Zeitschrift: Beiheft zum Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft von Bern

Herausgeber: Geographische Gesellschaft Bern

Band: 7 (1982)

Artikel: Hochgebirge von Semien, Äthiopien : Klima und Dynamik der Höhenstufung von der letzten Kaltzeit bis zur Gegenwart = Simen Mountains, Ethiopia : climate and the dynamics of altitudinal belts from the last cold period to present day

Autor: Hurni, Hans / Stähli, Peter

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-960241

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 25.03.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Beiheft 7 zum Jahrbuch der
Geographischen Gesellschaft
von Bern – 1982

GEOGRAPHICA
BERNENSIA

G 13

Hochgebirge von Semien – Äthiopien Vol. II

Hans Hurni

Klima und Dynamik der Höhenstufung von der letzten Kaltzeit bis zur Gegenwart

(Teil II gemeinsam mit Peter Stähli)
Mit 3 Kartenbeilagen, 55 Figuren und 23 Bildern

Simen Mountains – Ethiopia Vol. II

Hans Hurni

Climate and the Dynamics of Altitudinal Belts from the Last Cold Period to the Present Day

(Part II in Co-authorship with Peter Stähli)
Extended Summaries, Maps, and Figures in English

Contribution of the Commission on Mountain Geoecology (International Geographical Union)

Institute of Geography, University of Bern 1982
Edts Bruno Messerli and Klaus Aerni

Beihefte zum Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft Bern

Bisher sind erschienen:

Beiheft 1:	WINIGER Matthias: Bewölkungsuntersuchungen über der Sahara mit Wettersatellitenbildern, 1975	Fr. 30.–
Beiheft 2:	PFISTER Christian: Agrarkonjunktur und Witterungsverlauf im westlichen Schweizer Mittelland 1755–1797, 1975	Fr. 48.–
Beiheft 3:	JEANNERET François und VAUTIER Philippe: Kartierung der Klimaeignung für die Landwirtschaft in der Schweiz – Levé cartographique des aptitudes climatiques pour l'agriculture en Suisse, 1977	Fr. 20.–
Beiheft 5:	DIVERSE AUTOREN: *Simen Mountains – Ethiopia, Vol. I: Cartography and its application for geographical and ecological problems,* 1978	Fr. 36.–
Beiheft 6:	Region Bern – Richtpläne Nutzung und Verkehr, 1978	Fr. 30.–
Beiheft 7:	HURNI Hans: Hochgebirge von Semien – Äthiopien, Vol. II: Klima und Dynamik der Höhenstufung von der letzten Kaltzeit bis zur Gegenwart. *Simen Mountains – Ethiopia, Vol. II,* 1982	Fr. 36.–

Titelbild: Bis 15 m mächtige, würmeiszeitliche periglaziale Hangschuttmassen im oberen Jinbar-Tal, 3550 m ü.M., Semien. Nachdem sie im Früh-Holozän durch Erosion tief gekerbt worden waren, bildete sich ein rund 70 cm tiefer ANDOSOL-Boden darüber. Die gegenwärtige Erika-Waldgrenze liegt hier zirka 200 m höher, der Wald ist jedoch wegen kalter Winde im Talgrund stellenweise aufgelöst. Im Vordergrund rechts zwei Krautschopfbäume *(Lobelia rhynchopetalum).*

H. HURNI. Oktober 1974

Cover photo: *Up to 15 m thick periglacial slope deposits of Late Würm in the upper Jinbar valley, 3550 m asl., Simen. After intensive gullying in early Holocene, 70 cm deep ANDOSOL soils were formed over the eroded deposits. Today, the Erica timber line extends 200 m higher up, but the forests are already patchy because of cold winds along the valley floor. In the foreground to the right two Giant Lobelias.*

Hochgebirge von Semien-Äthiopien
Vol. II

Hans Hurni

Klima und Dynamik der Höhenstufung von der letzten Kaltzeit bis zur Gegenwart
(Teil II gemeinsam mit Peter Stähli)

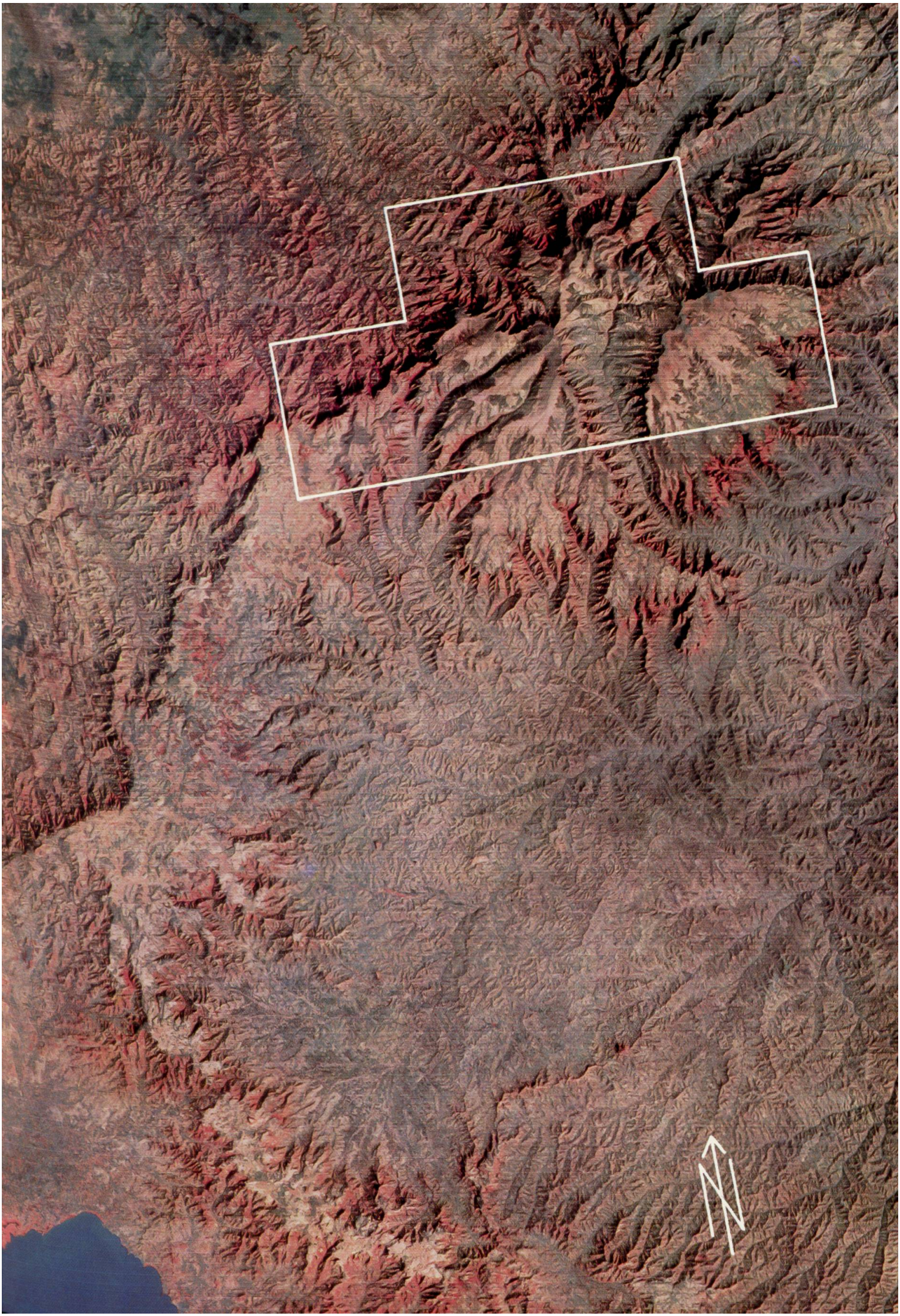
Simen Mountains – Ethiopia
Vol. II

Hans Hurni

Climate and the Dynamics of Altitudinal Belts from the Last Cold Period to the Present Day
(Part II in Co-authorship with Peter Stähli)

Gegenüberliegendes Bild: Das Landsat – 2 – Falschfarben-Satellitenbild vom 26. Januar 1976 (NASA, E-2369-07051) zeigt die nordwestlichen Ausläufer des äthiopischen Hochlandes mit dem Hochgebirge von Semien. Der angegebene Ausschnitt entspricht den beigelegten Karten 1 : 100 000 im Anhang und ist in W–E-Richtung 75 km breit. Rote Farbtöne sind meist Anzeiger von Baumvegetation, die vor allem entlang der steilen Hochlandkanten erhalten ist. Gegenwärtige Höhenstufen können im Kartengebiet (Ausschnitt) klar abgegrenzt werden (vgl. Karte der gegenwärtigen Höhenstufen). Links unten der Tana-See, Quelle des Blauen Nils, sowie etwa 4,6 cm nördlich von ihm ganz am linken Rand, die regionale Hauptstadt Gonder.

Photo on opposite page: *Landsat – 2 false colour satellite picture (NASA, E-2369-07051) of 26 January 1976, giving a view of the Northwestern highlands of Ethiopia with the Simen high mountains. The marked section indicates the area of the supplementary maps 1 : 100 000. Its width in W-E direction is 75 km. Red colours stand in most cases for tree vegetation, mainly conserved along the steep escarpments of the highland edges. Present day altitudinal belts can be distinguished fairly easily within the indicated section (see supplementary map on present day altitudinal belts). On the left bottom of the photo Lake Tana, the source of the Blue Nile, and, about 4,6 cm due North of it on the very edge of the photo, the regional capital Gonder.*


N

Beiheft 7
zum Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft von Bern – 1982

Herausgeber und Verlag:
Geographische Gesellschaft von Bern
in Zusammenarbeit mit der Arbeitsgemeinschaft
Geographica Bernensia
(Geographisches Institut der Universität Bern)

Redaktor: Dr. Georg Budmiger
Schweizerisches Alpines Museum
Helvetiaplatz 4, 3005 Bern

Die Beihefte zum Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft von Bern erscheinen aperiodisch und werden fortlaufend numeriert.

