | 0 | 23 % | 4,3 mm | 14,2 mm |
| 6.-7.3.03 | S-Hang MGN | 3279 | O | 14,1 | 4,5 | 4 % | 0,4 mm | 9,2 mm |
| 7.3.03 12:00-18:00 | S-Hang MGN | 3279 | O | 18,3 | 3,9 | 15 % | 2,1 mm | 12,3 mm |

Auch wenn die Messreihen nur kurz sind, ermöglichen sie doch einen Einblick in die Größenordnung der beteiligten Ablationsprozesse Sublimation und Schmelze. Während des Hochwinters von Januar bis Februar fand am südexponierten Standort der Station M’Goun fast ausschließlich Sublimation statt. Auch in der Höhenlage um 3000 m kam es im Februar bei dominierender Schmelze infolge einer Phase mit hohen Lufttemperaturen (bis zu 7 °C am frühen Nachmittag) zu Sublimation in der Größenordnung von 10 % an der Ablation. Ab Anfang März setzt sich der Prozess der Schmelze bis in die höchsten Lagen durch. Eine Differenzierung der Ablation nach unterschiedlicher Hangexposition ist aus den Messwerten für Nord- und Südhang in 3.900 m Höhe sowie für den Hangfuß in 3.000 m Höhe ersichtlich. In Südexposition werden höhere Sublimations- und Schmelzraten erreicht. Bei der Interpretation der prozentualen Anteile der Sublimation und Schmelze in der Tabelle ist der Gesamtumsatz sowie in den tieferen Lagen Beginn und Dauer der Messungen zu berücksichtigen.



Abbildung 3.11 Schneeblech unter Büßerschnee am Südhang des Jebel M’Goun oberhalb der Klimastation M’Goun auf 3900 m.

3.4 Schnee-Fernerkundung

3.4.1 Einführung

Eine Schneedecke ist im Hohen Atlas Marokkos nur eine temporär auftretende Form der Landbedeckung. Unterhalb von 3500 m und in manchen Wintern auch oberhalb apert die Hänge zwischen den Schneefällen aus. Für ein Monitoring der Schneebedeckung ist daher ein kurzes Beobachtungsintervall notwendig. Der polarumlaufende Satellit TERRA bietet mit seinem Aufnahmesystem MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) zeitlich

hoch aufgelöste Daten (MODIS, 463,5 m Auflösung, tägliche Aufnahmen). Durch die Verschneidung der MODIS-Bilddaten mit einer räumlich hochaufgelösten ASTER-Szene (15 m) sowie mit einer Landsat-Szene (30 m) zum jeweils gleichen Zeitpunkt konnte eine Korrelation zwischen dem Schneebedeckungsgrad in ASTER und Landsat und dem Schneeindex Normalized Difference Snow Index (NDSI) in MODIS hergestellt werden. Dieser Index wird weiter unten vorgestellt. Er bildet die Grundlage für die in der vorliegenden Arbeit verwendete Schneeklassifizierung in den MODIS-Szenen. Für drei Winter wurden auf dieser Basis Schneekarten mit 463,5 m Auflösung für den Zentralen Hohen Atlas in täglichen bis wöchentlichen Intervallen berechnet. Die Verbreitung der Schneedecke wurde auf einem Digitalen Geländemodell (DGM) hinsichtlich der Topographie analysiert. Das DGM hat eine Originalauflösung von 90 m, die in der IMPETUS-Fernerkundungsgruppe (POETHE) aus den kostenfrei vom United States Geological Survey zum Download angebotenen korrigierten SRTM-Daten (Spaceshuttle Radar Topography Mission) auf 30 m umgerechnet wurde. Zur Repräsentativitätsuntersuchung der Standorte der Klimastationen leisteten die Schneekarten ebenfalls einen Beitrag. Ein Vergleich der Anzahl der Schneedeckentage an der höchstgelegenen Station M’Goun mit der Schneebedeckung des räumlich entsprechenden Pixels in MODIS-Szenen ließ die Ausweisung eines Schwellwerts für Schneebedeckung zu (vgl. Abbildung 3.9)

Die Geländefotos von schneebedeckten oder schneefreien Hängen unterstützten die Validierung der Schneeklassifizierung in den MODIS-Satellitenbildern (vgl. Abbildungen 3.14, 3.15 und 3.16) ebenso wie die Auswertung der räumlich verteilten Daten der UTL-Bodentemperaturlogger (vgl. Tabelle 3.7).

3.4.2 Schneeklassifizierung einer ASTER-Szene

Zur Absicherung der Schneekartierung mit MODIS-Satellitenbildern diente neben der Landsat-Szene vom 19.11.2003 eine ASTER-Szene vom 30.3.2002, welche den nord-östlichen Teil des M’Goun-Einzugsgebiets bedeckt. Mittels einer ISODATA-Bildklassifikation wurde eine unüberwachte Klassifizierung durchgeführt und für die Klassen manuell die binäre Entscheidung „Schnee“ oder „schneefrei“ getroffen. Die ISODATA-Klassifikation berücksichtigt sowohl Schnee in Schatten- als auch in Sonnenlage.

In der kombinierten Abbildung 3.12 wird die ASTER-Schneemaske den NDSI-Werten der MODIS-Schneeklassifizierung gegenüber gestellt.

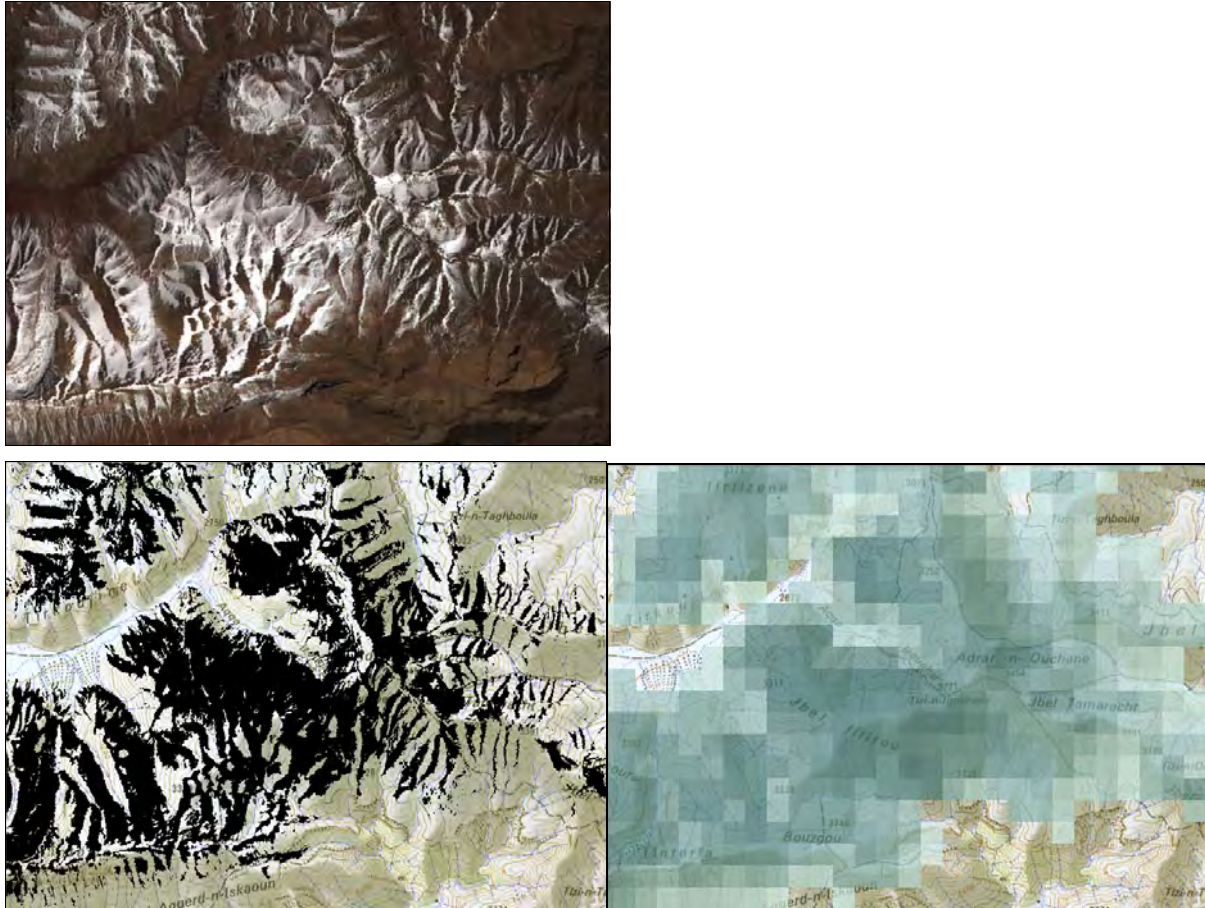


Abbildung 3.12 ASTER RGB (oben), ISODATA-Schneemaske auf der TK 100 (unten links, Schnee ist schwarz), MODIS-NDSI auf der TK 100 (unten rechts), jeweils für den gleichen Ausschnitt in der Nordost-Ecke des Ifre-Einzugsgebiets.
Die Blautöne im Bild unten links reichen von NDSI < 0 (sehr hell) bis NDSI > 0,7 (dunkel). Der Ausschnitt ist ca 12 km breit. Unten rechts ist die ISODATA-Schneemaske (schwarz) auf dem MODIS-NDSI (dunklere Grüntöne bedeuten höheren NDSI) für einen größeren Ausschnitt dargestellt.

3.4.3 Schneeklassifizierung einer Landsat-Szene

Vom EOS Data Center des United States Geological Survey wurde eine Landsat7-ETM-Szene vom 19.11.2003 bezogen. Diese Szene hat die Bergkette des Jebel M'Goun etwa in Bildmitte, so dass ein Ausschnitt des Hohen Atlas diagonal von SW nach NO durch die Szene verläuft. Der Schneefall von 16./17.11.03 ließ eine ausgedehnte Schneedecke zurück, deren Ausmaß auf bislang verfügbaren Landsat-Szenen nicht erreicht wurde. Nach Umrechnung der rohen DN-Werte in Radianzen mit der Software ENVI wurde eine Klassifizierung der Szene nach der Methode des Spectral Angle Mapping durchgeführt (LILLESAND AND KIEFER 2000). Bei dieser Methode wird angenommen, dass Bildelemente spektrale Eigenschaften haben, die einen charakteristischen Vektor im multidimensionalen Raum aufspannen. Elemente einer Objektklasse lassen sich dann auch unabhängig von Beleuchtungsverhältnissen dieser Klasse

zuordnen. Für die Spectral Angle Mapping-Klassifikation wurden in der Landsat-Szene fünf verschiedene Schneeklassen ausgewählt: eine Klasse mit Schnee bei sehr guter Beleuchtung (Sättigung in den Aufnahmekanälen), zwei Klassen mit Schnee unter normalen Beleuchtungsverhältnissen und zwei Klassen mit Schnee im Halbschatten bzw. annähernd im Kernschatten (Kare auf der Nordseite des Jebel M'Goun). Eine Klassifizierung mit nur einer Klasse nach der Theorie des Spectral Angle Mapping erbrachte unbefriedigende Ergebnisse. Dies ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass die Beleuchtungsverhältnisse doch zu unterschiedlich sind und die Reflexionseigenschaften im Übergangsbereich zur schneefreien Fläche variieren. Durch die Wahl von fünf Klassen konnten die Klassenbreiten recht eng gehalten werden, so dass eine bessere Differenzierung und Charakterisierung möglich war. Nach der Klassifizierung wurden die fünf Schneeklassen zu einer Klasse zusammengefasst. Im folgenden Schritt fand eine Berechnung des Schneebedeckungsgrads in Landsat auf der Fläche eines MODIS-Pixels statt (463,3 m). Jedem MODIS-Pixel der Szene vom 19.11.2003 wurde auf diese Weise der Schneebedeckungsgrad als Anteil der Landsat-Schneepixel (30 m) an der Gesamtzahl der Pixel (ca. 15,5 x 15,5 Pixel) zugeordnet. Die weitere Prozedur gleicht Vorgehensweise wie mit der ASTER-Szene.

3.4.4 Schneekartierung mit MODIS

3.4.4.1 Das MODIS-Projekt

Das Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) ist wie der ASTER-Sensor auf den Satelliten TERRA und AQUA montiert, die seit 1999 bzw. 2002 sonnensynchron die Erde umkreisen. MODIS ist ein Hyperspektralscanner mit 36 Spektralkanälen, die den elektromagnetischen Bereich vom Sichtbaren (0,46 μm) bis zum Mikrowellenspektrum abdecken. Mit TERRA wie mit AQUA ist jeweils eine tägliche Wiederholungsrate für Marokko möglich, qualitativ hochwertige Daten aus dem Nadirbereich liegen alle zwei Tage vor. TERRA überfliegt die Region in absteigender Richtung am späten Vormittag, während AQUA in aufsteigender Richtung Daten vom frühen Nachmittag liefert. Der direkte Empfang von MODIS-Daten ist mit der gleichen technischen Ausstattung wie für Landsat-Daten möglich. Rohdaten wie auch radiometrisch und geometrisch korrigierte Daten werden über das Land Processes Distributed Active Archive Center (LPDAAC) des United States Geological Survey vertrieben. Darüber hinaus wird eine breite Palette weiterverarbeiteter Datenprodukte („MODIS products“) angeboten. Die Produktpalette reicht von Reflektanzen und Temperaturen der Erdoberfläche über Vegetations- und Blattflächenindices bis hin zu

Daten der Landnutzungsänderung in jeweils auswählbaren räumlichen Auflösungen zwischen 250 und 100 0m sowie Zeitschritten von einem bis 32 Tagen. Daneben gibt es auch Meeres- und Atmosphären- sowie Schneedatenprodukte auf Grundlage der MODIS-Daten. Diese werden nicht vom LPDAAC, sondern von anderen Zentren vertrieben. Je nach zuständiger Arbeitsgruppe sind die Datenprodukte frühestens zwei Wochen nach dem Aufnahmezeitpunkt verfügbar.

Über die benutzergeführte Suchmaschine des LPDAAC im Internet können Daten in verschiedenen Produktversionen ausgewählt und bestellt werden. Dazu sind Eingaben des Produktnamens, der Version, des räumlichen Ausschnitts (in Kacheln mit je $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ geographischer Breite/Länge) und des Zeitpunkts bzw. Zeitraums notwendig. Die Lieferung ist bisher kostenlos (Stand August 2005) und erfolgt nach eigener Wahl als CD, FTP-Pull oder FTP-Push. Von der Bestellung bis zur Benachrichtigung der Bereitstellung der Daten bei der Lieferungsvariante FTP-Pull vergehen in der Regel nicht mehr als ein bis zwei Tage.

MODIS hat eine Nadirgenauigkeit von 50 m (WOLFE ET AL. 2002). SCHMIDT (2003) stellte fest, dass die MODIS-NDVI-Produkte geometrisch exakt sind. Die Umprojektion und Verarbeitung der Daten in der vorliegenden Arbeit mit dem Modis Reprojection Tool (MRT), ENVI und ArcGIS machte eine geringfügige Korrektur der Lage notwendig (vgl. Kapitel 3.4.4.4).

3.4.4.2 Das MODIS-Produkt „Snowcover Daily“

Die Fernerkundung des Schnees ist Bestandteil des MODIS-Programms des USGS. Die Entwicklung eines Schneekartierungsalgorithmus sowie dessen Implementierung bis hin zur operationellen Berechnung der Schneedeckenverbreitung auf der Basis von MODIS-Daten wurde von der Schneefernerkundungsgruppe des National Snow and Ice Data Centers (NSIDC) an der University of Colorado parallel mit den Einsatzvorbereitungen des MODIS-Sensors betrieben (HALL ET AL. 1995; 1998; 2001; 2002). Als MOD10 Snow Cover Product mit einer räumlichen Auflösung von $0,5^{\circ}$ bzw. 500m und einem Zeitintervall von einem bzw. acht Tagen sind Daten der Schneebedeckung Teil der Angebotspalette des USGS. Grundlagen für das MOD10-Produkt sind das MODIS-Produkt MOD09 „Surface Reflectance Daily“ (vgl. nächstes Kapitel) sowie weitere MODIS-Produkte zur Differenzierung zwischen Wolken und Schnee.

In der vorliegenden Arbeit wurde das MOD10-Produkt nicht verwendet, sondern auf der Basis des MOD09-Produkts eine vereinfachte Schneeklassifizierung auf der Basis des MOD10-Schneekartierungsverfahrens von HALL ET AL. (1995) entwickelt (vgl. Kapitel 3.4.4.5). Für dieses Vorgehen gab es zwei Gründe:

1. Das MOD10-Schneekartierungsverfahren ist nicht an die Schneedeckenverhältnisse im Hohen Atlas Marokkos angepasst. Eine im Untersuchungsgebiet häufig auftretende dünne bzw. fleckenhafte Schneedecke wird nur unzureichend erfasst.
2. Das MOD10-Produkt fußt auf dem MOD09-Produkt, das ca. zwei Wochen nach dem Aufnahmezeitpunkt zur Verfügung steht. Bis zur Bereitstellung des MOD10-Produkts durch das NSIDC kam es darüber hinaus immer wieder zu weiteren Verzögerungen. Für den zukünftig angestrebten operationellen Einsatz in Marokko ist diese Abhängigkeit von zwei hintereinander geschalteten Produkthanbietern problematisch.

3.4.4.3 Das MODIS-Produkt „Surface Reflectance Daily“

Datenbasis für die Schneedeckenkartierung in der vorliegenden Arbeit ist das MODIS-Produkt MOD09GHK „Surface Reflectance Daily L2G Global 500m“.

Tabelle 3.6 Eigenschaften des MOD09GHK-Produkts „Surface Reflectance Daily“

| Produktname | | MOD09GHK „Surface Reflectance Daily L2G Global 500m“ | | | |
|---------------------|------------------------|--|----------------------|---------------------|-----------------------------------|
| Datengrundlage | | MODIS Kanäle 1-7, Level 1B | | | |
| Kanal | Bandbreite (µm) | Zentrale Wellenlänge (µm) | Räuml. Auflösung (m) | Einheit: Reflektanz | Datenformat: 16-bit sign. integer |
| 1 | 0,620-0,670 | 0,645 | 250 | " | " |
| 2 | 0,841-0,876 | 0,858 | 250 | " | " |
| 3 | 0,459-0,479 | 0,469 | 463,5 | " | " |
| 4 | 0,545-0,565 | 0,555 | 463,5 | " | " |
| 5 | 1,230-1,250 | 1,240 | 463,5 | " | " |
| 6 | 1,628-1,652 | 1,640 | 463,5 | " | " |
| 7 | 2,105-2,155 | 2,130 | 463,5 | " | " |
| 8 | Band Quality | | | | |
| 9 | Orbit and coverage | | | | |
| 10 | Number of Observations | | | | |
| Version | | V004 | | | |
| Bildausschnitt | | 10°x10° | | | |
| Räumliche Auflösung | | 463,5m | | | |
| Projektion | | Sinusoidal | | | |
| Dateiformat | | HDF | | | |
| Dateigröße | | 150-200 MB | | | |

Es repräsentiert eine Schätzung der spektralen Reflektanz der Erdoberfläche in jedem Kanal, wie sie in Bodenniveau ohne den Einfluß von atmosphärischer Streuung oder Absorption gemessen würde. Die Atmosphärenkorrektur beinhaltet Gase, Aerosole und dünne Cirrus-Wolken (LPDAAC 2004). Die Standardparameter einer MOD09GHK-Datei sind in Tabelle 3.6 aufgeführt, der Bezug der Daten ist über den EOS Data Gateway des LPDAAC (Land Processes Distributed Active Archive) des United States Geological Survey möglich:

<http://edcimswww.cr.usgs.gov/pub/imswelcome/>

3.4.4.4 Konfektionierung mit dem MODIS Reprojection Tool (MRT)

Das MODIS Reprojection Tool wurde entwickelt, um Rohdaten sowie Datenprodukte der MODIS-Familie vom Originalformat in ein vom Nutzer gewünschtes Format zu bringen. Im Originalformat liegen die Daten als HDF in einer sinusoidalen Projektion vor. Da in vielen Softwarepaketen zur Satellitenbildbearbeitung die Verarbeitung von Bilddateien im HDF-Format nicht unterstützt wurde, brachte ein Team des MODIS Processing Centers das MRT als kostenloses Angebot für alle Nutzer heraus. Es wurde auch in der vorliegenden Arbeit verwendet. Aus dem Datenprodukt MOD09GHK mit einer Ausdehnung zwischen 30 und 40 Grad nördlicher Breite und 0 bis 10 Grad westlicher Länge im HDF-Format mit sinusoidaler Projektion wurde für jeden Kanal ein Ausschnitt (30-36 Grad Nord, 0-10 Grad West) als GeoTIFF in der definierten Lambert-IMPETUS-Marokko-Projektion berechnet. Nach dem Import in ENVI erfolgte eine Kombination der Kanäle (Layer Stack) zu einer Bilddatei mit sieben spektralen Kanälen. Zusätzliche Informationskanäle des MOD09GHK wurden bei der Bearbeitung mit dem MRT nicht übernommen. Das MRT wurde in dieser Arbeit in der Version 3.1a genutzt. Die Koordinaten für das linke obere Pixel geben die Eckkoordinaten des Pixels an. Diese im Header des Satellitenbildes abgelegte Information war für die weitere Bearbeitung in ArcGIS zu kontrollieren. Die MODIS-Datenprodukte werden bereits georeferenziert von den Datenzentren des USGS angeboten. Eine Überprüfung der Lage von im Satellitenbild verteilten und gut erkennbaren linien- und flächenhaften Objekten zur Referenz der topographischen Karten im Maßstab 1:100.000, den daraus digitalisierten Gewässerlinien sowie dem digitalen Orthobildmosaik der ASTER-Szenen in ArcGIS ergab eine Abweichung von einem Viertel Pixel in Nord-Süd-Richtung (- 116 m) und von einem halben Pixel in West-Ost-Richtung (+ 232 m), die im Header aller Satellitenbilder korrigiert wurde. An den für die Überprüfung herangezogenen Objekten (Flussläufe, Oasen, Stausee, Schattengrenze am Atlas-Hauptkamm) betrug die Abweichung nach der Korrektur und vor

der Weiterverarbeitung maximal ein Viertel Pixel (± 116 m). Alle Szenen lagen genau über einander.

3.4.4.5 Der Normalized Difference Snow Index (NDSI)

Grundlage für die Kartierung einer Schneedecke mittels Fernerkundungsmethoden ist die besondere spektrale Signatur des Schnees. Wie im Kapitel über optische Eigenschaften des Schnees dargelegt, steht der hohen Reflektivität im sichtbaren Bereich und im nahen Infrarot unterhalb $1\mu\text{m}$ eine sehr hohe Absorption im Bereich um $1,5$ bis $1,6\mu\text{m}$ gegenüber. Diese spektrale Signatur wird mit Ausnahme einiger Wolkenarten und Wasserflächen nur beim Schnee beobachtet und ermöglicht die Klassifikation des Schnees über eine Differenzbildung zweier Spektralbereiche. Mit der Planung des MODIS-Sensors und dessen Einsatz bei den TERRA- und AQUA-Missionen begannen auch die Planungen für ein Klassifikationsschema, bei dem Schnee routinemäßig und automatisch erkannt und kartiert werden sollte. Der Normalized Difference Snow Index NDSI wurde in Anlehnung an den Normalized Difference Vegetation Index NDVI entwickelt. Erste Versuche wurden noch vor dem Start von TERRA mit LANDSAT-Szenen unternommen und veröffentlicht (HALL ET AL. 1995). Der Normalized Difference Snow Index NDSI wird berechnet mit den MODIS-Kanälen 4 (Grün $0,555\mu\text{m}$) und 6 (NIR $1,64\mu\text{m}$):

$$NDSI = \frac{Kanal4 - Kanal6}{Kanal4 + Kanal6} \quad (3.1)$$

Der Wertebereich liegt zwischen -1 und $+1$, durch die hohe Reflexion im Grün und die geringe Reflexion im NIR liegen NDSI-Werte von Schnee im positiven Bereich und tendieren unter günstigen Umständen (sauberer Neuschnee, gute Abdeckung des Untergrunds) zum beobachteten Maximum bei etwa $0,8$. Die Normierung der Differenz sorgt dafür, dass nicht absolute sondern relative Reflektanzunterschiede das Ergebnis prägen. So wird erreicht, dass auch Schnee in leicht schattigen Lagen hohe NDSI-Werte erreicht. In Kernschattenbereichen mit allgemein sehr geringen Reflektanzen ist die Berechnung problematisch, so dass Schneeflächen wie auch sonstige Landoberflächen häufig nicht kartiert werden können. Diesen Fehlberechnungen bei geringen Reflektanzen wirken HALL ET AL. (1998) entgegen, indem sie eine mindestens 10prozentige Reflektanz im Blau-Kanal als Bedingung setzen, überhaupt den NDSI zu berechnen. Auf diesem Weg werden auch sehr gering reflektierende Wasserflächen ausmaskiert, die sonst als Schneeflächen kartiert würden. Für die

Klassifikation als Schnee setzten HALL ET AL. (1998; 2001) den Schwellwert bei $NDSI = 0,4$ fest. Nach Analysen mit Landsat-Szenen und später mit den ersten MODIS-Szenen lag ab $NDSI = 0,4$ ein Schneebedeckungsgrad von mindestens 50 % in einem Pixel vor. SALOMONSON AND APPEL (2004) erweiterten die Analysen und entwickelten eine Universal-Formel für die Beziehung zwischen Schneebedeckungsgrad und NDSI für den Bedeckungsgradbereich 10 %-100 %. Demnach lag der Schwellwert für 50 % bei 0,36. In der aktualisierten Version FRA6 der Universal-Formel liegt der Schwellwert bei 0,34 (SALOMONSON, pers. Komm. 29.9.04). Diesen Ergebnissen werden im Folgenden die eigenen Ergebnisse einer Regressionsanalyse zwischen dem Schneebedeckungsgrad in einer ASTER-Satellitenszene mit dem Normalized Difference Snow Index NDSI einer MODIS-Szene vom gleichen Tag (30.3.2002) für den Zentralen Hohen Atlas gegenübergestellt. In der Abbildung steht jedes blaue Dreieck für ein MODIS-Pixel. Die Regressionsgeraden sind Ergebnis verschiedener Berechnungen bzw. der oben zitierten Literatur entnommen.

3.4.4.6 Ableitung eines NDSI-Schwellwertes für Schnee

Grundlage für die Ableitung eines Schwellwertes für schneebedeckte Pixel in MODIS war die Isodata-Schneeklassifikation der ASTER-Szene vom 30.2.2002 für einen schneebedeckten Ausschnitt östlich des Jebel M'Goun (vgl. Kapitel 3.4.2).

Für eine Korrelationsanalyse zwischen der ASTER-Schneeklassifikation und dem MODIS-NDSI war eine Abfrage zur Anzahl der als Schnee klassifizierten Pixel in der ASTER-Szene in der räumlichen Ausdehnung eines überlagerten MODIS-Pixels durchzuführen. Für die technische Realisierung bin ich MICHAEL JUDEX von der IMPETUS-Fernerkundungsgruppe am Geographischen Institut der Universität Bonn zu Dank verpflichtet.

Die Regressionsformel wurde invertiert, um aus gemessenen NDSI-Werten auf den Bedeckungsgrad mit schließen zu können. Es ergab sich folgende Formel für die Ermittlung der prozentualen Schneebedeckung aus Messwerten des MODIS-NDSI:

$$\text{ASTER-Isodata: } y = 1,3988x + 0,13 \quad (3.2)$$

mit

$x = \text{NDSI aus MODIS}$

$y = \text{Schneebedeckungsgrad aus ASTER}$

Als Schwellwert für eine 50%ige Schneebedeckung ergibt sich ein NDSI von 0,265. Der ermittelte Pearson-Korrelationskoeffizient lag bei 0,687. Das entspricht einer 50%igen Varianz.

SALOMONSON AND APPEL veröffentlichten 2004 eine Universalformel für die Beziehung des NDSI zum prozentualen Schneebedeckungsgrad. Die Formel lautete:

$$\text{Universal: } y = 1,21x + 0,06 \quad (3.3)$$

der Schwellwert für Schnee liegt bei einem NDSI von 0,364.

Nachfolgende noch nicht veröffentlichte Formel konnte bei persönlicher Kommunikation mit Herrn SALOMONSON in Erfahrung gebracht werden (29.9.2004):

$$\text{FRA6: } y = 1,45x + 0,01 \quad (3.4)$$

der Schwellwert für Schnee liegt bei einem NDSI von 0,338.

Abbildung 3.13 zeigt die Korrelation des MODIS-NDSI mit dem Schneebedeckungsgrad in der ASTER-Szene vom 30.3.2002.

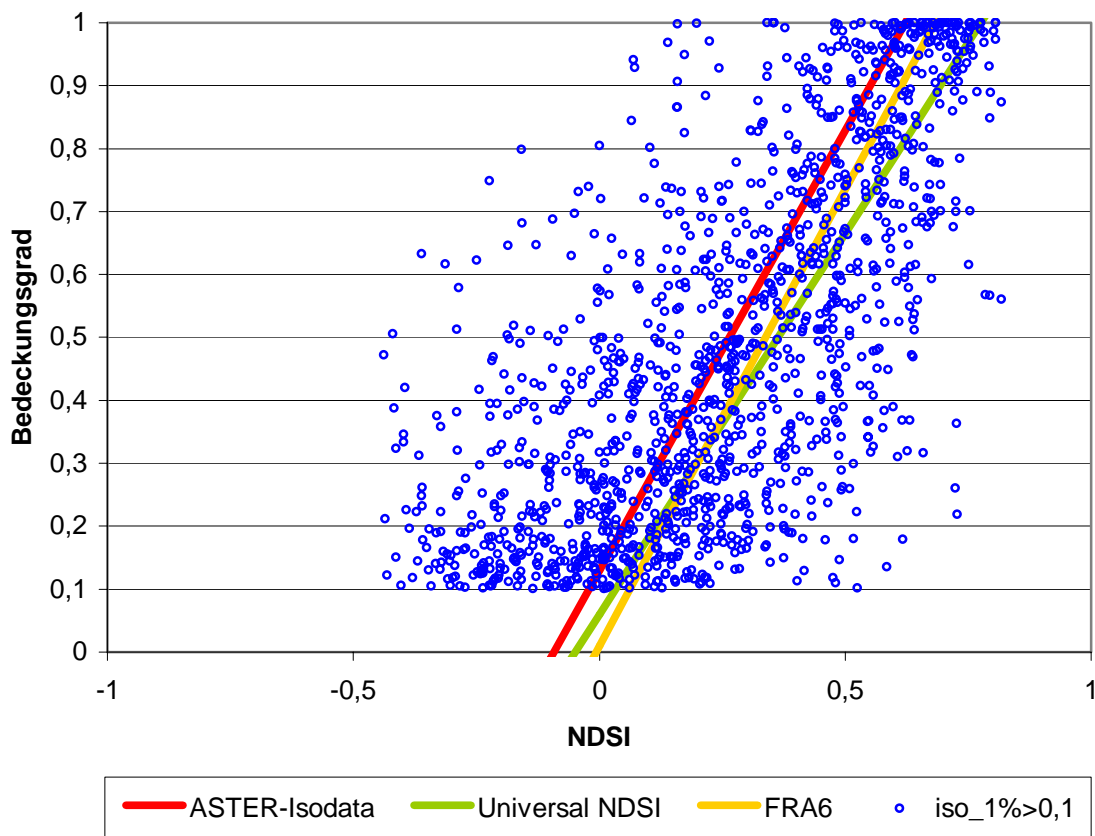


Abbildung 3.13 Korrelation zwischen Schnee-Bedeckungsgrad in einer ASTER-Szene mit dem NDSI in einer MODIS-Szene. Aufnahmezeitpunkt beider Szenen: 30.3.2002. Eine Erläuterung zu den Regressionsgeraden findet sich im Text. Die blauen Kreise markieren die analysierten MODIS-Pixel.

Die große Streuung der Bedeckungsgrad/NDSI-Wertepaare ist auf die geringe Schneebedeckung in den beiden Satellitenbildern zurückzuführen. So gibt es kaum ausgedehnte Schneeflächen im Zentralen Hohen Atlas. Eine Verdichtung der Pixel im mittleren Bereich, der von den Regressionsgeraden nachgezeichnet wird, ist erkennbar. Einzelne Pixel an den Rändern der Punktwolke kennzeichnen hohe Schneebedeckungsgrade in der ASTER-Szene bei niedrigem MODIS-NDSI bzw. niedrige ASTER-Bedeckungsgrade bei hohem MODIS-NDSI.