Auslieferung: Geographisches Institut der Universität Bern
Hallerstrasse 12, 3012 Bern, Switzerland
Stadt- und Universitätsbibliothek, CH-3000 Bern 7

Beiheft 7 zum Jahrbuch der
Geographischen Gesellschaft
von Bern – 1982

GEOGRAPHICA
BERNENSIA

G 13

Hochgebirge von Semien – Äthiopien Vol. II

Hans Hurni

Klima und Dynamik der Höhenstufung von der letzten Kaltzeit bis zur Gegenwart

(Teil II gemeinsam mit Peter Stähli)
Mit 3 Kartenbeilagen, 55 Figuren und 23 Bildern

Simen Mountains – Ethiopia Vol. II

Hans Hurni

Climate and the Dynamics of Altitudinal Belts from the Last Cold Period to the Present Day

(Part II in Co-authorship with Peter Stähli)
Extended Summaries, Maps, and Figures in English

Contribution of the Commission on Mountain Geoecology (International Geographical Union)

Institute of Geography, University of Bern 1982
Edts Bruno Messerli and Klaus Aerni

Der Druck der vorliegenden Arbeit und der Kartenbeilagen wurde durch Beiträge folgender Institutionen mitfinanziert:

Geographisches Institut der Universität Bern

Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

Geographische Gesellschaft von Bern

Stiftung Pro Semien, Zürich

Geographica Bernensia, Bern

Erster Fakultätspreis der Phil.-nat. Fakultät der Universität Bern 1981

Druck: Lang Druck AG, Liebefeld/Bern
© by Geographisches Institut der Universität Bern, Switzerland, 1982

Vorwort

Eine Anzahl von interdisziplinären Forschungsarbeiten meist schweizerischer Institutionen, zum Teil unterstützt von der Stiftung Pro Semien, sind zwischen 1968 und 1977 im Hochgebirge von Semien in Nord-Äthiopien durchgeführt worden. Sie haben zum Ziel, die Bedrohung der für Semien endemischen Walya-Steinböcke und anderer Wildtiere, aber auch der dort lebenden menschlichen Bewohner und ihrer zerstörten Umwelt aufzuhalten oder zumindest zu verlangsamen, indem eine umsichtig geplante, angepasste Entwicklungsstrategie für Natur und Mensch realisiert werden soll.

Die vorliegende Publikation ist der zweite Band einer Reihe der GEOGRAPHICA BERNENSIA, die einen Teil der bisher abgeschlossenen Forschungsarbeiten über Semien fortlaufend publiziert. Die Arbeit beinhaltet einen Teil der Studien, die ich in über zweijährigem Feldaufenthalt von 1974 bis 1977 in Semien erarbeitete. Auf Anregung des Geographischen Instituts der Universität Bern machte ich 1974 meine Diplomarbeit über Bodenerosions-Schäden in Semien. Motiviert durch gutes Zusammenleben mit der lokalen Bevölkerung in dieser einzigartigen Gebirgslandschaft, sowie durch das Bestreben, zum Überleben des aussterbenden Walya-Steinbocks beizutragen, liess ich mich vom *World Wildlife Fund* als *Park Warden* des *Simen Mountains National Park* von 1975 bis 1977 einsetzen. Diese Tätigkeit erlaubte mir, wie auch meinem Vorgänger Dr. Peter Stähli, umfangreiche Klimamessungen auszuführen. Daneben regte sich ein starkes Interesse für landschaftsökologische und klimageschichtliche Fragen, denen ich parallel zur Wildtierbeobachtung im ganzen Semien-Gebirge nachging. Die Resultate dieser beiden Forschungsarbeiten sind hier publiziert.

Weitere Studien führte ich auf dem Gebiet der quantitativen Bodenerosionsforschung aus, eine Richtung, die vermehrt anwendungsorientiert ist und direkt zur Lösung bestehender Probleme beiträgt. Im Frühjahr 1977 musste ich leider einige Monate zu früh und unter Verlust eines Teils der gesammelten Materialien das Semien-Gebirge verlassen, da sich Guerilla-Aktionen und Gegenaktionen anhäuften, die meine Sicherheit indirekt bedrohten. Die Dringlichkeit, Lösungen zur Rettung des ökologischen Gleichgewichts im äthiopischen Hochland zu finden, veranlasste mich, mit meiner Familie seit 1981 ein Bodenkonservierungs-Programm in verschiedenen Teilen Äthiopiens durchzuführen, wobei wir hoffen, in einer nächsten Phase auch das Semien-Gebirge wieder einzubeziehen.

Das Gelingen der vorliegenden Arbeit verdanke ich unzähligen Personen und Institutionen. Allen voran seien die Bewohner des Semien-Gebirges erwähnt, die durch ihre Gastfreundschaft meinen Aufenthalt zur warmen zwischenmenschlichen Begegnung werden liessen. Ohne die ständige Mitarbeit zahlreicher Wildhüter, von denen leider die tapfersten im Verlauf der Wirren von 1977 und 1978 um-

kamen, sowie meiner ständigen Helfer MULUGETA AREFAYNE, SETARGEW MESFIN, MELESE LAYKU und GELAYE TSEGA, wären die Feldexpeditionen unmöglich gewesen. Schweizer Freunde, vor allem Hilde GRAF, Hermann STUCKI, Kathrin BÄCHLER, Stefan KUNZ, Susanne und Dr. Peter STÄHLI, sowie meine Geschwister Rosmarie, Andreas und Susanne HURNI beteiligten sich für die Dauer ihrer Aufenthalte aktiv an den Forschungsarbeiten und Messkampagnen. Die *Wildlife Conservation Organisation*, allen voran der *General Manager* Ato TESHOME ASHINE, sowie die äthiopischen *Warden* des Nationalparks, Ato BERHANU ASFAW und sein Nachfolger Ato KASSA ABUHAY, haben sich ständig eingeschaltet, wenn organisatorische oder administrative Fragen auftauchten, aber auch für Messkampagnen im Feld. Mein Dank gilt ferner allen übrigen äthiopischen Regierungsstellen, sowie der *Swiss Embassy* in Addis Abeba und dem *World Wildlife Fund*.

Die wissenschaftliche Betreuung dieser als Teil meiner Dissertation eingereichten Arbeit lag bei Prof. Dr. Bruno MESSERLI, Direktor des Geographischen Institutes. Zusätzliche Beratung kam von Dr. Hans KIENHOLZ, Dr. Matthias WINIGER, Prof. Dr. Erwin FREI, Prof. Dr. Klaus AERNI, alle vom Geographischen Institut, sowie von Prof. Dr. Heinz LÖFFLER, Universität Wien. Die Herstellung der Kartenbeilagen regte Prof. Max ZURBUCHEN, Vermessungsbüro Bern, an und half auch bei ihrer Ausführung bis zur Druckreife mit seinen Mitarbeitern R. SIGNER und S. WULSCHLEGER. Andreas BRODBECK, Kartograph am Geographischen Institut, führte einen Grossteil der Kartenzeichnungen aus.

Für die Durchsicht des ursprünglichen Manuskripts bin ich Dr. Bernhard NIEVERGELT, Universität Zürich, Prof. Dr. Frank KLÖTZLI, ETH Zürich, und meinem Bruder Andreas HURNI zu Dank verpflichtet. Teile des Manuskripts lasen Prof. Dr. Hartmut LESER, Universität Basel, Prof. Dr. Gerhard FURRER, Universität Zürich, Dr. Matthias WINIGER und Stefan KUNZ, Geographisches Institut. Viele Anregungen und kritische Beiträge konnte ich bei der Umgestaltung des Manuskripts in seine heutige Fassung berücksichtigen. Mr. Barry HENRICKSEN, Addis Abeba, half mir, das ungehobelte Englisch der Zusammenfassungen etwas zu glätten.

Mein grösster Dank gilt meiner Frau Marlies und meinem Sohn Samuel HURNI, die zwar meine Leidenschaft für das äthiopische Hochland und für Semien teilen, aber wegen meiner intensiven Arbeit und häufigen Abwesenheit oft darunter zu leiden haben.

Addis Abeba, im August 1981 HANS HURNI

Preface

Between 1968 and 1977, Swiss institutions have realized a lot of interdisciplinary research in the Simen high mountains in Northern Ethiopia. The main objective of these studies is to stop, or at least to retard, the immediate threat of extinction to the endemic Walya ibexes and other wildlife, as well as the on-going irreversible destruction of the human environment by the subsistence peasant agriculture. A systematically planned and adapted strategy for conservation and development of nature and man shall be realized on the basis of some of the studies.

The book presented here is the second volume of a series of GEOGRAPHICA BERNENSIA, which continuously publishes part of the completed work on the Simen mountains. Unlike the first, this second volume could not be completely translated for an edition in English. However, I have tried to supplement as much English information to the English maps and figures, as is needed for a general understanding of the study. The reader will find an English summary heading each of the seven chapters of this book, in addition to a general abstract following this preface, where reference is made to the figures and photos, as well as to the supplementary maps.

The field work for this study covered a period of two years between 1975 and 1977. Prior to that, I had completed a diploma thesis on soil erosion forms in Simen in 1974. Motivated by the good coexistence with the local population, the unique landscape, and the willingness to support the survival of the Simen wildlife, I then decided to take over as Park Warden of the Simen Mountains National Park, assigned by World Wildlife Fund, from 1975 to 1977. This job enabled me to continue collecting climatic data, as did my predecessor Dr. Peter STÄHLI. Apart from this, my strong interest for geoecological, geomorphic, and palaeoclimatic questions could be coordinated with wildlife observations throughout the Simen highland. The results of the two research objectives are published in this second volume.

Additional research in the field of soil erosion processes, which I carried out during the rainy seasons, is not contained here. This latter field is more application-oriented towards soil conservation, a key subject of agricultural development in Ethiopia. Unfortunately, I had to leave Simen in February 1977 a couple of months too early, and with the loss of some of the collected data, because guerilla and revolutionary actions intensified, and indirectly threatened my personal safety. The necessity to find solutions for the restitution of an ecological balance in the Ethiopian highlands induced on me and my family to implement a soil conservation research programme in different parts of the country, starting in 1981. We hope to soon rebegin our activities also in the Simen mountains.

The many persons and institutions, Ethiopian and foreign, whom I am deeply indepted for the success of this work, are acknowledged in the German preface. However, my wife Marlies and my son Samuel HURNI, for their dedicated support of my

study and tolerance for many excessive working hours, shall here again obtain my special expression of thanks and love.

Addis Abeba, in August 1981 *HANS HURNI*

Summary of Contents

English Abstract 16

Part I Introduction

1 The Simen high mountains 22
2 Study procedure 30

Part II Contributions to the climate (in co-authorship with Peter Stähli)

3 Outline of the climate of Ethiopia 38
4 The climate of Simen 50

Part III The dynamics of altitudinal belts from the last cold period to the present day

5 Last cold period altitudinal belts 84
6 Holocene processes and altitudinal belts 140
7 Present day altitudinal belts 155

Part IV List of references 191

List of English Summaries

Abstract 16
1 The Simen high mountains 22
2 Study procedure 30
3 Outline of the climate of Ethiopia 38
4 The climate of Simen 50
5 Last cold period altitudinal belts 84
6 Holocene processes and altitudinal belts 140
7 Present day altitudinal belts 155

Inhalt

English abstract 16

Zusammenfassung 17

Résumé 19

Teil I **Einleitung**

1 **Das Hochgebirge von Semien**
Summary 22

1.1 Motivation 24
1.2 Einführung in das Gebiet 24

2 **Arbeitsablauf**
Summary 30

2.1 Klimaanalyse 31
2.2 Analyse der Höhenstufung 34

Teil II **Beiträge zum Klima**

3 **Übersicht über das Klima Äthiopiens**
Summary 38

3.1 Zur Zirkulationsstruktur 40
3.1.1 Horizontale Gliederung 40
3.1.2 Vertikale Gliederung 41
3.1.3 Windrichtung und Regenzeit 43

3.2 Zur Niederschlagsstruktur 45
3.2.1 Horizontale Gliederung 45
3.2.2 Vertikale Gliederung 46
3.2.3 Variabilität, Intensität, Erosivität 48