Die Georeferenzierung des MODIS-Produkts war nach Verarbeitung in verschiedenen Softwarepaketentemen (ENVI, MRT; ArcGIS) korrigiert worden. Die ASTER-Szene wurde mit Passpunkten, die mit einem differentiellen GPS im Gelände aufgenommen wurden, von der IMPETUS-Fernerkundungsgruppe georeferenziert (DREY, POETE, THAMM). Da auf der Basis der georeferenzierten ASTER-Szenen (Stereo-Bildpaare) ein digitales Geländemodell mit guter Lagegenauigkeit und einer räumlichen Auflösung von 30m berechnet wurde, die Lagegenauigkeit der MODIS-Szenen mit ± 116 m festgestellt wurde, ist davon auszugehen, dass die MODIS-Pixel in der Größenordnung von mehreren ASTER-Pixeln von der korrekten Lage abweichen können. Bei der zum Zeitpunkt der Aufnahme geringen und fingerartig der Topographie folgenden Schneebedeckung ist daher mit Unstimmigkeiten zwischen den aufgezeichneten spektralen Signalen bei MODIS und ASTER zu rechnen. Der Vergleich zweier Sensorsysteme mit unterschiedlicher spektraler Empfindlichkeit sowie die Pixelgenerierung mit einer mittenbetonten Gewichtung der Reflektanzen im Pixel erhöhen die Schwierigkeiten bei der direkten Vergleichbarkeit aufgenommener Objekte (HILDEBRANDT 1996). Wie der Verlauf der Regressionsgeraden zeigt, ist der Unterschied zwischen der in der vorliegenden Arbeit ermittelten Korrelation (rot) und den von der MODIS-NDSI-Forschungsgruppe um HALL und SALOMONSON veröffentlichten Formeln (grün, gelb) eine Verschiebung der Geraden hin zu geringeren MODIS-NDSI-Werten bei vorgegebenen Bedeckungsgraden aus ASTER. Die neueste und mit FRA6 bezeichnete Formel von Salomonson zeigt eine steilere Steigung verglichen mit der vorher veröffentlichten Universalformel (SALOMONSON AND APPEL 2004). Die Steigung der selbst ermittelten Regressionsgeraden liegt mit 1,33 bzw. 1,4 in der Nähe der FRA6-Formel ($y=1,45x+0,01$). Die aktuelle Korrektur von Salomonson zeigt, dass die Beziehung zwischen Bedeckungsgrad und NDSI noch Entwicklungspotential hat. Die Verschiebung der Korrelation hin zu geringeren MODIS-NDSI-Werten ist in der vorliegenden Arbeit beabsichtigt, da im Hohen

Atlas Marokkos häufig Schneedecken von geringer Mächtigkeit auftreten. Bei dünner Schneedecke sinkt der NDSI bei gleichem Bedeckungsgrad ab.

Um diese Schneeflächen kartieren zu können, wurde in der vorliegenden Arbeit der Schwellwert des NDSI für ein mindestens 50 % mit Schnee bedecktes Pixel auf 0,3 festgelegt. Dies ist als gerundeter Mittelwert der Korrelationen zwischen zwei ASTER-Schneeklassifizierungen, von denen eine hier vorgestellt wurde, und dem MODIS-NDSI zu verstehen. Die andere Schneeklassifizierung war eine einfache Abfrage, welche ASTER-Pixel eine Digital Number oberhalb von 90 in allen drei Kanälen des sichtbaren Spektrums hatten.

| | | |
|----------------|----------------------|--------------|
| ASTER ISODATA | 50 % Bedeckungsgrad: | NDSI = 0,265 |
| ASTER RGB>90DN | 50 % Bedeckungsgrad: | NDSI = 0,315 |

Auf der Basis dieses Ergebnisses wurden Schneekarten aus allen MODIS-Szenen mit dem NDSI-Schwellwert 0,3 berechnet. Diese Karten liegen für die Fläche Marokkos vor. Bei der Auswahl der Aufnahmezeitpunkte stand die Bewölkungsfreiheit des zentralen Hohen Atlas innerhalb des Drâa-Einzugsgebiets im Vordergrund. Nur bei länger andauernder Bewölkung und qualitativ minderwertigen Szenen wurden auch Szenen ausgewählt, die partielle Wolkenbedeckung zeigten, um den Abstand zwischen zwei Beobachtungszeitpunkten möglichst kurz zu halten. So konnte die Länge der unbeobachteten Zeit auf weniger als zehn Tage beschränkt werden. Bei der Analyse der Schneekarten wurden Gebiete mit Wolkenbedeckung ausgelassen. Für die schneebedeckten Flächen im westlichen und östlichen Hohen Atlas sowie im Mittleren Atlas und im Rifgebirge wurde keine Analyse gemacht.

3.4.5 Validierung der MODIS-NDSI-Schneeklassifizierung

3.4.5.1 Validierung auf der Grundlage einer Schneekartierung in Geländefotos

Während der Geländeaufenthalte vom späten Winter bis zum Frühling konnten die Veränderungen in der Ausbreitung der Schneedecke im engeren Untersuchungsgebiet des M'Goun-Einzugsgebiets dokumentiert werden. Bei den Aufnahmen handelt es sich um Bilddateien der Digitalkamera Nikon Coolpix 2000. Mit Ort und Zeitpunkt der Aufnahme versehen, liefern diese Fotos eine wichtige Grundlage für

- eine Abschätzung zur Lage der Schneegrenze
- die Validierung der MODIS-Schneekarten
- die Abschätzung der Repräsentativität der Standorte der Klimastationen

Die in den Fotos dargestellten Landschaftsobjekte waren in der Regel bekannt und konnten auf der topographischen Karte und im Geländemodell lokalisiert werden, so dass eine georeferenzierte Verknüpfung mit den Satellitendaten ohne große räumliche Verzerrungen und Unsicherheiten möglich war.

Die bei einem direkten Bildvergleich zwischen Landsat/ASTER und MODIS vorgefundene breite Streuung der Werte des Normalized Difference Snow Index (NDSI) in der MODIS-Szene auf den Schneeklassen der höher aufgelösten Landsat bzw. ASTER-Szene erforderte weitere Untersuchungen. Im Folgenden wird eine von Satellitenbildvergleichen unabhängige Überprüfung des Zusammenhangs zwischen NDSI und Schneebedeckungsgrad vorgestellt mit dem Ziel, einen Schwellwert für die Ausweisung eines MODIS-Pixels als schneebedeckt zu definieren. Grundlage waren Fotos, die von geeigneten Geländepunkten aus von der M'Goun-Bergkette aufgenommen wurden.

Am 24. und 26. Januar 2003 ergab sich die Möglichkeit, die M'Goun-Bergkette aus der Entfernung von wenigen Kilometern (24.1.) bzw. 30 km (26.1.) im Gesamtpanorama aufzunehmen. Beide Tage waren wolkenfrei und die Nadirlinie des TERRA-Satelliten verlief nahe des Untersuchungsgebiets, so dass eine gute Bildqualität der MODIS-Szenen gewährleistet war. Abb. 3.14 zeigt die zu einem Panorama montierte Fotoserie vom 24.1.2003. Abb. 3.15 zeigt die vom Foto auf die topographische Karte 1:100.000 übertragenen sichtbaren schneebedeckten Bereiche. In Abb. 3.16 schließlich ist der NDSI der MODIS-Szene vom 24.1.2003 dargestellt.

Die Vorgehensweise für die Daten des 26.1.2003 war die gleiche. Die an beiden Tagen kartierten Schneeflächen bedeckten im MODIS-Satellitenbild jeweils 75 Pixel ($463 \times 463 \text{ m}^2$). Eine statistische Auswertung der Beziehung zwischen kartierten Schneeflächen und dem NDSI in MODIS wird in Abb. 3.17 gezeigt. Bei den nach NDSI-Werten geordneten Pixeln ist ein leichter Rückgang der Werte zwischen dem 24. und dem 26.1.2003 festzustellen. Dies wird als Rückgang der schneebedeckten Fläche in den MODIS-Pixeln gewertet. Der Mittelwert sinkt entsprechend, die Standardabweichungen betragen 0,18 bzw. 0,19. Pixel mit niedrigen NDSI-Werten werden dahingehend interpretiert, dass bei der Übertragung der Schneeflächen von den Fotos auf die Karte auch Flächen mit sehr wenig ausgedehnter oder sehr dünner Schneebedeckung erfasst wurden. Der beschleunigte Abfall der kumulativen NDSI-Pixelkurve unterhalb der Werte 0,27 (24.1.03) bzw. 0,3 (26.1.03) ist ein Kriterium für die Ausweisung des gesuchten Schwellwerts für schneebedeckte Pixel. In diesem Wertebereich liegt auch die untere Standardabweichung (gestrichelte Linien).

3. Methodik



Abbildung 3.14 Panorama des Gipfelgrats des Jebel M'Goun am 24.1.2003 (O. Schulz).

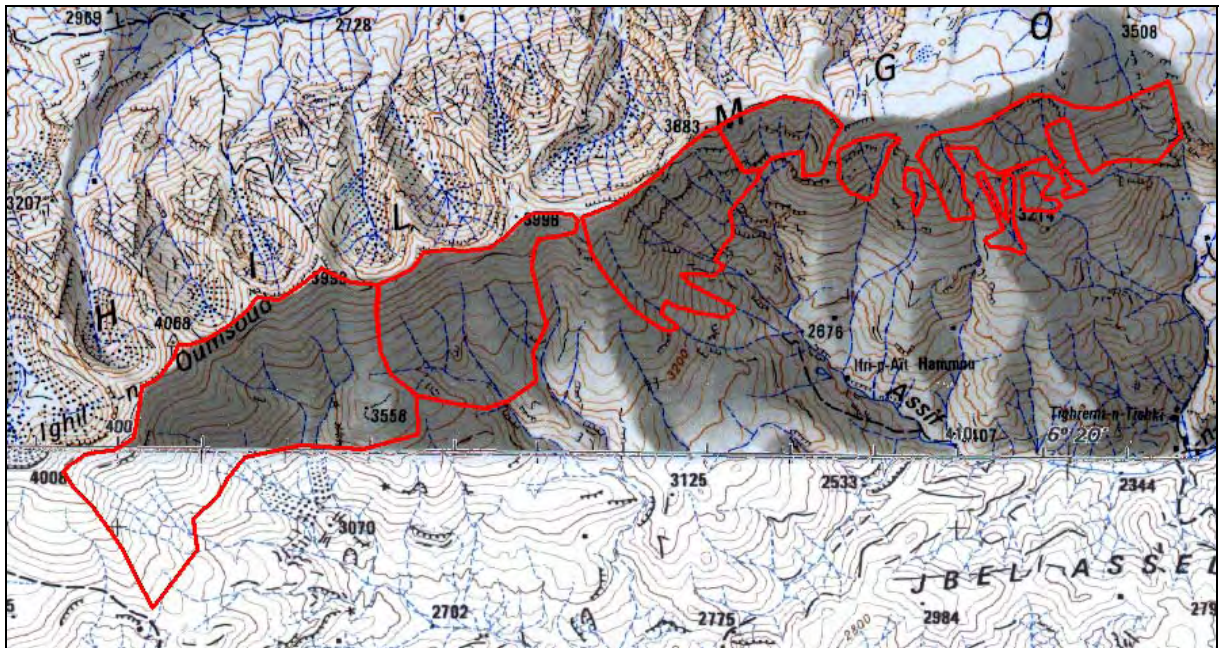


Abbildung 3.15 Übertragung der visuell ausgewiesenen Schneeflächen in die Topographische Karte 1:100.000.

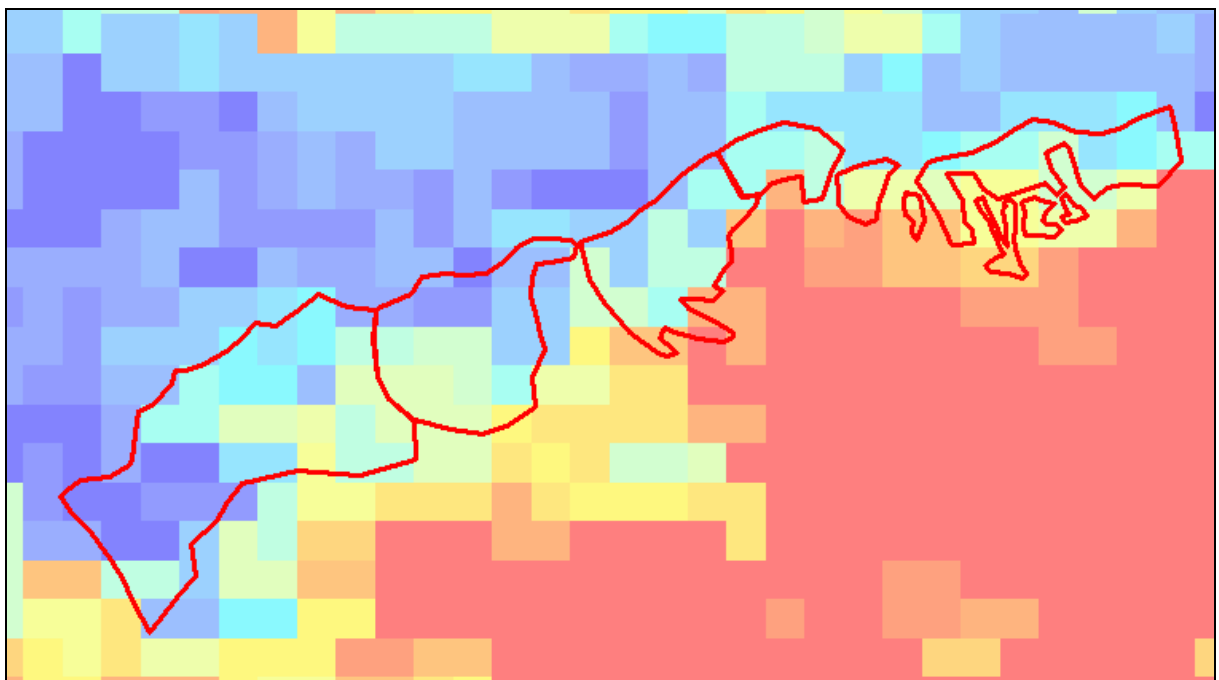


Abbildung 3.16 MODIS-NDSI und auf Fotos kartierte Schneeflächen am 24.1.2003.

Der Flächenanteil der als schneebedeckt kartierten Pixel unterhalb von $NDSI = 0,3$ liegt bei 15 %. Somit kann der Fehler bei der Kartierung von Schneeflächen mit dem NDSI als 15 % angegeben werden.

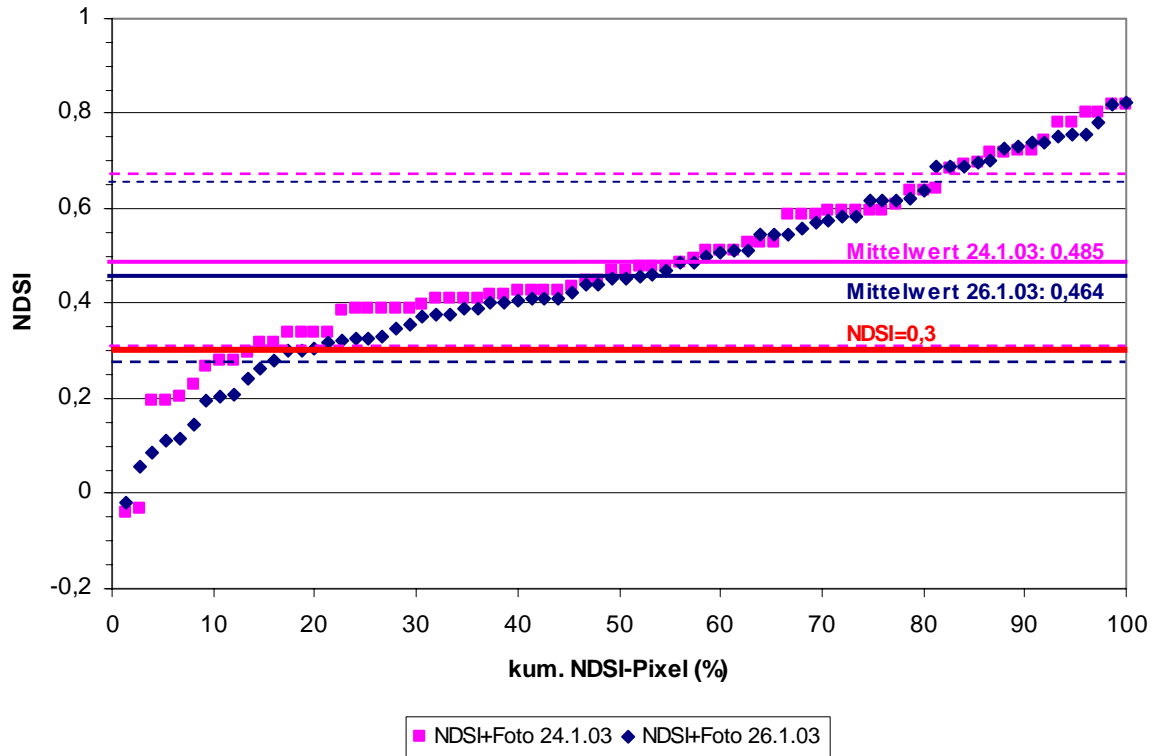


Abbildung 3.17 NDSI-Werte der kartierten Schneeflächen am 24. und 26.1.2003. Die 75 MODIS-Pixel sind nach Wert angeordnet. Gestrichelte Linien markieren die Standardabweichung, die rote Linie den gesuchten Schwellwert für die Klassifikation eines Pixels als schneebedeckt ($NDSI = 0,3$).

3.4.5.2 Validierung mit Bodentemperaturdaten und einer Landsat-Szene

Zur Validierung der Schneeklassifizierung in Landsat- und MODIS-Satellitenbildern wurden die Ergebnisse der UTL-Bodentemperaturlogger herangezogen. Über die Eingrenzung der für eine Schneebedeckung beobachteten Standardabweichung der stündlichen Bodentemperaturen eines Tages wurden Aussagen über eine vorhandene oder fehlende Schneedecke am Standort der UTLs gemacht. Aufgrund der zumeist geringmächtigen Schneebedeckung in mittleren und niederen Höhen des Untersuchungsgebietes konnte an diesen Standorten der Einfluss der Witterung auf die Bodentemperatur in 10 cm Tiefe und eine vollständige Dämpfung derselben nur selten beobachtet werden. Die unterschiedlichen Standortverhältnisse mit verschiedenen Hangexpositionen und Höhenlagen wirkten sich durch Sonneneinstrahlung und Lufttemperaturen auf den Gang der Bodentemperatur aus. Aus Messreihen mit UTLs, die unter dem Schneehöhensensor der Klimastationen in 10 cm Tiefe

platziert waren, ließ sich eine Mindestschneehöhe ableiten, die zur annähernd kompletten Dämpfung der täglichen Temperaturamplitude notwendig ist. Die Mindestschneehöhe beträgt an den Stationen etwa 20 cm. Eine wichtige Rolle für den Energiefluss spielt hier auch die Schneedichte. Da sie nur punktuell und zu wenigen Zeitpunkten gemessen wurde, müssen Annahmen aus den gemachten Beobachtungen getroffen werden. So wird an den drei Stationen M'Goun, Tichki und Tounza von einer Neuschneedichte von $0,15 \text{ g/cm}^3$ ausgegangen, da die Standorte in großer Höhe liegen und dem Windeinfluss ausgesetzt sind, der den Schnee schon während des Schneedeckenaufbaus kompaktiert. Messungen der Schneedichte wenige Tage nach Schneefällen zeigten Werte, die zumeist über dem von Martinec aus langjährigen Beobachtungen abgeleiteten Startwert von $0,1 \text{ g/cm}^3$ und der Berücksichtigung einer Korrekturformel für die zwischenzeitliche Verdichtung (Kompaktion, Setzung des Schnees) der Schneemasse lag.

Die zeitliche Eingrenzung der Schneebedeckung an den UTL-Standorten sowie an den Klimastationen gelang über die Analyse der Amplitudendämpfung der Bodentemperatur unter einer Schneedecke (vgl. Kapitel 3.2.3.4). Über die Standardabweichung der stündlichen Bodentemperaturen eines Tages wurde bei festgelegtem Grenzwert das Vorhandensein einer Schneedecke angenommen. Die Ergebnisse wurden mit auf anderem Weg erzielten Klassifikationsergebnissen der MODIS- und der Landsat-Szenen verglichen. Für den 19.11.2003 lagen sowohl UTL- und Stationsmessungen an 20 Standorten als auch die Schneeklassifizierung einer LANDSAT7-ETM-Szene und der NDSI-Schneeindex einer MODIS-Szene vor. An 85 % der Standorte kommen die Klassifikationen von UTL, MODIS und LANDSAT zu übereinstimmenden Ergebnissen, ob eine Schneedecke vorhanden ist oder nicht (Tabelle 3.7). Die Differenzen zwischen UTL und Fernerkundung am Standort Nr. 32 resultieren wahrscheinlich aus der extremen Lage in großer Höhe und Nordwestexposition sowie aus geringer Schneebedeckung. Die Standardabweichung der Bodentemperatur betrug an diesem Tag $1 \text{ }^\circ\text{C}$, die in der LANDSAT-Szene ersichtliche graue Farbgebung (RGB = 3-2-1) wurde bei der Spectral Angle Mapper-Klassifikation als Schnee im Halbschatten klassifiziert. Die an der Station Tichki gemessene Windrichtung am Tag des Schneefalls und in den Folgetagen ist sehr konstant bei Nordwest bis West mit Windstärken von 11 m/s am 16.11. und 3 bis 7 m/s an den Folgetagen bis zum 19.11.03. Die in der Landsat-Szene ersichtliche Schneefreiheit im obersten Bereich des Nordseite des Bergkamms am oberen Ende des Hangs führt zur Annahme, dass ein Schneetransport über den Kamm hinweg auf die Südseite stattgefunden hat, von dem auch der UTL-Standort teilweise betroffen ist.

Tabelle 3.7 Gegenüberstellung der Schneedeckenabschätzung an den Standorten der UTL-Bodentemperaturlogger und der Klimastationen am 19.11.2003.

Vorhandene (S) und fehlende (f) Schneebedeckung wurde anhand der Standardabweichung der Bodentemperatur aus 24 stündlichen Werten mit einem Schwellwert von 0,5 °C ermittelt. Diese wurde mit dem MODIS-NDSI sowie mit der Spectral Angle Mapper-Klassifikation der Landsat-Szene (L_sam) verglichen und eine Übereinstimmung mit „1“ und eine Abweichung mit „0“ klassifiziert. Eine Abweichung in Klammern „(0)“ bedeutet, dass eine der Datenquellen nicht sicher als schneefrei oder schneebedeckt klassifiziert werden konnte. Ganz rechts steht der Vergleich zwischen den Klassifikationen der Satellitenbilder.

| NR | RECHTS | HOCH | Höhe (m) | Exposition | UTL /Station Schnee/frei | NDSI 031119 | NDSI_0.3-UTL | L_sam 031119 | L_sam-UTL | NDSI-L_sam |
|--------|--------|--------|----------|------------|--------------------------|-------------|--------------|--------------|-----------|------------|
| 2 | 414665 | 108780 | 2955 | N | S | 0,64 | 1 | S | 1 | 1 |
| 3 | 413247 | 110848 | 2513 | NW | f | 0,24 | 1 | S(f) | (0) | (0) |
| 4 | 414663 | 108760 | 2960 | N | S | 0,64 | 1 | S | 1 | 1 |
| 6 | 413554 | 107723 | 3185 | ONO | S | 0,75 | 1 | S | 1 | 1 |
| 7 | 413070 | 106055 | 3268 | NO | S | 0,69 | 1 | S | 1 | 1 |
| 11 | 415899 | 102568 | 2579 | SW | f | -0,38 | 1 | f | 1 | 1 |
| 16 | 413575 | 110356 | 2524 | W | f | 0,24 | 1 | f | 1 | 1 |
| 23 | 413964 | 110001 | 2522 | SSO | f | -0,18 | 1 | f | 1 | 1 |
| 28 | 414812 | 103914 | 2883 | S | f | 0,05 | 1 | f | 1 | 1 |
| 31 | 415419 | 103346 | 2733 | OSO | f | 0,07 | 1 | f | 1 | 1 |
| 32 | 413382 | 105201 | 3268 | NW | S/f | 0,73 | (0) | S | (0) | 1 |
| 34 | 415193 | 111632 | 2224 | NO | f | -0,45 | 1 | f | 1 | 1 |
| 35 | 413067 | 107103 | 3227 | W | S | 0,75 | 1 | S | 1 | 1 |
| 39 | 414504 | 109247 | 2827 | N | S/f | 0,43 | (0) | S | (0) | 1 |
| 40 | 414465 | 104181 | 3027 | S | f | 0,47 | 0 | f(S) | 1 | (0) |
| TIC | 414250 | 104965 | 3250 | SO | S | 0,34 | 1 | S(f) | 1 | 1 |
| TZT | 414664 | 108760 | 2960 | N | S | 0,64 | 1 | S | 1 | 1 |
| IMS | 419471 | 100930 | 2250 | S | f | -0,43 | 1 | f | 1 | 1 |
| TAO | 412286 | 88625 | 1870 | - | f | -0,48 | 1 | f | 1 | 1 |
| MGN/24 | 405533 | 103560 | 3850 | S | S | 0,71 | 1 | S | 1 | 1 |

3.4.5.3 Ableitung einer Schneedecke durch Multivariate Korrelation

Für eine zeitliche und räumliche Differenzierung der Schneedeckenandauer in Abhängigkeit zum Relief wurde mit den UTLS-Messergebnissen eine multivariate Korrelationsrechnung mit der Software „R“ (Universität Wien) durchgeführt. Eingangsdaten für den hier vorgestellten Einschnei- und Ausaperungszyklus vom 1.4. bis 3.5.2002 waren die Anzahl der Tage mit Schneebedeckung, abgeleitet aus 32 UTL-Messungen, das Digitale Geländemodell sowie die daraus berechneten Größen Hangneigung, Cosinus der Exposition und Sinus der Exposition. Die Korrelationsanalyse ergab ein Bestimmtheitsmaß R^2 von 0,67. Somit werden zwei Drittel der Varianz erklärt. Die Formel für die Ableitung der Anzahl der Schneebedeckungstage aus den Reliefgrößen lautet:

(3.5)

Anzahl der Schneedeckentage

$$= -44,75 + 0,016 * \text{Höhe} + 0,188 * \text{Hangneigung} + 3,083 * \text{Cosinus (Exp.)} + 3,463 * \text{Sinus (Exp.)}$$

Statistisch hoch signifikant waren der Achsenabschnitt und die Geländehöhe, gering signifikant waren Cosinus und Sinus der Exposition. Die Hangneigung hatte einen sehr geringen Einfluss auf das Ergebnis.

Die durch die Formel beschriebene Abhängigkeit der Anzahl der Schneedeckentage an den UTL-Standorten von Reliefparametern wurde nun getestet. Aus den Reliefparametern wurde im Raster Calculator/ArcGIS mit der obigen Formel die Schneebedeckung des Einzugsgebiets flächenhaft vorhergesagt. Vom Schneefall am 31.3./1.4.2002 bis zur Ausaperung des letzten UTLs am 3.5.2002 standen MODIS-Schneemasken zu den folgenden Terminen zur Verfügung: 4.4.02, 8.4.02, 17.4.02, 22.4.02, 26.4.02, 3.5.02.

Die Abbildungen 3.18 und 3.19 zeigen gegenübergestellt die Schneebedeckung nach multivariater Korrelation der UTL-Ergebnisse und die MODIS-Schneemasken vom gleichen Tag.

3. Methodik

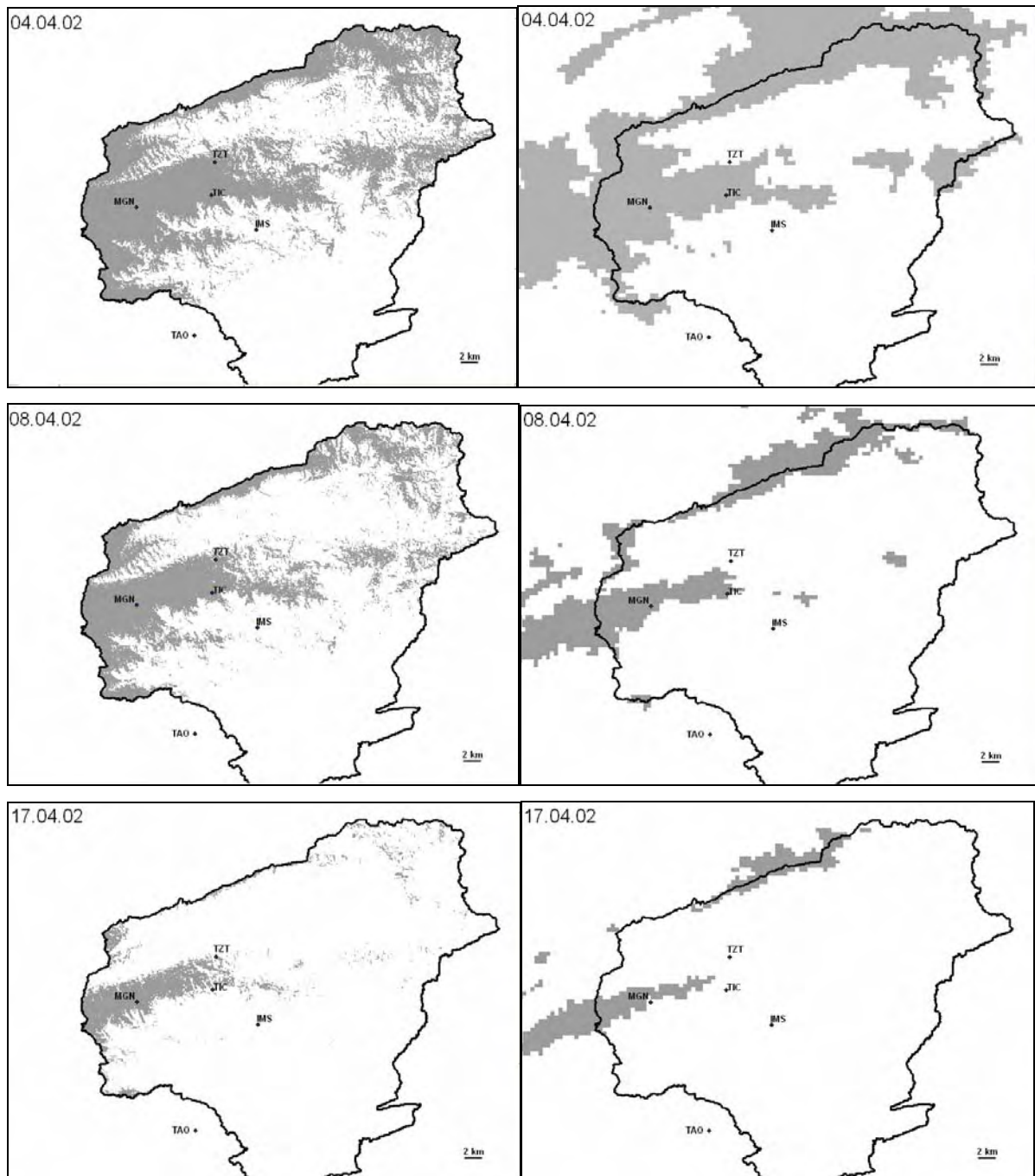


Abbildung 3.18 Schneedeckenverbreitung 4.4., 8.4. und 17.4.2002 nach dem Schneefall am 31.3./1.4.2002. Links Vorhersage nach Korrelation mit UTL-Messungen, rechts MODIS-Schneemaske mit Schwellwert 0,3 für Schnee beim Normalized Difference Snow Index. Eingetragen sind auch die IMPETUS-Klimastationen.

3. Methodik

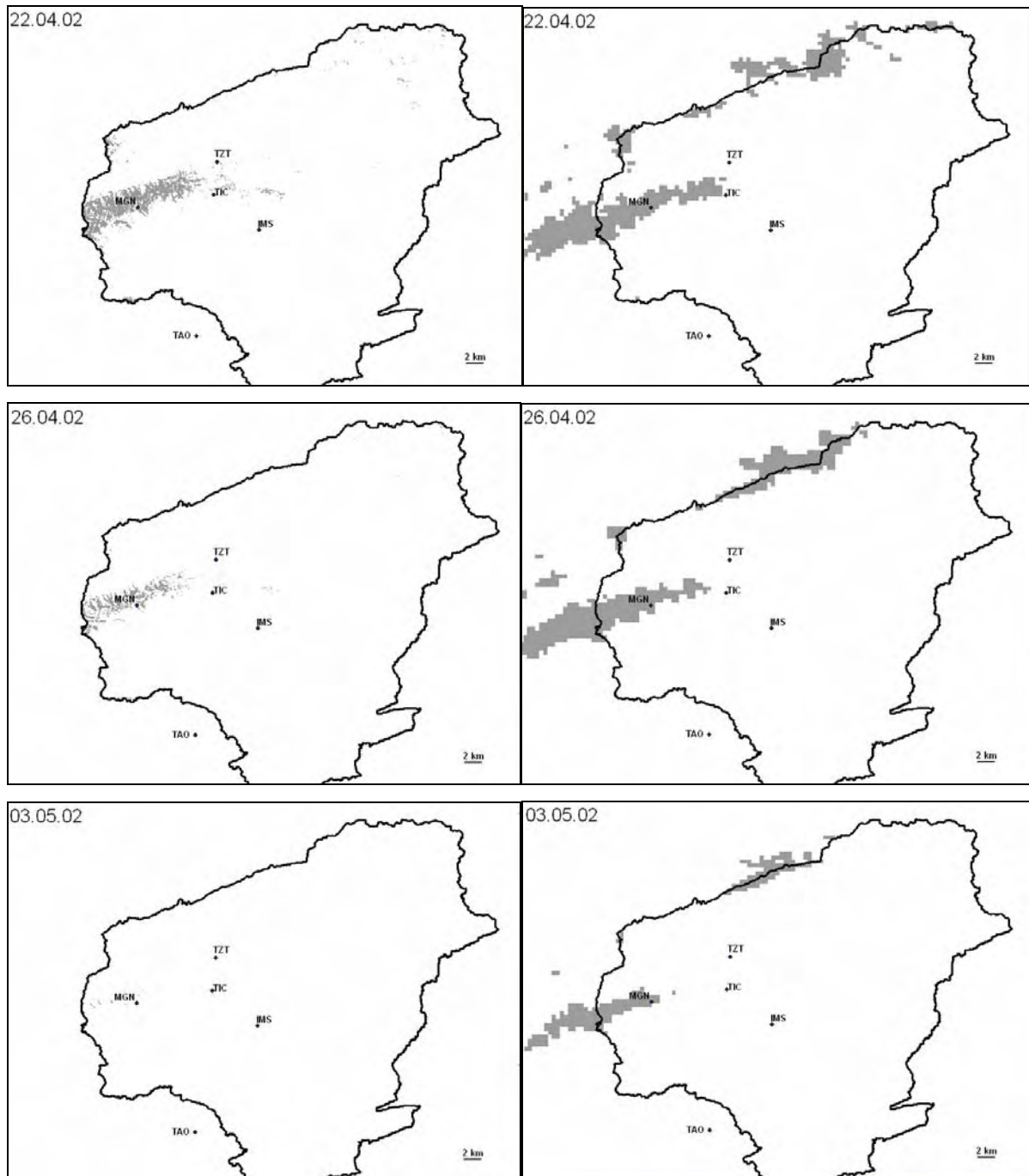


Abbildung 3.19 Schneedeckenverbreitung 22.4., 26.4. und 3.5.2002 nach dem Schneefall am 31.3./1.4.2002. Links Vorhersage nach Korrelation mit UTL-Messungen, rechts MODIS-Schneemaske mit Schwellwert 0,3 für Schnee beim Normalized Difference Snow Index. Eingetragen sind auch die IMPETUS-Klimastationen.