4 **Das Klima von Semien**
Summary 50

4.1 Das mittlere Klimadiagramm von Gich Camp (3600 m) 53

4.2 Zirkulation 54
4.2.1 Die Windmessungen von Gich Camp 54
4.2.2 Die Zirkulationsstruktur von Semien 58

4.3 Sonnenschein und Bewölkung 59
4.3.1 Die Resultate von Gich Camp 59
4.3.2 Eine regionale Abschätzung von Sonnenschein und Bewölkung 62

4.4 Niederschlag 63
4.4.1 Die Niederschlagsstruktur von Semien 63
4.4.2 Auswertung der eigenen Messreihen und Beobachtungen von Gich Camp 68

4.5 Temperatur ... 74
4.5.1 Analyse der Temperaturmessungen ... 74
4.5.2 Zwei Bodentemperaturmessungen in Gich Camp ... 79

4.6 Schlussfolgerungen zum Klima von Semien ... 80
4.6.1 Die «Upper Dega» – «Werch» – Klimastufe ... 80
4.6.2 Die «Lower Dega» – «Weyna Dege» – Klimastufe ... 81

Teil III Die Dynamik der Höhenstufung von der letzten Kaltzeit bis zur Gegenwart (mit 3 Kartenbeilagen)

5 Die letztkaltzeitlichen Höhenstufen
Summary ... 84

5.1 Ziele, frühere Beiträge, Arbeitsmethodik ... 87
5.1.1 Ziele ... 87
5.1.2 Frühere Beiträge anderer Autoren zum letztkaltzeitlichen Formenschatz ... 87
5.1.3 Arbeitsmethodik zur Lösung der geforderten Ziele ... 89

5.2 Morphographische Definitionen der beobachteten Formengruppen ... 90
5.2.1 Die Formengruppe «Schuttwälle» ... 90
5.2.2 Die Formengruppe «Hohlformen» ... 90
5.2.3 Die Formengruppe «Hangmuldenverfüllungen» ... 92
5.2.4 Die Formengruppe «Talgrundverfüllungen» ... 93
5.2.5 Übrige, nicht gruppierte Formen ... 93
5.2.6 Zur Abgrenzung zwischen Formengruppen ... 94

5.3 Die morphogenetische Rekonstruktion von Formbildungsprozessen aus den beobachteten Formengruppen ... 94
5.3.1 Die Genese der Schuttwälle: Letztkaltzeitliche Moränen ... 95
5.3.2 Die Genese der Hohlformen: Kare ... 99
5.3.3 Die Genese der Hangmuldenverfüllungen: Letztkaltzeitlicher periglazialer Solifluktionshangschutt ... 99
5.3.4 Zur Genese der Talgrundverfüllungen: Fluviosolifluvialer Talschutt ... 106
5.3.5 Zur Genese der übrigen Formen: Verschiedene Bildungsprozesse ... 109
5.3.6 Eine zusammenfassende Bemerkung zum letztkaltzeitlichen Formenschatz ... 109

5.4 Die Kartierung der letztkaltzeitlichen Formen und Höhenstufen im Feld ... 112
5.4.1 Die Glazialstufe: Moränen und Kare ... 112
5.4.2 Die Periglazialstufe: Solifluvialer Hangschutt ... 116
5.4.3 Die Formen im Bereich der unteren Periglazialgrenze ... 117

5.5 Die Ergänzung zur Feldkartierung der letztkaltzeitlichen Höhenstufen ... 118
5.5.1 Die topographische Analyse der kartierten Formen und Grenzen ... 118
5.5.2 Die Luftbild-Ergänzungen zur Kartierung ... 122
5.5.3 Die letztkaltzeitliche Gras- und Waldstufe ... 122

5.6 Die Legende der letztkaltzeitlichen Höhenstufenkarte ... 124
5.6.1 Der Karteninhalt ... 125
5.6.2 Ein Schema der letztkaltzeitlichen Höhenstufen ... 126

5.7 Zur Rekonstruktion von letztkaltzeitlichen Klimabedingungen ... 128
5.7.1 Temperaturbedingungen ... 128
5.7.2 Feuchtigkeit, Abflussverhältnisse, Niederschläge ... 130
5.7.3 Zirkulation, Bewölkung, Strahlung ... 132
5.7.4 Zusammenfassung zum letztkaltzeitlichen Paläoklima ... 133

5.8 Zur Datierung der letzten Kaltzeit ... 133
5.8.1 Die 14 C-Datierungen ... 134
5.8.2 Die vergleichende Datierung ... 134

5.9 Die Möglichkeit von älteren, tieferreichenden Vereisungsperioden ... 137

6	**Holozäne Prozesse und Höhenstufen**	
	Summary	140
6.1	Allgemeines: Probleme, Ziele, Arbeitsmethodik	142
6.2	Die morphodynamische Periode intensiver natürlicher Erosion	143
6.2.1	Die morphologische Analyse der Erosionsformen	143
6.2.2	Klima- und Umweltbedingungen während der erosiven Phase	146
6.2.3	Klimageschichtliche Einordnung der erosiven Phase	146
6.3	Die pedogenetische Periode tiefgründiger Bodenbildung	146
6.3.1	Zur Pedologie und Morphologie der ANDOSOLE	147
6.3.2	Zur Genese der ANDOSOLE	148
6.4	Die Periode verheerender anthropogener Bodenerosion	149
6.4.1	Bodenerosionsschäden und ihre Auswirkungen für die Landwirtschaft	150
6.4.2	Ablaufende Bodenerosionsprozesse und mögliche Gegenmassnahmen	152
6.5	Eine Bemerkung zu den Holozänen Höhenstufen	153
7	**Die gegenwärtigen Höhenstufen**	
	Summary	155
7.1	Allgemeines: Ziele, Probleme, Arbeitsmethodik	158
7.1.1	Ziele und Probleme für die Kartierung der Gegenwart	158
7.1.2	Arbeitsmethodik zur Lösung der geforderten Ziele	159
7.2	Zur Definition von gegenwärtigen Höhenstufen	159
7.2.1	Die geomorphologisch aktive Frostschuttstufe	160
7.2.2	Die Höhenstufen der natürlichen Vegetation	165
7.2.3	Die Höhenstufen der Landnutzung	168
7.3	Die Auswahl von geeigneten Höhengrenzen für die Kartierung	170
7.3.1	Auswahlkriterien und Auswahl	170
7.3.2	Die Begründung der Auswahl	172
7.4	Die Kartierung der gegenwärtigen Höhenstufen	174
7.4.1	Zum Sinn einer Übersichtskartierung	174
7.4.2	Die Kartierung der Karte 1:100 000	174
7.4.3	Die Kartierung der Karte 1:50 000	176
7.5	Die Ergänzungen zur Feldkartierung der gegenwärtigen Höhenstufen	177
7.6	Die Legenden der gegenwärtigen Höhenstufenkarten	179
7.6.1	Der Inhalt der Karte 1:100 000	180
7.6.2	Ein Schema der gegenwärtigen Höhenstufen	181
7.6.3	Der Inhalt der Karte 1:50 000	181
7.7	Ökologische Überlegungen zu den kartierten Höhengrenzen	183
7.7.1	Die Frostschuttgrenze	183
7.7.2	Die Erika-Waldgrenze	184
7.7.3	Die Hagenia-Juniperus-Olea-Grenze	186
7.7.4	Die Akazien-Grenze	186
7.8	Schlussfolgerungen: Zusammenhänge und Konsequenzen	187
7.8.1	Zusammenhänge zwischen Höhengrenzen und -stufen	187
7.8.2	Konsequenzen für die menschlichen Bewohner Semiens	189
Teil IV	**Literaturverzeichnis**	191

Abstract

The Simen high mountains in Northern Ethiopia, famous for their endemic wildlife and an awe-inspiring landscape, are facing serious problems of overpopulation, forest destruction, and soil degradation. The publication presented here, is the second volume of a series dealing with these problems and their natural and cultural origins.

Two to five years of climatic recording in several stations in Simen allow the analysis of the tropical high mountain climate, which differs from the surrounding areas by having no direct monsoon rainfall in altitudes above about 3200 m asl. Instead, summer precipitation is brought from the Northeast by trade winds which have taken moisture from the monsoonal air masses below them. Furthermore, the high mountain environment, with occasional snowfalls on the mountain tops above 3800 m asl., frequent frost and fog, allows the cultivation of barley only at altitudes between about 3150 m and the climatic limit at about 3700 m asl.

The dynamics of altitudinal belts is shown in three steps: First, the last cold period belts were reconstructed using geomorphic field methods, including mapping of moraines and periglacial and fluvio-solifluvial deposits in a survey which covered the whole of the 2000 sq km mountain area (see supplementary map). Altitudinal belts, about 800 m lower than the present day belts, show, together with the geomorphic features, that the climate was about 7° C cooler and depleted in runoff and rainfall. Accordingly, the last cold period can be inserted into the late Würm climate of Ethiopia, between about 20 000 and 12 000 BP.

In a second step, Holocene processes reveal a first period of intensive natural erosion immediately after the last cold period, a second period resulting in the formation of about 70 cm deep ANDOSOLS uniformly over the whole area, except the frost detrital belt on the mountain tops, and a third period of accelerating soil erosion on agricultural soils increasing with population growth in the last 2000 years.

In a third step, present day altitudinal belts were mapped in a survey of the Simen mountains by both geobotanical and geomorphic mapping of the frost detrital belt, the altitudinal limits of major trees, and the cultivation belts (see two supplementary maps). Strong geoecological interrelations are shown between climate, and natural and cultural plants. Future trends reveal an increasing difficulty for the Simen wildlife to survive, and for the peasants to grow enough food for their increasing people. Possible solutions as a consequence of the Study presented here, are outlined, and will be specified in a future volume of the same series.

For more detailed information in English see summaries heading each chapter.

Zusammenfassung

Das Hochgebirge von Semien in Nordäthiopien, berühmt durch endemische Tierarten und seine atemraubende Naturschönheit, wird zunehmend durch Bevölkerungsexplosion, Zerstörung der letzten Wälder und durch Bodenerosion bedroht. Die vorliegende Publikation ist der zweite Band einer Reihe, die sich mit den Problemen Semiens und deren natürlichen und soziokulturellen Hintergründen befasst. Neben einer Darstellung des Klimas werden die Höhenstufen in ihrem Wandel von der letzten Kaltzeit bis zur Gegenwart untersucht. Die Publikation liefert einen Überblick über den Landschaftswandel während der letzten 20 000 Jahre und macht damit Beiträge zur Geomorphologie und Klimageschichte des Semien-Gebirges, aber auch zur Pedogenese und schliesslich, für die Gegenwart, zur Geoökologie von Natur- und Kulturpfanzen sowie zum Klima.