Die Schneeverbreitungskarten zeigen zunächst eine Überschätzung der Schneeverbreitung bei der Vorhersage nach der UTL-Korrelation mit Reliefparametern. Ab dem 17.4. dreht sich das Verhältnis um und die MODIS-Schneemasken dokumentieren eine insgesamt längere Schneedeckenandauer in den Hochlagen.

Der Schneefall am 31.3./1.4.2002 lag spät im Jahr und bedeckte Nord- und Südhänge gleichermaßen. Mit steigenden Temperaturen im Frühjahr verlagerte sich die Schneegrenze in

höhere Regionen, eine Expositionsabhängigkeit ist sichtbar. Dies wird auch durch die Signifikanz der multivariaten Korrelation deutlich. Während des Winters ergaben sich andere Ausaperungsmuster.

3.4.6 Fazit zur Schneefernerkundung

Mit dem Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) wurde für die vorliegende Arbeit ein neueres satellitengestütztes Aufnahmesystem gewählt, das eine Schneekartierung in regionalem Maßstab bei guter zeitlicher Auflösung ermöglicht. Die gute Datenqualität mit einer sehr guten Georeferenzierung sowie die akzeptable Datenverfügbarkeit sind wichtige Kriterien für den operationellen Einsatz.

Die Abwandlung eines für MODIS entwickelten Klassifizierungsverfahrens für Schnee und dessen Validierung mit anderen Aufnahmesystemen und Bodenkontrollpunkten waren die Basis für die Berechnung von Karten der Verbreitung der Schneedecke im Untersuchungsgebiet für den Aufnahmetag. Darüber hinaus wurden Karten der minimalen Andauer einer Schneebedeckung über den Zeitraum Oktober bis Mai bzw. Juni abgeleitet.

Über eine statistische Analyse der einzelnen Karten auf einem digitalen Geländemodell (DGM) findet die prozentuale Schneebedeckung der Zonen eines Einzugsgebietes Eingang in die Modellierung des Abflusses aus der Schneeschmelze mit dem Snowmelt Runoff Model (SRM), die im Kapitel 3.5.3 beschrieben wird.

3.5 Modellierung der Schneeablation und des Abflusses

3.5.1 Modellierungsansatz

3.5.2 Utah Energy Balance Model (UEB)

Beobachtungen im Gelände zeigten, dass der Verdunstung/Sublimation aus der Schneedecke eine gewisse Rolle zufällt, die hier näher zu untersuchen ist. Zeugen, welche diese Annahme stützen, waren wannenartige Ausbuchtungen – Dellen - an der Oberfläche der Schneedecke sowie Büßerschneeformen (Penitentes) in Größenordnungen von wenigen Zentimetern bis zu mehr als einem halben Meter. Diese Zeugen wurden in Höhen ab 3.000 m gefunden. Aus der Literatur ist bekannt, dass in Gebirgen der semiariden bis ariden Subtropen für die Verdunstung flüssigen Wassers wie auch für die Sublimation aus der Schneedecke hohe Werte gemessen bzw. angenommen wurden (BEATY 1975; VUILLE 1996; BECHT 1991, 1997;

BECHT AND TRIMBORN 1993; FLERCHINGER AND COOLEY 2000). Für die Modellierung der Schneeablation im Untersuchungsgebiet kam daher ein Modell in Frage, das auf der Basis physikalischer Zusammenhänge die Einzelkomponenten der Energiebilanz einer Schneedecke abbilden und somit zwischen den Ablationsprozessen Schmelze und Sublimation differenzieren kann.

Das UEB Utah Energy Balance Model (TARBOTON 1994; TARBOTON AND LUCE 1996) ist ein solches physikalisches Modell, das im semiariden Südwesten der USA entwickelt und getestet wurde. Seine Anwendung erfolgt aber auch z.B. in der Slowakei (PARAJKA ET AL. 2001).

Das UEB ist ein physikalisches Energie- und Wasserbilanz-Modell für Auf- und Abbau einer Gesamtschneedecke an einem Standort. Im Modell wird der Austausch von Strahlungsenergie, sensibler, latenter und advektiver Wärme berechnet. Die Schneedecke wird repräsentiert durch die zwei Zustandsvariablen Wasseräquivalent (W) und Energiezustand (U) bezogen auf den Referenzzustand von Wasser in der Eisphase bei 0 °C sowie durch die Albedo, die über eine Alterungsfunktion der Schneedecke gesteuert wird (TARBOTON AND LUCE 1996). Die Energie- und Massenbilanzgleichungen des UEB lauten:

$$\frac{dU}{dt} = Q_{sn} + Q_{li} + Q_p + Q_g - Q_{le} + Q_h + Q_e - Q_m \quad (3.6)$$

$$\frac{dW}{dt} = P_r + P_s - M_r - E \quad (3.7)$$

Eine Änderung des Energieinhalts dU der Schneedecke im Zeitschritt dt wird errechnet aus der Bilanz der Strahlungsgrößen kurzwellige Nettostrahlung Q_{sn} , einfallende langwellige Strahlung Q_{li} , Wärmeinhalt des Niederschlags Q_p , Bodenwärmestrom Q_g , langwellige Ausstrahlung Q_{le} , sensible Wärme Q_h , latenter Wärmestrom durch Sublimation oder Kondensation Q_e und Wärmeverlust durch Schmelzwasser Q_m (alle Werte in $\text{kJm}^{-2}\text{hr}^{-1}$). In der Massenbilanzgleichung wird die Änderung des Wasseräquivalents dW im Zeitschritt dt berechnet. Dabei ist P_r die Regenrate, P_s die Schneefallrate, M_r der Schmelzwasserabfluss und E die Sublimation aus der Schneedecke (alle Werte in m Wasseräquivalent /hr).

Die Temperatur des Schneepakets wird mit den Variablen U und W berechnet, wobei der Energieinhalt des Schneepakets in Relation zum festen Phasenzustand bei 0 °C definiert ist. Für die Phasenzustände fest, gemischt fest und flüssig sowie flüssig ergeben sich folgende Beziehungen:

$$\text{Wenn } U < 0 \quad T = \frac{U}{\rho_w WC_s + \rho_g D_e C_g} \quad \text{feste Phase} \quad (3.8)$$

$$\text{Wenn } 0 < U < \rho_w Wh_f \quad T = 0^\circ\text{C} \quad \text{feste und flüssige Phase} \quad (3.9)$$

$$\text{Wenn } U > \rho_w Wh_f \quad T = \frac{U - \rho_w Wh_f}{\rho_g D_e C_g + \rho_w WC_w} \quad \text{flüssige Phase} \quad (3.10)$$

Für die Schmelze eines Schneewasseräquivalents bei 0 °C wird die Wärmemenge $\rho_w Wh_f$ (kJm^{-2}) benötigt, mit ρ_w Dichte des Wassers (1.000 kgm^{-3}) und h_f der Schmelzwärme des Wassers ($333,5 \text{ kJ/kg}$). Die Wärmekapazität von Schnee ist $\rho_w WC_s$ ($\text{kJ}^\circ\text{C}^{-1}\text{m}^{-2}$), mit C_s der spezifischen Wärme von Eis ($2,09 \text{ kJkg}^{-1}\text{C}^{-1}$). Die Wärmekapazität des Bodens ist $\rho_g D_e C_g$ ($\text{kJ}^\circ\text{C}^{-1}\text{m}^{-2}$), mit ρ_g der Bodendichte und C_g der spezifischen Wärme des Bodens. Die Wärmekapazität des flüssigen Wassers ist $\rho_w WC_w$, mit C_w der spezifischen Wärme von Wasser ($4,18 \text{ kJkg}^{-1}\text{C}^{-1}$). Bei einem gemischt fest-flüssigen Schneepaket wird der Flüssigwasseranteil mit $L_f = U/(\rho_w h_f W)$ berechnet. Es kann in der vorliegenden Arbeit nicht auf alle den Parametrisierungen und Berechnungen im Modell zugrunde liegenden Annahmen und Gleichungen eingegangen werden. Für die Modellierung an den Stationsstandorten im Untersuchungsgebiet wurden überwiegend die von den Entwicklern ermittelten und in der Modellbeschreibung aufgeführten Parameterwerte übernommen. Einige Parameter wurden kalibriert. Für einen tieferen Einblick sei auf die Modellbeschreibung verwiesen (TARBOTON AND LUCE 1996). Die Standardwerte der Parameter sind in Tabelle 3.8 dargestellt.

Nach Kalibrierung an Messdatensätzen fanden TARBOTON AND LUCE (1996) Werte für die Schnee charakterisierenden Parameter aerodynamische Oberflächenrauigkeit, Wärmeleitung der Oberfläche, gesättigte hydraulische Leitfähigkeit und Reflektanz im sichtbaren Bereich. Diese werden bei Bedarf zur Kalibrierung an eigenen Messdaten empfohlen, was auch teilweise geschah. Die übrigen Modellparameter wurden in den Modelltests der Entwickler an weiteren Datensätzen mit ihren nominalen Werten konstant gehalten. Die von TARBOTON AND LUCE (1996) an Messdaten kalibrierte aerodynamische Oberflächenrauigkeit z_0 beträgt 0,005 m. BENTSSON (1980) fand $z_0 = 0,0002 \text{ m}$ und zitiert KONSTANTINOV (1966), der von Werten zwischen 0,0005 und 0,0012 m berichtet. PLÜSS (1997) gibt Messwerte in der Größenordnung von 0,001 m an. Alle Werte gelten für neutrale Bedingungen (Luftschichtung). Die Standardeinstellung liegt also oberhalb der aus weiterer Literatur entnommenen Werte. Nach Hinweis von TARBOTON AND LUCE (1996) reagiert das UEB-Modell sensitiv auf Änderungen der aerodynamischen Oberflächenrauigkeit, der Oberflächenwärmeleitung und der Reflektanzen von Neuschnee im Sichtbaren und Infrarot-Bereich.

3. Methodik

Für jeden Standort wird eine eigene Standortparameterdatei angelegt. Diese enthält Informationen zur Lage und weiteren Charakterisierung des Standorts (Tabelle 3.9).

Tabelle 3.8 Modellparameter des Utah Energy Balance Models und ihre Standardwerte (aus TARBOTON AND LUCE 1996).

| Abkürzung | Bezeichnung | Wert und Einheit |
|-------------------|---|--|
| T_r | Temperatur, oberhalb derer der gesamte Niederschlag flüssig fällt | 3 (°C) |
| T_s | Temperatur, unterhalb der der gesamte Niederschlag als Schnee fällt | -1 (°C) |
| T_0 | Gefrierpunkt | 0 (°C) |
| TK | Umrechnungskonstante zwischen °C und Kelvin | 273,15 |
| ϵ_s | Emissivität von Schnee | 0,99 |
| σ | Stefan-Boltzman-Konstante | $2,0747e-7$ ($\text{kJm}^{-2}\text{hr}^{-1}\text{K}^{-1}$) |
| h_f | Schmelzwärme des Wassers | 333,5 (kJ/kg) |
| h_b | Sublimationswärme | 2834 (kJ/kg) |
| C_w | Wärmekapazität des Wassers | $4,18$ ($\text{kJkg}^{-1}\text{C}^{-1}$) |
| C_s | Wärmekapazität von Eis | $2,09$ ($\text{kJkg}^{-1}\text{C}^{-1}$) |
| C_g | Wärmekapazität des Bodens | $2,09$ ($\text{kJkg}^{-1}\text{C}^{-1}$) |
| C_p | Wärmekapazität der Luft | $1,005$ ($\text{kJkg}^{-1}\text{C}^{-1}$) |
| R_d | Ideale Gaskonstante für trockene Luft | 287 ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$) |
| k | Von Karmans Konstante | 0,4 |
| z | Meßhöhe für Lufttemperatur und -feuchte | 2 (m) |
| z_0 | Aerodynamische Oberflächenrauigkeit | 0,005 (m) |
| HFF | Faktor zur Umrechnung von Stunden in Sekunden | 3600 |
| ρ_i | Dichte von Eis | 917 (kg/m^3) |
| ρ_w | Dichte von Wasser | 1000 (kg/m^3) |
| ρ_s | Dichte von Schnee | 450 (kg/m^3) |
| ρ_g | Dichte des Bodens | 1700 (kg/m^3) |
| L_c | Flüssigwasser-Haltekapazität von Schnee (Anteil) | 0,05 |
| K_{sat} | Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit von Schnee | 20 (m/hr) |
| D_e | Thermisch aktive Bodentiefe | 0,4 (m) |
| K_s | Thermische Leitfähigkeit (Wärmeleitung) der Schneeoberfläche | 0,02 (m/hr) |
| g | Gravitationskonstante | $9,81$ (m/s^2) |
| A_{bg} | Albedo des nicht schneebedeckten Bodens | 0,25 |
| α_{vo} | Reflektanz von Neuschnee im Sichtbaren Bereich | 0,85 |
| α_{iro} | Reflektanz von Neuschnee im nahen Infrarot | 0,65 |
| F_{stab} | Kontrollparameter zur Korrektur der atmosphärischen Stabilität | 0 (=default) |

Tabelle 3.9 Elemente einer Standortparameterdatei des UEB-Modells.

| Standortparameter | Wertebereich bzw. Einheit |
|--|--|
| Bedeckungsgrad mit Wald | zwischen 0 und 1 |
| Drift-Faktor für Schnee zur Korrektur der Schneewasser-Äquivalente aus den Niederschlägen | 1 bei fehlender Drift, <1 bei Schneeverlust, >1 bei Schneegewinn |
| Luftdruck (nicht reduziert) | Pa (!) |
| Bodenwärmefluß | ($\text{kJm}^{-2}\text{hr}^{-1}$) |
| Mindestschneehöhe zur Albedoberechnung; bei weniger Schnee wird zwischen Boden- und aktueller Schneeralbedo interpoliert | (m) |
| Hangneigung | (°) |
| Exposition | (°) |
| Geographische Breite | (°) |

Als meteorologische Variablen finden Temperatur und Feuchte der Luft, Windgeschwindigkeit, Globalstrahlung, Strahlungsbilanz und Niederschlag Eingang in das UEB-Modell. Als Zeitschritte sind halbstündlich, stündlich oder täglich wählbar. In der vorliegenden Arbeit wurden stündliche Messwerte der Projekt-Klimastationen aller erforderlichen Variablen genutzt. Die Messwerte wurden den Modellvorgaben entsprechend umgerechnet, formatiert und in einer Wetterdatendatei gespeichert (Tabelle 3.10). Zur Umrechnung gehörte eine Konvertierung von W/m^2 in $kJm^{-2}hr^{-1}$ für die Strahlungswerte (Faktor 3,6), von Millimeter in Meter Niederschlag pro Stunde (Faktor 1/1000), von Prozent in Anteile Luftfeuchte (Faktor 1/100) sowie eine Berechnung der Tagestemperaturamplitude (aus Minimum und Maximum) und eine Korrektur der in drei Metern Höhe gemessenen Windgeschwindigkeit auf zwei Meter. Die Windkorrektur wurde mit dem logarithmischen Windprofil bei einer angenommenen Bodenrauigkeit (z_0) von 0,1 m berechnet (Faktor 0,88). Die Berechnung der Niederschlagsraten erfolgte nach Ermittlung des Niederschlags-Wasseräquivalents aus korrigierten Neuschneehöhen- und Regenwaagendaten. Die erste Zeile der Wetterdatendatei enthält Angaben zu Startzeit, Berechnungsintervall und Energiegehalt einer (vorliegenden) Schneedecke. Die Reihenfolge lautet: Monat, Tag, Jahr, Uhrzeit, Intervall, Energieinhalt, Wasseräquivalent, Alter des Schnees in der Einheit eines Albedofaktors (Tabelle 3.10). Die zweite Zeile enthält eine Null als Zeichen, dass die Berechnung sofort mit der nächsten Zeile beginnen soll. Ab der dritten Zeile erscheinen die teilweise umgerechneten Werte für Lufttemperatur, Niederschlagsrate, Windgeschwindigkeit, Luftfeuchte, tägliche Temperaturamplitude, Globalstrahlung und Strahlungsbilanz.

Tabelle 3.10 Beispiel einer Wetterdatendatei für das UEB-Modell.
 Der Modelllauf startet am 5.4.2002 um 13:00 Uhr mit einstündigem Berechnungsintervall, einem Energieinhalt des Schnee- und Bodenpakets von -4800 kJ/m^2 bezogen auf eine Energie von 0 bei 0°C , einem Schneewasseräquivalent von 0,148 m (entspr. 148 mm) und einer frischen Neuschneedecke (Alter der Schneedeckenoberfläche ist 0). Weitere Erläuterung siehe Text.

| | | | | | | | |
|------|---|-------|------|-----|-------|-------|---|
| 4 | 5 | 2002 | 13 | 1 | -4800 | 0.148 | 0 |
| 0 | | | | | | | |
| -0.9 | 0 | 4.928 | 0.84 | 5.6 | 2844 | 792 | |
| -1.4 | 0 | 6.776 | 0.86 | 5.6 | 2620 | 889 | |
| -2.1 | 0 | 6.16 | 0.89 | 5.6 | 1627 | 403 | |
| -2.5 | 0 | 4.664 | 0.87 | 5.6 | 982 | 144 | |
| -3.5 | 0 | 5.984 | 0.94 | 5.6 | 309 | 14 | |
| -4.2 | 0 | 5.192 | 0.98 | 5.6 | 25 | -32 | |
| -4.5 | 0 | 5.016 | 0.98 | 5.6 | 0 | -21 | |
| -4.5 | 0 | 5.368 | 0.98 | 5.6 | 0 | -10 | |
| -4.7 | 0 | 5.72 | 0.97 | 5.6 | 0 | -3 | |

Im Modell wird der Energieinhalt der Schneedecke und des darunter liegenden Bodens in stündlichen Zeitschritten berechnet, um die mittlere Temperatur des Schneepakets und den Flüssigwasseranteil zu bestimmen. Nach der Definition des Referenzzustands der Energie bei 0 °C bedeutet ein positiver Energieinhalt, dass Teile des Schnees schmelzen. Bei negativem Energieinhalt wird die Temperatur der Schneedecke zu einem Zeitpunkt in mehreren Iterationen ausgehend von der Lufttemperatur berechnet, bis die Forderung einer geschlossenen Energie- und Massenbilanz erfüllt ist (TARBOTON AND LUCE 1996).

Die physikalische Modellierung der Schneeablationsprozesse mit dem UEB trägt zur Erkenntnis bei, wie die Kombination von Sublimation und Schmelze an den Standorten der Klimastationen wirkt. Da die Stationen über einen großen Höhengradienten zwischen 2.250 m und 3.850 m verteilt sind, vermitteln die Ergebnisse einen Überblick über das zeitliche und räumliche Auftreten der Prozesse in den unterschiedlichen Höhenzonen während des Winters und Frühjahrs. Die Kenntnis unterstützt die weitere Modellierung mit dem Snowmelt Runoff Model (Kapitel 3.5.3) insoweit, dass Abflusskoeffizienten auch während der in den höheren Zonen beobachteten winterlichen Ablationsphasen niedrig gehalten werden können, da der Schnee hier zu einem großen Teil nicht in Abfluss mündet.

3.5.3 Snowmelt Runoff Model (SRM)

Das Snowmelt Runoff Model (SRM) wurde von MARTINEC (1975) für die Simulation und Vorhersage von täglichem Abfluss in Gebirgseinzugsgebieten mit Schnee als hauptsächlichem Abflussfaktor entwickelt. Es hat weltweite Verbreitung für Einzugsgebiete verschiedener Größenordnungen (zwischen einem und 120.000 km²) und Höhenintervalle (300 bis 7.700 m) gefunden (MARTINEC ET AL. 1998; SEIDEL AND MARTINEC 2004). Das SRM ist ein konzeptionelles Modell und beruht auf dem Gradtagverfahren. Die Berechnung des Abflusses kann auf der Basis eines gesamten Einzugsgebiets erfolgen oder für bis zu acht definierte Höhenzonen getrennt. Letzteres bietet die Möglichkeit, einzelne Höhenzonen mit unterschiedlichen hydrologischen Eigenschaften auszustatten.

Eingangsdaten für das SRM sind Tageswerte der Lufttemperatur und des Niederschlags sowie aus Fernerkundungsdaten abgeleitete prozentuale Bedeckungsgrade mit Schnee. Während bei den Klimadaten eine einzelne Station, von welcher die Messwerte mittels Höhengradienten auf die einzelnen Zonen extrapoliert werden, den Modellansprüchen genügt, wird für die Schneebedeckung eine nach Höhenzone differenzierte Beobachtung vorausgesetzt. Letzteres

erfordert eine Voranalyse von Fernerkundungsdaten auf einem digitalen Geländemodell, aus welchem auch die Höhen- und Flächenstatistik der Teileinzugsgebiete abgeleitet werden kann. Das Modell wird am gemessenen Abfluss kalibriert.

Zu Beginn der Modellierung ist die Festlegung einzelner Parameterwerte erforderlich, welche aus Modellierungen ähnlicher Einzugsgebiete entnommen oder durch bisherige allgemeine und spezielle Kenntnisse gut begründet geschätzt werden. Dazu gehören die Rezessionskurve des Abflusses, die aus langjährigen Abflussdaten ermittelt werden kann, sowie Gradtag-Faktoren und Abflusskoeffizienten. Im Verlauf der Modellierung werden die Werte der Parameter im sinnvollen Bereich verändert, um eine gute Übereinstimmung zwischen modelliertem und gemessenem Abfluss zu erzielen, und auf diese Weise das Modell kalibriert.

Der Abfluss-Koeffizient kann im SRM getrennt für Schnee und flüssigen Niederschlag angegeben werden. Er ist der Hauptparameter, der zur Reduktion der Niederschläge bis auf den modellierten Abfluss dient. Erkenntnisse aus der physikalischen Modellierung der Prozesskombinationen bei der Ablation (vgl. Kapitel 3.5.2) unterstützen die Parametrisierung bzgl. Abflusskoeffizienten und Gradtag-Faktoren.

ABIDI (1989) wandte das SRM im Tillouguit-Einzugsgebiet auf der Nordseite des Hohen Atlas an. Er minimierte den Rezessionskoeffizienten für Schnee und Regen im Modell, um die beobachteten geringen Abflusswerte im Modell darzustellen. Einerseits kann dieser Verlust auf Infiltration in einer geologisch komplexen Umgebung mit Karst zurückzuführen sein. Andererseits könnten die Verluste auch auf Verdunstung und Sublimation beruhen. Von ABIDI (1989) wurden keine Untersuchungen zu den beteiligten Prozessen durchgeführt. Die Kalibrierung der Parameter erfolgte ungeachtet der Ausprägung des einen oder anderen Prozesses nur am gemessenen Abfluss.

Die Gleichung des SRM lautet (MARTINEC ET AL. 1998):

$$Q_{n+1} = [c_{Sn} a_n (T_n + \Delta T_n) S_n + c_{Rn} P_n] \frac{10000A}{86400} (1 - k_{n+1}) + Q_n k_{n+1} \quad (3.11)$$

Q ist der Abfluss (m^3/s), c ist der Abflusskoeffizient für Schnee (c_S) und Regen (c_R), a der Gradtagfaktor ($cm^\circ C^{-1}d^{-1}$), T die Anzahl der Gradtage ($^\circ C \cdot d$), ΔT die Korrektur von T in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten und dem Höhenunterschied zwischen der Referenzstation und der mittleren Höhe einer Höhenzone, S der Flächenanteil mit Schneebedeckung, P der Niederschlag (mit Unterscheidung zwischen Schnee und Regen und daraus folgender unterschiedlicher Behandlung im Modell, siehe weiter unten), A die Fläche

des Einzugsgebiets bzw. einer Höhenzone (km^2), k der Rezessionskoeffizient (siehe weiter unten), das tief gestellte n bei jedem Parameter kennzeichnet einen Tag während des Berechnungszeitraumes ($n+1$ ist dann der darauf folgende Tag). Der Faktor $(10.000/86.400)$ schließlich ist der Umrechnungsfaktor von $\text{cm} \cdot \text{km}^2 \cdot \text{d}^{-1}$ in m^3/s .

Weitere Parameter sind der Höhengradient der Temperatur (γ), die Grenztemperatur zwischen Schnee und Regen (T_{crit}), der Zeitverzug zwischen Niederschlagsereignis und Anstieg des Abflusses am Pegel (time lag, L). Schließlich wird über eine Ja/Nein-Entscheidung beim Parameter RCA (Rainfall Contributing Area) vorgegeben, ob flüssiger Niederschlag von einer Schneedecke absorbiert wird oder wie bei schneefreien Flächen direkt zum Abfluss beiträgt. Bis auf den Rezessionskoeffizienten (k) (Startwert zu Beginn des Modellierungszeitraums sowie eine Änderung ab einem definierten Datum) und dem time lag (L) (tägliches Wert für Gesamteinzugsgebiet) können alle Parameter täglich und nach der Höhenzone variiert werden.

Der Höhenbereich im Einzugsgebiet Ifre beträgt 2.400 m und reicht von der hydrologischen Station Ifre mit Abflusspegel und Wetterhütte Ifre auf 1.500 m bis auf den Gipfelgrat des Jebel M'Goun oberhalb der Station M'Goun in 3.900 m Höhe. Das Einzugsgebiet wurde für die Modellierung mit dem SRM in fünf Höhenzonen unterteilt, mit 500 m bzw. 400 m Höhenintervall (Tabelle 3.11). Für alle Zonen A-E wurden die Modelleingabedaten von Temperatur und Niederschlag aus den Messwerten zweier das Höhenintervall abdeckende Stationen berechnet. Fehlende Werte wurden auf der Basis von weiteren Stationen berechnet und im Falle der Niederschläge räumlich und zeitlich plausibel abgeschätzt.

Tabelle 3.11 Einteilung des Ifre-Einzugsgebiets in Höhenzonen für die Modellierung mit dem SRM.

| Höhenzone | Höhenintervall (m) | Mittlere Höhe (m) | Fläche (km^2) |
|-----------|--------------------|-------------------|--------------------------|
| A | 1500 – 2000 | 1760 | 475 |
| B | 2001 – 2500 | 2307 | 394 |
| C | 2501 – 3000 | 2735 | 351 |
| D | 3001 – 3500 | 3151 | 178 |
| E | 3501 – 3900 | 3741 | 21 |

Das Snowmelt Runoff Model wurde im Ifre-Einzugsgebiet eingesetzt, um die Abflüsse aus der Schneeschmelze zu modellieren. Für die Winter 2001/02 und 2002/03 standen sowohl die Eingangsdaten als auch gemessene Abflüsse des Pegels Ifre zur Verfügung. Der Einsatz des SRM im Winter erfordert abweichende Einstellungen bei den Modellparametern als während der Hauptschmelzphase im Frühjahr und Sommer (MARTINEC ET AL. 1998). Die

3. Methodik

Klimastationen des Projekts lieferten tägliche Werte der Lufttemperatur und des Niederschlags. Der Abfluss wurde am Gebietsauslass des Ifre-Einzugsgebiets vom SE Ouarzazate gemessen. Für Lufttemperatur und Niederschlag der einzelnen Höhenzonen wurden Messwerte von fünf Klimastationen extrapoliert, namentlich von den Stationen M'Goun, Tichki, Imeskar, Taoujgalt und von der SE-Station Ifre. Die Messwerte wurden mit täglich zwischen den Stationen berechneten Temperatur- und Niederschlagsgradienten auf die mittlere Höhe einer jeweiligen Höhenzone extrapoliert.

Werte für den Gradtag-Faktor a konnten nur teilweise der Literatur entnommen werden, da für eine winterliche Schmelze keine Angaben gemacht werden (vgl. Tabelle 3.12).

Tabelle 3.12 Werte für den Gradtag-Faktor, Zusammenstellung aus der Literatur.

| Autor | Monat | Gradtag-Faktor (cm/°C/Tag) |
|---|--|--|
| HALL AND MARTINEC (1985, S. 75) | April | 0,3 |
| | Mai | 0,4 |
| | Juni | 0,5 |
| | Juli | 0,6 |
| ABIDI (1989, S. 48) für Nordseite des Hohen Atlas (Marokko) | März | 0,2 |
| | April | 0,22 |
| | May | 0,5 |
| ABIDI (1989, S. 26): Zusammenstellung von Extremwerten nach GARTSKA (1964) und MARTINEC ET AL. (1983) | Extremwerte | 0,07 – 0,92 |
| MARTINEC (1980) | allgemein | 1,1*(D _S /D _W) D _S = Schneedichte D _W = Dichte des Wassers (=1) |
| GRAY AND PROWSE (1993, S. 7.24f) | Allgemein (für Schneedichten von 300 bis 550 kg/m ³ während der Schmelzperiode) | 0,35 – 0,6 |
| | Neuschnee und Schnee unter Wald | geringer als 0,35 – 0,6 aufgrund der geringeren Schneedichte |

4 Ergebnisse

4.1 Klimatische Kenngrößen des Untersuchungsgebiets im Hohen Atlas

Die fünf Klimastationen im Untersuchungsgebiet liefern seit 2001 eine Fülle von Daten. Da sie ihren Standort im Hochgebirge haben und das amtliche marokkanische Messnetz nur bis zum Rand des Hohen Atlas bzw. in die ersten Gebirgstäler reicht, liegen jetzt erstmals kontinuierliche Zeitreihen mit Klimadaten aus dem Zentralen Hohen Atlas vor. Abgesehen von älteren Zeitreihen mit mechanischen Niederschlagsmessern am Jebel Toubkal sowie am Pass nach Marrakesch (Tizi-n-Tichka) sind die Daten der IMPETUS-Stationen die einzigen kontinuierlichen Messreihen in marokkanischen Hochgebirgsräumen insgesamt.

Aus diesem Grund soll eine tabellarische Darstellung der Messergebnisse wichtiger Klimaelemente den weiteren Auswertungen vorangestellt werden (Tabelle 4.1, 4.2 und 4.3). Dazu gehören die Lufttemperatur mit ihren Minima, Maxima und Mittelwerten sowie die Anzahl von Frost- und Wärmetagen. Weiterhin werden die punktuellen Niederschlagsmessungen mit ihrer Differenzierung in Regen und Schnee dargestellt.

Die Messwerte sind Grundlage für die Ableitung von Temperatur und Niederschlagsgradienten im Kapitel 4.2.

4. Ergebnisse

Tabelle 4.1 Minima und Maxima der Lufttemperatur (2m) an den IMPETUS-Klimastationen im Hohen Atlas in den hydrologischen Jahren 2001/02, 2002/03, 2003/04.
Die hydrologischen Jahre werden von September bis August des folgenden Jahres berechnet.
Werte in Klammern weisen auf Unsicherheiten durch Datenausfälle an einer Station hin.

| Messgröße | Hydr. Jahr | MGN 3850 m | TIC 3260 m | IMS 2250 m | TAO 1870 m | IFR (SE Ozz) 1500 m |
|--|-------------------------|-------------------------|-------------------------|----------------------|---------------|------------------------|
| Min. des Tagesmittels der Lufttemperatur (2m, °C) | 01/02 02/03 03/04 | -17,2 -17,1 -13,5 | -12,1 -11,9 -8,6 | -3,9 -5,3 -0,4 | | 4,0 1,7 3,6 |
| Absolutes Lufttemperatur-Min. (2m, °C) | 01/02 02/03 03/04 | -19,8 -19,5 -18,9 | -14,7 -15,2 -13,1 | -7,0 -9,3 -4,8 | | |
| Max. des Tagesmittels der Lufttemperatur (2m, °C) | 01/02 02/03 03/04 | 11,5 11,1 10,6 | 17,0 16,9 16,1 | 25,7 25,5 24,8 | | 30,2 32,3 29,8 |
| Absolutes Lufttemperatur-Max. (2m, °C) | 01/02 02/03 03/04 | 16,9 16,4 16,2 | 21,4 21,2 20,4 | 31,3 30,9 30,5 | | |
| Tagesmittel der Lufttemperatur (2m, °C) Herbst (Mon. 9-11) | 01/02 02/03 03/04 | - 1,5 0,6 | 5,4 6,4 5,5 | 13,7 14,2 12,9 | | 18,0 18,2 17,6 |
| Tagesmittel der Lufttemperatur (2m, °C) Winter (Mon. 12-2) | 01/02 02/03 03/04 | -4,5 (-5,0) -5,3 | -0,1 -0,7 -0,8 | 6,3 (5,9) 6,0 | | 10,3 9,8 9,8 |
| Tagesmittel der Lufttemperatur (2m, °C) Früh. (Mon. 3-5) | 01/02 02/03 03/04 | -2,8 (-0,5) -3,5 | 2,4 3,8 1,5 | 10,9 12,3 10,0 | | 15,6 16,7 14,7 |
| Tagesmittel der Lufttemperatur (2m, °C) Sommer (Mon. 6-8) | 01/02 02/03 03/04 | 7,9 7,3 7,1 | 13,4 12,9 12,7 | 22,2 21,6 21,4 | | 26,0 26,7 26,3 |
| Anzahl der Tage mit Lufttemperatur-Max. (2m) > 10°C | 01/02 02/03 03/04 | 99 91 88 | 168 180 154 | 322 (308) 322 | | |
| Anzahl der Tage mit Lufttemperatur-Tagesmittel > 10°C | 01/02 02/03 03/04 | 10 9 3 | 122 99 93 | 215 (241) 209 | | |

4. Ergebnisse

Tabelle 4.2 Termine zu Frost in 2m Messhöhe sowie in 5cm Bodentiefe der IMPETUS-Klimastationen im Hohen Atlas in den hydrologischen Jahren 2001/02, 2002/03 und 2003/04. Weitere Erläuterung siehe Tabelle 4.1.

| Messgröße | Hydr. Jahr | MGN 3850 m | TIC 3260 m | IMS 2250 m | TAO 1870 m | IFR (SE Ozz) 1500 m |
|--|-------------------------|--------------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|------------|---------------------|
| 1. Tag mit Frost (Min. < 0°C) | 01/02 02/03 03/04 | (09.10.01) 23.09.02 18.09.03 | 10.10.01 15.11.02 17.10.03 | 10.11.01 16.11.02 24.11.03 | | |
| 1. Frosttag (Mittel < 0°C) | 01/02 02/03 03/04 | (09.10.01) (29.10.02) 05.10.03 | 05.11.01 15.11.02 25.10.03 | 10.11.01 10.01.03 04.12.03 | | |
| Letzter Frosttag (Mittel < 0°C) | 01/02 02/03 03/04 | 11.05.02 15.05.03 29.05.04 | 10.05.02 06.05.03 26.05.04 | 08.03.02 16.02.03 04.12.03 | | |
| Letzter Tag mit Frost (Min. < 0°C) | 01/02 02/03 03/04 | 06.06.02 10.06.03 15.06.04 | 10.05.02 08.05.03 18.05.04 | 06.05.02 15.04.03 11.05.04 | | |
| Anzahl der Tage mit Frost (Min. < 0°C) | 01/02 02/03 03/04 | > 109 (189) 247 | 163 138 175 | 27 (23) 35 | | |
| Anzahl der Frosttage (Mittel < 0°C) | 01/02 02/03 03/04 | > 135 (130) 200 | 93 71 90 | 4 (8) 1 | | |
| 1. Tag mit Bodenfrost (Min. < 0°C) | 01/02 02/03 03/04 | 11.10.01 (30.10.02) 18.10.03 | 09.10.01 02.11.02 | 16.11.01 (16.01.03) - | | |
| 1. Bodenfrosttag (Mittel < 0°C) | 01/02 02/03 03/04 | 11.10.01 15.11.02 29.10.03 | 04.11.01 16.11.02 | - (-) - | | |
| Letzter Bodenfrosttag (Mittel < 0°C) | 01/02 02/03 03/04 | 10.05.02 27.04.03 18.05.04 | 07.05.02 02.04.03 | - (-) - | | |
| Letzter Tag mit Bodenfrost (Min. < 0°C) | 01/02 02/03 03/04 | 16.05.02 17.05.03 06.06.04 | 12.05.02 08.05.03 | 16.11.01 (17.01.03) - | | |
| Anzahl der Bodenfrosttage (Mittel < 0°C) | 01/02 02/03 03/04 | (181) (131) 173 | 47 35 | - (-) - | | |
| Anzahl der Tage mit Bodenfrost (Min. < 0°C) | 01/02 02/03 03/04 | (177) (152) 209 | 157 138 | 1 (2) - | | |
| Anzahl der Frostwechseltage | 01/02 02/03 03/04 | (92) (118) 137 | 133 111 140 | 26 (21) 35 | | |
| Anzahl der Bodenfrostwechseltage | 01/02 02/03 03/04 | (46) (47) 83 | 146 125 | 1 (2) - | | |

4. Ergebnisse

Tabelle 4.3 Jahressummen der festen und flüssigen Niederschläge an den IMPETUS-Klimastationen im Hohen Atlas in den hydrologischen Jahren 2001/02, 2002/03, 2003/04. Flüssigniederschläge wurden mit Regenwaagen gemessen. Schneewasseräquivalente wurden aus Neuschneehöhen unter Annahme einer Dichte von 0,15 (MGN, TIC) und 0,1 (IMS) berechnet. Weitere Erläuterungen siehe Tabelle 4.1.

| Messgröße | Hydr. Jahr | MGN 3850 m | TIC 3260 m | IMS 2250 m | TAO 1870 m | IFR (SE Ozz) 1500 m |
|--|------------|------------|------------|------------|------------|---------------------|
| Flüssigniederschlag (mm), auch geringer Schneeanteil | 01/02 | (51) | 106 | 232 | | 184 |
| | 02/03 | 244 | 267 | 252 | (173) | 149 |
| | 03/04 | 128 | 258 | 378 | 229 | 256 |
| Schneewasseräquivalent (mm) aus Neuschneehöhe u.a. | 01/02 | 556 | 269 | 27 | | |
| | 02/03 | 578 | 334 | 83 | | |
| | 03/04 | 848 | 428 | 48 | - | |
| Gesamtniederschlag (mm) | 01/02 | (601) | 364 | 257 | | 184 |
| | 02/03 | 822 | 596 | 335 | (173) | 149 |
| | 03/04 | 945 | 663 | 393 | 229 | 256 |

Für die undifferenzierte Messung der Niederschläge an der Station Ifre gelten die folgenden Überlegungen.

Der Übergang von Regen zu Schneefall vollzieht sich zwischen 3 °C und -1 °C (GRAY AND MALE 1981; GRAY AND PROWSE 1993). Setzt man einen einfachen Schwellwert bei +1 °C, bei dem Schneefall auftreten kann, ergibt sich daraus, dass unterhalb eines Tagesminimums von +1 °C der registrierte Niederschlag als Schnee gefallen ist. Es standen nicht für den kompletten Zeitraum die Daten des Temperaturminimums an der Station Ifre zur Verfügung. Aus einer Korrelation der Tagesmitteltemperatur mit dem Tagesminimum (1994-2002) wurde abgeleitet, dass im Mittel negative Minima auftreten, wenn das Tagesmittel unter 7 °C sinkt (Bestimmtheitsmaß $R^2=0,96$ für die lineare Regression). Bezieht man nur die Tage mit ein, an denen Niederschlag gemessen wurde, liegt das Tagesmittel, bei dem ein Minimum von +1 °C gemessen wurde, bei 4 °C (Bestimmtheitsmaß $R^2=0,86$ für die lineare Regression bei Niederschlagstagen). Die Gesamtsumme der Niederschläge, die bei Tagesmitteln von maximal 4 °C fielen, lag zwischen Oktober 1994 und April 2005 bei 30 mm. Dies entspricht einem Anteil von zwei Prozent. Als Mittel für die einzelnen Monate ergeben sich über den betrachteten kurzen Gesamtzeitraum für Dezember 5 % und für Februar 10 %, wobei zu beachten ist, dass in den meisten Jahren kein Schnee fiel und nur drei einzelne Ereignisse mit jeweils 50 bis 100 % Schneeanteil das Gesamtmittel diktieren. Setzt man den Schwellwert für Schneefall bei einem Tagesminimum von höchstens 3 °C an, hat es von 1994 bis 2002 insgesamt 100 mm Wasseräquivalent geschneit (Gesamtsumme der Niederschläge Oktober 1994 bis Juli 2002: 1430 mm; Schneeanteil 7 %). Dabei entfallen 65 mm auf 5 Niederschlagstage im Januar und Februar 1996, 17 mm auf ein Ereignis am Dezember 1996 und 18 mm auf 3 Tage im Dezember/Januar 1998/99. Setzt man den Schwellwert des Tagesminimums auf 1 °C, bleiben nur 25 mm des Niederschlag als möglicher „Schnee“ übrig

(3.2.1996 und 31.12.1998). Für das achtjährige Mittel bedeuten dies, dass nur im Jahre 1996 ein erheblicher Anteil des Niederschlags in Form von Schnee fiel (30 % oder 82 mm beim Schwellwert 3 °C, 8 % oder 22 mm beim Schwellwert 1 °C; Gesamtniederschlag 1996: 272 mm). Im Januar, Februar und Dezember 1996 lag der Schneeanteil am Gesamtniederschlag zwischen 50 und 100 % im Januar 1999 bei 70 %. In den anderen Jahren ist der Schneeteil am Jahres- oder Monatsniederschlag sehr gering. Setzt man als Schwellwert ein Tagesmittel von 5 °C, sind zwischen 1994 und 2005 (!) 120 mm eventuell als Schnee gefallen (Oktober 1994 bis Juli 2002: 106 mm). Bei einem Schwellwert von T_{mean} von 3 °C waren es 22 mm (3.2.1996). Diese Zahlen zeigen, dass an der Station Ifre auf 1500 m in den letzten Jahren der Schnee für die Niederschlagssumme nur selten eine Rolle spielte. Nach Auskunft des Stationsbetreuers war der Schneeanteil bis in die 1970er Jahre höher.

Eine Betrachtung der gemessenen Verdunstungswerte (Piche-Evaporimeter und Verdunstungspfanne Class A) zeigt, dass von Oktober 1994 bis April 2005 etwa die zehnfache Menge Wasser verdunstet ist als Niederschlag registriert wurde.

Die kombinierte Erfassung der Niederschläge mittels Regenwaage und Abschätzung des Wasseräquivalents aus der Neuschneehöhe erbrachte für die Jahre 2001 bis 2004 Relationen zwischen Regen- und Schneeanteil am Gesamtniederschlag von 4:1 an der Station Imeskar bis 1:4 an der Station M'Goun.

Die jährliche Variabilität des Flüssigniederschlags an der Station M'Goun ist mit 53 % höher als die Variabilität des Schneewasseräquivalents (13 %). Die mittlere Gesamtniederschlagshöhe an der Station M'Goun für zwei ganze Messjahre betrug 775 mm.

Schneefälle ereignen sich auf der Südseite des Hohen Atlas üblicherweise zwischen November und Mai. Während der Beobachtungszeit mit MODIS-Satellitenbildern und Klimastationen seit dem Herbst 2001 kam es auch zu sehr frühen (September 2005) und sehr späten Schneefällen (Ende Mai 2004), die allerdings nur in den höchsten Zonen zu einer kurzzeitigen Schneedecke führten. Sieben bis zwölf Schneefälle führen zur Ausbildung einer Schneedecke, die in den niedrigen und mittleren Höhen bis 3.000 m weniger als 30 Tage liegen bleibt. Im Winter 2001/02 kam es Mitte Februar auch in der Zone oberhalb von 3.500 m zur Ausaperung (Abb. 4.1). Die maximale Schneehöhe an den Stationen betrug in allen drei Jahren zwischen einem Meter und einem Meter fünfzig. In den Tälern unterhalb von 2.200 m kam es nur zur kurzzeitigen Schneedecke mit wenigen Zentimetern. Schneewächten in

4. Ergebnisse

Leelagen und Talfüllungen in enger und geschützter Lage übertrafen nach eigenen Beobachtungen nicht 2 m Mächtigkeit.

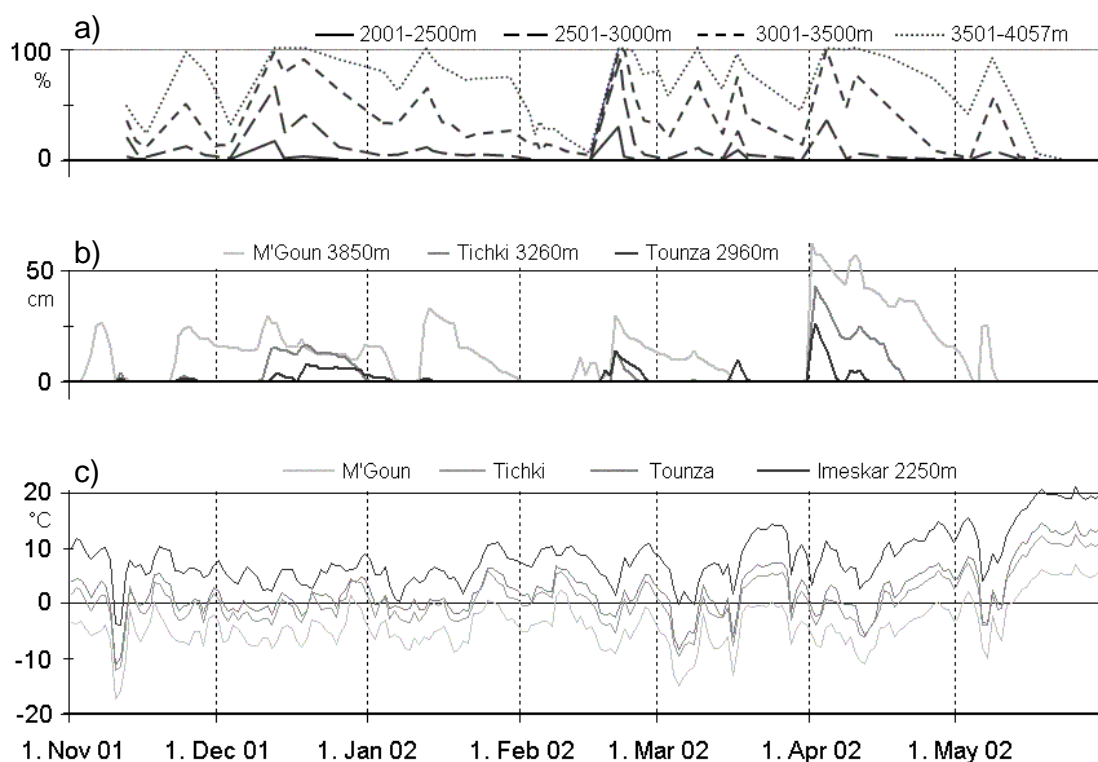


Abbildung 4.1 a) Schneebedeckungsgrad für 500 m-Höhenzonen, abgeleitet aus MODIS-NDSI Schneekarten und dem Digitalen Geländemodell für das Einzugsgebiet des Oued M'Goun für den Schneebedeckungszeitraum 2001/02; b) Schneehöhen und c) Lufttemperaturdaten an den Klimastationen im oberen Einzugsgebiet des Oued M'Goun (aus SCHULZ AND DE JONG 2004).

Es lässt sich aus den Daten eine lineare Zunahme der Schneemenge mit der Höhenlage ableiten. GRAY AND PROWSE (1993) machen Einschränkungen für die Übertragbarkeit dieses Zusammenhangs über lokale Betrachtungen hinweg.

Im Winter 2001/02 wurden an der höchsten Station M'Goun (3.850 m) elf Schneefälle registriert (Abb. 4.1). Das maximale Tagesmittel der Schneehöhe betrug 65 cm am 1. April 2002. An den tiefer gelegenen Stationen Tichki (3.260 m) und Tounza (2.960 m) wurden fünf Schneefälle registriert, die zu einer Schneedecke von mehreren Tagen Dauer führten, mit einem Maximum der Schneehöhe auch am 1. April 2002. Weitere Schneefälle brachten nur weniger als 5 cm Neuschnee. Zeiten mit Schneebedeckung wurden immer wieder unterbrochen von Zeiten kompletter Ausaperung in nahezu allen Höhenzonen. Ein Vergleich der Nord- und Südexposition am Hauptkamm in etwa 4.000 m Höhe zeigt die kürzere Dauer der Schneebedeckung auf der Südexposition.

Die Schneehöhe nach dem Schneefall vom 1. April 2002 nahm in den folgenden Tagen an allen drei Hochstationen infolge Schneesetzung, an den Stationen Tounza und Tichki auch infolge Schmelze ab. Nach einem weiteren Schneefall am 7./8. April stiegen die Temperaturen an allen Stationen an, bis ein Kälteeinbruch Anfang Mai an der Station M'Goun noch einmal Schnee brachte, der aber nur wenige Tage liegen blieb. Bis Mitte Mai stiegen die Temperaturen auf Tagesmittel zwischen 5 °C (M'Goun) und 20 °C (Imeskar), die kalte Jahreszeit war vorbei.

Generell wird die Schneehöhe bedingt durch Setzung während der Metamorphose des Schnees sowie durch Ablationsprozesse wie Schmelze und Sublimation.

4.2 Klimagradienten

4.2.1 Gradienten der Temperatur und des Niederschlags

Die Projektphilosophie für die Einteilung des Drâa-Einzugsgebiets in Regionen und für die Ableitung von thematischen Forschungsschwerpunkten mit dazugehörigen Methoden beruht auf der Annahme eines Höhen- und eines Ariditätsgradienten (SPETH UND DIEKKRÜGER 2002). Für eine Extrapolation der Messwerte an den Klimastationen in die Fläche (Temperatur- und Niederschlagskarten) sowie für die Bereitstellung von Eingangsdaten bei der Modellierung ist die Ermittlung und Anwendung von Gradienten ebenfalls notwendig.

Die beiden Hauptklimaelemente Lufttemperatur und Niederschlag weisen zwischen den Stationen Gradienten auf, die eng mit der Höhenlage der Stationen korreliert sind (Tab. 4.1, 4.2 und 4.3). Abb. 4.2 zeigt die Höhengradienten der jahreszeitlichen Mitteltemperatur zwischen 1.500 m und 3.850 m durch Messwerte der fünf IMPETUS-Stationen und der SE Ouarzazate-Station in Ifre.

4. Ergebnisse

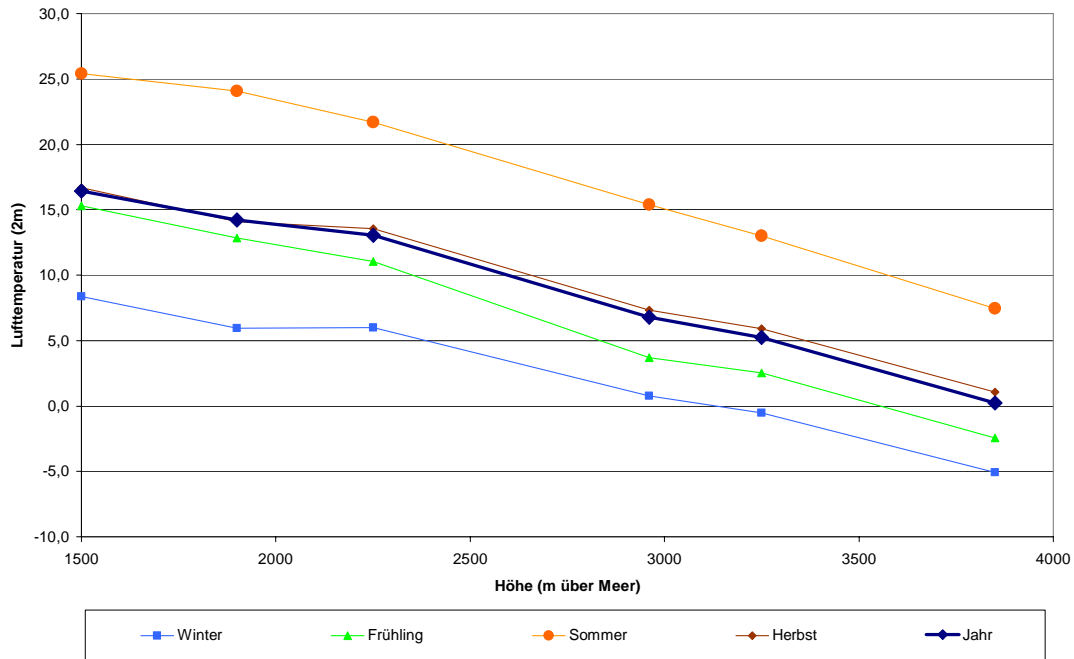


Abbildung 4.2 Höhengradient der jahreszeitlichen Lufttemperaturen an den IMPETUS-Klimastationen im Hohen Atlas und der SE-Station Ifre.

Die Korrelationen zwischen Tagesmitteltemperaturen der einzelnen Stationen weisen auch noch hohe Korrelationswerte auf. Anders sieht es bei den Niederschlägen aus. Sind die Jahres- wie auch die jahreszeitlichen Niederschlagssummen noch eng mit einem Höhengradienten korreliert (Abb. 4.3), lassen sich auf Tagesbasis oft keine statistisch gesicherten Zusammenhänge zwischen den Stationen zeigen (Tab. 4.4 unten).

Niederschlagsgradient im Einzugsgebiet Ifre (südlicher Hoher Atlas)
Gesamtmittel der Monatssummen je Station 2001-2003, hochgerechnet auf
Jahresniederschlag

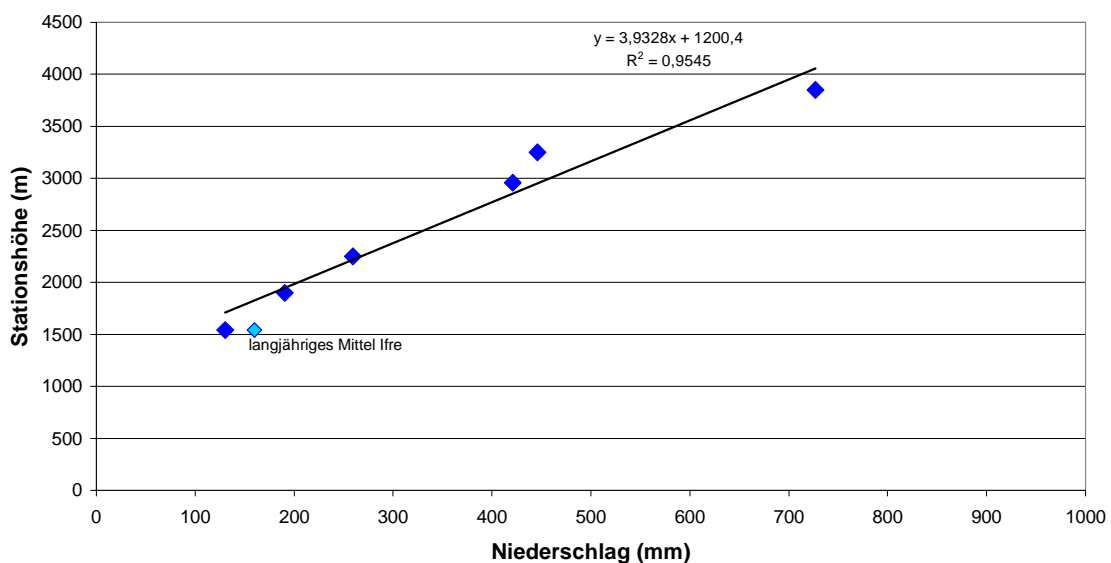


Abbildung 4.3 Höhengradient der Jahresniederschlagssumme im Untersuchungsgebiet 2001-2003.

4. Ergebnisse

Tabelle 4.4 Pearson-Korrelationskoeffizienten zwischen den Stationen für Tagesmittel der Lufttemperatur (oben) und Tagessummen des Niederschlags (unten)
Für den Niederschlag wurden nur die Tage berücksichtigt, an denen es bei beiden Stationen Niederschlag gemessen wurde.

| | MGN | TIC | TZT | IMS | TAO | IFR |
|-----|------|------|------|------|------|------|
| MGN | | 0,99 | 0,98 | 0,95 | 0,9 | 0,9 |
| TIC | 0,62 | | 0,99 | 0,98 | 0,93 | 0,96 |
| TZT | 0,69 | 0,65 | | 0,97 | 0,93 | 0,94 |
| IMS | 0,59 | 0,76 | 0,41 | | 0,97 | 0,98 |
| TAO | 0,71 | 0,55 | 0 | 0,75 | | 0,99 |
| IFR | 0,24 | | | | 0,65 | |

4.2.2 Ableitung einer Karte der mittleren jährlichen Niederschlagssumme für das Drâa-Einzugsgebiet

Gradienten der Lufttemperatur und des Niederschlags treten im Untersuchungsgebiet in Wechselwirkung zueinander. Niederschläge nehmen nach Datenlage der Klimastationen innerhalb des Hohen Atlas linear zu, die Temperaturen ab. Zwischen dem Hohen Atlas im Norden und dem zur Zeit ausgetrockneten ehemaligen Endsee Lac Iriki des Oued Drâa bewirkt die Nähe zur Sahara und dem Subtropen-Hoch einen Ariditätsgradienten mit abnehmenden Niederschlägen und steigenden Temperaturen. Auf kurze Distanzen mit großen Höhenunterschieden innerhalb des Hohen Atlas bzw. auf längere Distanzen mit geringen Höhenunterschieden im Anti-Atlas scheint jeweils ein Gradient als dominierend herauszutreten.

So nehmen die Niederschläge im Hohen Atlas nach Süden hin zwar mit der Entfernung zur Hauptwetter- und -klimascheide des Gipfelgrats des Jebel M'Goun ab, der beobachtete Gradient lässt sich aber statistisch schon allein aus der Höhenlage ableiten. Unter Beachtung der drei Niederschlag bringenden Hauptssysteme (Transport feuchter Tropikluft in der Höhe, die sich am Hohen Atlas abregnet; Feuchtetransport vom Atlantik an der Südseite des Hohen Atlas, die von warmer Luft gegen den Hohen Atlas gedrängt wird, aufsteigt und ausregnet; Übergreifen von Fronten über die Hauptwetterscheide des Hohen Atlas mit schnell nach Süden abnehmenden Niederschlägen) stellt sich das Bild etwas differenzierter da. Der beobachtete Höhengradient im Hohen Atlas ist bei mehrheitlich nordwestlichen Wetterlagen eine Folge von Wolkenauflösung auf der trockenen Atlas-Südseite, was ebenfalls beobachtet werden kann, und somit eine Mischung aus Höhen- und Ariditätsgradient. Weniger Niederschlag erreicht das Becken von Ouarzazate, so dass hier in der Jahresbilanz der Anteil der von nordwestlichen Wetterlagen gebrachten Niederschläge mit der Entfernung vom Hohen Atlas abnimmt.

Für den südlichen Teil des Beckens von Ouarzazate und die Region des Anti-Atlas ist nach den vorliegenden Niederschlagsdaten des SE Ouarzazate und der IMPETUS-Stationen kein Höhengradient mehr nachweisbar. Die Variabilität der Niederschläge ist in Relation zur Niederschlagshöhe so groß, dass statistische Aussagen unsicher werden.

Es stellt sich die Frage, wie sich die langsame Abnahme der Höhenlage zwischen Ouarzazate und dem Lac Iriki auf die Niederschläge auswirkt. Wirkt ein Höhengradient oder nur mehr der Ariditätsgradient? Statistisch lässt sich ein Zusammenhang mit der Höhenlage herstellen. Gleichzeitig wirkt aber der Nord-Süd-Gradient.

Anhand sehr kurzer Zeitreihen von drei bis vier Jahren an einzelnen Stationen lassen sich keine gesicherten Aussagen treffen. Am Beispiel der Stationen im mittleren Teil des Drâa-Einzugsgebiets soll dennoch eine Einschätzung über die Verzahnung des Höhengradienten mit dem Ariditätsgradienten gegeben werden.

Die mittlere Niederschlagssumme der Jahre 2001 bis 2004 (September 2001 bis August 2004) liegt für die Station Tinouar des SE Ouarzazate und für die beiden IMPETUS-Stationen Trab Labied und Bouskour vor. Es zeigt sich, dass

- die in der Mitte gelegene Station Tinouar am Oued Dadès geringere Niederschläge empfängt als die beiden nördlich bzw. südlich und 250-300 m höher liegenden IMPETUS-Stationen.
- die nördliche Station Trab Labied mehr Niederschlag empfängt als die südliche Station Bouskour, die in gleicher Höhenlage im Jebel Saghro liegt.
- die Station Tinouar trotz nördlicherer Lage geringere Niederschläge erhält als die Station Bouskour.
- der Gradient zwischen den IMPETUS-Stationen daher auf den Nord-Süd gerichteten Ariditätsgradienten, das Niederschlagsdefizit der Station Tinouar jedoch auf den Höhengradienten zurückzuführen ist.

Wie oben angesprochen, wirkt sich der Höhengradient auf zweierlei Weise auf den Niederschlag aus:

1. Temperaturabnahme mit der Höhe, Kondensation und Niederschlagszunahme mit der Höhe bei Stauniederschlägen.
2. Wolkenauflösung und Verdunstung des Regens während des Absteigens hinter einem Hindernis.

Die Auswahl der Stationen ist weder zufällig noch gleich verteilt, sondern folgt aus der geringen Anzahl der Stationen und ihrer zweckmäßigen Verteilung. Letztere hatte sicher eine Abdeckung des ganzen Drâatals zum Ziel. Die Bereiche über 2.000 m sind allerdings überhaupt nicht vertreten. Schließlich orientierte sich die Platzwahl einer Station am Verlauf der Flüsse. In den meisten Fällen stehen Wetterhütte und Abflusspegel in unmittelbarer Nähe zueinander, so dass die Kosten für die Betreuung durch vor Ort wohnende Angestellte des SE Ouarzazate minimiert werden konnte.

Für die Analyse der Niederschlagsverteilung im Drâa-Gebiet waren Daten von insgesamt zwölf Klimastationen verfügbar, darunter elf vom SE Ouarzazate und die Flughafenstation in Ouarzazate (vgl. Tabelle 3.3).

Von vier Stationen des SE waren Niederschlagsdaten für die Jahre 2001-2004 verfügbar. Für den 16jährigen Zeitraum September 1984 bis August 2000 lagen Daten von zwölf SE-Stationen lückenlos vor.

Von fünf SE-Stationen lagen auch neuere Daten für 2001/02 bis 2003/04 vor. Die mittlere Jahresniederschlagssumme ist an diesen Stationen (Ifre, M'Semrir, Ait Mouted, Ouarzazate, Tinouar) um 2,5 % geringer als im Zeitraum 1984/85 bis 1999/2000. Dieses Ergebnis lässt den Schluss zu, dass das Mittel der Jahre 2001/02 bis 2003/04 dem durchschnittlichen Jahr des Zeitraums 1984/85 bis 1999/2000 entspricht. Somit war der Ausgangspunkt gegeben, um die seit 2001 aufzeichnenden IMPETUS-Stationen versuchsweise in das amtliche Messnetz der SE einzuhängen.

Die Ableitung eines oder mehrerer niederschlagswirksamer Gradienten im Untersuchungsgebiet konzentrierte sich auf Nord-Süd-, West-Ost- sowie einen Höhengradienten. Eine multivariate lineare Korrelationsanalyse führte nicht zum Erfolg, da sich herausstellte, dass der Höhengradient nicht linear ist und eine Anwendung zu einer fehlerhaften Abbildung der Niederschläge insbesondere in den Grenzbereichen – Lac Iriki und Hoher Atlas – führte. Der Höhengradient ist im Rahmen der Datenlage geeignet, Nord-Süd- und West-Ost-Gradienten mit abzubilden. Eine Verteilung der Residuen brachte kein klares Bild, so dass zunächst davon auszugehen ist, dass die erwarteten höheren Niederschläge im westlichen Becken von Ouarzazate (einschließlich Tazenakht) verglichen mit dem östlichen Teil auf die höhere Lage zurückzuführen sind. Ein Nord-Süd-Gradient der mittleren jährlichen Niederschlagsmenge ist bei gleichzeitiger Abdachung des

Untersuchungsgebiets nach Süden nach vorhandener Datenlage nicht von einem Höhengradienten zu trennen.

In Abb. 4.4 ist der Höhengradient mit einem Polynom zweiten Grades bei einem Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,9777$ dargestellt. Es wird an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass die „Konstruktion“ eines Gradienten und die Berechnung einer Niederschlagskarte dem allgemeinen Wunsch nach einer aktuellen Datengrundlage Rechnung trägt. Bisher veröffentlichte Niederschlagskarten beziehen sich auf Messperioden bis in die 1970er Jahre.

Die Messperiode 1984/85 bis 1999/2000 war im Mittel um 7,5 % feuchter als die Gesamtperiode seit Aufbau der ersten SE-Stationen Anfang der 1960er Jahre. Die Dürrephase zwischen 1982 und 1984 geht nicht in die Ableitung des Gradienten ein.

Eine im Hohen Atlas beobachtete Expositionsabhängigkeit der Niederschläge mit Vorteilen für den Nordabhang der M'Goun-Bergkette konnte nicht berücksichtigt werden, da Messdaten fehlen. Für den Teil des Einzugsgebiets des Oued Drâa, der im Hohen Atlas liegt, kann angegeben werden, dass aufgrund der Lage südlich der Hauptwetter- und -klimascheide insgesamt mehrheitlich südliche Hangexpositionen gegeben sind.

Es gibt nur drei Stationen oberhalb von 2.000 m; alle werden von IMPETUS und in der gleichen Region betrieben. Diese Stationen haben einen mit der Höhe wachsenden Schneeanteil am Gesamtniederschlag, der zu Messungenauigkeiten führt. Die Ableitung eines Niederschlagsgradienten mit diesen drei Messpunkten und auch die Annahme der Repräsentativität dieser Messpunkte für die gegebene Höhe und eine Übertragung in andere Hochgebirgsteile des oberen Drâa lässt das Ergebnis als eine erste Näherung deuten.

Auf der Basis des ermittelten Höhengradienten und des digitalen Geländemodells wurde eine Niederschlagskarte berechnet, auf eine räumliche Auflösung von 300 m vergrößert und anschließend mit einem 3x3-Filter geglättet (Abb. 4.5).