Zwei- bis fünfjährige Klimamessungen in verschiedenen Stationen Semiens erlauben eine Analyse des tropischen Hochgebirgsklimas (Teil II, S. 37ff.), das sich vom umliegenden Tiefland vor allem dadurch unterscheidet, dass in Höhen oberhalb rund 3200 m die sommerlichen Niederschläge nicht direkt aus Südwesten mit dem Monsun fallen, sondern aus Nordosten mit Passatwinden, nachdem diese ihre Feuchtigkeit aus den das Hochland umfliessenden Monsunmassen aufgenommen haben. Weiter erlaubt die Hochgebirgs-Umwelt mit gelegentlichen Schneefällen auf den Gipfeln oberhalb 3800 m sowie häufigem Frost und Nebel, nur den Anbau von Gerste als Hauptgetreide, in Höhen zwischen 3150 m und ihrer Klimagrenze bei etwa 3700 m.

Die Dynamik der Höhenstufung in Semien wird in drei Schritten dargestellt (Teil III, S. 83ff.). Im ersten Schritt werden die letztkaltzeitlichen Höhenstufen und ihre klimatischen Voraussetzungen mit geomorphologischen Feldmethoden anhand der fossilen Lockermassen und Hohlformen rekonstruiert. Der zweite Schritt gibt einen Abriss über Holozäne geomorphologische Hauptprozesse, und der dritte Schritt stellt gegenwärtige Höhenstufen mit geobotanischer und geomorphologischer Kartierung sowie klimaökologischer Interpretation von Höhengrenzen dar.

Fossile Moränen sowie Kare der letzten Kaltzeit erlauben die Festlegung der klimatischen Schneegrenze des glazialen Maximalstadiums (Späteres Würm) bei 4250 m, mit starker orographischer Depression in den West- bis Nordost-Expositionen der Gipfel. Die gleiche Asymmetrie ist auch bei der Untergrenze der Periglazialstufe mit fossilen Hangschuttmassen zu beobachten, die im Mittel bei 3500 m lag. Neben den für das ganze Gebirge kartierten Formen der letztkaltzeitlichen Glazial- und Periglazialstufe werden auch Überlegungen zu den darunterliegenden Gras- und Waldstufen gemacht. Das letztkaltzeitliche Palaeoklima, aus der Morphogenese der Formen rekonstruiert, zeigt bis zu 7° C kältere Temperaturen sowie grössere Trockenheit mit Winterniederschlägen und Sommerbewölkung ohne

monsunale Gewitter an. Die absolute 14 C-Datierung ergibt eine Enteisungszeit vor 4100 BP, was einem gewünschten Resultat nicht ganz entspricht. Aufgrund der Klimagenese ist es jedoch möglich, die letzte Kaltzeit in die Klimageschichte Afrikas einzuordnen, und zwar in die kalttrockene Klimaperiode zwischen 20 000 und zirka 12 000 BP (Späteres Würm).

Holozäne Prozesse bestehen aus einer ersten Periode mit intensiver natürlicher Erosion der letztkaltzeitlichen Periglazial- und Glazialstufe mit Rinnen und Schluchten unmittelbar vor der Wiederbesiedlung mit Vegetation, einer zweiten Periode mit Bodenbildung und -auflage von rund 70 cm mächtigen ANDOSOL-Böden sowie einer dritten Periode mit beschleunigter Bodenerosion in den letzten 2000 Jahren, seit menschlicher Ackerbau sich zunehmend ausbreitete.

Gegenwärtige Höhenstufen werden im ganzen Hochland kartiert und klimaökologisch interpretiert. Die Frostschuttgrenze (im Mittel bei 4225 m) liegt als Vegetationsgrenze ungefähr auf der temperaturbedingten Höhe von 180 Frostwechseltagen pro Jahr. Parallel dazu verlaufen die geomorphologischen Höhengrenzen von Strukturböden (oberhalb 4300 m) und Solifluktionsformen (zwischen 4100 und 4300 m dominierend). Die Erika-Waldgrenze bei 3715 m wird durch Bodentemperaturen von 7 bis 8° C im Jahresmittel bestimmt und verläuft identisch mit der oberen Anbaugrenze von Gerste-Getreideflächen. Die obere Grenze der Bäume Hagenia, Juniperus und Olea zusammen, bei 3275 m, korreliert mit 8 bis 10° C mittleren Bodentemperaturen, während die kälteempfindliche Akazien-Obergrenze bei 2730 m stark expositionsabhängig bis zu ± 400 Höhenmeter vom Mittelwert abweicht. Es bestehen faszinierende ökologische Zusammenhänge zwischen Erikawaldstufe und der Gersten-Anbaustufe einerseits, und der Bergwaldstufe und der Fruchtwechsel-Anbaustufe andererseits, so dass man die menschliche Interferenz im Hochland als gewachsenes klimaökologisches System betrachten muss. Trotz allem entstehen verheerende Konsequenzen aus der Bevölkerungsentwicklung und der Bodenerosion auf Ackerflächen. Nur eine sorgfältig geplante Entwicklungsstrategie mit Berücksichtigung von Mensch und Natur kann unter aktiver Einflussnahme eine gegenseitige irreversible Zerstörung vermeiden.

Résumé

Les hautes montagnes de Semien au Nord de l'Ethiopie, fameuses pour leurs animaux sauvages endémiques et pour leur panorama imposant, facent des problèmes sérieux de surpopulation, de ravages de forêts, et de dégradation des sols. Cette publication est le deuxième volume d'une série traitant ces problèmes et leurs origines naturelles et culturelles.

Deux à cinq ans de mesurages dans différentes stations climatiques dans la région de Semien, permettent d'analyser ce climat tropical afro-alpin, qui diffère des régions voisines en ne recevant pas de précipitations de mousson directes au-dessus de 3200 m d'altitude. Au contraire, les pluies d'été viennent du Nord-Est portées par des vents alizés, qui ont reçus l'humidité des vents de mousson au-dessous d'eux. En outre, l'environnement montagneux, avec occasionellement des précipitations de neige aux sommets des montagnes au-dessus de 3800 m d'altitude, avec du brouillard et des gels fréquents, permet la cultivation d'orge entre 3150 m et sa limite climatique à 3700 m d'altitude.

Le dynamisme des zones d'altitude est montré en trois pas: Premièrement, les zones d'altitudes de la dernière période glaciaire ont été reconstituées en appliquant des méthodes géomorphologiques, y compris les levers cartografiques des moraines et des gisements périglacials et fluvio-solifluvials, dans un territoire montagneux de 2000 km^2 (voir la carte supplémentaire du Würm supérieur). Les zones d'altitude qui se trouvaient à peu près 800 m plus basses que les zones actuelles, montrent qu'alors le climat était environ 7° C plus froid qu'aujourd'hui, sans décharges et sans précipitations majeures. En conséquent, la dernière période glaciaire dans la région de Semien peut être insérée dans le climat du Würm supérieur en Ethiopie, entre environ 20 000 et 12 000 ans B.P.

Deuxièmement, les processus de l'Holocène révèlent une première période d'érosion naturelle intensive immédiatement après la dernière période glaciaire, une seconde période de formation de sols ANDOSOL de 70 cm de profondeur uniformément répartis sur tout le territoire de Semien (excepté dans la zone des détritus de gel aux sommets des montagnes), et une troisième période d'érosion des sols s'aggravant avec l'accroissement de la population humaine pendant les derniers 2000 ans passés.

Troisièmement, les zones d'altitude actuelles sont présentées dans deux cartes supplémentaires, délinéant les zones de détritus de gel, de différentes zones de végétation, des limites de certaines arbres sélectionnés, et des zones d'altitude agraires. L'analyse de ces zones révèle de bonnes relations géoécologiques entre le climat, la végétation naturelle, et les cultures agraires. L'avenir montre une difficulté grandissante de survie pour les animaux sauvages de Semien, et des problèmes pour les paysans de cultiver assez de blé pour leur nombre accroissant. Des solutions possibles

basant sur le travail présenté ici sont énumérées, et seront spécifiées dans un volume futur de la même série de GEOGRAPHICA BERNENSIA.

(Traduction: Dominique Coendet)

Teil I

Einleitung

Part I

Introduction

1 Das Hochgebirge von Semien[1]

The Simen[2] High Mountains

Summary

The attraction of the Simen high mountains in Northern Ethiopia is overshadowed by an increasing antagonism: On one hand it reveals a natural environment of breathtaking beauty through steep escarpments and magnificient scenery, where some 350 endemic Walia ibexes survive (B. NIEVERGELT, 1981), on the other hand, an ever increasing human population threatens the last remaining wildlife habitats and forest resources through deforestation and cultivation of steepest slopes, where traditional techniques are accelerating the destruction of agricultural soils (H. HURNI and B. MESSERLI, 1981).

Aims: *This publication is intended to contribute to an understanding of the complex interrelationships between nature, landuse, and man in the Simen mountains, and to help finding solutions for such contrasting problems as wildlife preservation and maintenance of a livelihood for the people. The analysis of mapped altitudinal limits and collected climatic data, in a survey of the 2000 sq km highland, including variations from the last cold period to the present day, contributes to an understanding of the whole environment and forms a prerequisite for adopting measures to solve some of the pressing problems (H. HURNI, 1981). Figure 1, covering a similar area to the two supplementary maps, gives the location of the Simen mountains and further indicates the area investigated on foot and horseback (hatched). Any improvement of the present situation of wildlife, landuse and man presumes an understanding of the environment as a first essential step. This was the initial motivation for the work presented here.*

Geology: *An Oligocene-Miocene volcanic system built up a more than 3000 m thick series of Trappean basalt layers (P.A. MOHR, 1962, 1971), which have since been deeply eroded and tectonically cut, forming a radial system of valleys around the volcanic center close to Kidis Yared mountain (4453 m, cf Figure 2). Photos 1 to 4 give a first view of the Simen mountains and their obvious conflicts.*

1 Der amharische Name ስሜን ist im deutschen Textteil mit «Semien» transliteriert, während er in der offiziellen englischen Transliteration mit «*Simen*» übersetzt wird. Alle andern Lokalnamen folgen letzterem englischen System.