4. Ergebnisse

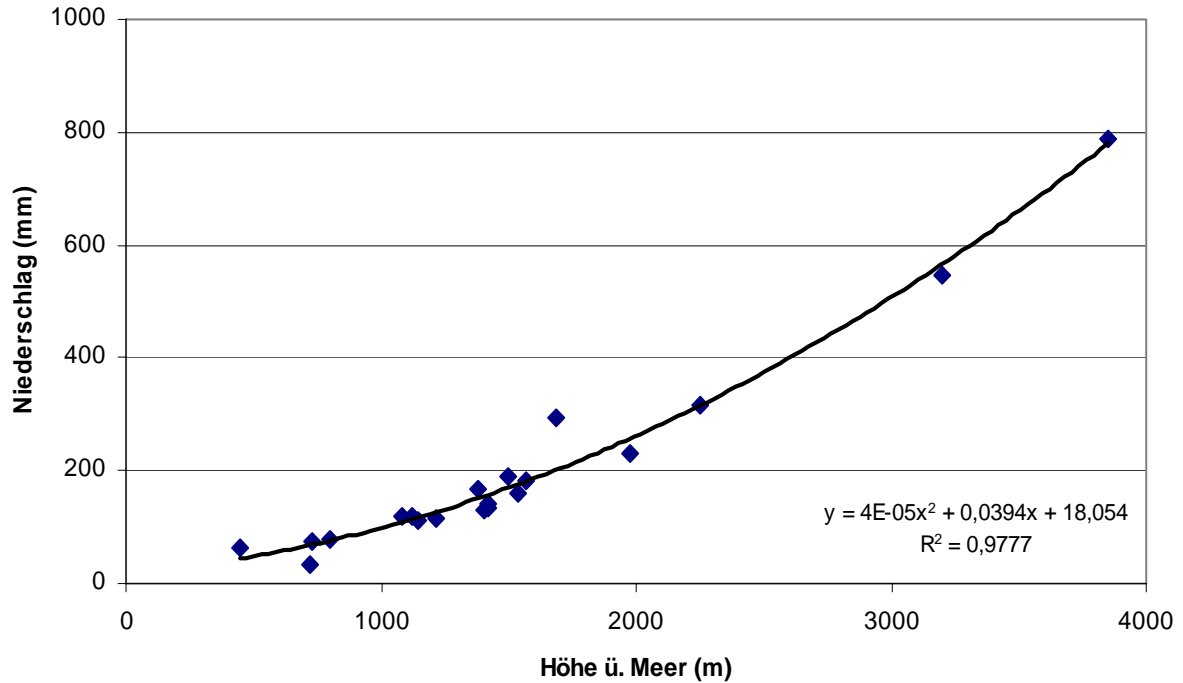


Abbildung 4.4 Rekonstruierter Niederschlagsgradient im Einzugsgebiet des Oued Drâa in Abhängigkeit von der Höhe.

Abgebildet sind die mittleren Summen der Niederschläge an 20 Stationen (SE Ouarzazate: 12, IMPETUS: 8) für hydrologische Jahre (September bis August). Zeitraum ist für die Stationen des SE September 1984 bis August 2001 bzw. August 2004 und für die Stationen von IMPETUS September 2001 bis August 2004.

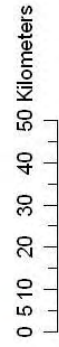
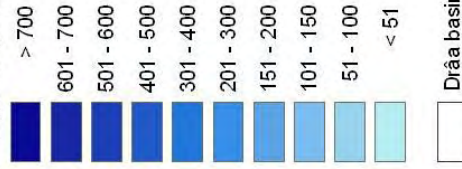
Nächste Seite:

Abbildung 4.5 Karte der mittleren Niederschlagssummen hydrologischer Jahre (September bis August) für den Zeitraum 1984/85 bis 2003/04.

Grundlage ist der berechnete Höhengradient (Abb. 4.4) sowie das Digitale SRTM-Geländemodell mit einer Auflösung von 30 m. Nach Berechnung wurde die Karte mit einem 5x5-Filter geglättet und auf eine Auflösung von 300 m gebracht.

Precipitation map of the Drâa basin 1984-2004

Precipitation average (mm) for
hydrological years (Sept. - Aug.)



Scale 1:1.000.000

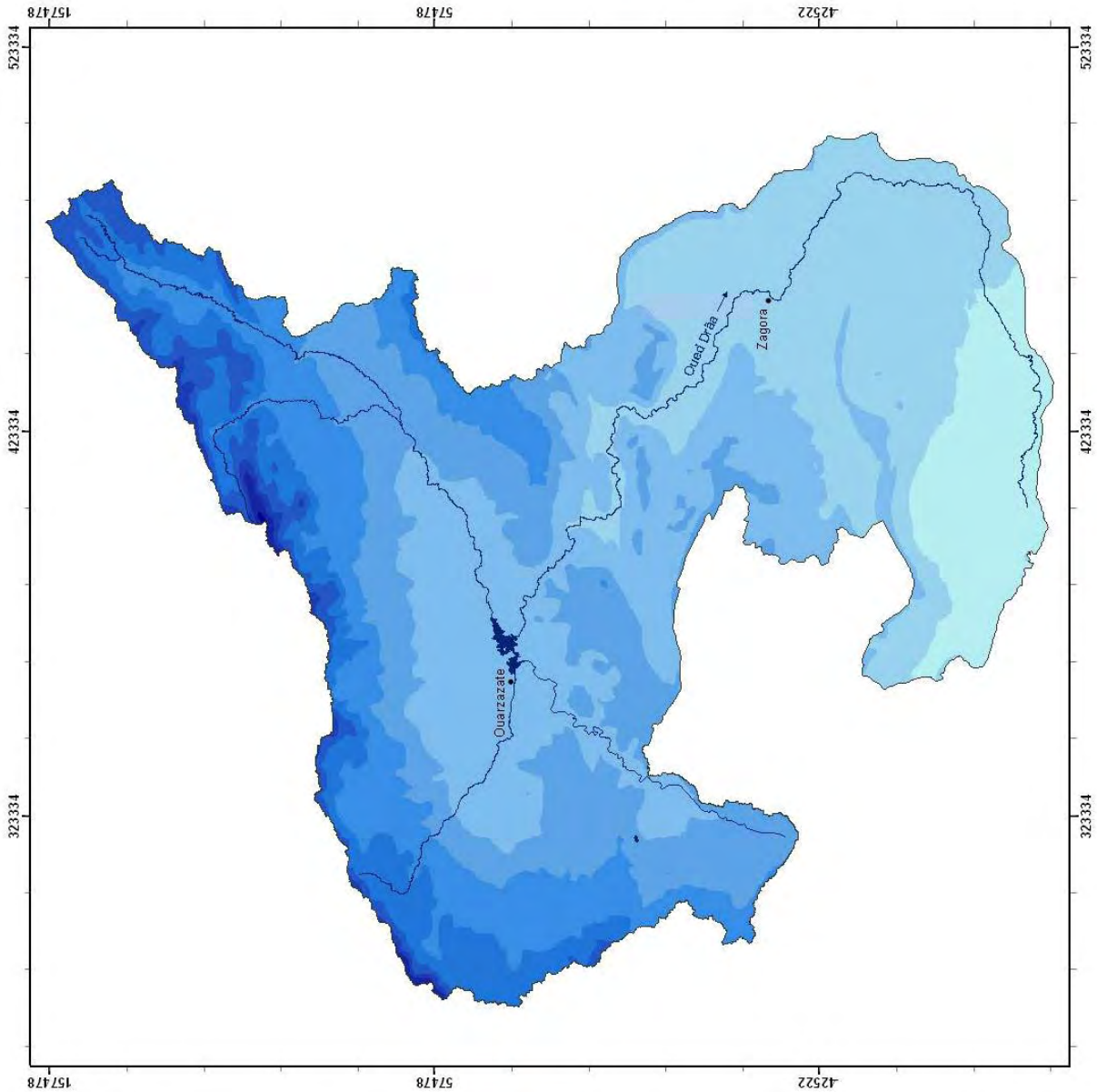
Projection: Lambert IMPETUS Morocco

Data source:
Direction de l'Hydraulique, Agadir (rain gauges);
IMPETUS project (rain gauges, snow mass estimations)



Processing and cartography by:

O. Schulz 2006



4.3 Abschätzungen zur Verdunstung

Nach Turc (1954) lautet ein einfacher Ansatz zur Abschätzung der realen Verdunstung auf der Basis von Jahresdaten des Niederschlags und der Temperatur:

$$V_{\text{real}} = \frac{N}{\sqrt{0,9 + \left(\frac{N}{J_{\delta T}}\right)^2}} \quad (4.1)$$

- mit V_{real} : Jahressumme der realen Verdunstung (mm)
 N : Jahressumme des Niederschlags (mm)
 $J_{\delta T}$: temperaturabhängiger Parameter $J_{\delta T} = 300 + 25 \cdot \delta T + 0,05 \cdot \delta T$
 T : Jahresmitteltemperatur der Luft ($^{\circ}\text{C}$)

Für die Klimastationen im Untersuchungsgebiet ergeben sich die in Tab. 4.5 aufgeführten Werte der realen Jahresverdunstung nach Turc und Abschätzung einer atmosphärischen Jahreswasserbilanz unter Zugrundelegung der Klimadaten aus den Tabellen 4.1, 4.2 und 4.3. Es handelt sich hierbei um eine Abschätzung, da das Verfahren nur Mittelwerte verwendet, ohne zeitliche Verteilung der Temperaturen und Niederschläge zu berücksichtigen.

Tabelle 4.5 Atmosphärische Jahres-Wasserbilanz (Niederschlag minus reale Verdunstung; $JW = N - V_{\text{real}}$) an den Stationen M'Goun MGN, Tichki TIC, Imeskar IMS, Ifre IFR.
 Berechnungsgrundlage: Jahresniederschlagssummen und Jahresmitteltemperaturen aus Stationsmeßwerten; berechnete reale Jahresverdunstung nach TURC (1954). Die negative Bilanz der Station Ifre ist durch das Schätzverfahren bedingt.

| Hydrol. Jahr | MGN | | | | TIC | | | | IMS | | | | IFR | | | |
|-----------------|-----|-------------------|----|-----|-----|-------------------|----|-----|-----|-------------------|----|----|-----|-------------------|-----|----|
| | N | V_{real} | JW | | N | V_{real} | JW | | N | V_{real} | JW | | N | V_{real} | JW | |
| | mm | mm | % | mm | mm | mm | % | mm | mm | mm | % | mm | mm | mm | % | mm |
| 2001/02 | 601 | 275 | 46 | 326 | 364 | 289 | 79 | 75 | 257 | 255 | 99 | 2 | 184 | 190 | 100 | -6 |
| 2002/03 | 822 | 301 | 37 | 521 | 596 | 365 | 61 | 231 | 335 | 320 | 96 | 15 | 149 | 155 | 100 | -6 |
| 2003/04 | 945 | 281 | 30 | 664 | 663 | 362 | 55 | 301 | 393 | 358 | 91 | 35 | 256 | 260 | 100 | -4 |

4.4 Zeitreihen der Schneekarten (MODIS)

Eine Zeitreihe von 49 Schneekarten entstand aus der Bearbeitung von MODIS Satellitenbildprodukten MOD09 GHK für November 2001 bis Mai 2002. Die Analyse der prozentualen Schneebedeckung in Höhenstufen von 500 m für das Einzugsgebiet des Oued

M'Goun erfolgte auf der Basis des Digitalen Geländemodells (vgl. Abb. 4.1). Die Ausaperungskurven bestätigen, dass in Übereinstimmung zu den einzelnen Stationsmessungen die Schneefälle selten bis in die niederen Zonen reichten, und dass sogar in den höchsten Gebieten oberhalb von 3500 m die Schneebedeckung unterbrochen war.

Die Existenz einer dünnen Schneedecke während eines oder zwei Tagen ist mit den Satellitenbildern schwer nachzuweisen, wenn Bewölkung oder Nebel die Sicht beeinträchtigen. Manche Wolken lassen sich mit dem Normalized Difference Snow Index durchdringen. Bewölkung und Nebel behindern nicht nur die Sicht, sie führen auch zu Bedingungen mit geringer Amplitude in Lufttemperatur und Globalstrahlung und somit auch in der Temperatur der oberflächennahen Bodenschicht, die einer dünnen Schneedecke entsprechen können.

Die Zeitreihe der Schneekarten für den Winter 2002/03 zeigt schnelle Veränderungen in der Schneebedeckung und die für Ausbildung und Persistenz einer Schneedecke klimatische Benachteiligung der Atlas-Südseite (Abb. 4.6).

4. Ergebnisse

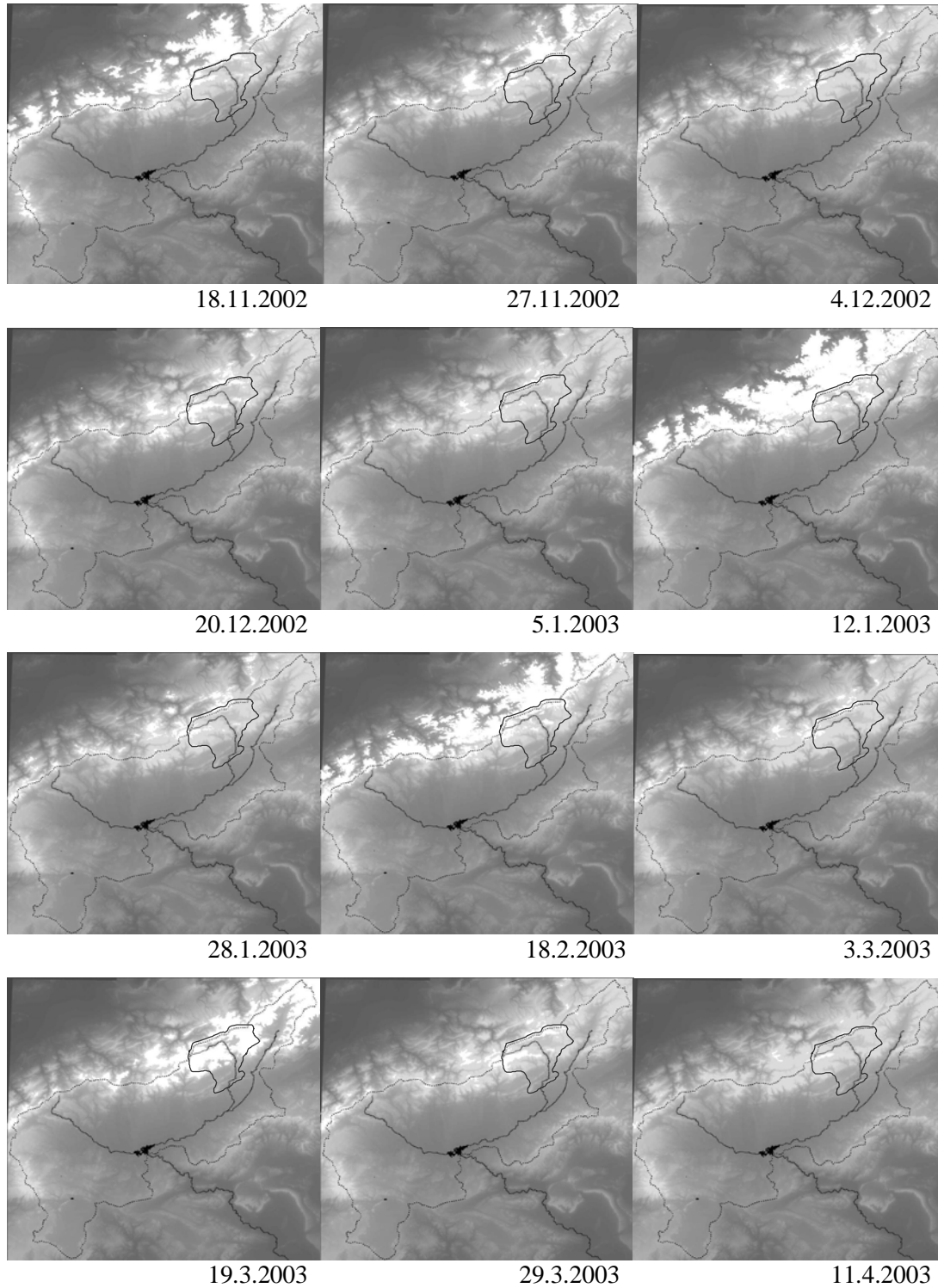
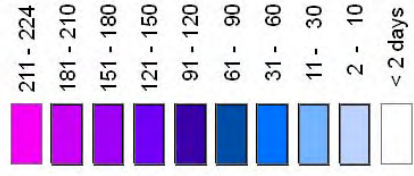


Abbildung 4.6 Zeitreihe mit Schneedeckenmasken für den zentralen Hohen Atlas im Winter 2002/03. Die Schneedecke ist weiß, die darunter liegenden Höhengschichten des Digitalen Geländemodells sind in Graustufen dargestellt. In der Mitte der Karten befindet sich der Stausee El Mansour Eddahbi bei Ouarzazate. Hauptflüsse erscheinen in Dunkelgrau (dicke Linie), das Einzugsgebiet des Staussees in Mittelgrau (dünne Linie), das Einzugsgebiet des Oued M'Goun ist schwarz umrandet (aus SCHULZ AND DE JONG 2004).

Snow cover map of the Central High Atlas Mountains

Snow cover days 2003/04



Upper Drâaa basin

Background:
Digital Elevation Model

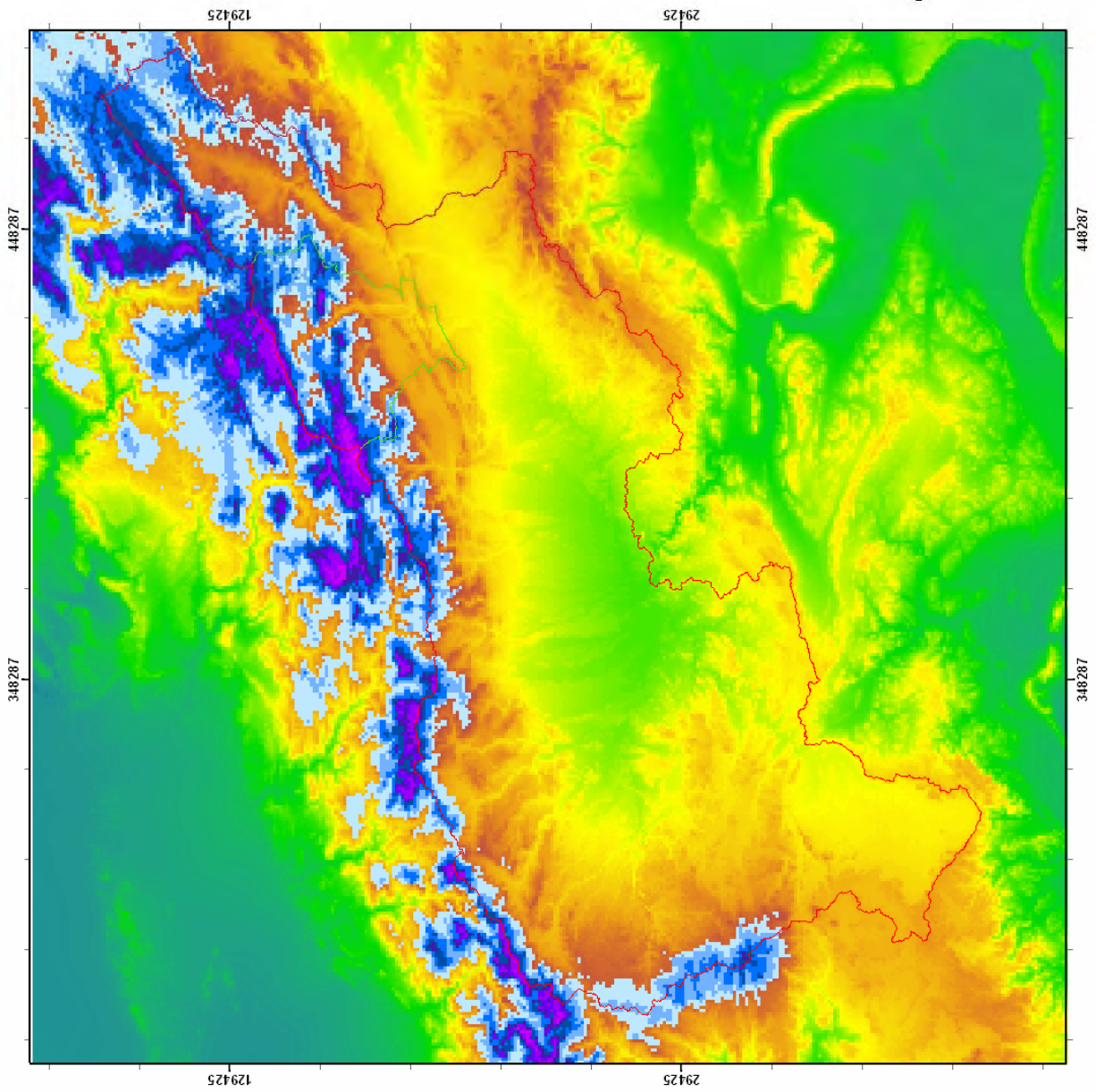
1:850.000

Projection: Lambert IMPETUS Morocco



Processing and cartography by:

O. Schulz



vorherige Seite:

Abbildung 4.7 Karte der Anzahl der Schneetage im Zentralen Hohen Atlas für den Winter 2003/04. Grundlage ist eine Analyse der Schneemasken des MODIS-NDSI mit dem Schwellwert 0,3. Die Werte geben die Andauer einer Mindestschneedecke ab 2 Tagen an.

Abb. 4.7 zeigt die Schneekarten für den Zeitraum Oktober 2003 bis Juni 2004 als Synthese. Zeiträume zwischen zwei Aufnahmezeitpunkten wurden als schneebedeckt interpretiert, wenn an beiden Aufnahmezeitpunkten Schneelag. War ein Pixel zu einem der beiden Zeitpunkte nicht schneebedeckt, wurde nur ein Schneedeckentag angenommen.

Die rote Linie des Drâa-Einzugsgebietes markiert deutlich den Gegensatz zwischen Nord- und Südexposition und unterstreicht damit die hygrische Ungunst der Atlas Südseite und seines Vorlandes.

4.5 Modellerte Schneeschmelze und Sublimation mit dem UEB

4.5.1 Sensitivitätsanalyse

In Modellen werden die abgebildeten natürlichen Zustände und Prozesse vereinfacht und durch wenige Parameter charakterisiert. Um den Einfluss einzelner Eingabeparameter auf das modellierte Gesamtergebnis abzuschätzen, werden Sensitivitätsanalysen mit als unsicher erkannten Eingabeparametern durchgeführt. Ein Vergleich der Sensitivität eines Modells auf verschiedene Eingabeparameter lässt Rückschlüsse auf besonders kritische Parameter sowie auf die Güte des Modellierungsergebnisses zu.

In der vorliegenden Arbeit wurde für die Sensitivitätsanalyse der Sensitivitätsindex SI gewählt und für einzelne als wichtig erachtete Parameter berechnet. Die Auswahl der untersuchten Parameter richtete sich nach den Erfahrungen während der Kalibrierungsphase des Modells sowie nach Angaben der Modellentwickler.

Nach DE ROO (1993) ist der Sensitivitätsindex SI folgendermaßen definiert:

$$SI_{10} = \frac{|O_{P10} - O_{M10}|}{O_0} \quad (4.2)$$

mit O_{P10} = Modellergebnis mit 10%iger Erhöhung des Eingabeparameters

O_{M10} = Modellergebnis mit 10%iger Verminderung des Eingabeparameters

O_0 = Modellergebnis mit Basiswert des Eingabeparameters

4. Ergebnisse

Der Basiswert des Eingabeparameters entspricht dem nach Kalibrierung des Modells ermittelten Eingabeparameter. Es wurde der Sensitivitätsindex für eine 10%ige und für eine 20%ige Verminderung bzw. Erhöhung berechnet (vgl. Tabelle 4.6 und 4.7).

Nach Angabe der Modellentwickler des Utah Energy Balance Model (UEB) reagiert das Modell sensitiv gegenüber einer Veränderung der Parameter aerodynamische Oberflächenrauigkeit, Wärmeleitfähigkeit der Schneeoberfläche sowie der Albedo der Schneedecke im sichtbaren und infraroten Spektrum (TARBOTON AND LUCE 1996). Diese Parameter werden von den Modellentwicklern zur Kalibrierung des Modells vorgeschlagen.

Die Albedo kann an der Station M’Goun aus der Global- und der Reflexstrahlung berechnet werden, so dass zumindest für den Start eines Modelllaufs an dieser Station ein gemessener Parameter zur Verfügung steht. Die Übernahme eines an der Station M’Goun berechneten Albedowerts für die anderen Stationen ist infolge der tieferen Lage mit anderen Witterungsbedingungen nicht unkritisch, so dass ausgehend von diesem Wert eine Sensitivitätsanalyse durchgeführt wird.

Als Eingabeparameter tritt die Schneedichte auf. Da im Untersuchungsgebiet die Ablation der Schneedecke schon während des Winters beginnt, wenn die Schneedichte unterhalb des Standardmodellwerts von 450 kg/m^3 liegt, wurde auch die Sensitivität des Modells auf veränderte Schneedichte untersucht.

An den Standorten der Klimastationen im Untersuchungsgebiet liegen schuttreiche Rohböden ohne Humusanteil vor. Der Standardmodellwert für die Bodenwärmekapazität ($2,09 \text{ kJ/kg/}^\circ\text{C}$) wurde daher auch einer Sensitivitätsanalyse unterzogen.

Tabelle 4.6 Sensitivitätsindices ausgewählter Eingabeparameter bei 10%iger Änderung, berechnet mit UEB für die Station Tichki im Zeitraum 26. November bis 31. Dezember 2003.

| Parameter | SI ₁₀ Ablationsdauer | SI ₁₀ Anteil der Sublimation | SI ₁₀ Anteil der Schmelze |
|--|------------------------------------|--|---|
| Oberflächenrauigkeit z_0 | 0 | 0,0781 | 0,0566 |
| Wärmeleitung der Schneedeckenoberfläche K_s | 0 | 0,0078 | 0,0047 |
| Schneedichte ρ_s | 0,0227 | 0,0155 | 0,0094 |

Tabelle 4.7 Sensitivitätsindices ausgewählter Eingabeparameter bei 20%iger Änderung, berechnet mit UEB für die Station Tichki im Zeitraum 26. November bis 31. Dezember 2003.

| Parameter | SI ₂₀ Ablationsdauer | SI ₂₀ Anteil der Sublimation | SI ₂₀ Anteil der Schmelze |
|--|------------------------------------|--|---|
| Oberflächenrauigkeit z_0 | 0 | 0,1718 | 0,1038 |
| Wärmeleitung der Schneedeckenoberfläche K_s | 0,0227 | 0,0171 | 0,0104 |
| Schneedichte ρ_s | 0,0455 | 0,0357 | 0,0226 |

Die Sensitivitätsanalyse zeigt, dass eine Änderung des Parameters Oberflächenrauigkeit z_0 um 20 % vom kalibrierten Wert zu den größten Änderungen bei der Differenzierung zwischen Sublimation und Schmelze führt. Dem SI für die Ablationsdauer liegen Differenzen in der Einheit von Tagen zugrunde, wobei Ausaperung am frühen Morgen dem vorherigen Tag zugerechnet wird, um sie von der in der Schlussphase der Ausaperung dominierenden nachmittäglichen Hauptschmelzphase zu differenzieren.

Da bei dem zugrunde liegenden Modelllauf an der Station Tichki im Zeitraum November bis Dezember 2003 die Sublimation mit 38% einen geringeren Anteil an der Gesamtablation hatte als die Schmelze, sind die Sensitivitätsindices für die Sublimation höher als für die Schmelze. Die größte Spannweite für den Anteil der Sublimation an der Gesamtablation wurde mit 34,5% bis 41% beim Sensitivitätsindex SI_{20} für den Parameter Oberflächenrauigkeit berechnet.

4.5.2 Kalibrierung

Die Modellkalibrierung erfolgte nach dem trial and error-Verfahren. Hierbei werden einzelne Parameter, deren Werte nicht gemessen werden, in einem iterativen Prozess so lange variiert, bis das Modellergebnis bestmöglich mit dem Messergebnis bzw. mit den Beobachtungen übereinstimmt. Im Falle des UEB liegen die Ziele der Modellierung darin,

1. den mit snow pillow bzw. Schneehöhensensor gemessenen Ausaperungszeitpunkt am Standort der jeweiligen Klimastation zu treffen,
2. die Dynamik der gemessenen Ausaperung mit kontinuierlichem und/oder gestuftem Rückgang des Schneewasseräquivalents bzw. der Schneehöhe zu simulieren, um auf Phasen der Sublimation und/oder Schmelze zu schließen.

Die Ablationsmessungen mit Schneeblechen (Kapitel 3.3.1.5) für kurze Zeiträume gaben einen Hinweis auf die Größenordnung der Prozesse Sublimation und Schmelze in unterschiedlichen Geländehöhen und -expositionen. Die direkte, differenzierende Messung dieser Prozesse an den Standorten der Klimastationen zu Zeiten der Schneebedeckung wurde aus technischen und organisatorischen Gründen nicht durchgeführt. Eine Validierung der Modellergebnisse bzgl. des zweiten Punkts der Modellierungsziele ist daher generell kritisch zu beurteilen. Durch eine erweiterte Instrumentierung der Stationen M’Goun, Tichki und Tounza mit einem Infrarot-Oberflächentempersensoren sowie mit Temperaturfühlern in

verschiedenen Höhen oberhalb des Bodens zur Messung der Schneedeckentemperatur wurde versucht, weitere Informationen zur Validierung der Modellergebnisse zu erhalten.

Die Bewertung der Modellergebnisse erfolgte daher anhand des Ausaperungszeitpunkts sowie anhand von Gütemaßen zur Dynamik der Ablation und der Schneeoberflächentemperaturen. Die genaue Ermittlung der Schneedeckentemperatur gestaltete sich schwierig, da Schmelzprozesse den Kontakt des Schnees mit den an einer Stange befestigten Temperaturfühlern verminderten. Die gemessene Schneedeckentemperatur wird aus diesem Grund nur in der Größenordnung mit der modellierten Temperatur verglichen.

Ein Vergleich der gemessenen und der mit dem kalibrierten UEB modellierten langwelligen atmosphärischen Gegenstrahlung an der Station M'Goun ergab eine systematische Abweichung. Die generelle Überschätzung durch das Modell führt nachts und an bewölkten Tagen zu einer beträchtlichen Abweichung von bis zu 80 W/m^2 . Dies führt zu einer fehlerhaften langwelligen sowie Gesamtstrahlungsbilanz und zu einem insgesamt zu hohen Energieeintrag in das System. Das hat Folgen für die Prozessabläufe der Sublimation und der Schmelze.

Die atmosphärische Gegenstrahlung ist nicht Gegenstand der Modellkalibrierung, sondern wird in der Fortran-Version des UEB neben der kurzwelligen Globalstrahlung als zweite Strahlungsart für die Messdateneingabe zugelassen, bei der in der vorliegenden Arbeit verwendeten DOS-Version hingegen nicht. Liegen keine Messwerte vor bzw. nutzt man die DOS-Version, so wird nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz die Wärmeabstrahlung aus der Lufttemperatur und der Emissivität der Luft berechnet. Die Emissivität der Luft wird nach einem Ansatz von SATTERLUND (1979, zitiert in TARBOTON AND LUCE 1996) aus der Lufttemperatur und dem Dampfdruck parametrisiert und mit einem Transmissionsfaktor für Bewölkung nach BRISTOW AND CAMPBELL (1984, zitiert in TARBOTON AND LUCE 1996) auf der Basis der täglichen Temperaturamplitude und des langjährigen Monatsmittels derselben korrigiert.

Dieses Verfahren führt an der Station M'Goun scheinbar nicht zur Abbildung der Realität. Da auch an den Stationen Tichki und Tounza eine im Vergleich zu Messwerten erhöhte Gesamtstrahlungsbilanz mit dem UEB modelliert wird (Tichki und Tounza verfügen nicht über eine separate Messung der atmosphärischen Gegenstrahlung), ist davon auszugehen, dass der beschriebene Ansatz zur Ableitung der atmosphärischen Gegenstrahlung im Untersuchungsgebiet einer Anpassung bedarf. Diesen Eingriff in das Modell sieht die DOS-Version nicht vor. Das hat zur Konsequenz, dass der Antrieb des UEB mit gemessener kurzwelliger Globalstrahlung und berechneter langwelliger atmosphärischer Gegenstrahlung

die Strahlungsbilanz nicht korrekt wiedergibt und somit bei der Kalibrierung des Modells Unsicherheiten entstehen. Dies kann nicht die Grundlage für eine Abschätzung der Sublimation und der Schmelze sein, da sich bei einem Versuch der „Anpassung“ der atmosphärischen Gegenstrahlung über Kalibrierung des Transmissionsfaktors sogleich ein verändertes Verhältnis zwischen Sublimation und Schmelze ergab, welche die simulierten Abweichungen in der Sensitivitätsanalyse überstieg.

Das UEB wurde daher mit der Option Strahlungsbilanz betrieben, die an den Stationen M’Goun, Tichki und Imeskar seit 2001, an der Station Tounza seit 2004 gemessen wird.

4.5.3 Dynamik der Schneeschmelze und Sublimation

Das Utah Energy Balance Model (UEB) von TARBOTON UND LUCE (1996) wurde angewendet, um die Schneeablationsprozesse an den Klimastationen zu modellieren und Aussagen zur Frage nach den beteiligten Ablationsprozessen zu gewinnen. Ab November 2003 wurde daher ein erweitertes Messkonzept an den drei Stationen M’Goun, Tichki und Tounza verfolgt. Neben den snow pillows an den Stationen Tichki und Tounza wurden Sensoren zur Messung der Oberflächentemperatur und der Schneepakettemperatur installiert. Wie Abb. 4.8 und 4.9 zeigen, stimmen die modellierten SWE gut mit den gemessenen SWE überein.

Die Schneemodellierung an der Station Tichki wurde mit einem SWE von 96 mm am 26.11.03 initialisiert, nachdem sich seit dem 16.11. drei Schneefälle ereignet hatten und sich die Lage stabilisiert hatte. Im Verlauf der Ablation nahm das SWE hauptsächlich durch Sublimation bei leicht positiven Temperaturen, niedriger Luftfeuchte und mittleren Windgeschwindigkeiten ab. Am 30.11. trat Schmelze auf. Die Sublimation stoppte beim Anstieg der Luftfeuchte zum nächsten Schneefall. Zwischen dem 8.12. und dem 15.12. wurde das SWE nur durch Sublimation reduziert. Nach dem 15.12.03 bis zum Tag vollständiger Ausaperung am 30.12.03 betrug die mittlere tägliche Rate der Schmelze 5mm, die der Sublimation 3mm. Die Summe der Schneeschmelze lag bei 94 mm, wohingegen die Summe der Sublimation 77mm betrug. Dies entsprach einer Schneeschmelze von 55 % und einer Sublimation von 45 % des Gesamtniederschlags von 171 mm.