2 *All local names are spelled according to the official Amharic to English transliteration system of the Mapping Institute, Addis Abeba.*

Landuse / climate: *Traditional landuse has diminished the highland forests below their original timberline at about 3700 m, from a former 80% to 10% of the total area now. Cultivated land today covers 50% of the mapped area, while 300 sq km of the highland are grass steppe and frost detrital belt. The present day climate is a seasonally wet, tropical highland climate with a rainy season from May to October and a 1000–1500 mm precipitation. Snow falls occasionally above 3800 m asl.*

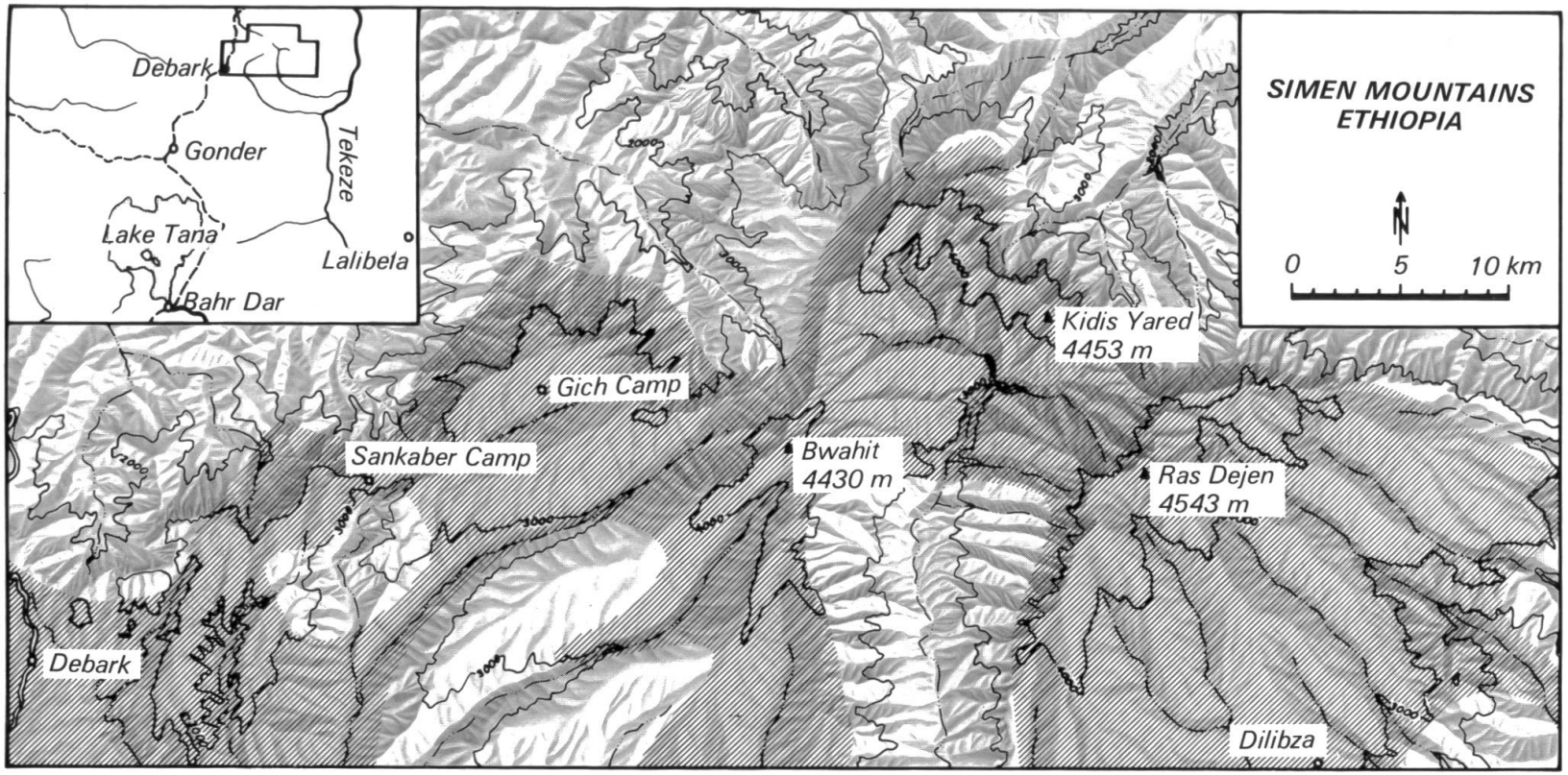
1.1 Motivation

Das Hochgebirge von Semien in Nordäthiopien fasziniert durch seine Gegensätzlichkeit: Auf der einen Seite birgt es einen Nationalpark von überwältigender Naturschönheit, der 1969 zum Schutz der Walia-Steinböcke, die dort überlebt haben, gegründet worden war. Auf der andern Seite dominiert eine vom Menschen vollständig geprägte Kulturlandschaft mit zahlreichen Problemen wie Bevölkerungsexplosion, Entwaldung oder Bodenerosion. Zwischen diesen gegensätzlichen Elementen bestehen zahlreiche Konflikte, die durch Entwaldung und Ausdehnung der Akkerflächen zunächst zuungunsten der Naturlandschaft ausgehen, im Laufe der Zeit aber, fast unmerklich und doch in der Langzeitanalyse erschreckend, sich auf die zentralen Lebensgrundlagen der Bewohner auswirken: Mangel an Ackerflächen und Brennholz sowie Degradierung des Ackerbodens (H. HURNI and B. MESSERLI, 1981).

Mit der Bereitschaft mitzuhelfen bei der Lösung der weitverzweigten Probleme (vgl. B. MESSERLI, 1978) kommt die Überzeugung, dass keine Mitarbeit sinnvoll sein kann, wenn nicht ein Verstehen der Zusammenhänge zwischen den einzelnen Problemkreisen vorausgeht. Wir wollen versuchen, die Landschaft als Ganzes zu erfassen, und zwar sowohl die naturräumlichen Zusammenhänge als auch das Wirken der Menschen im Kulturraum. Als Hilfsmittel und Arbeitsmethodik verwenden wir die Klimaforschung mit mehrjährigen Messungen sowie die Landschaftsanalyse nach Höhenstufen, welche eine Integrierung von verschiedenen Disziplinen wie Geomorphologie, Geobotanik, Klimaökologie und Geographie verlangt. Mit einer Analyse von kartierten Höhengrenzen und Höhenstufen sollen die Zusammenhänge zwischen Klima, Boden, Relief, Vegetation und Mensch in einer Übersicht des ganzen Hochlands erarbeitet werden. Zu dieser Übersicht in drei dimensionalem Ansatz kommt sehr schnell die Notwendigkeit, die Zeit als vierte Dimension miteinzubeziehen. Es ist sinnvoll dort zu beginnen, wo die ältesten deutlichen Spuren in Semien zurückreichen, zur letzten Kaltzeit mit Vergletscherung der obersten Gipfel.

1.2 Einführung in das Gebiet

Semien liegt zwischen 13° 05' bis 13° 25' nördlicher Breite und 37° 50' bis 38° 30' östlicher Länge. Seine Höhen variieren im Kartengebiet von 1400 m in den nördlichen und östlichen Tälern bis 4543 m, dem Gipfel Ras Dejen. Rund 20 weitere Gipfel überragen die 4000 m-Höhenlinie, gruppiert in drei Hauptgipfelgebiete im Zentrum der Übersichtskarten. Semien liegt ganz im Gebiet eines ehemals etwa 3000 bis 4000 m mächtigen, sich über 100 km erstreckenden Vulkansystems, das wegen grosser Hebungen und der damit verbundenen tektonischen Brüche stark erodiert wurde. Das ehemalige Vulkanzentrum lag in Figur 1 in der Gegend NW des Kidis Yared-Gipfels (E. NILSSON, 1940: 58; E. MINUCCI, 1938: 40; P.A. MOHR, 1962: 160; T. PETERS, mdl. Mitt.). Die tertiäre Entstehungszeit wird mit Oligozän-Miozän angegeben (P.A. MOHR, 1962: 163; M.A.J. WILLIAMS and F.M. WILLIAMS, 1980: 211). Die vulkanischen Trapp-Serien bestehen aus porphyrischen Basalten



Figur 1 Übersicht über das Hochgebirge von Semien-Äthiopien. (Reliefschummerung mit SSE-Beleuchtung.) Schraffiert die Gebiete, die eingehend im Feld untersucht werden konnten, das begangene Arbeitsgebiet 1974 bis 1977.

Outline map of the Simen mountains-Ethiopia, covering a similar area to the supplementary maps of 1:100 000 scale. The relief shading is made by SSE lighting. Hatched areas are those which were intensively investigated in the field in 1974 to 1977.

mit Zwischenlagerungen aus basischen, groben Tuffen (P.A. MOHR, 1962: 158, 1971: 132) (Bild 1).

Figur 2 zeigt oben einen generalisierten Ausschnitt aus der geologischen Karte von Äthiopien von V. KAZMIN (1973) sowie ein Profil, das während unserer geographischen Feldarbeit entstanden ist. Es handelt sich um eine grobschematische Übersicht, die keine Einzelheiten wie Brüche oder Verwerfungen zeigt. Auffallend ist, wie auch aus der Anordnung der Täler in Figur 1 zu sehen ist, die starke Zertalung des Hochlands im zentralen Bereich des ehemaligen Kraters, mit radial verlaufenden Haupttälern, die alle zum Einzugsgebiet des Tekeze-Flusses gehören. Zwischen den Tälern liegen die Hochland-Teile Semiens, die Reste der ehemaligen Flanken des Schildvulkans, welche ebenfalls, aber weniger tief radial zertalt wurden (vgl. Figur 2 und Bilder 1 und 2). Der Ausschnitt von Figur 1, die zugleich die Fläche der zwei beigelegten Karten 1:100 000 darstellt, beträgt rund 2000 km². Davon sind zirka 900 km² Hochlandgebiet über 3000 m und von letzterem wiederum etwa 300 km² afro-alpine Grassteppe und Frostschuttstufe. Über Klima, Vegetation und Klimageschichte geben die folgenden Kapitel detailliert Auskunft. Das gegenwärtige Klima von Semien ist ein wechselfeucht tropisches Höhenklima mit einer Regenzeit im Sommer und 1000 bis 1500 mm Niederschlag. Oberhalb 3800 m sind gelegentliche Schneefälle möglich.

Semien ist nach der Definition von C. TROLL (1966: 145) ein Hochgebirge: Es war kaltzeitlich vereist, ragt heute über die Waldgrenze empor und erreicht auch die rezente Frostschuttstufe. Es ist naturlandschaftlich geprägt durch ein gewaltiges Relief (Bild 2). Von den Hochflächen fallen unvermittelt riesige, bis 1500 m hohe Steilwände in die Haupttäler hinunter, in denen die natürliche Vegetation und Tierwelt zum Teil erhalten blieb. Der Nationalpark im W-Teil Semiens umfasst ein solches Teilgebiet von rund 150 km². Er wurde 1978 vom *World Heritage Committee* zum schützenswerten Welterbegebiet erklärt. In der Tat ist ein Schutz äusserst dringend, denn die ständig expandierende Kulturlandschaft (Bild 3) bedroht in zunehmendem Mass auch die Parkgebiete (Bild 4). 1976 lebten rund 3000 Personen im Park oder bebauten Land darin. 80% des Parkgebiets leidet unter menschlicher Interferenz, sei es als Weide (60%) oder Getreideanbau (20%) (WWF, 1975–1976: 62). Dass 1979, als die lokale Regierung einige Dörfer im Osten des Parks zerstörte, rund die Hälfte der Bewohner vertrieben wurde, trägt nichts zur Lösung der brennenden Probleme bei.

Die traditionelle Landnutzung hat im Hochland kaum mehr Wälder übriggelassen (vgl. Karte 1:100 000 der Gegenwart). In den Tieflandteilen ist Verbuschung als sekundärer Wald die häufigste Form von natürlicher Vegetation. Während der Anteil an Hochwald im gesamten Kartengebiet von ehemals wohl 80% (1600 km²) auf rund 10% (200 km²) reduziert wurde, beträgt der Anteil an Ackerland gegenwärtig rund 50% (1000 km²). Damit ist die allgemeine Tendenz deutlich beschrieben. Zahlreiche Probleme müssten heute schon angegangen werden. Daher wird das Verstehen der Landschaft und ihrer Entwicklungsprozesse von erstrangiger Bedeutung für jede Verbesserung des Ist-Zustandes sein.