Die in der Abbildung fehlenden Tageswerte für das SWE an der Station Tichki wurden wegen unrealistisch hoher Tagesminima des snow pillows bei sehr hohen Windgeschwindigkeiten nicht in die Auswertung einbezogen. Sehr niedrige Minima wurden zwischen dem 19. und dem 21. Dezember gemessen. Diese gehen eventuell auf Gefrierprozesse auf dem snow pillow nach mehreren Tagen Schneeschmelze zurück. Zum Ende der Ablationsperiode nahm

die Zahl der offensichtlich fehlerhaften Messungen des SWE mit dem snow pillow zu. Größere Schwankungen traten wahrscheinlich in Zusammenhang mit der sehr geringen Schneeauflast auf, da Drucksensor und snow pillow in der hier vorliegenden Kombination eine Mindestauflast von 10 mm benötigen.

Gemessene und modellierte Schneeoberflächentemperaturen korrelieren sehr gut miteinander (Pearson 0,87, Model Efficiency 0,8). Da die modellierte Schneeoberflächentemperatur über einen Ausgleichsansatz der Energiebilanz an der Schneeoberfläche berechnet wird (TARBOTON AND LUCE 1996), zeigen die gute Übereinstimmung von modellierten und gemessenen Werten, dass die Energieflüsse an der Oberfläche gut modelliert wurden. Dies stellt eine gute Basis für die Interpretation der Modellergebnisse und eine Unterscheidung in Sublimation und Schmelze dar. Der Pearson Korrelationskoeffizient zwischen gemessenem und modelliertem SWE betrug 0,96, die Model Efficiency betrug ebenfalls 0,96.

An der Station Tounza gab es im November 70 % weniger Schnee als an der Station Tichki (Abb. 4.9). Das UEB-Modell wurde am 27.11.03 mit einem SWE von 29 mm gestartet. Während des Modelllaufs kam Neuschnee hinzu (9.12.03), so dass die Ablation von insgesamt 51 mm SWE modelliert wurde. Die vom snow pillow angezeigte Zunahme des SWE am 5.12. wird hohen Windgeschwindigkeiten zugeschrieben, die entweder kurzfristig Schnee auf dem Kissen ablagerten und wieder entfernten oder selbst die Messung beeinflussten. Die Zunahme wird nicht als neuer Schnee interpretiert und daher nicht in das UEB eingegeben. Zwischen dem 27.11. und 7.12. nahm das SWE überwiegend durch Sublimation ab, abgesehen von einem Tag mit Schmelze nach vier Tagen mit positiven Lufttemperaturen und einer Temperaturzunahme des Schneepakets. Die tägliche Sublimationsrate betrug 2 mm, sie wurde unterbrochen an Tagen mit hoher Luftfeuchte.

Nach den Modellergebnissen begann die Schneeschmelze am 7.12. und führte bis zum 8.12. zu einer vollständigen Ablation. Unter den Bedingungen geringer Schneeauflast zeigte das snow pillow ein SWE von nur 4 mm. Der Wert liegt im Rahmen der Messgenauigkeit und kann auch auf einen Oaseneffekt mit Verbleib einer Schnee-/Wasserpfütze auf dem snow pillow zurückzuführen sein. Am Morgen des 9.12. wurde Schneefall registriert. Die Hälfte der 12 mm SWE schmolz direkt infolge des Energiegehalts des Untergrunds, weitere 10 mm kamen in der folgenden Nacht zu den verbliebenen 6 mm hinzu. Modellierte Schmelze und Sublimation begannen am 11.12. und führen zur vollständigen Ausaperung am 13.12.03. Die Messungen des snow pillows zeigten am 12. und 13.12. eine Schneeauflage, die am 14.12. noch zunahm, bevor am 15.12.03 Ausaperung gemessen wurde. Die modellierte

4. Ergebnisse

Schneeoberflächentemperatur weicht von der gemessenen ab, was bedeutet, dass die Energieflüsse nicht so gut modelliert wurden wie an der Station Tichki. Die Bilanz an der Station Tounza für die Ablationsperiode vom 27.11. bis zum 15.12.03 betrug 22 mm Sublimation (43 %) und 29 mm Schmelze (57 %). Der Korrelationskoeffizient nach Pearson betrug 0,76 und der Koeffizient der Model Efficiency 0,91.

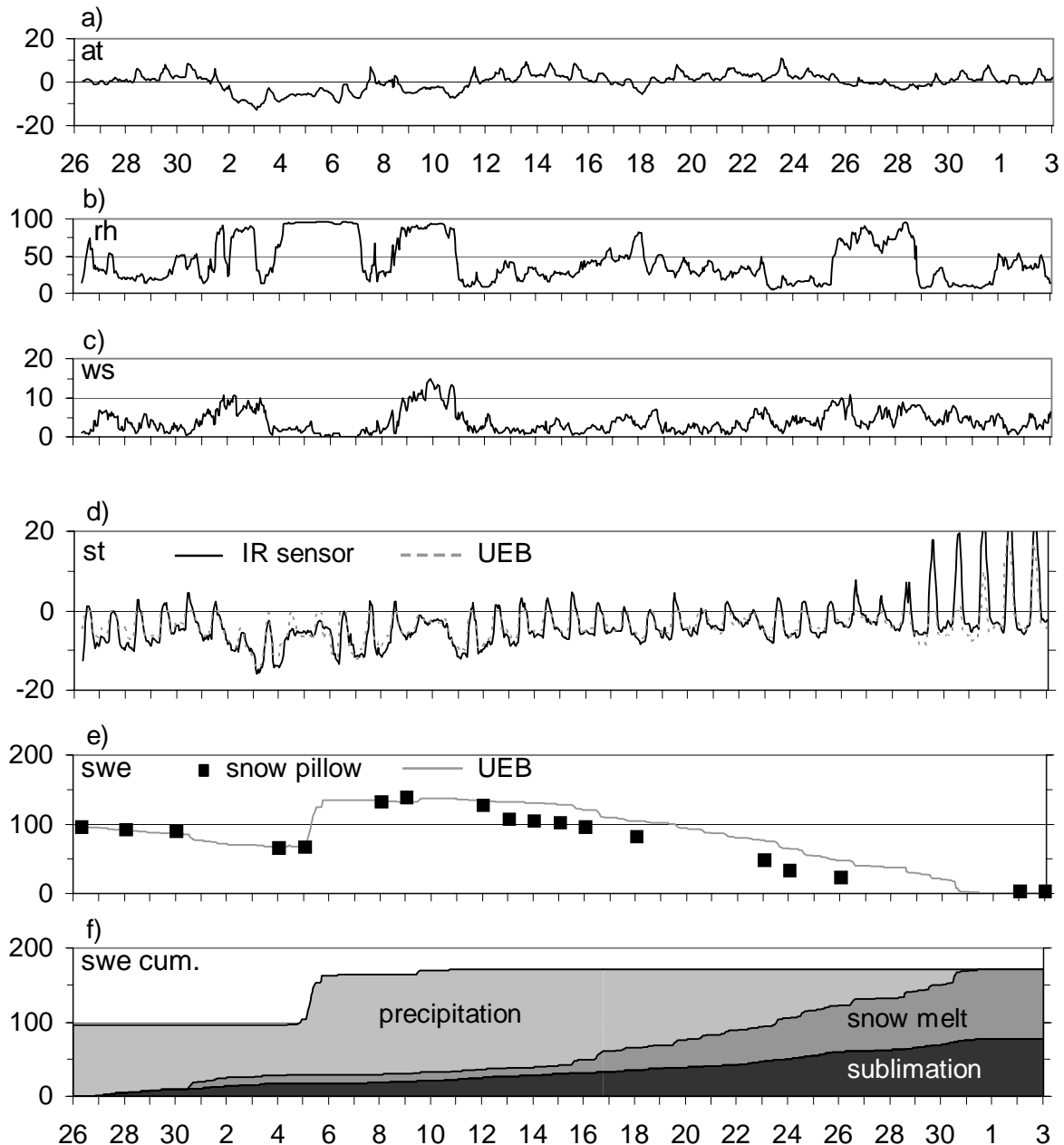


Abbildung 4.8 Stationsdaten sowie modelliertes und gemessenes SWE, Schmelze und Sublimation an der Station Tichki (3260 m) für den Zeitraum 26.11.2003 - 3.1.2004. SWE wurde mit einem snow pillow gemessen und mit dem UEB modelliert. Schmelze und Sublimation sind Modellergebnisse des UEB. a) Lufttemperatur (°C), b) relative Luftfeuchte (%), c) Windgeschwindigkeit (m/s), d) gemessene IR-Oberflächentemperatur (durchgezogene Linie, °C) und modellierte Oberflächentemperatur (gestrichelte Linie, °C), e) gemessenes SWE (snow pillow, mm) und modelliertes SWE (UEB, mm), f) kumulierte Werte des Niederschlags (gemessen), der Sublimation und der Schmelze (modelliert, UEB), alles in mm. (aus SCHULZ AND DE JONG 2004).

4. Ergebnisse

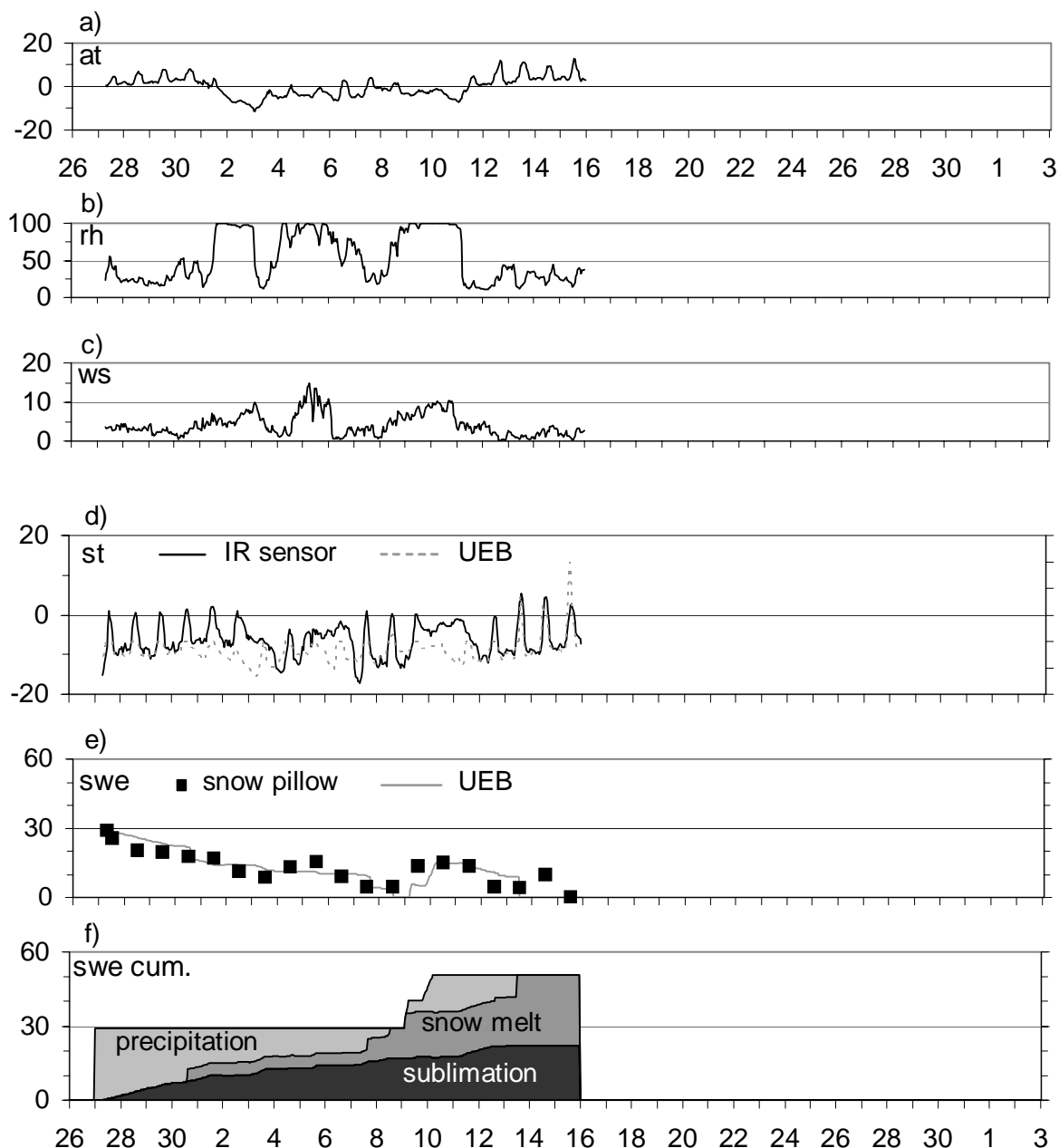


Abbildung 4.9 Stationsdaten sowie modelliertes und gemessenes SWE, Schmelze und Sublimation an der Station Tounza (2960 m) für den Zeitraum 27.11.2003 – 15.12.2003. SWE wurde mit einem snow pillow gemessen und mit dem UEB modelliert. Schmelze und Sublimation sind Modellergebnisse des UEB. a) Lufttemperatur (°C), b) relative Luftfeuchte (%), c) Windgeschwindigkeit (m/s), d) gemessene IR-Oberflächentemperatur (durchgezogene Linie, °C) und modellierte Oberflächentemperatur (gestrichelte Linie, °C), e) gemessenes SWE (snow pillow, mm) und modelliertes SWE (UEB, mm), f) kumulierte Werte des Niederschlags (gemessen), der Sublimation und der Schmelze (modelliert, UEB), alles in mm. (aus SCHULZ AND DE JONG 2004).

Die Modellergebnisse mit einer Differenzierung zwischen Schneeschmelze und Sublimation konnten nicht validiert werden, da während der Modellierungsperiode keine getrennten Messungen verfügbar waren. Hier wird auf die gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und modellierten Oberflächentemperaturen und damit der Energieflüsse verwiesen. Darüber hinaus belegen Beobachtungen von Büßerschnee (Penitentes) und einzelne Messungen mit

Schneebleden das Auftreten von Sublimationsprozessen in größeren Höhen während des Winters. Die Dynamik der Schneeablation wird insgesamt durch die UEB-Modellergebnisse gut wiedergegeben, beobachtete und modellierte Ausaperungstermine werden gut getroffen. Die gemessenen und modellierten geringen aber kontinuierlichen Ablationsverluste an den Stationen Tichki und Tounza während trockener und kalter Phasen mit hoher Globalstrahlung (bis 1.100 W/m^2) werden daher als Sublimationsverluste gewertet. Umverteilung des Schnees durch Wind wurde nicht untersucht. Kurzfristige signifikante Änderungen des SWE, die durch windgesteuerte Umverlagerungen hervorgerufen worden sein könnten, wurden bei der Modellierung nicht als Neuschnee gewertet und gingen auch nicht als Niederschlag in das Modell ein.

Als generelles Ergebnis kann festgehalten werden, dass an den beiden Untersuchungsstandorten in etwa 3.000 m Höhe bei Schwankungen der Lufttemperatur um den Gefrierpunkt und bei niedriger Luftfeuchte Sublimation über Schneeschmelze dominiert. Für die Station Imeskar auf 2.250 m Höhe kann aus dem Temperaturverlauf mit nur wenigen Tagen unterhalb des Gefrierpunkts geschlossen werden, dass die Sublimation der ohnehin nur selten vorkommenden dünnen Schneedecke hier keine Rolle spielt. Für Aussagen über die Rolle der Sublimation in der Zone zwischen 2.250 und 3.000 m sind weitere Untersuchungen sowie eine möglichst räumliche Modellierung notwendig, da hier nur wenige schneehydrologische Messungen vorliegen. An der Station M'Goun in 3.850 m Höhe lagen nur einzelne Messungen zum SWE vor, die als Ausgangswert für eine Modellierung geeignet sind. Das Fortschreiten der Ablation konnte nur über die Schneehöhe verfolgt werden. Für den Winter 2004/05 ergab die Modellierung auf der Basis eines aus der Neuschneehöhe und unter der Annahme einer Neuschneedichte von 0,15 berechneten SWE eine gute Übereinstimmung des Ablationszeitpunktes. Zwischen dem ersten Schneefall im November 2004 und der vollständigen Ausaperung Ende März 2005 bei einigen zwischenzeitlichen Schneefällen, die als Niederschlag in das Modell eingingen, wurde bis eine Woche vor Ausaperung nur Sublimation mit einer mittleren Rate von 2 mm pro Tag modelliert. Erst in der letzten Woche führten positive Lufttemperaturen zur Schmelze und zu einem Anteil von 17 % an der Gesamtablation. Eine durchgehende Schneedecke wurde im Untersuchungszeitraum von 2001 bis 2005 vorher an keiner Station registriert. Es wird angenommen, dass die Sublimation in den höchsten Zonen einen größeren Anteil hat als in mittlerer Höhe der beiden Stationen Tichki und Tounza, da negative Temperaturen über lange Zeiträume dominieren, die Luftfeuchte im Mittel nur etwa 10 % höher ist als an den beiden genannten Stationen, die Windgeschwindigkeit aber signifikant höher ist.

4.5.4 Fazit

Bei der Initialisierung des UEB tauchten generelle Probleme auf:

1. Die Schneefälle begannen Mitte November und führten zu einer Schneedecke mit weniger als 20 mm SWE. Schnelle Schneeschmelze in den ersten Modellläufen konnten nur durch Parameterkalibrierung verhindert werden. Dies führte allerdings zu einer Unterschätzung der Ablationsraten im weiteren Verlauf. Daher wurde mit der Initialisierung gewartet, bis die Schneedecke eine gewisse Mächtigkeit erreichte (25./26.11.03).
2. Die Modellierung der Energieflüsse während schneebedeckungsfreier Phasen führte zu sehr hohen Bodentemperaturen. Über diesen Nachteil des UEB wird schon im User Manual von TARBOTON UND LUCE (1996) berichtet. Die periodische Schneefreiheit an den Stationen Tichki und Tounza machte daher eine Aufteilung der Modellläufe in Abschnitte mit Schneebedeckung notwendig. Die wünschenswerte ununterbrochene Modellierung der Ablation über mehrere Monate hinweg mit mehrfachem Wechsel von Schneefällen und Ausaperung ist mit der gegenwärtig verfügbaren Version des UEB-Modells nicht durchführbar.

4.6 Abflüsse aus der Schneeschmelze

4.6.1 Grundsätzliche Betrachtungen zum Abfluss im Untersuchungsgebiet

Im Untersuchungsgebiet wird an drei Standorten Abfluss gemessen und zur Charakteristik des jeweiligen Einzugsgebiets in Beziehung gesetzt (vgl. Tabelle 4.8):

Tabelle 4.8 Pegelstandorte im Einzugsgebiet des Oued M'Goun, Hoher Atlas.

| Pegelstandort | Höhe (m) | Einzugsgebiet | Einzugsgebietsgröße | Höhenumfang | Mittlere Höhe |
|---------------|----------|-------------------|----------------------|-------------|---------------|
| Taria | 2752 | Taria-n-Boussaid | 5,4 km ² | 2752-3900 | 3325 m |
| Cascade | 2195 | Westl. Ameskartal | 52 km ² | 2195-3900 | 2800 m |
| Ifre | 1500 | M'Goun | 1250 km ² | 1500-3900 | 1900 m |

Für den Pegel Ifre liegen offizielle Abflussdaten des Service Eau de Ouarzazate (SE Ouarzazate, ehemals Teil der ABH Agadir) seit 1964 vor, die Messungen im Ameskartal begannen erst im Jahre 2002. Seit 2002 wurde an den drei Pegeln ganzjährig kontinuierlich Abfluss beobachtet. Die Minima liegen in den Sommermonaten, die Maxima im Frühjahr. Die Wasserführung mit annähernd konstanter Abflussmenge auch in Trockenphasen ohne Niederschläge oder Schneeschmelze lässt darauf schließen, dass der Abfluss in diesen Phasen durch das Grundwasser gespeist wird. Zu diesem Ergebnis kommt auch WEBER (2004) in seiner Abflussanalyse und hydrologischen Modellanwendung. Der während Trockenphasen konstante Abfluss steigt nur zu Zeiten von ergiebigen Niederschlägen und bei der Schneeschmelze.

Im hydrologischen Jahr 2002/03 (September bis August) wird ein Anstieg des Abflusses an den Pegeln Cascade und Taria erst im März 2003 registriert. Zwischen dem 16. und dem 28.3.03 fielen im Ameskartal in Abhängigkeit von der Höhe zwischen 50 mm (Station IMS, 2250 m) und 200 mm (Station MGN, 3850 m) Niederschlag. Der Schneeanteil betrug zwischen 0 % (Station IMS) und 100 % (Station MGN).

Im Folgenden wird ein Niederschlagsereignis vom 22./23. März 2003 betrachtet (Abb. 4.10). Der Pegel Taria reagiert verzögert auf die Schneefälle. Er beschreibt ab dem 30.3.03 Abflussschwankungen, die auf die Schneeschmelze hinweisen (WEBER 2004). Der Pegel Cascade reagiert ebenfalls verzögert mit Tagesschwankungen. Diese halten bis zum 5.4. an. Danach geht der Abfluss bis Mitte April wieder auf seinen Ausgangswert von $1 \text{ m}^3/\text{s}$ zurück. Die verzögerte Reaktion ist auf die Schneeform der Niederschläge am 22./23.3. zurückzuführen, da das komplette Taria-Einzugsgebiet und ein großer Teil des Cascade-Einzugsgebiets von mittleren und großen Höhen geprägt wird, auf die Niederschläge im betrachteten Zeitraum in hohem Maße als Schnee niedergingen.

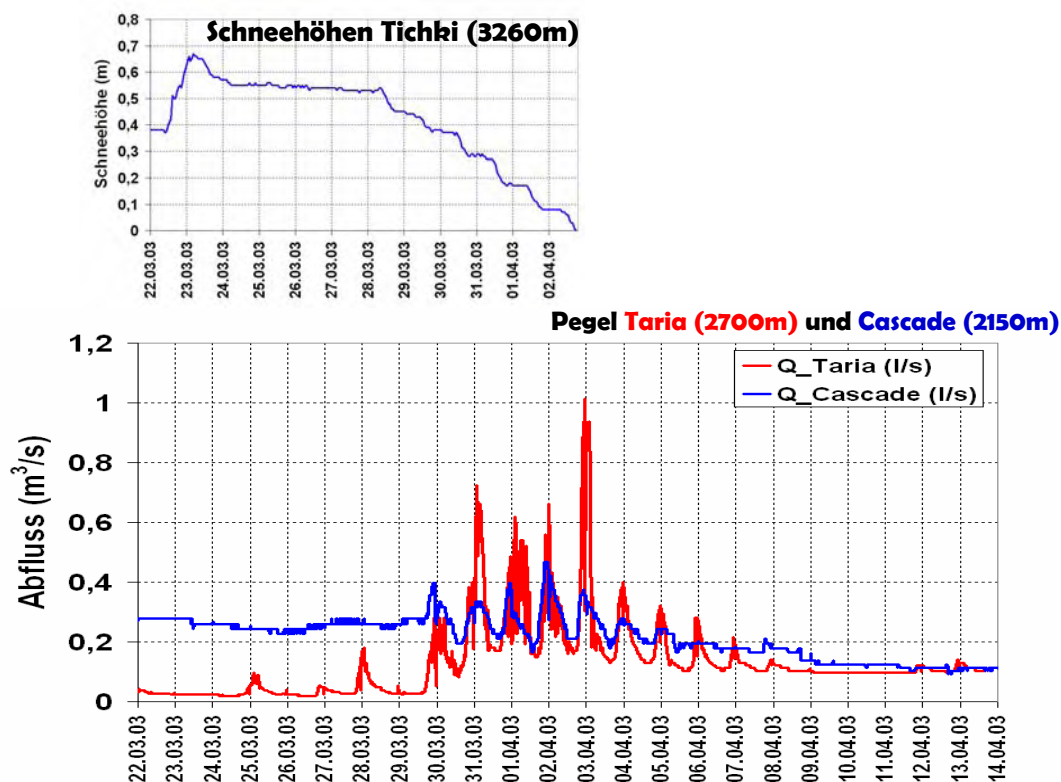


Abbildung 4.10 Abflussmengen an den IMPETUS-Pegeln Taria und Cascade im Ameskartal sowie Schneehöhen an der Station Tichki für den Zeitraum Ende März bis Mitte April.

4.6.2 Abfluss am Pegel Taria

Der Abflusspegel Taria (elektronisch registrierender Schwimmpegel „Thalimedes“ der Firma Ott) steht im oberen Einzugsgebiet des Assif-n-Ait-Achmed (Ameskartal). Er wurde von Weber Ende März 2002 auf 2700 m in einer Schluchtstrecke (Taria-n-Boussaid) im anstehenden Basalt installiert (vgl. Abb. 4.11). Die Größe des Einzugsgebiets liegt bei 5,4 km^2 , zum Einzugsgebiet gehören die Südflanken der Hauptkette des Jebel M'Goun, die hier bis 3900 m Höhe erreicht (WEBER 2004). Die von WEBER und MACHAUER begonnenen Fließgeschwindigkeitsmessungen mittels Messflügel und Salztracerversuchen zur Ermittlung einer Beziehung zwischen Abfluss und Wasserstand (Q/h-Beziehung) wurden mit dem elektronischen Messgerät Nautilus weitergeführt. Für die folgende Analyse zwischen Abfluß und Niederschlag/Schneesmelze lag die zweieinhalbjährige Messperiode von April 2002 bis Oktober 2004 zur Verfügung. In dieser Zeit kam es nur zu wenigen kurzen, zumeist bedienungstechnisch bedingten Ausfällen.

4. Ergebnisse



Abbildung 4.11 Abflusspegel Taria (2752 m), 25.10.2004.

Abgesehen von einem extremen Niederschlagsereignis Mitte März 2003, in dessen Folge ein maximales Tagesmittel von 750 l/s aus der Q/h-Beziehung abgeleitet wurde, lagen die mittleren täglichen Abflüsse bei maximal 200 l/s, im Gesamtmittel bei 40 l/s (Abb. 4.12).

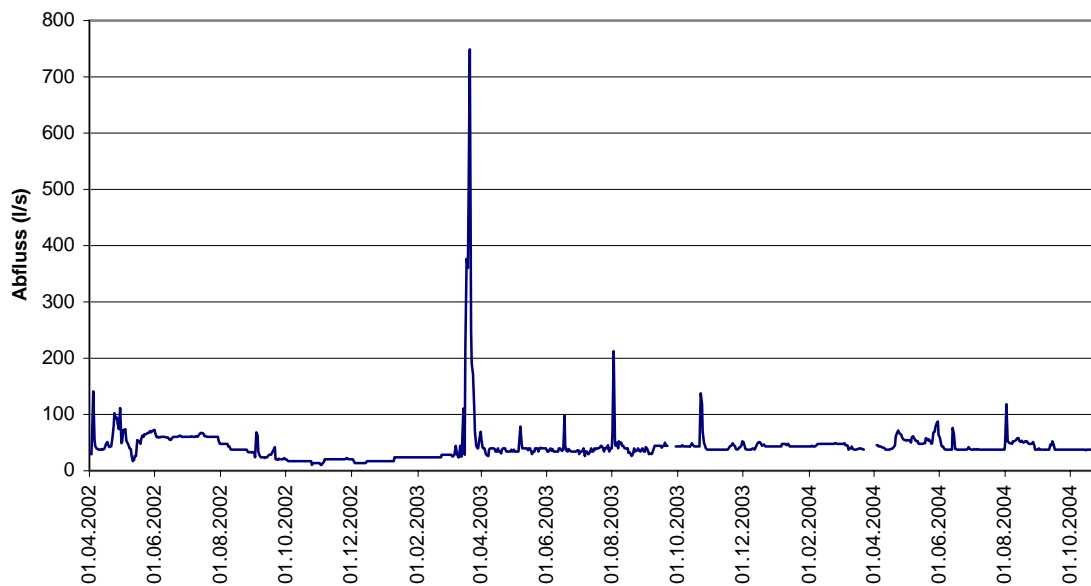


Abbildung 4.12 Abfluss am Pegel Taria, oberer Assif-n-Ait-Ahmed (Ameskartal), Einzugsgebiet des Oued M'Goun, Hoher Atlas.

Im April 2004 kam es am Pegel Taria zu erhöhtem Abfluss. Schnee-Niederschläge in Höhe von 65 mm wurden Mitte April an der Station MGN registriert, dem Verlauf der gemessenen Schneehöhe folgend, war die Station schon vor Beginn des erhöhten Abflusses ausgeapert. MODIS-Schneekarten zeigen einen Rückgang der Schneefläche im Einzugsgebiet Taria ab dem 14. April, der am 23. April weitestgehend abgeschlossen war. Da der erhöhte Abfluss nicht mit unmittelbarer Schneeschmelze in Verbindung gebracht werden kann, wird angenommen, dass das schnelle Auftauen des Bodens bis in mindestens 30 cm Tiefe ab dem 22. April Wasser freigesetzt hat.

4.6.3 Abfluss am Pegel Cascade

Der Abflusspegel Cascade liegt im Ameskartal auf 2195 m und kontrolliert ein Einzugsgebiet von 52 km² (Abb. 4.14). Bei der Abflussmodellierung in den Einzugsgebieten Taria und Cascade durch WEBER mit dem Modell ARID wird der gesamte simulierte Gerinneabfluss vom Anteil des Basisabflusses bestritten (WEBER 2004). Der Abflussanteil am Niederschlag für den Zeitraum Januar 2002 bis September 2003 betrug für Taria 74 % und für Cascade 19 % (WEBER 2004). Die Modellierungsergebnisse mit dem SRM für das Winterhalbjahr 2002/03 zeigen, dass die Größenordnung gut getroffen wird, die Dynamik im Einzelnen aber nur bedingt. Das rasche Absinken des Abflusses nach einem großen Niederschlagsereignis und der Schneeschmelze im Frühjahr 2003 konnte nicht adäquat nachvollzogen werden (vgl. Abb. 4.13).

Die gemessene Abflusssumme lag mit $2,399 \cdot 10^6$ m³ etwas unter der modellierten ($2,346 \cdot 10^6$ m³). Der Mittelwert des gemessenen Abflusses betrug 0,115 m³/s, der des modellierten Abflusses 0,112 m³/s. Bei der geringen Größe des Einzugsgebiets und den geringen Abflüssen war hier die Kalibrierung des SRM erschwert. Insgesamt ist das Modellergebnis mit einem R² von 0,708 aber als zufrieden stellend zu bewerten.

4. Ergebnisse

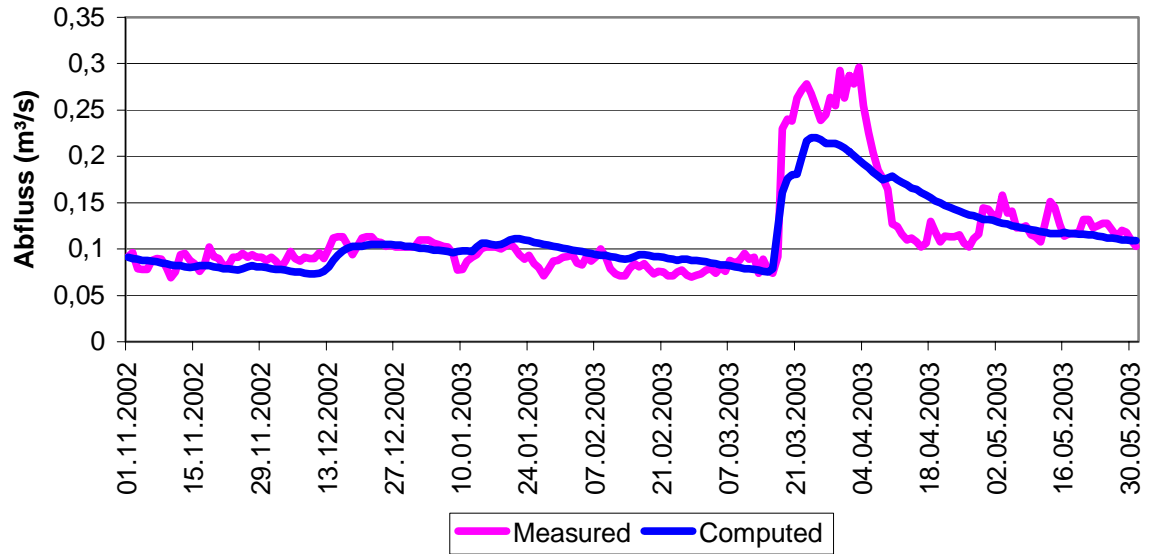


Abbildung 4.13 Gemessene und SRM-modellierte Abflüsse des Assif-n-Ait-Ahmed am Pegel Cascade für das Einzugsgebiet Cascade (52 km²) im oberen Ameskartal, 1.11.2002 bis 30.5.2003.



Abbildung 4.14 Abflusspegel Cascade, 25.4.2004.

4.6.4 Abfluss am Pegel Ifre

Die Abflussmodellierung mit dem SRM zeigte, dass Niederschlagsereignisse nicht immer auf die gleiche Weise auf den Abfluss am Pegel Ifre wirken. Vergleichbare Resultate erzielte WEBER (2004). Nach großen Niederschlagsereignissen im Dezember 2002 und Dezember

4. Ergebnisse

2003 nahm der Abfluss zu und verblieb auf einem mittleren Niveau über mehrere Wochen, ohne eine Abflussrezession zu verzeichnen. Nach einem starken Niederschlagsereignis im März/April 2002 und einem im März 2003 reagierte der Abfluss sehr schnell mit Spitzen bis zu $30 \text{ m}^3/\text{s}$. Die Rezession erfolgte sehr schnell.