Bild 1 Geologische Basalt-Schichten der obersten Trapp-Serien am Analu (4473 m), Semien. Aufnahme vom Ras Dejen (4543 m), dem höchsten Gipfel Äthiopiens nach Norden.

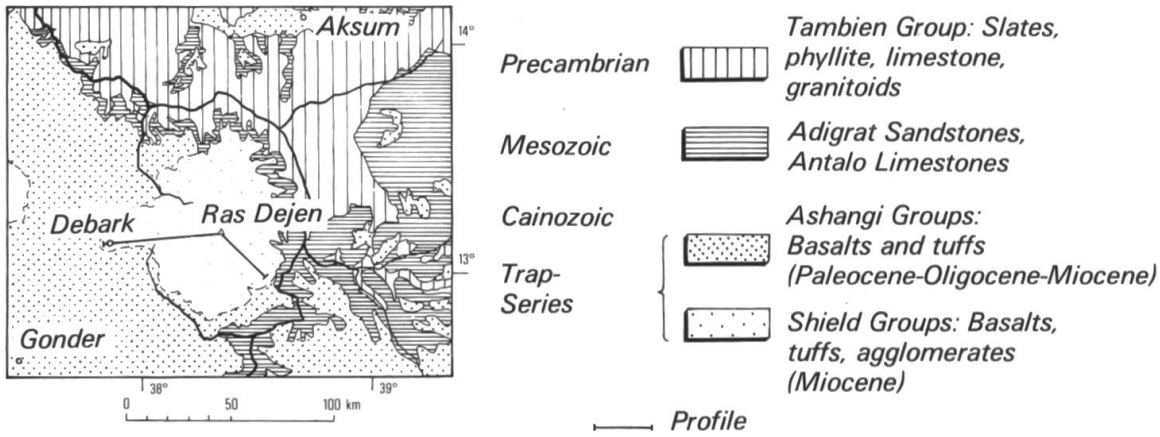
H. HURNI, November 1974

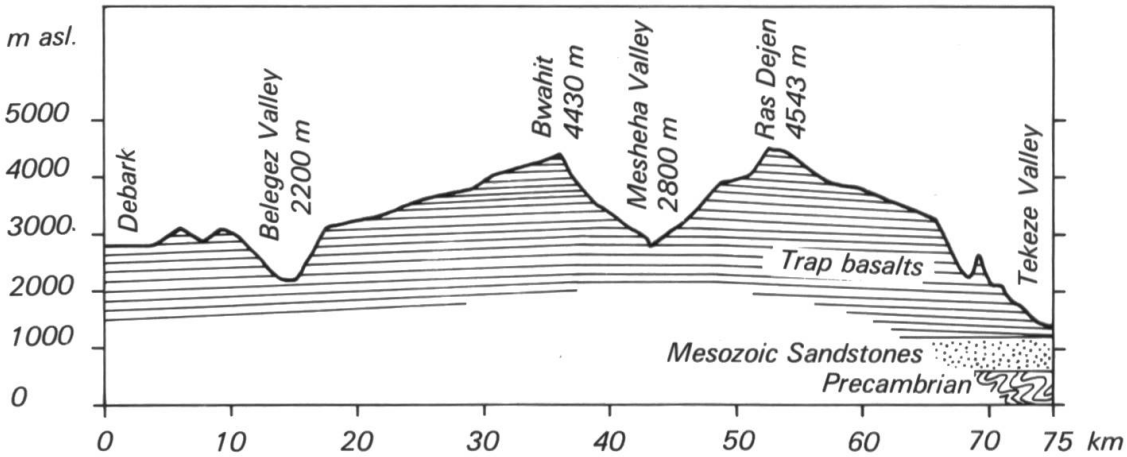
Uppermost Trappean basalt series forming Analu mountain (4473 m), seen from Ras Dejen (4543 m), the highest Ethiopian peak, looking towards the North.

Bild 2 Tief in die Trapp-Serien von Semien erodiertes Ansiya-Haupttal. Blick von Chennek Camp (3600 m) über das Dorf Dihwara auf einer Schichtstufe nach Norden.

K. AERNI, März 1976

Ansiya valley, deeply cut into the Trappean basalts, seen from Chennek Camp (3600 m) above the village of Dihwara. View over a middle-level terrace step looking towards the North.





Figur 2 Oben: Geologische Übersicht über die Region Semien mit angrenzenden Regionen, nach V. KAZMIN (1973) generalisiert. Unten: Grobschematisches geologisches Querprofil durch Semien, zirka 10 km südlich des Vulkanzentrums, das sich in Fortsetzung des Mesheha-Tals befand.

Top: Geological map of the Simen mountains and adjacent areas, generalized after V. KAZMIN (1973). Bottom: Scetch geological cross-section through Simen, about 10 km South of the volcanic center which existed at the upper end of the Mesheha valley.

Bild 3 Das Dorf Denkolako (3450 m, Janamora) im Bereich der ursprünglichen Erika-Waldstufe, mit Eucalyptus-Bäumen in einer durch Bodenerosion sehr stark gestörten Kulturlandschaft. Blickrichtung Westen.

A. HURNI, Oktober 1976

Denkolako village (3450 m, Janamora Wereda) within the altitudinal belt originally covered by Erica forests, now with Eucalyptus trees in a cultivation system seriously damaged by soil erosion. View towards the West.

Bild 4 Expandierende Brandrodung bei Truwata (2900 m) im Nationalpark. Blick vom Imet Gogo (3926 m) ostwärts hinunter.

B. MESSERLI, März 1974

Expanding forest destruction, through burning, at Truwata (2900 m) in the National Park. Elevated view from Imet Gogo (3926 m), looking East.

2 Arbeitsablauf

Study Procedure

Summary

Climate: *Two to five years of measuring climatic data in three main stations, Gich Camp (3600 m asl.) at the timber line, Sankaber Camp (3240 m), and Debark (2860 m), enables, together with additional data and observations collected, the analysis of the climate of the Simen mountains and its insertion into the climate of Ethiopia. Climatic data are essential for the understanding of animal behaviour (B. NIEVERGELT, 1981), plant ecology (F. KLOETZLI, 1975, 1977, 1981), for the geoecological interpretation of altitudinal limits and belts and solifluction (Chapter 7, p. 155), and for the analysis of soil erosion processes in Simen (H. HURNI, 1979). They can also be partially used for the reconstruction of the last cold period and Holocene palaeoclimates (Chapters 5, p. 84 and 6, p. 140). Figure 3 compiles the data used for the analysis. The methods are described in the respective sections of Chapter 4, p. 50.*

Dynamics of altitudinal belts: *The analysis of the dynamics of altitudinal belts from the last cold period to the present day (Part III, p. 83) requires an interdisciplinary approach. Geomorphological methods are used to analyze last cold period forms, processes, altitudinal limits and belts, and to interprete the possible last cold period palaeoclimate. Present day altitudinal limits are mapped through geobotanical observations and interpreted by a climatic and ecological analysis. Observations of landuse belts are also included. The main result of Part III is given by three maps presented here as supplements. These include a map at 1:100 000 scale of last cold period altitudinal belts (Late Wurm), a 1:100 000 scale map of present day altitudinal belts, and a 1:50 000 scale map of present day harvesting areas and cultivation belts. A flow chart showing the production steps for the maps is given in Figure 4. Two years of field work were necessary to complete the field mapping throughout such a large part of the Simen mountains (cf. Figure 1, p. 25). Then followed three years of analytical and cartographic work for the final compilation and printing. Methods and legends are explained in Chapter 5, 6, and 7 of Part III.*

2.1 Klima-Analyse

Die Präsenz von Schweizer Wissenschaftlern, z.T. als Parkwärter des Nationalparks tätig, hat es erstmals ermöglicht, während längerer Zeit Klimabeobachtungen und -messungen im Hochgebirge durchzuführen. Zwei- bis fünfjährige Messungen zwischen 1968 und 1977 werden in Teil II analysiert und dienen als Grundlage für das Verständnis des Klimas von Semien als Teil des Klimas Äthiopiens, weiter für Analysen im Zusammenhang mit der Tierwelt (B. NIEVERGELT, 1981), Pflanzenwelt (F. KLOETZLI, 1975, 1977, 1981), für die klimaökologische Interpretation von Höhengrenzen und -stufen (Kapitel 7, S. 155ff.), für geoökologische Prozesse der Bodenerosion als Funktion der Niederschläge (H. HURNI, 1979) und schliesslich auch für das Verständnis und die Rekonstruktion kaltzeitlicher und holozäner Paläoklimate (Kapitel 5, S. 84ff. und 6, S. 140ff.).

Ein Grossteil der analysierten Klimadaten wurde durch P. Stähli (1973 bis 1975) und H. Hurni (1975 bis 1977) gemessen. Neben der Hauptstation in Gich Camp (3600 m) an der Waldgrenze (Figur 1, S. 25) wurden auch in tieferen, westwärts liegenden Stationen Sankaber (3240 m) und Debark (2860 m) Parameter gemessen. Sämtliche drei Klimastationen in Semien lagen auf der Westabdachung des Hochlandes im Bereich der klassischen äthiopischen Dega-Höhenstufe (zirka 2700 bis zirka 3600 m ü.M.): Debark im untern Bereich der *«Lower Dega»*, Sankaber im Übergangsbereich zur *«Upper Dega»* und Gich Camp an der Waldgrenze im obern Bereich der *«Upper Dega»* (vgl. Figur 53, S. 173). Da die Dega-Stufe mit den Hauptanbaubereichen für Gerste (oben) und Weizen mit Hülsenfrüchten (unten) einen Grossteil des Hochlandes einnimmt (vgl. Figur 1, S. 25) können mit den drei vorgegebenen Standorten der Messstationen (bedingt durch den Nationalpark), wesentliche Höhenstufen und Regionen erfasst werden (Bild 5). Alle drei Stationen waren mit einem Schutzhäuschen in 1,5 m Höhe versehen und enthielten – während unterschiedlicher Messperioden (vgl. Figur 3) – folgende Klimamessgeräte:

Debark:
2860 m ü.M., 13° 09' N, 37° 53½' E
- Thermo-Hygrograph (Wochenstreifen)
- Tagestotalisator für Niederschlag

Sankaber Camp:
3240 m ü.M., 13° 14' N, 38° 02½' E
- Thermo-Hygrograph (Wochenstreifen)
- Tagestotalisator für Niederschlag

Gich Camp:
3600 m ü.M., 13° 16' N, 38° 06½' E
- Thermo-Hygro-Barograph (Wochenstreifen)
- Pluviograph (Monatsstreifen)
- WOELFLE-Windmesser (Monatsstreifen)
- Sonnenscheinschreiber nach Campbell-Stokes (Tagesstreifen)
- Niederschlags-Richtungsmesser mit Totalisatoren für Einzelereignisse (vgl. H. HURNI, i. Vorb.)

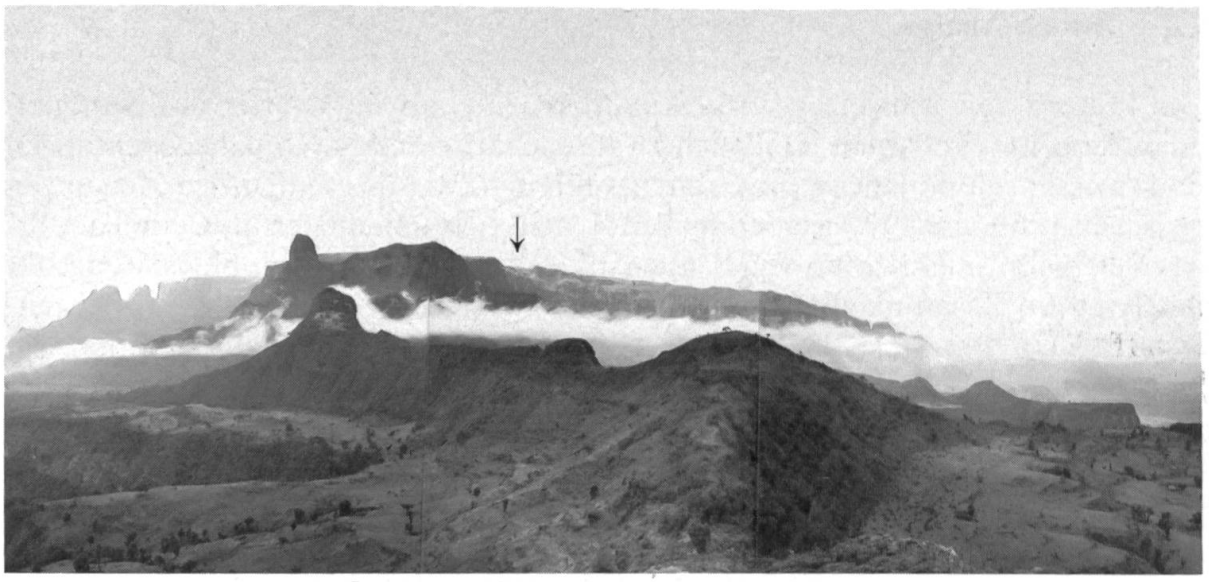


Bild 5 Ansicht des Hochlands von Semien von Norden, mit Gich Camp (3600 m, Pfeil) zirka 1 km hinter dem Horizont. Aufnahme des 180°-Panoramas Anfang September 1975 von Amba Ber (2660 m). Typisches Kondensationsniveau bei 2900 m, das sich nachmittags verstärkt und gegen Abend dem Hochland die typischen NE-Niederschläge bringt.

H. HURNI, September 1975

The Simen highland seen from the North, with Gich Camp (3600 m, see arrow) about 1 km behind the escarpment in a Southerly direction. 180° panoramic view seen from Amba Ber (2660 m) at the beginning of September. Typical condensation niveau at 2900 m, which will expand in the afternoon and bring to the highland the typical evening rains from the Northeast.

- Bodentemperaturmessungen periodisch (zirka alle 2–3 Monate, P. STÄHLI)
- Bewölkungs- und Windrichtungsbeobachtungen dreimal täglich (P. STÄHLI)

Die beiden Stationen Sankaber und Gich Camp innerhalb des *Simen Mountains National Park* wurden von P. STÄHLI 1973 eingerichtet und sofort in Betrieb genommen. Ein halbes Jahr später wurde in Zusammenarbeit mit der *Civil Aviation Administration* in Debark eine dritte Station eröffnet. Während zwei Jahren war es möglich, mit Hilfe von Park- und Polizeiangestellten die Daten praktisch lückenlos zu erheben. Instrumente und Ablesetechnik des Hilfspersonals wurden regelmässig überprüft, so dass die erhobenen Daten gute Genauigkeit aufweisen. Später musste die Datenerhebung wegen äusserer Schwierigkeiten auf Gich Camp eingeschränkt werden, wobei diese Station von H. HURNI wesentlich ausgebaut wurde (1975).

Figur 3 gibt eine Zusammenstellung der gemessenen und gesammelten Daten, wie sie in die Analyse einbezogen sind. Ferner haben wir Messreihen gesammelt, die von äthiopischen Institutionen erhoben und z.T. auch veröffentlicht wurden. Viele Daten sind jedoch mit Vorsicht in bezug auf Genauigkeit zu verwenden. Eine Beschreibung der Auswertungsmethoden der gesammelten Daten wird in den entsprechenden Abschnitten gegeben. Die Originalstreifen und -daten befinden sich im Archiv des Geographischen Instituts der Universität Bern mit dem Vermerk «Originaldaten Klima Semien – Äthiopien, 1973 bis 1977, H. HURNI und P. STÄHLI».

Climatic parameter	Locality	Instruments	Period of measurement	Measured by
PRECIPITATION	Gich Camp (3600 m)	Daily raingauge, pluviometer	II. 1968–I. 1969, V. 1973–III. 1975 IV. 1975–XII. 1976	B. Nievergelt P. Stähli, H. Hurni
	Sankaber (3240 m)	Daily raingauge	1973–1974	Berhanu Asfaw
	Debark (2860 m)	Daily raingauge	I. 1971–IV. 1975	National Water Resources Commission
	75 stations in Ethiopia	Daily raingauge	Varying, ab. 1950–1970	Climatological Institute, Civil Aviation Administration
	24 stations in and around Simen	Daily raingauge	1970–1974 (incomplete)	National Water Resources Comission
TEMPERATURE	Gonder (2000 m)	Min.-max. (daily)	1974	Civil Aviation Administration
	Debark (2860 m)	Thermograph	XII. 1973–II. 1975	P. Stähli (and Police Station Officer)
	Sankaber (3240 m)	Thermograph	V. 1973–II. 1975	P. Stähli (and Berhanu Asfaw)
	Gich Camp (3600 m)	Meteograph	V. 1973–XII. 1976	P. Stähli, H. Hurni
WIND	Addis Abeba (2360 m)	Vertical profiles of direction	1973 (monthly averages)	Civil Aviation Administration
	Asmera (2325 m)	Vertical profiles of direction	1973 (monthly averages)	Civil Aviation Administration
	Gich Camp (3600 m)	Daily observations WOELFLE wind recorder Ca 1200 observations along Gich escarpment	IX. 1973–VIII. 1974 (8am, 1pm, 6pm) VI. 1975–I. 1977 II. 1968–I. 1969	P. Stähli H. Hurni B. Nievergelt
CLOUDING AND SUNSHINE (8am, 1pm, 6pm	Gich Camp (3600 m)	Daily observations CAMPELL-STOKES recorder	V. 1973–I. 1975 VI. 1975–XII. 1976	P. Stähli H. Hurni
RELATIVE HUMIDITY	Gich Camp (3600 m)	Meteograph	V. 1973–XII. 1976	P. Stähli, H. Hurni

Figur 3 Zusammenstellung des für Teil II verwendeten Daten-Rohmaterials, unter Angabe von Lokalität, Messart, Messperiode und Mess-Behörde oder -Personen.

List of recorded and compiled climatic data used in Part II, with information on localities, instruments, period of measurement, and observation personnel or institution.

2.2 Analyse der Höhenstufung

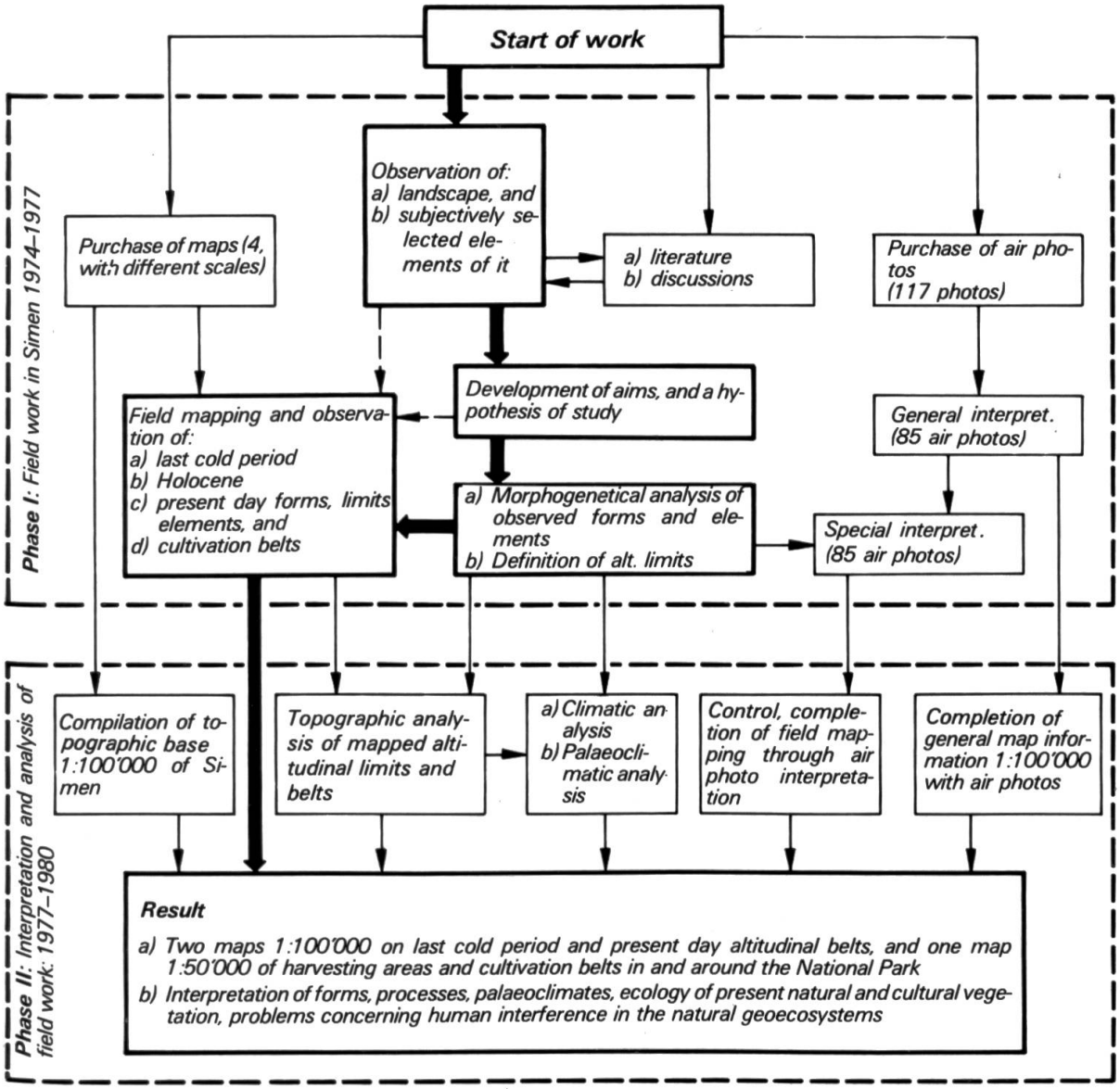
Die Analyse der Dynamik der Höhenstufung Semiens von der letzten Kaltzeit bis zur Gegenwart in Teil III erfordert einen interdisziplinären Forschungsansatz. Die Formen, Prozesse und Höhenstufen der letzten Kaltzeit sind mit geomorphologischen Arbeitsmethoden angegangen worden, ebenso wie die der Zwischenzeit, wo in vermehrtem Mass die Bodenerosionsforschung dazukommt. Eine Klimagenese aus den beobachteten Formen ist möglich. Klimamessungen und klimaökologische Analysen werden in vereinfachter Form für die Interpretation der elementaren geobotanischen Beobachtungen und der kartierten gegenwärtigen Höhenstufen eingesetzt. Hier werden auch kulturgeographische Beobachtungen der Landnutzung angewendet. Die multidisziplinäre Arbeitsweise bewirkt, dass zahlreiche Ansätze etwas pauschal formuliert sind und einer eingehenden fachspezifischen Überprüfung bedürfen.