Abbildung 4.15 Abflusspegel des SE Ouarzazate bei Ifre, 28.3.2004 (Foto: O. Schulz).

Bei allen größeren Niederschlägen, die an der Klimastation neben dem Pegel Ifre gemessen werden, lässt sich auch eine kurze Phase gestiegenen Abflusses beobachten.

Abb. 4.16 zeigt die Simulation für November 2001 bis Mai 2002, Abb. 4.17 die Simulation für November 2002 bis Mai 2003.

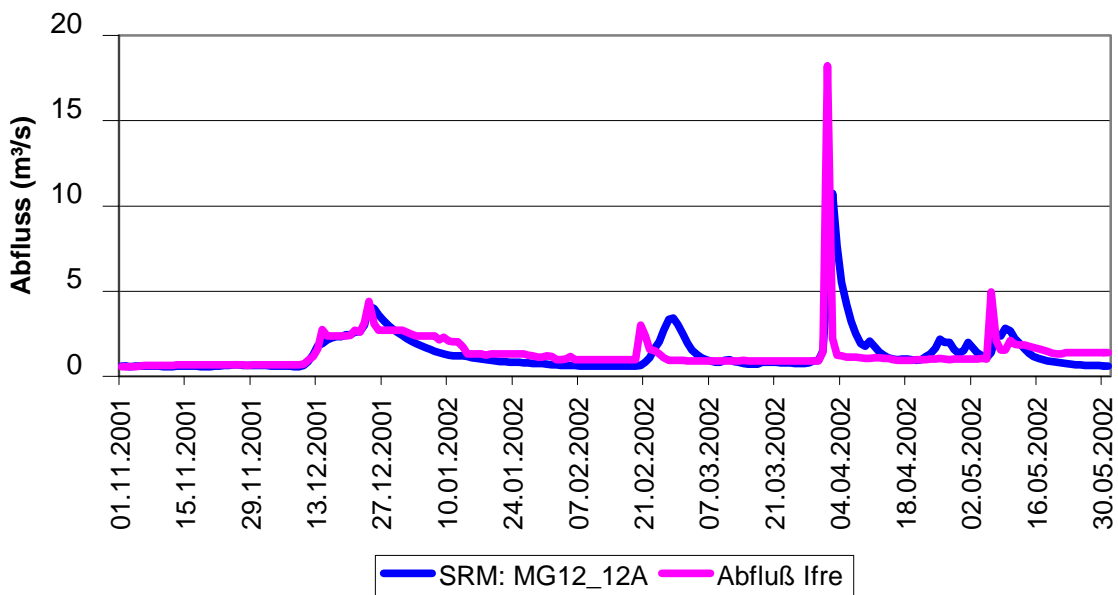


Abbildung 4.16 Messdaten und SRM-Simulation des Abflusses am Pegel Ifre für den Zeitraum November 2001 bis Mai 2002.

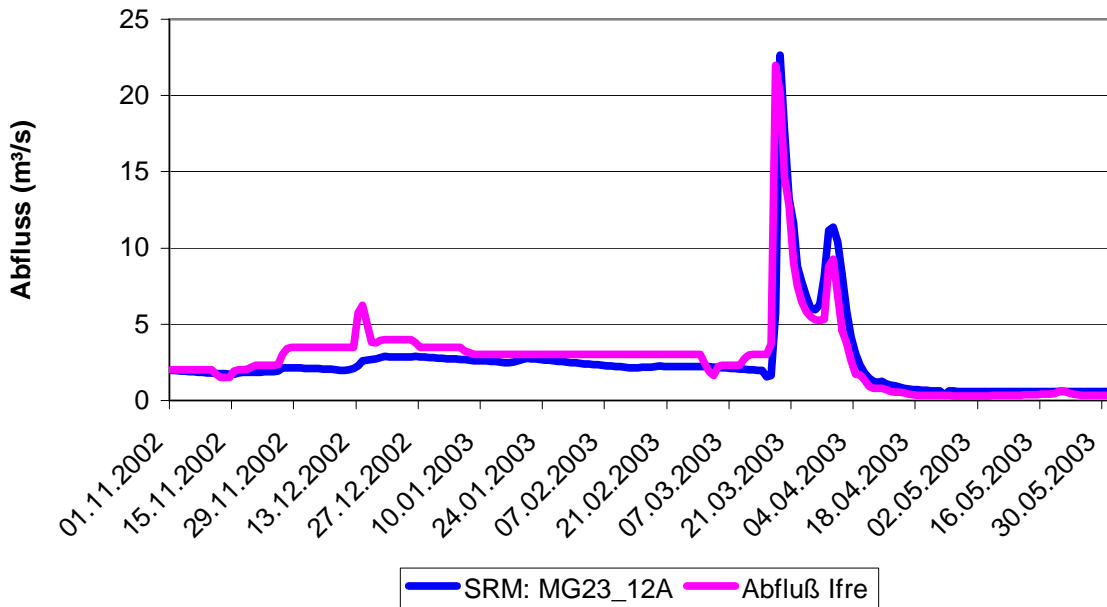


Abbildung 4.17 Messdaten und SRM-Simulation des Abflusses am Pegel Ifre für den Zeitraum November 2002 bis Mai 2003.
 Abflusssumme gemessen: $50,250 \cdot 10^6$ m³, modelliert: $45,619 \cdot 10^6$ m³; Abflussmittel gemessen: 2,743 m³/s, modelliert: 2,491 m³/s; R²= 0,6973

Für die Modellierung im SRM konnte bei für die jeweilige Höhenzone feststehenden Temperaturen, Niederschlägen und Schneebedeckungsgraden als Lösung nur eine Änderung des Rezessionskoeffizienten gefunden werden. Diese Möglichkeit einer Änderung wird bei MARTINEC ET AL. (1998) in Betracht gezogen, da während des Winters andere Gesetzmäßigkeiten gelten können als im Frühjahr. Die über jeweils längere Zeiträume konstanten Abflüsse ließen als Erklärungsmöglichkeit auch zu, dass die Abflussmessung bzw. -berechnung fehlerhaft ist. Während des Untersuchungszeitraumes wurden vom Betreiber der Station Ifre, dem Service Hydraulique Ouarzazate, Messungen des Gewässerquerschnitts und der Fließgeschwindigkeit vorgenommen. Die Ergebnisse dieser Momentaufnahmen und die mit dem aktuellen Wasserstand berechneten Abflüsse stimmten mit den später vom SE Ouarzazate für die ganze Saison berechneten Abflüssen überein. Ein Blick in die täglichen Aufzeichnungen des Stationswächters zeigte, dass tatsächlich über längere Zeiträume der Wasserstand sehr konstant ist. Zur Situation des Pegelstandorts selbst ist zu sagen, dass es sich um eine Engstelle in einem Durchbruch handelt, an dem die tertiären Gesteinsschichten senkrecht stehen. Beobachtet werden konnte vor Ort, dass der Messpegel am Rand des Flussbetts in einem Seitenarm steht und durch Kiesbänke vom aktuellen Hauptgerinne getrennt war. Als Konsequenzen lassen sich feststellen, dass der Pegel eventuell auf manche kleinen Abflußänderungen nicht reagieren kann, da sie nur das Hauptgerinne betreffen. Große

Ereignisse, sofern sie als Niederschlag an der Station Ifre selbst registriert wurden, werden allerdings in den Abflussdaten abgebildet.

Der Pegel Ifre reagiert sehr schnell auf die Niederschläge im M'Goun-Einzugsgebiet Mitte März 2003 (Abb. 4.17). Wie die Abflussmessungen im Ameskartal an den Pegeln Taria und Cascade zeigten, kam es erst verzögert zu einer Schneeschmelze der auf den Bergketten nördlich und südlich des Ameskartals und des Ouzighimtals niedergegangenen Schnees. Das lässt den Schluß zu, dass der in Ifre gemessene Anstieg des Abflusses zunächst hauptsächlich durch Flüssigniederschlag in den unteren Höhenzonen des Einzugsgebiets hervorgerufen wurde. Generell lässt sich beobachten, dass im Frühjahr beider betrachteter Jahre bei kurzfristigen großen Niederschlagsereignissen eine schnelle Rezession der Abflusskurve erfolgt.



Abbildung 4.18 Überflutete Straße bei Alemdoun zwischen dem Ameskartal und Ifre während des großen Niederschlagsereignisses am 28.3.2004 (Foto: O. Schulz).

Dies wird folgendermaßen interpretiert: Die Schneebedeckung im oberen Einzugsgebiet spielt nur eine untergeordnete Rolle bei der Abflussgenerierung. Ob das Wasser in den Untergrund versickert, oder ob die durch andere Modellergebnisse mit dem MMS und dem Model ARID (WEBER 2004) modellierte hohe Evapotranspiration zur Reduktion des Abflusses vor einer Registrierung am Pegel Ifre führt, muss hier offen gelassen werden. Die im Winter 2004/05 mit dem UEB modellierte Sublimation an der Klimastation M'Goun betrug im Mittel 2 mm pro Tag. Die Sublimation an den Stationen Tounza und Tichki wurde für den Zeitraum November/Dezember 2003 ebenfalls mit etwa 2 mm pro Tag modelliert und anhand von snow pillow-Daten validiert. Die von WEBER modellierten Evapotranspirationswerte für die Gebiete

Taria und Cascade im oberen und mittleren Ameskartal ergaben einen verschwindend geringen Anteil der Transpiration. Über die Transpiration der Zwergsträucher liegen keine Messungen vor, so dass dieses Ergebnis nicht abschließend zu bewerten ist. Die simulierten monatlichen realen Evaporationssummen von WEBER erreichen im Hohen Atlas Werte zwischen 10 mm im Winter und 120 mm im Sommer. Diese Werte sind an die Niederschlagsereignisse gebunden. Zu den Problemen bei der Abflussmessung siehe WEBER (2004). Die von WEBER (2004) ermittelten Evaporationsraten von 15 bis 60 mm im Winter 2002/03 entsprechen mittleren täglichen Evaporationsraten von 0,2 bis 0,7 mm. Die mit dem UEB modellierten Sublimationsraten von 2 mm pro Tag für die Station M'Goun im Winter 2004/05 und für die Stationen Tounza und Tichki im Winter 2003/04 übersteigen diese Werte. Ein Vergleich der Jahreszeiten bei WEBER zeigt, dass im Einzugsgebiet Cascade im Winter mehr Wasser verdunstet als im Frühling. Das zeigt an, dass die zur Verfügung stehende Energie nicht der limitierende Faktor bei der Evaporation ist, sondern nur die Niederschlagshöhe. Selbst die höchsten Bereiche des Einzugsgebiets mit über 3500 m und geringeren Temperaturen als die mittleren Hänge und die Talschaften zeigen höhere Verdunstungsraten. Somit stützen sich die Ergebnisse der beiden Modelle UEB und ARID gegenseitig bezüglich der Verdunstung/Sublimation in den Höhenlagen.

4.7 Fazit

Die Witterungsbedingungen im Untersuchungsgebiet führen zu einer Prozesskonstellation bei der Schneeablation, bei der Sublimation und Schmelze alternieren. Bestimmende Einflüsse sind hierbei Höhe und zeitliche Verteilung der (Schnee-)Niederschläge sowie die in der anschließenden Phase auf die Schneedecke einwirkenden Klimaelemente der Globalstrahlung und der advektiven Flüsse von Lufttemperatur, Luftfeuchte und Wind. Das in Bodenfeuchte gebundene Wasseräquivalent aus der Schneeschmelze unterliegt der Verdunstung, die in der vorliegenden Arbeit nur abgeschätzt wurde, aber im Gegensatz zur Sublimation verstärkt in den tiefer liegenden Zonen wirkt. Die geologische Situation mit Verkarstung trägt dazu bei, dass wenig schnelle Abflusskomponenten erzeugt werden. Nur bei sehr ergiebigen Niederschlägen sowie bei schneller Schmelze großer Schneemassen kommt es zur Ausbildung einer Hochwasserwelle, die an den Abflusspegeln beobachtet werden kann. Die überwiegende Zeit des Jahres wird der Abfluss aus dem Grundwasserspeicher gespeist und verläuft sehr konstant auf niedrigem Niveau.

5 Diskussion

5.1 Schneekartierung und -messung

Die in dieser Arbeit vorgestellte Analyse des Schneespeichers im Einzugsgebiet des Oued M'Goun beleuchtet die Rolle des Schnees als Wasserlieferant für das Drâatal, zeigt aber auch die Komplexität des Untersuchungsraumes und stellt die Frage nach der Übertragbarkeit der Ergebnisse. Es konnte gezeigt werden, dass in den Untersuchungsjahren 2001 bis 2004 die winterliche Schneebedeckung in ihrer Ausbreitung und Andauer sehr variabel war. Die Schneeniederschlagssummen an den Standorten der Klimastationen des IMPETUS-Projekts, die nach der hier vorgestellten Methodik überwiegend aus Schneehöhenmessungen bei begründeten Annahmen zum Verlauf eines Schneedeckenaufbaus und zur Neuschneedichte abgeleitet wurden, variierten in den betrachteten Jahren nicht so stark wie die Flüssigniederschlagssummen. An den drei Hochstationen wurden Gesamtniederschläge gemessen, die im oberen Bereich dessen liegen, was auf bisherigen Niederschlagskarten für die Region ausgewiesen wird (GAUSSEN ET AL. 1958; auch zitiert in MÜLLER-HOHENSTEIN UND POPP 1990). Die maximale Anzahl der Tage mit Schneebedeckung findet sich in den höchsten Lagen in Nordexposition und erreichte im überdurchschnittlich feuchten Winter bis Frühsommer 2003/04 sieben Monate. Eine geschlossene Schneedecke über einen Zeitraum von mehr als einem Tag kam nach Auswertung von MODIS-Satellitenbildern im Untersuchungszeitraum unterhalb von 1500 m nicht vor. Schneefälle wurden bis in den mittleren Anti-Atlas auf den das Drâatal begrenzenden Randhöhen zwischen Agdz und Zagora beobachtet. Nach Aussage des Technikers EL YOUSOUFI, der die hydroklimatologische Station des SE Ouarzazate bei Ifre am Rand des Hohen Atlas seit mehr als 40 Jahren betreibt, waren mehrere Tage im Jahr mit einer Schneedecke auf 1500 m bis in die 1970er Jahre normal, damals wurden auch noch Schneehöhenmessungen an der Station vorgenommen. Aussagen der in den Gebirgstälern Ansässigen bestätigen die Abnahme der Schneehöhe.

5.2 Abfluss

Die Abflüsse an den Pegeln im Untersuchungsgebiet werden während des überwiegenden Teils des Jahres durch Grundwasserausfluss generiert. Zu diesem Basisabfluss mit sehr geringer Rezessionsneigung addieren sich die Komponenten des Zwischen- und des

Oberflächenabflusses nur bei großen Niederschlagsereignissen. So zeigt der Anstieg des Abflusses am Pegel Ifre eine hohe Korrelation mit den an der benachbarten Klimastation gemessenen Niederschlägen, wohingegen der Beitrag des Schnees aus dem oberen Teil des M'Goun-Einzugsgebiets zum direkten Abfluss schwer zu fassen ist.

Bei der Abflussmodellierung aus der Schneeschmelze mit dem Snowmelt Runoff Model SRM mussten die Abflusskoeffizienten des Schnees und des Regens auf Werte zwischen 0,05 und 0,15 kalibriert werden, um dem gemessenen Abfluss zu entsprechen. Zudem kam es zwischen Winter und Frühjahr in beiden Jahren zu kurzzeitigen Abflussspitzen und einem sehr schnellen Absinken des Abflusswertes auf das Niveau vor dem Ereignis. Ein zeitlich verzögerter Abfluss infolge Schneeschmelze konnte auch nach großen Schneefällen im oberen Teil des Einzugsgebiets nicht klar ausgewiesen werden.

Anders war die Situation im Ameskartal. An den IMPETUS-Messpegeln Taria-n-Boussaid und Cascade erfolgte der Abfluss gesteuert durch die Schneeschmelze. Beide Pegel befinden sich nah an den winterlichen Schneeflächen. Die verzögernde Wirkung der Schneeschmelze auf den Abfluss lässt auf den folgenden 30 km bis zum Pegel Ifre nach und ist nur nach großen Schnee-Niederschlagsereignissen zu erkennen (z.B. Mitte März bis Anfang April 2003).

Zu einem möglichen Grundwasserabstrom des Wassers aus festen und flüssigen Niederschlägen kann an dieser Stelle nur eine Einschätzung gegeben werden. So findet ein Großteil des Niederschlagswassers über Zwischenabfluss und Grundwasserabstrom seinen Weg bis zum Pegel Taria im obersten Ameskartal. Der Abflussbeiwert liegt im Beobachtungs- und Simulationszeitraum 1.11.2002 bis 30.5.2003 bei 34 %. Demgegenüber wurden am Pegel Cascade nur 13 % des Niederschlags während der gleichen Periode als Abfluss registriert. Auf die kurze Distanz bis zum Pegel Taria (Einzugsgebiet 5,4 km²) werden die meisten Niederschläge entweder in Bodenfeuchte gespeichert, von der ein Teil wieder verdunstet, oder es erfolgt eine Verfrachtung in die Grundwasserleiter. Die geologische Situation ermöglicht mit den nach Norden einfallenden, klüftigen jurassischen Kalken eine Leitung des Wassers in tiefere Schichten oder auch auf die Nordseite des Jebel M'Goun und somit außerhalb des Taria-Einzugsgebiets. Eine Ausweitung des unterirdischen Einzugsgebiets des Ouzighimt-Tals unter die Südhänge des Jebel M'Goun könnte auch eine Erklärung für den perennierenden Oued M'Goun sein, der auf der Nordseite des Jebel M'Goun entspringt und mit dem Oued Dadès den Hauptzufluss zum Stausee El Mansour Eddahbi bildet.

5.3 Sublimation und Schmelze

Beobachtungen und Messungen zum Phänomen der Sublimation des Schnees konnten für die höheren Bereiche des Untersuchungsgebiets ab 3000 m bestätigen, dass der Verlust von Wasser an die Atmosphäre je nach Höhenlage und Witterung erheblich sein kann. Für die Station M’Goun (3.850 m) bestehen aufgrund der niedrigen Lufttemperaturen in Kombination mit phasenweise hohem Dampfdruckdefizit der Luft und hoher Strahlungsenergie während des ganzen Winters günstige Bedingungen für den Abbau der Schneedecke durch Sublimation. Schmelze findet erst bei geringen Schneehöhen und im Frühjahr statt, wenn die Lufttemperaturen über den Gefrierpunkt steigen. Das Umschlagen von vorherrschender Sublimation in dominierende Schneeschmelze konnte innerhalb weniger Tage mit höhenabhängiger Verzögerung am Aufstiegsweg zur Station M’Goun zwischen 3.000 m und 3.900 m Ende Februar/Anfang März 2003 beobachtet werden (Schneeblechmessungen).

An den Stationen Tichki (3.260 m) und Tounza (2.960 m) ergibt sich aufgrund der geringeren Höhenlage ein differenzierteres Bild als an der Station M’Goun. Die Lufttemperaturen steigen auch während des Winters in den positiven Bereich. Der Abbau der im Vergleich zur Station M’Goun geringer mächtigen Schneedecke durch Sublimation wird so je nach Witterung durch Phasen der Schneeschmelze verstärkt, an deren Ende zumeist die Ausaperung am Standort steht.

Die tiefstliegende Station mit Schneebeobachtung ist die Station Imeskar (2.250 m). Hier wurde zwischen 2001 und 2005 nur an wenigen Tagen eine Schneebedeckung registriert. Unmittelbar nach einem Schneefall herrschten in der Regel wieder günstige Bedingungen für eine Schneeschmelze der dünnen Schneedecke, so dass die schnell einsetzende Ausaperung des Bodens überwiegend auf Schmelze zurückgeführt wird. Sublimation findet sicher auch statt, trägt aber nur geringfügig zum Schneedeckenabbau bei.

An der Station Taoujgalt (1.870 m) auf der Hochebene von Ait Toumert macht der Schneeanteil am Gesamtniederschlag nur noch weniger als 5 % aus. Einzelne Tage mit Schneebedeckung sind aus registrierten Niederschlägen und einer erhöhten Albedo abgeleitet: 14. Januar 2003, 24. Dezember 2004 und 7.-8. Februar 2005. Für die Zeit zwischen Installation der Station im Oktober 2001 und Ende 2002 konnten aus den Stationsdaten keine Schneedecken abgeleitet werden.

An den Hängen des Untersuchungsgebiets kommt es, wie oben beschrieben, während der gesamten Zeit der Schneebedeckung zu Sublimation und Schmelze. Darüber hinaus führen mittlere bis hohe Windgeschwindigkeiten oberhalb der Tallagen zur Schneeverdriftung

während eines Schneefalls und kurz danach. Schneehöhendaten der Stationen belegen die Reduktion der Schneehöhe nach einem Schneefall auf das Ausgangsniveau des Bodens bzw. einer älteren Schneedecke innerhalb weniger Stunden. Unter sehr hohen Windgeschwindigkeiten an der Station M'Goun wurde eine ein bis zwei Wochen alte Schneedecke auf diese Weise abgetragen.

Automatische Schneehöhenmessungen an einzelnen Punkten, wie sie an den Stationsstandorten im Untersuchungsgebiet alle 5 Minuten durchgeführt werden, geben allein noch keine sicheren Hinweise auf die an Schneedeckenauf- und -abbau beteiligten Prozesse (Schneefall, Verdriftung, Schmelze, Sublimation), weder an dem jeweiligen Standort, noch für eine mit der Station assoziierte Fläche. Mit Hilfe der anderen Messgrößen zur Charakterisierung der Witterung und der Schneedeckeneigenschaften an einer Station sind die Prozesse am Standort besser fassbar. Unter plausiblen Annahmen, die durch das Zusammenspiel der einzelnen Messgrößen gestützt sind, kann die Beteiligung einzelner Prozesse ausgeschlossen, eingeschränkt oder als dominant erkannt werden.

Ausaperung an Schneeflecken – eine Einschätzung

Mit dem Fortschreiten der Ablation kommt es zur Ausaperung der Bodenoberfläche. Zunächst fleckenhaft verteilt in Abhängigkeit von Topographie und anderen Standortfaktoren sowie der initialen Schneemasse, breiten sich die aperen Flächen in benachbarte Schneedecken aus, indem sie mit der Wärmestrahlung des Bodens die Ränder der Schneedecke anschmelzen. Die Strahlung im Untersuchungsgebiet ist hoch, die Boden- und Schuttflächen haben eine Albedo von 20 %, so dass hohe Bodenoberflächentemperaturen auftreten können. Die drei höchstgelegenen Stationen sind mit Infrarot-Oberflächentempersensoren ausgestattet, die auf die gleiche Stelle wie die Schneehöhensensoren ausgerichtet sind. Die höchsten gemessenen Bodenoberflächentemperaturen am Tag der Ausaperung einer nur mehr sehr geringen Schneehöhe lagen an der Station M'Goun (29.3.2005) bei 18 °C. An der Station Tounza wurden am Tag der Ausaperung (14.3.05) 4 °C gemessen, an der Station Tichki 11 °C (14.3.05). Einen Tag nach dem jeweiligen Ausaperungsdatum lagen die Tagesmaxima der Oberflächentemperaturen der drei Stationen bei 19 °C (M'Goun), 10 °C (Tounza) und 26 °C (Tichki).

Die von der Seite forcierte Schmelze einer zunehmend fleckenhaft werdenden Schneedecke kann hier nur abgeschätzt werden. Die Ergebnisse der Schneeblechmessungen 2003 zeigen, dass bei günstiger Witterung und fortgeschrittener Auflösung der Schneedecke schon Anfang

März Schmelzraten von 20 mm pro Tag auf 3.600 m, in der unteren schneebedeckten Zone (3000 m) zum Teil auch mehr als 10 mm innerhalb weniger Stunden auftreten können.

Die Stationsstandorte liegen in konkaven bis gestreckten Hangbereichen. Nach Weber (2005) weisen konkave und gestreckte Hangbereiche im Drâa-Einzugsgebiet niedrige Abflusskoeffizienten ($< 6\%$) auf. Die gesättigte Wasserleitfähigkeit an konkaven Hängen im Untersuchungsgebiet wird von WEBER mit 60 mm/h angegeben (2005). Das bedeutet, dass selbst bei Wassersättigung des Bodens immer noch 60 mm Regen oder Schmelzwasser pro Stunde vom Boden aufgenommen und in den Untergrund geleitet werden können. Dieses Infiltrationsverhalten reicht aus, um Oberflächenabfluß an den Stationen zu verhindern.

Der örtlich hohe Schuttanteil im bzw. auf dem Oberboden im Untersuchungsgebiet führt zu einem Schutz des darunter liegenden Bodens vor Austrocknung. Dennoch bewirken meteorologische Randbedingungen in den Tagen nach Niederschlags- oder Schneeschmelzereignissen eine verstärkte Verdunstung aus dem Boden. Eine geschmolzene Schneedecke kommt somit nicht direkt der Grundwasserneubildung oder Abflussbildung zugute.

An der Klimastation Ifre des SE Ouarzazate werden seit mehr als 40 Jahren Evaporationsmessungen durchgeführt. Für die letzten Jahre liegen nur Messwerte der Piche-Evaporimeter vor, bis zum Jahr 2002 auch Messwerte der Verdunstungspfannen (Colorado). Um eine Überlappung mit den Daten der Projekt-Stationen zu erhalten, werden daher im Folgenden nur die Werte der Piche-Evaporimeter betrachtet. Die Korrelation zwischen den Jahressummen der Verdunstungspfanne und des Piche-Röhrchens konnte über den Gesamtzeitraum 1964-2002 nicht festgestellt werden. Ab 1993 liegen die Jahressummen beider Verfahren zwischen 2.400 und 2.650 mm und somit innerhalb einer Differenz von 10 %.

5.4 Methodenkritik und Empfehlungen für die weitere Arbeit

5.4.1 Stationsmessnetz

Anhand der Messdaten der fünf IMPETUS-Stationen im Untersuchungsgebiet zu Lufttemperatur und Niederschlag konnte gezeigt werden, dass die Ableitung von Gradienten in Abhängigkeit von der Meereshöhe möglich ist. Dabei ergab sich für die Lufttemperaturen generell ein linearer Gradient, der von der Station des SE Ouarzazate in Ifre in tiefere Lagen fortgeführt werden konnte. Die Abweichungen vom generellen Trend lassen sich auf die Standorte der Stationen zurückführen.

So wurden an der Station Tounza (2960 m) Temperaturen gemessen, die unterhalb der aus einem Gradienten zwischen den Stationen Tichki (3260 m) und Imeskar (2250 m) berechneten Temperatur lag. Die Station Tounza liegt auf einem leicht geneigten nordexponierten Hang, wohingegen die Stationen Tichki, Imeskar und auch M’Goun in Südexposition liegen. Die Abweichung wird daher auf die Exposition zurückgeführt und repräsentiert die Strahlungsbenachteiligung auf den Nordhängen.

An der Station Taoujgalt (1870 m) wurden ebenfalls geringere Lufttemperaturen gemessen als vom Gradienten zwischen Imeskar (2250 m) und Ifre (1500 m) zu erwarten war. Der Standort liegt nahe einer Bodensenke in der breiten Hochebene von Ait Toumert sowie gegenüber eines Talausgangs. Wie aus Tab. 4.1 hervorgeht, liegen an der Station Taoujgalt sowohl das absolute gemessene Minimum als auch die Anzahl der Tage mit einer Höchsttemperatur über 10 °C unter den Werten der höher gelegenen aber südexponierten Station Imeskar.

In den Einzugsgebieten Taria und Cascade dominieren die Südhänge gegenüber den Nordhängen, so dass ein Übergewicht der südexponierten Stationen Imeskar, Tichki und M’Goun bei der Ableitung eines generellen Temperaturgradienten in Kauf zu nehmen ist.

Für das Gesamteinzugsgebiet des Oued M’Goun bis Ifre wäre eine Differenzierung der Temperatur nach der Exposition wünschenswert, da der Nordabfall des Jebel M’Goun mit seinen steilen Flanken zum Ouzighimttal von der Strahlung her benachteiligt ist. Mit weiteren Messungen in steileren Nordexpositionen bzw. auf dem steilen Nordhang des Jebel M’Goun mittels einer festen Station oder in Messkampagnen könnte der Nord-Süd-Gegensatz besser ermittelt werden. Das gilt für die Klimaelemente Globalstrahlung, Lufttemperatur und – feuchte ebenso wie für die Niederschlagsmenge in flüssiger und fester Form.

Der Expositionsgegensatz trägt mit zu der verlängerten Schneebedeckungsdauer auf den Nordhängen bei (vgl. Abb. 4.7). Der geringe Einfluss der Schneeschmelze auf das kurzfristige Abflussverhalten am Pegel Ifre relativiert allerdings die Bedeutung der Expositionsunterschiede. Es besteht Grund zu der Annahme, dass eine verzögerte Schmelze am Nordhang des Jebel M’Goun die Auffüllung des Grundwasserspeichers bis in den Mai bzw. Juni verlängern kann. Dies führt zu einer Nachlieferung für den zum großen Teil vom Grundwasser gespeisten Abfluss am Pegel Ifre, der somit bis in den Sommer hinein Wasser aus der Schneeschmelze vom Gebirge in das Vorland transportieren kann.

Über die in der vorliegenden Arbeit dokumentierte Andauer der Schneedecke hinaus ist auf keinen weiteren durch die Exposition begründeten Unterschied bei der Ausprägung der

Klimaelemente eingegangen worden. Zu den auf amtlichen Niederschlagskarten erkennbaren höheren Niederschlägen auf den Nordhängen können daher keine Aussagen gemacht werden. Da das Untersuchungsgebiet direkt südlich der Hauptklimascheide des Hohen Atlas liegt, dürfte der Nord-Süd-Gradient innerhalb des Untersuchungsgebietes nicht so stark ausgeprägt sein wie beim Übertritt in die feuchtere Region nördlich der Hauptklimascheide.

Die Ableitung eines Niederschlagsgradienten für das gesamte Drâa-Einzugsgebiet aus verschiedenen Zeitreihen der gemessenen Niederschläge bzw. Schneewasseräquivalente an IMPETUS- sowie SE Ouarzazate-Stationen ergab einen durch die Geländehöhe am besten zu erklärenden Verlauf mit einem flacheren Anstieg im Drâatal und einem steileren Anstieg im Hohen Atlas. Die Methode war erfolgreich, und es wurde eine Karte der mittleren Jahresniederschläge für den Zeitraum 1984 bis 2004 berechnet, die im IMPETUS-Projekt von verschiedenen Teilprojekten genutzt werden kann.

Insgesamt kann gesagt werden, dass die Platzierung der Klimastationen gelungen ist und die dem Forschungsgedanken von IMPETUS zugrunde liegenden Höhen- und Ariditätsgradienten gut erfasst werden.

5.4.2 Schneehydrologische Messungen

Zu den schneehydrologischen Messungen gehören die beiden Verfahren zur Ermittlung des Schneewasseräquivalents im Gelände mittels einer Schneesonde in Kombination mit Messungen der Schneehöhe und die automatischen Registrierungen der Schneelast auf den snow pillows an den Klimastationen Tichki und Tounza. Darüber hinaus wurden an den Stationen automatische Messungen der Schneeoberflächentemperatur und der Schneedeckentemperatur in verschiedenen Niveaus durchgeführt.

Infolge der seltenen großen Schneefallereignisse, und da aus organisatorischen und gesundheitlichen Gründen den Aufhalten im hochgebirglichen Untersuchungsgebiet zeitliche Grenzen gesetzt waren, wurden schneehydrologische Parameter zu den meisten dieser Ereignisse nur automatisch gemessen. Daher sind die Daten zumeist auf die Standorte der Klimastationen beschränkt, an denen entweder das Schneewasseräquivalent direkt gemessen wurde (snow pillows) oder nur die Schneehöhe registriert wurde. Die im Kapitel 3.3 getroffenen und begründeten Annahmen zur generellen Dichte des Neuschnees konnten nur bei wenigen Gelegenheiten durch direkte Messungen verifiziert werden. Der

angenommene Wert von 150 kg/m^3 für Neuschnee an den drei höchstgelegenen Stationen wurde auf dieser Datenbasis abgeleitet und mit Verdichtung durch Windeinfluss begründet.

Da erfahrungsgemäß die Neuschneedichte Schwankungen unterworfen ist, liegt in der vereinfachten Annahme eines generellen Wertes eine Fehlerquelle, die bei der Organisation der zukünftigen Geländearbeit zum Beispiel durch Einbezug geschulten einheimischen Personals mit Wetterfestigkeit minimiert werden kann.

Die Messungen der Schneeoberflächentemperatur mit einem automatischen Infrarot-Sensor konnten an der Station M'Goun durch parallele Messungen der langwelligen Ausstrahlung verifiziert werden. Die Schneeoberflächentemperatur stellt eine wichtige Größe für die Charakterisierung der thermischen Eigenschaften der Schneedecke dar und stützt als unabhängige Validierungsgröße die Modellfunktionalität des Utah Energy Balance Model (UEB).

Die Temperatur der Schneedecke in verschiedenen Niveaus über dem Boden wurde mit an einer senkrecht im Boden stehenden weißen Stange gemessen, an der „zweckentfremdete“ Bodentemperaturfühler befestigt waren. Schon vor dem Absinken der Schneehöhe auf das Niveau eines Fühlers kommt es zum Ausschmelzen desselben mit Hohlrumbildung, so dass im Verlaufe der Ausaperung die Messungen nicht mehr die Schneedeckentemperatur darstellen, sondern die Lufttemperatur im Hohlraum des Schnees. Darüber hinaus konnten die beweglichen Messfühler bei Setzung der Schneedecke einige Zentimeter nach unten gebogen werden, so dass die Messwerte eher für ein tieferes Niveau gelten.

Bei Fortführung der automatischen Messungen ist daher über den Einsatz kleinerer Messfühler und über eine Aufhängung an einem dünnen Draht nachzudenken, um möglichst lange ungestörte Messwerte gewinnen zu können, bevor die Strahlung durch die dünner werdende Schneedecke die Sensoren aufheizt.

Anwendung finden die Schneedeckentemperaturen bei der thermischen Charakterisierung der Schneedecke für eine Abschätzung der Schmelzbereitschaft, die auch für die Validierung der Modellergebnisse des UEB genutzt werden kann.

5.4.3 Schneefernerkundung

Im Kapitel 3.4 wurden verschiedene Fernerkundungsverfahren zur Erfassung der Verbreitung der Schneedecke vorgestellt. Die Ergebnisse zeigten, dass die Ableitung eines Schneebedeckungsgrads aus einer ASTER-Szene für die Korrelationsanalyse mit einer MODIS-Szene gleichen Aufnahmedatums (30.3.2002) durch eine hohe Varianz ausgezeichnet

und somit unsicher ist. Sowohl der Schneeklassifizierungsalgorithmus des Normalized Difference Snow Index (NDSI) für die MODIS-Szene als auch die Isodata-Klassifikation der ASTER-Szene glichen Unterschiede in der Strahlungsexposition weitgehend aus. Die Georeferenzierung der MODIS- und der ASTER-Szene wurde überprüft und als sehr gut bewertet (vgl. Kapitel 3.4.4.4 bzw. 3.4.4.6).

Daher wird für die hohe Varianz die zum Aufnahmezeitpunkt sehr heterogene und kleinräumige Schneeverbreitung zum Ende einer zwei- bis dreiwöchigen Ausaperungsphase als Erklärung herangezogen. An keiner der IMPETUS-Klimastationen wurde zu diesem Zeitpunkt eine Schneedecke registriert, in den zwei bis drei Wochen vorher waren die Schneefälle an den Stationen heterogen.

Aus diesen Betrachtungen wird geschlossen, dass unter den für das Untersuchungsgebiet charakteristischen Bedingungen heterogener Ausaperungsmuster zwar eine binäre Aussage zur Schneebedeckung getroffen werden kann, für die Ableitung des prozentualen Schneebedeckungsgrads in einem MODIS-Pixel mit der Kantenlänge 463 m allerdings noch weitere Forschungsarbeit mit höher aufgelösten Satellitenbildern zu verschiedenen Zeiten der Ausaperung vonnöten ist.

Die flächenhafte Korrelationsanalyse zwischen MODIS und der Landsat-Szene vom 19.11.2003 wurde durch den seit Sommer 2003 defekten Scanner verhindert, da eng stehende schwarze Bildstreifen einen Großteil der MODIS-Pixel betrafen. Für die erfolgreiche Validierung der MODIS-Schneeklassifikation an den Standorten der UTL-Bodentemperaturlogger in einem Teil des Untersuchungsgebiets konnte die Landsat-Szene aber verwendet werden.

Die Wahl des MODIS-Aufnahmesensors für die Ableitung regionaler Schneekarten hat sich insgesamt bewährt. Gute Datenverfügbarkeit, meist gute Bildqualität und eine sehr gute Georeferenzierung des vom USGS vertriebenen Produkts „MOD09 Surface Reflectance Daily“ bilden eine gute Grundlage für die Verwendung in operationellen Anwendungen. Der Normalized Difference Snow Index (NDSI) kann als geeignet für die operationelle Berechnung von Schneekarten im Untersuchungsgebiet und im regionalen Maßstab bezeichnet werden.

5.4.4 Modellierung

Die Simulation der Schneeablation mit dem physikalischen UEB-Modell wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit für die Standorte der Klimastationen durchgeführt. Das Modell konnte an der Station Tounza durch gemessene Schneemassenveränderungen auf dem snow pillow kalibriert und die erzielten Ergebnisse für die Massenbilanz der Schneedecke für andere Zeiträume validiert werden. Im Untersuchungsgebiet waren keine Lysimeter installiert, bei denen man Schmelzwasser hätte auffangen können. Die Massenänderung auf dem snow pillow der Station Tounza ist daher im Zusammenhang mit den Randbedingungen und weiteren Messgrößen zu interpretieren, um zu Aussagen über die Art der Schneeablation zu kommen. Schneepaket- und Schneeoberflächentemperaturen, Lufttemperaturen und –feuchte sowie Änderungsraten der Schneemasse bilden zusammen mit den Schneeblech-Messversuchen von 2003 die Grundlage für die Interpretation der Messdaten und für eine Plausibilitätskontrolle der differenzierten Modellergebnisse zu Schmelze und Sublimation.

Das UEB-Modell hat in der DOS-Version einen eingeschränkten Funktionsumfang. Die in der Fortran-Version als Eingabegröße erwartete, in der DOS-Version jedoch aus anderen Größen parametrisierte langwellige atmosphärische Gegenstrahlung führte zu einer Abweichung bei der modellierten Strahlungsbilanz. Dies hatte eine um mehrere Tage verkürzte Ausaperungsdauer gegenüber den Modellläufen mit Strahlungsbilanz zur Folge. Ein Eingriff in der DOS-Version des UEB war nicht möglich.

Ziel der Ablationsmodellierung mit dem UEB war die Differenzierung in die Prozesse Schmelze und Sublimation. Durch den zumindest auf die Bedingungen im Untersuchungsgebiet nicht korrekt einstellbaren und von Messwerten abweichenden potentiellen Eingabeparameter der atmosphärischen Gegenstrahlung kam es zu einer Verschiebung der Prozessanteile an der Gesamtablation.

Durch automatische Messungen der atmosphärischen Gegenstrahlung an der Station M’Goun besteht in Zukunft die Möglichkeit, beim Umstieg auf die Fortran-Version des UEB in die Parametrisierung einzugreifen und das Modell nach einer Überprüfung der berechneten Strahlungsbilanz nur noch mit der Globalstrahlung zu betreiben. Nach Angabe des Modellentwicklers ist der Betrieb mit der Globalstrahlung vorzuziehen, da als weitere Eingabegrößen langwellige atmosphärische Gegenstrahlung und gemessene Albedo bei der Modellierung berücksichtigt werden und auf diese Weise die atmosphärischen Bedingungen

in das Modell eingebracht werden und nicht nur die Strahlungsbilanz der Schneeoberfläche (bei Vorlage von Messwerten oder Korrekturmöglichkeiten bei der Parametrisierung, eigene Anmerkung).

5.4.5 Forschungsansatz

Entgegen der in den vorherigen Kapiteln zur Methodik und zu den Ergebnissen eingehaltenen Reihenfolge von Messungen im Gelände über die Fernerkundung zur Modellierung steht die Beurteilung des Forschungsansatzes am Ende dieses Abschnitts zur Methodenkritik.

Die in der vorliegenden Arbeit gewählten Methoden zur Analyse der schneehydrologischen Prozesse und zur Schneekartierung lieferten eine Fülle von Daten und Informationen über die Facetten der Schneebedeckung im Untersuchungsgebiet. Der Ansatz, mittels eines dreigeteilten Methodenverbundes verschiedene Aspekte vom Schneefall über Ablationsprozesse bis zur Abflussgenerierung zu untersuchen, führte zu neuen Einsichten in der Rolle des Schnees im Untersuchungsgebiet.

So zeigten die Daten der automatischen Klimastationen erstmalig für Standorte auf der Atlas-Südseite eine kontinuierliche Sequenz des Auf- und Abbaus der Schneedecke. Gemessene Klimadaten waren unerlässliche Eingangsdaten für die Modellierung mit dem UEB-Modell und dem SRM. Die beteiligten Prozesse der Sublimation und der Schmelze konnten über das kalibrierte physikalische UEB-Modell identifiziert und anhand von Messdaten (Schmelz- und Sublimationsraten aus Schneeblechversuchen, Schneeoberflächen- und Schneedeckentemperatur) sowie von Beobachtungsdaten (Ausaperungsmuster und Büßerschnee auf Fotos) quantitativ und qualitativ verifiziert werden.

Die so gewonnenen Einsichten unterstützten die Parametrisierung und Kalibrierung des konzeptionellen Schneeschmelz-Abflussmodells Snowmelt Runoff Model (SRM). Kleine Niederschlagsereignisse haben infolge von Verdunstung und Sublimation sehr geringe Wirksamkeit auf die Abflussganglinie. Zum Teil mehrwöchig andauernde Phasen der Sublimation führen zu einer Reduktion der Schneemassen in den höheren Zonen des Untersuchungsgebiets, so dass die Wirksamkeit der Schneeniederschläge ebenfalls reduziert ist. Die Abflusskoeffizienten für flüssigen und festen Niederschlag waren demnach als niedrig zu erwarten, so dass die erfolgreiche Kalibrierung mit niedrigen Werten im konzeptionellen Modell auf Wissen aufbaut und durch dieses gestützt wird.

Der große Anteil des Basisabflusses an den Abflusskomponenten in den drei untersuchten gestaffelten Einzugsgebieten wird bei großen Niederschlagsereignissen bzw. bei schnell einsetzender Schneeschmelze vom schnellen Oberflächenabfluss übertroffen, der jedoch ebenso schnell wieder zurückgeht. Die Änderung des Rezessionskoeffizienten war in der hier genutzten DOS-Version des SRM nur einmal im Jahr möglich, was für den in der vorliegenden Arbeit betrachteten Zeitraum genügte. Im Falle von mehr als einem sehr großen Niederschlags- und Abflussereignis im Jahr kann der Rezessionskoeffizient in der DOS-Version nicht mehr umgestellt werden. Für die zukünftige Arbeit mit ganzjährigen Simulationen ist daher die Fortran-Version des SRM zu bevorzugen.

Dem Übergang von der punktuellen zu einer regionalen Schneebedeckung wurde große Aufmerksamkeit geschenkt. Über einen Vergleich punktueller Daten von Schneehöhe, Albedo und Bodentemperaturen mit terrestrischen und satellitengestützten Schneeklassifikationen unterschiedlicher räumlicher Auflösung konnten die Voraussetzungen für eine operationelle Erfassung der regionalen Schneeverbreitung geschaffen werden. Als Synthese wurde in dieser Arbeit eine Karte der minimalen Schneebedeckungsdauer für den Zentralen Hohen Atlas im Zeitraum Oktober 2003 bis Juni 2004 auf der Basis von 50 klassifizierten MODIS-Szenen präsentiert. Die statistischen Informationen der einzelnen Schneekarten für die zonierte Einzugsgebiete dienen als Eingangsdaten für die Schneeschmelz-Abflussmodellierung mit dem SRM.

5.5 Ausblick

Zur Frage nach der Wasserverfügbarkeit aus der Schneeschmelze unter veränderten klimatischen Bedingungen, wie sie in den IMPETUS-Klimaszenarien entwickelt wurden (SPETH AND DIEKKRÜGER 2006), sind in der vorliegenden Arbeit keine Analysen oder Modellierungen vorgenommen worden. Daher können an dieser Stelle auch keine Antworten gegeben werden. Dies ist aber für die weitere Projektarbeit von Wichtigkeit, da das im Titel von IMPETUS geführte Wort „Management“ der Wasserressourcen das übergeordnete Ziel des Projekts ist. Für die Entwicklung eines diesbezüglichen Decision Support Systems ist daher noch weitere Arbeit zu leisten.

Für die zukünftige Arbeit zum Schnee im regionalen Maßstab ist es dringend angeraten, bei der Modellierung den erweiterten Funktionsumfang der Fortran-Versionen des UEB und des SRM zu nutzen, um flexibel auf Veränderungen der Datenverfügbarkeit und somit der Parametrisierung reagieren zu können.

6 Literaturverzeichnis

1. ABH Agadir (AGENCE DU BASSIN HYDRAULIQUE DE SOUSS/MASSA ET DRAA, Agadir) (2003): Hydrologie du Haut et Moyen Drâa. Agadir.
2. ABH Agadir (AGENCE DU BASSIN HYDRAULIQUE DE SOUSS/MASSA ET DRAA, Agadir) (2004): Aktuelle Klimadaten der Stationen im Drâatal. Agadir, Ouarzazate.
3. ABIDI, A. (1989): Martinec-Rango snowmelt runoff model applied to the Tillouguit Basin of Morocco. Unpublished master thesis, South Dakota School of Mines and Technology.
4. ANDERTON, S.P., WHITE, S.M. and B. ALVERA (2004): Evaluation of spatial variability in snow water equivalent for a high mountain catchment. *Hydrological Processes* 18, p. 435-453.
5. BACH, A. (2005): Mountain Climate. Chapter 4 in: http://snobear.colorado.edu/MarkW/Mountains/03/mtn_04DRAFT2.doc (14.12.04)
6. BARRY, R. (2005): Alpine Climate Change and Cryospheric Responses: An Introduction. In: DE JONG, C., COLLINS, D. and R. RANZI (Eds.): *Climate and Hydrology in Mountain Areas*. Chichester, England
7. BEATY, Ch.B. (1975): Sublimation or melting: Observations from the White Mountains, California and Nevada, USA. *J. of Glaciol.* Vol. 14, No. 71, p. 275-286.
8. BECHT, M. (1991): Schneehydrologische Untersuchungen am Pico de Teide (Teneriffa). *Erdkunde* 45, p. 264-276.
9. BECHT, M. (1997): Zum Einfluss des Waldes auf die Schneeablation im Atlasgebirge Marokkos. *Zeitschrift fuer Gletscherkunde und Glazialgeologie* 33, H. 2, p. 149-168.
10. BECHT, M. AND P. TRIMBORN (1993): Isotopenhydrologische Untersuchungen der Schneedecke am Pico de Teide (Teneriffa). *Zeitschrift fuer Gletscherkunde und Glazialgeologie* 27/28, p. 151-163.
11. BENARAF, S. (1992): Le Maroc en l'an 2050. Impacts d'une eventuelle evolution climatique sur la végétation et les écosystemes. Royaume du Maroc. Ministère des Travaux Publics, de la Formation Professionnelle et de la Météorologie Nationale. Rabat.
12. BENGTTSSON, L. (1980): Evaporation from a Snow Cover. Review and Discussion of Measurements. *Nordic Hydrology*, 11, 221-234.
13. BLÜTHGEN, J. UND W. WEISCHET (1980): *Allgemeine Klimageographie*. 3. Aufl. Berlin.
14. BOONE, A. AND P. ETCHEVERS (2001): An Intercomparison of Three Snow Schemes of Varying Complexity Coupled to the Same Land Surface Model: Local-Scale Evaluation at an Alpine Site. *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 2, 374-394.
15. BOUARI, A. E. (1990): Modélisation des Précipitations et des Apports au niveau du Barrage Mansour Eddahbi. Institut Agronomique et Veterinaire Hassan II - Rabat.

16. BRAUN, L. (1985): Simulation of Snowmelt-Runoff in Lowland and Lower Alpine Regions of Switzerland. *Zürcher Geographische Schriften* 21.
17. BRUN, E., DURAND, Y. AND E. MARTIN (1994): Snow modelling as an efficient tool to simulate snow cover evolution at different spatial scales. *Snow and Ice Covers: Interactions with the Atmosphere and Ecosystems (Proceedings of Yokohama Symposia J2 and J5, July, 1993)*. IAHS Publication No. 223, p. 163-174.
18. BURLANDO, P., PELLICCIOTTI, F. AND U. STRASSER (2002): Modelling Mountainous Water Systems Between Learning and Speculating Looking for Challenges. *Nordic Hydrology*, 33 (1), 47-74.
19. CAPPY, S. (2007): Hydrogeological Characterization of the Upper Drâa Catchment: Morocco. Dissertation an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bonn.
20. CAPPY, S. AND B. REICHERT (2005): Water balance and hydrogeochemical investigations in a meso-scale catchment in High Atlas: The Assif-n-Ait-Ahmed catchment. In: AIT HAMZA, M. and H. POPP (Eds.): Pour une nouvelle perception des fonctions des montagnes du Maroc. 7^{ème} Colloque scientifique maroco-allemand, Rabat, 23-25 September 2004.
21. CHOUDHURY, B.J. AND A.T.C. CHANG (1979): Two-stream theory of reflectance of snow. *IEEE Trans. Geosci. Electron. GE-17*, p. 63-68.
22. CHOUDHURY, B.J. AND A.T.C. CHANG (1981): The albedo of snow for partially cloudy skies. *Boundary-Layer Meteorology* 20, p. 371-389.
23. CORRIPIO, J.G. AND R.S. PURVES (2005): Surface Energy Balance of High Altitude Glaciers in the Central Andes: the Effect of Snow Penitentes. In: DE JONG, C., COLLINS, D. and R. RANZI (Eds.): *Climate and Hydrology in Mountain Areas*. Chichester, England, p. 15-27.
24. COUVREUR, G. (1981): *Essai sur l'evolution morphologique du Haut Atlas Central Calcaire (Maroc)*, Tome 1. Lille, Paris.
25. DE JONG, C., MACHAUER, R., REICHERT, B., CAPPY, S., VIGER, R. AND G. LEAVESLEY (2004): An integrated geomorphological and hydrogeological MMS modelling framework for a semi-arid mountain basin in the High Atlas, southern Morocco. In: PAHL-WOSTL, C., SCHMIDT, S., RIZZOL, A.E. AND A.J. JAKEMAN (Eds.): *Complexity and Integrated Resources Management, Transactions of the 2nd Biennial Meeting of the International Environmental Modelling and Software Society, iEMSs*. Manno, Switzerland. ISBN 88-900787-1-5, p. 736-741.
26. DIRECTION DE L'AGRICULTURE ET DES FORETS (1957): *Carte des precipitations*. Rabat/Paris.
27. DOZIER, J. (1989): Spectral signature of Alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sens. Environ.*, 28, 9-22.

28. DOZIER, J. AND D. MARKS (1987): Snow mapping and classification from Landsat Thematic Mapper data. *Ann. Glaciol.*, 9, 97-103.
29. DUGUAY, C.R. AND E.F. LE DREW (1992): Estimating surface reflectance and albedo from Landsat-5 Thematic Mapper over rugged terrain. *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, 58(5), 551-558.
30. DYCK, S. AND G. PESCHKE (1995): *Grundlagen der Hydrologie*. Berlin.
31. EL HARFI, A., LANG, J. AND J. SALOMON (1996): Le remplissage continental cénozoïque du bassin d'avant pays de Ouarzazate. Implications sur l'évolution géodynamique du Haut Atlas (Maroc). *C. R. Aca. Sc., Paris*, t. 323, série II a, 623-630.
32. FILY, M., BOURDELLES, B., DEDIEU, J.P. AND C. SERGENT (1997): Comparison of In Situ and Landsat Thematic Mapper Derived Snow Grain Characteristics in the Alps. *Remote Sens. Environ*, 59, 452-460.
33. FLERCHINGER, G.N. AND K.R. COOLEY (2000): A ten-year water balance of a mountainous semi-arid watershed. *Journal of Hydrology* 237, p. 86-99.
34. GAUER, P. (1998): Blowing and drifting snow in alpine terrain: a physically-based numerical model and related field measurements. *Mitteilungen der SLF* 58 (Switzerland).
35. GAUSSEN, H., DEBRACH, J. UND F. JOLY (1958): Précipitations annuelles. Atlas du Maroc. Notes explicatives, Planche No. 4a. Rabat.
36. GEIGER, R., ARON, R.H. UND P. TODHUNTER (1995): *The Climate Near the Ground*. Braunschweig/Wiesbaden.
37. GRAY, D.M. AND D.H. MALE (Eds.) (1981): *Handbook of Snow. Principles, Processes, Management & Use*. Willowdale, Ontario, Kanada.
38. GRAY, D.M. AND T.D. PROWSE (1993): Snow and floating ice. In: MAIDMENT, D.R. (Ed.): *Handbook of Hydrology*, Chapter 7, p. 7.1-7.58.
39. HALL, D.K. AND J. MARTINEC (1985): *Remote Sensing of Ice and Snow*. London, New York.
40. HALL, D.K., RIGGS, G.A. AND V.V. SALOMONSON (1995): Development of Methods for Mapping Global Snow Cover Using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer Data. *Remote Sensing of Environment* 54, p. 127-140.
41. HALL, D.K., RIGGS, G.A. AND V.V. SALOMONSON (1998): Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) for the MODIS Snow and Sea Ice-Mapping Algorithms. Version 1. <http://modis-snow-ice.gsfc.nasa.gov/atbd.html> (available 14.11.2004)
42. HALL, D.K., RIGGS, G.A., SALOMONSON, V.V. AND G.R. SCHARFEN (2001): Earth Observing System (EOS) Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) global snow-cover maps. IAHS Publication No. 267, 55-60.
43. HALL, D.K., RIGGS, G.A., SALOMONSON, V.V., DIGIROMAMO, N. AND K.J. BAYR (2002): MODIS snow-cover products. *Remote Sensing of Environment* 83, p. 181-194.

44. HASLER, M. (1980): Der Einfluss des Atlasgebirges auf das Klima Nordwestafrikas. *Geographica Bernensia* G11.
45. HILDEBRANDT, G. (1996): Fernerkundung und Luftbildmessung. Karlsruhe.
46. HOELZLE, M., WEGMANN, M. AND B. KRUMMENACHER (1999): Miniature Temperature Dataloggers for Mapping and Monitoring of Permafrost in High Mountain Areas: First Experience from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 10, p. 113-124.
47. JOLY, F. (1949): *Géographie du Maroc*. Paris.
48. KATTELMANN, R. AND K. ELDER (1991): Hydrologic Characteristics and Water Balance of an Alpine Basin in the Sierra Nevada. *Water Res. Res.*, Vol. 27, No. 7, p. 1553-1562.
49. KNIPPERTZ, P. (2003): Niederschlagsvariabilität in Nordwestafrika und der Zusammenhang mit der großskaligen atmosphärischen Zirkulation und der synoptischen Aktivität. Diss. an der Universität zu Köln. Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, Heft 152.
50. KNIPPERTZ, P., A. FINK, A. REINER AND P. SPETH (2003a): Three late summer/early autumn cases of tropical-extratropical interactions causing precipitation in Northwest Africa. *American Meteorological Society*, p.116-135.
51. KNIPPERTZ, P., M. CHRISTOPH AND P. SPETH (2003b): Long-term precipitation variability in Morocco and the link to the large-scale circulation in recent and future climates. *Meteorology and Atmospheric Physics* 83, p. 67-88.
52. KONSTANTINOV, A.R. (1966): Evaporation in nature – Israel program for scientific translations. Jerusalem. Zitiert in: Bentsson, L. (1980).
53. KOSKINEN, J., METSÄMÄKI, S., GRANDELL, J., JÄNNE, S., MATIKAINEN, L. AND M. HALLIKAINEN (1999): Snow Monitoring Using Radar and Optical Satellite Data. *Remote Sens. Environ.*, 69, 16-29.
54. LANG, H. (1981): Is evaporation an important component in high alpine hydrology? *Nord. Hydrol.* 12, p. 217-224.
55. LAVILLE, E. (1977): Géométrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain. *Bull. Soc. Géol. France* (7) XIX, n. 3, 527-539.
56. LILLESAND, T.M. AND R.W. KIEFER (2000): Remote sensing and image interpretation. New York, Chichester.
57. LISTON, G.E. AND M. STURM (1998): A Snow-transport model for complex terrain. *Journal of glaciology* 44, No. 148, p. 498-516.
58. LLIBOUTRY, L. (1954): The origin of penitents. *The Journal of Glaciology*, 2, 1952-56, 331-338.
59. LPDAAC (Land Processes Distributed Active Archive Center) (2004): Product description of the MODIS MOD09GHK Dataset. <http://lpdaac.usgs.gov/modis/mod09ghkv4.asp>

60. LUCE, C. AND D. TARBOTON (2001): A modified force-restore approach to modeling snow-surface heat fluxes. Presented at the 69th Annual Meeting of the Western Snow Conference.
61. MARTINEC, J. (1975): Snowmelt-Runoff Model for stream flow forecasts. *Nordic Hydrology* 6(3), p. 145-154.
62. MARTINEC, J. AND B. SEVRUK (1992). Snow cover. In: SEVRUK, B. (Ed.): Snow cover measurements and areal assessment of precipitation and soil moisture. Geneva. WMO-No. 749, p. 115-149.
63. MARTINEC, J., RANGO, A. AND R. ROBERTS (1998): Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual. Geogr. Bernensia, Series P, Vol. 35, Bern.
64. MASELLI, D. (1995): L'écosystème montagnard agro-sylvo-pastoral de Tagoundaft (Haut-Atlas occidental, Maroc): ressources, processus et problèmes d'une utilisation durable. *Geographica Bernensia African Studies Series A12*.
65. MESSERLI, B. (1967): Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. *Geographica Helvetica*, Vol. 3.
66. MESSERLI, B. AND M. WINIGER (1992): Climate, environmental change and resources of the African mountains from the mediterranean to the equator. *Mountain Research and Development* Vol. 12, No. 4, p. 315-336.
67. MILLER, R. (2002): Böden und Bodenerosion auf ausgewählten Standorten im Hohen Atlas/Südmarokko. Unveröff. Diplomarbeit im Fachbereich Agrarwissenschaften und Umweltmanagement der Justus-Liebig-Universität Giessen. 165 S.
68. MÜLLER-HOHENSTEIN, K. UND H. POPP (1990): Marokko. Ein islamisches Entwicklungsland mit kolonialer Vergangenheit. Stuttgart.
69. OBASI, G.O.P. (1999): Hydrology and water resources: a global challenge for WMO. Lecture at the 14th Conference on Hydrology – 79th Annual Meeting of the American Meteorological Society. Dallas, Texas, USA.
70. ORMVAO (Office Régionale de Mise en Valeur Agricole de Ouarzazate) (2003): Report sur la situation de la Vallée Moyenne du Drâa. Ouarzazate. Ouarzazate.
71. PARAJKA, J., HOLKO, L. UND Z. KOSTKA (2001): Snowmelt modelling and GIS. *GIS at Development Magazine*, October 2001.
<http://www.gisdevelopment.net/magazine/gisdev/2001/oct/smg.shtml>
72. PARISH, R. AND D.C. FUNNELL (1999): Climate change in mountain regions: some possible consequences in the Moroccan High Atlas. *Global Environmental Change* 9, p. 45-58.
73. PLETSCH, A. (1971): Strukturwandlungen in der Oase Dra. Untersuchungen zur Wirtschafts- und Bevölkerungsentwicklung im Oasengebiet Südmarokkos. *Marburger Geographische Schriften* 46.
74. PLÜSS, C. (1997). "The Energy Balance over an Alpine Snowcover." *Zürcher Geographische Schriften* 65.

75. PRILL, F. (1955): Schneefall und Schneedecke auf der Iberischen Halbinsel. Diss. Univ. Stuttgart.
76. RACHNER, M. (1987): Verdunstung von der Oberfläche der Schneedecke, Ergebnisse der an der Forschungsstation Harzgerode durchgeführten Messungen. Zeitschrift für Meteorologie 37(5), S. 285-290.
77. RAUH, W. (1952) Vegetationsstudien im Hohen Atlas und dessen Vorland. Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie der Wissenschaften Jg. 1952, 1. Abhandlung.
78. RISER, J. (1973): Le barrage Mansour Eddahbi et les aménagements agricoles de la vallée du Dra moyen. Revue de Géographie du Maroc, No. 23-24, p. 167-177.
79. SALOMONSON, V.V. AND I. APPEL (2004): Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index. Remote Sensing of Environment 89 (2004), p. 351-360.
80. SEIDEL, K. AND J. MARTINEC (2004): Remote Sensing in Snow Hydrology. Runoff Modelling, Effect of Climate Change. Chichester.
81. SCHULZ, O. AND C. DE JONG (2004): Snowmelt and sublimation: field experiments and modelling in the High Atlas Mountains of Morocco. Hydrology and Earth System Sciences, 8(6), p. 1076-1089.
82. SCHMIDT, M. (2003): Development of a fuzzy expert system for detailed land cover mapping in the Dra catchment (Morocco) using high resolution satellite images. Diss. an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät d. Universität Bonn.
83. SHABAN, A. et al. (2004): Remote sensing application to estimate the volume of water in the form of snow on Mount Lebanon. Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques 49(4), p. 611-621.
84. SINGH, P. AND L. BENGTSSON (2005): Assessment of Snow-covered Areas using Air Temperatures during Melt in a Mountainous Basin. In: DE JONG, C., COLLINS, D. AND R. RANZI (EDS.): Climate and Hydrology in Mountain Areas. Chichester, England, p. 45-55.
85. SLAUGHTER, C.W. (1970): Evaporation from snow and evaporation retardation by monomolecular films. Cold Regions Research and Engineering Laboratory. Special Report 130.
86. SOLBERG, R., HILTBRUNNER, D., KOSKINEN, J., GUNNERIUSSEN, T., RAUTIAINEN, K. AND M. HALLIKAINEN (1997): Snow algorithms and products, SNOWTOOLS WP410, Norwegian Computing Center, Report 924, Oslo, Norway, 112 pp.
87. SPETH, P. UND B. DIEKKRÜGER (Hrsg.) (2002): Integratives Management-Projekt für einen Effizienten und Tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika: Fallstudien für ausgewählte Flußeinzugsgebiete in unterschiedlichen Klimazonen. Fortsetzungsantrag Band 1, Zeitraum: 01.05.2003-30.04.2006. Köln.

88. SPETH, P. AND B. DIEKKRÜGER (Eds.) (2006): An integrated approach to the efficient management of scarce water resources in West Africa – case studies for selected river catchments in different climatic zones. Second Final Report. Period: 01.05.2003-31.07.2006, Cologne.
89. STICHLER, W., SCHOTTERER, U., FRÖHLICH, K., GINOT, P., KULL, C., GÄGgeler, H., B. POUYAUD (2001): Influence of sublimation on stable isotope records recovered from high-altitude glaciers in the tropical Andes. *Journal of Geophysical Research* 106(D19), p. 22613-22620.
90. STOFFEL, M., MONBARON, M. AND D. MASELLI (2002): Mountains and Lowlands: Enemies or Partners? Example of the High Atlas, Morocco. Fribourg.
91. STRASSER, U. AND P. ETCHEVERS (2005): Using Subgrid Parameterisation and a Forest Canopy Climate Model for Improving Forecasts of Snowmelt Runoff. In: DE JONG, C., COLLINS, D. AND R. RANZI (EDS.): *Climate and Hydrology in Mountain Areas*. Chichester, England, p. 29-44.
92. TAIBI, A.-N. ET M. EL HANNANI (2004): Mutation des modes de gestion et « crise » de l'eau au Maghreb : d'une gestion collective à une gestion individuelle. Le cas du bassin du Dadès (Maroc).
93. TARBOTON, D., BLÖSCHL, G., COOLEY, K., KIRNBAUER, R. AND C. LUCE (2000): Spatial Snow Cover Processes at Kühtai and Reynolds Creek. In: GRAYSON, R. AND G. BLÖSCHL (EDS.): *Spatial Patterns in Catchment Hydrology*. Cambridge.
94. TARBOTON, D. AND C. LUCE (1996): Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model (UEB). Computer model technical description and user's guide. <http://www.engineering.usu.edu/dtarb/>
95. TARBOTON, D. (1994): Measurements and Modeling of Snow Energy Balance and Sublimation from Snow. Presented at International Snow Science Workshop, Snowbird, Utah, November 1, 1994. Working paper WP-94-HWR-DGT/002.
96. THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E., DAVIS, M.E., HENDERSON, K.A., BRECHER, H.H., ZAGORODNOV, V.S., MASHIOTTA, T.A., LIN, P.-N., MIKHALENKO, V.N., HARDY, D.R. AND J. BEER (2002): Kilimanjaro Ice Core Records: Evidence of Holocene Climate Change in Tropical Africa. *Science*, Vol. 298, 18. Oct. 2002.
97. TROLL, C. (1942): Büßerschnee in den Hochgebirgen der Erde. *Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft* Nr. 240.
98. VUILLE, M. (1996): Zur raumzeitlichen Dynamik von Schneefall und Ausaperung im Bereich des südlichen Altiplano, Südamerika. *Geographica Bernensia* G45.
99. WARD, M.N., LAMB, P.J., PORTIS, D.H., EL HAMLY, M. AND R. SEBBARI (1998): Climate variability in Northern Africa: Understanding droughts in the Sahel and the Magreb. Kapitel

6. Literaturverzeichnis

- 6 in: NAVARRA, A. (ED.): Beyond el Nino – decadal and interdecadal climate variability. Berlin, Heidelberg, New York, S. 119-140.
100. WEBER, B. (2004): Untersuchungen zum Bodenwasserhaushalt und Modellierung der Bodenwasserflüsse entlang eines Höhen- und Ariditätsgradienten (SE Marokko). Diss. an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät d. Universität Bonn.
101. WHITEMAN, C.D. (2000): Mountain Meteorology. Fundamentals and Applications. New York, Oxford.
102. WICHE, K. (1953): Klimamorphologische and talgeschichtliche Studien im M'Gounggebiet. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien Bd. 95.
103. WEISCHET, W. UND W. ENDLICHER (2000): Regionale Klimatologie. Teil 2 Die Alte Welt. Stuttgart, Leipzig.
104. WORLD BANK (1994): Kingdom of Morocco. A water sector review. Unpublished.
105. WOLFE, R. E., NISHIHAMA, M., FLEIG, A. J., KUYPER, J., ROY, D., STOREY, J., AND PATT, F. (2002): Achieving sub-pixel geolocation accuracy in support of MODIS land science. Remote Sensing of Environment, 83:31- 49.
106. YOUNI, L. (1990): Hydrologie du Bassin du Dadès. Ministère de l'Agriculture et de la Reforme Agraire, Office Regional de Mise en Valeur Agricole de Ouarzazate. Ouarzazate.