Als Resultate des räumlich-zeitlichen Forschungsansatzes sind zwei Momentaufnahmen Semiens in verschiedenen Zeitabschnitten beigelegt: Eine Karte zur letzten Kaltzeit (Kapitel 5, S. 84ff.) und eine Karte zur Gegenwart (Kapitel 7, S. 155ff.). Das Flussdiagramm von Figur 4 gibt schematisch den Arbeitsablauf für die Entstehung der Karten wieder. Er besteht generell aus zwei Phasen:

Phase I (obere Hälfte der Figur) beschreibt die Feldarbeiten, die rund 7 Monate des zweieinhalbjährigen Aufenthaltes einnahmen. Leider konnte dabei nicht das gesamte Kartengebiet gedeckt werden (s. Figur 1, S. 25). Die misslichen politischen Umstände anfangs 1977 zwangen zu einem vorzeitigen Abbruch der Feldarbeiten.

Phase II (untere Hälfte von Figur 4) umfasst die Auswertungsarbeiten am Geographischen Institut Bern mit rund 11 Monaten Aufwand. Hier nahm das Erstellen der Übersichtskarten einen wichtigen Anteil ein, neben Analyse und zusätzlicher Literaturarbeit. Nicht eingerechnet sind die Manuskriptarbeiten und die gesamte Kartographie, die je zirka 8 Monate beanspruchten.

Das Gelingen der Höhenstufenanalyse hing grundsätzlich von vier Prämissen ab, die in Figur 4 oben, ausgehend vom Kasten «*Start of Work*» durch vier Pfeile dargestellt sind. Zum ersten mussten Karten von Semien beschafft werden: Neben der äthiopischen Landeskarte 1:250 000 von Semien (ND 37-10, *Ethiopian Mapping Agency*, Addis Abeba), der deutschen Karte 1:50 000 «Hoch-Semyen» von J. WERDECKER (1968) hat das Geographische Institut Bern zwei Karten 1:25 000 von Debark bis und mit Nationalpark geschaffen (P. STÄHLI and M. ZURBUCHEN, 1978). Aus allen vier Kartenwerken konnte die topographische Grundlage einer Übersichtskarte 1:100 000 zusammengestellt werden. Zum zweiten war die Beobachtung der Landschaft und damit der zweieinhalbjährige Aufenthalt im Gelände eine wichtige Voraussetzung. Zum dritten wäre ohne die erwähnte Mithilfe vieler Fachspezialisten und Helfer mit Diskussionen und Literaturhinweisen die Arbeit viel weniger umfassend geworden. Zum vierten konnten die Waldflächen und Anbaugebiete der Übersichtskarte nur mit einer flächendeckenden Luftbildinterpretation für die nicht besuchten Hochlandteile vervollständigt werden. Die Hauptfluss-Richtung des Arbeitsablaufs ist mit dicken Pfeilen dargestellt (vgl. Figur 4). Sie ist eine Zusammenfassung der Arbeitsmethoden, die eingangs der Kapitel 5, 6 und 7 detailliert beschrieben sind.



Figur 4 Flussdiagramm des Arbeitsablaufs für die vierdimensionale (Raum-Zeit-)Erfassung der Landschaft von Semien mit Hilfe der Höhenstufungen verschiedener Zeitabschnitte in Teil III.

Flow chart of study procedure for the four-dimensional, space/time investigation of the Simen landscape in Part III, using altitudinal belts of various periods in order to reconstruct the dynamics of altitudinal belts from the last cold period to the present day.

Teil II

Beiträge zum Klima

Gemeinsam mit Peter Stähli

Part II

Contributions to the Climate

In Co-authorship with Peter Stähli

3 Übersicht über das Klima Äthiopiens

Outline of the Climate of Ethiopia

Summary

Circulation: *The circulation of Ethiopia is best manifested by the rainy seasons, which are mainly induced by the movements of the intertropical convergence zone I.T.C.Z. (Figure 5). The Southern position of the zone in January brings most of the country under NE trade winds, causing the extensive dry season for all areas except the Red Sea coast in Eritrea. Here a local convergence zone, in combination with daily circulation patterns, creates the typical winter (Dec–Jan) rains in this region. Northward movement of the I.T.C.Z. over Ethiopia in spring (Mar–Jun) causes the onset of the rainy season («Kremt»); first in the Southwest of the country in February/March. At the same time, in April, through a high pressure system moving Southwards on the Arabic peninsula, SW winds from the Indian ocean are responsible for a small rainy season («Belg») in the SE and E of the Ethiopian highlands, sometimes even effective as far as the Simen mountains. The variability of those small rains increases towards the North and West, thus being responsible for the occurrence of droughts, especially in the Western Wello region. In July, through the position of the I.T.C.Z. North of Ethiopia, most of the country lays under the influence of the SW monsoon, with the highest rainfall rates of the year. It is noteworthy that the East of the highland, Tigray and Wello regions, receive summer (Jul–Aug) rains only after the monsoon has surrounded the Western regions Gojjam and Gonder, including the Simen mountains, and has been diverted by NE trade winds. Trade winds are predominant at altitudes above 3200 m, occur in Addis Abeba all year and again in Asmera all year except in winter (Dec–Mar, see Figure 6). The wet monsoonal intrusions from SW are in fact typical for altitudes below 3200 m (see Figure 7), but water vapour ascending into the trade winds as high as 6000 m asl. (in Figure 6), explains the fact that the trade winds may become rainbearing as well in higher altitudes and in the Eastern part of the highland (see also Chapter 4).*

Precipitation: *Through its highland position, Ethiopia has relatively high amounts of annual rainfall as compared to its neighbours (4°–18° North). Rainfall amounts decrease from the highland radially in all directions. According to rainfall distribution, but not to amounts, Figure 8 divides Ethiopia into four main regions. In the West, there occurs one continuous big rainy season (I), long in the Southwest, shorter in the Northwest. The rest of the country has two rainy seasons (except the Red Sea coast). The area can be divided into small spring (Feb–Apr) rains in the Northeast (III) and bigger spring rains in the Southeast (II). In general rainfall tends to increase with altitude, but there are altitudinal belts with maximum rainfall amounts (i.e. at 2000 m asl.), decreasing upwards. High spatial variations*

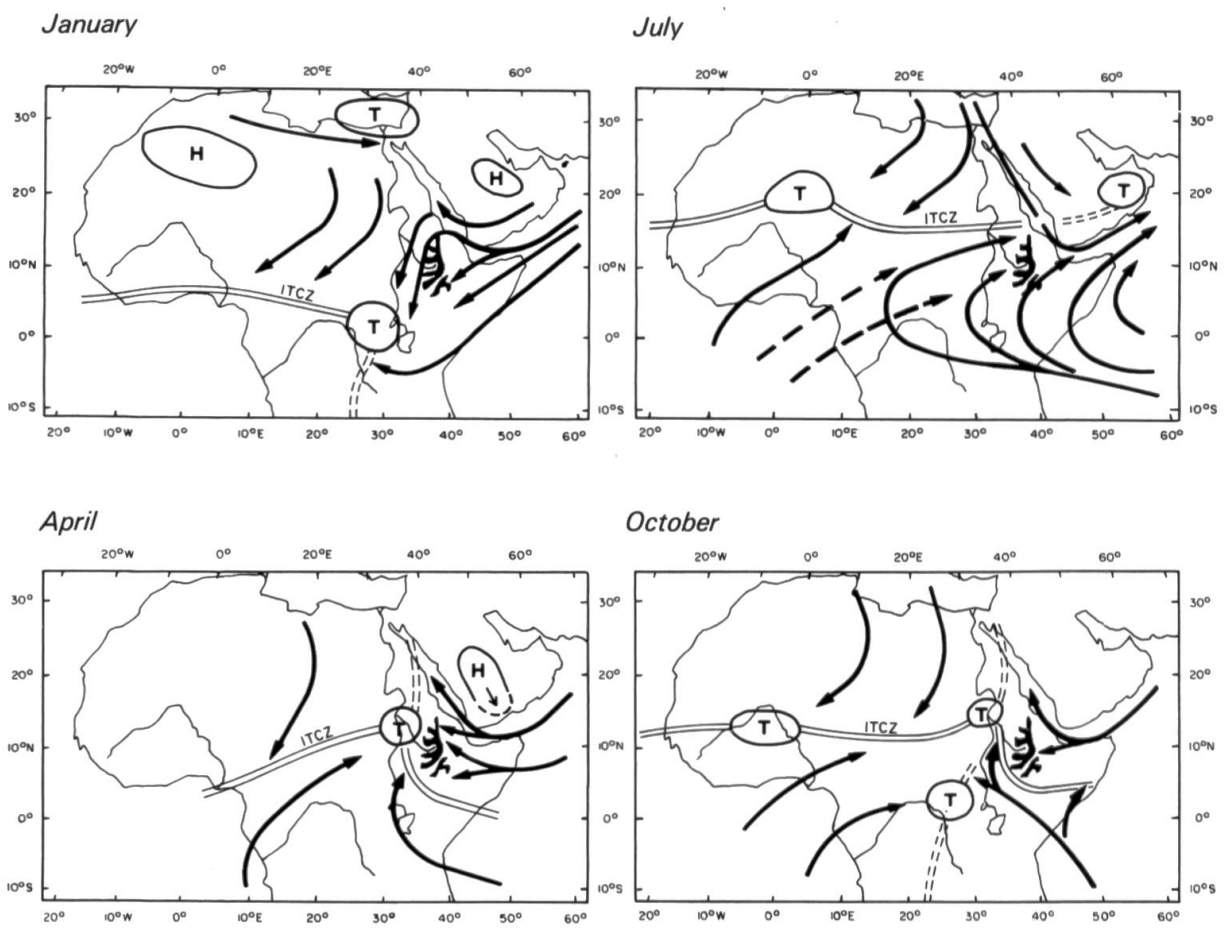
may occur, especially in the annual rainfall deviation and in the period of rainfall concentration, being of great concern to the peasants. Another most important factor of rainfall, with respect to soil erosion, is its erosivity. In Ethiopia, where agriculture with cultivation of grains and pulses is the livelihood for the greatest part of the population, estimation of the rainfall erosivity is essential for the design of soil conservation measures. Evaluated for Simen and for very few other places, a new research project of the University of Bern, in association with the UN University Tokyo and Ethiopian Agencies, is currently concentrating on the evaluation of this important factor.

3.1 Zur Zirkulationsstruktur

3.1.1 Horizontale Gliederung

Nach J.F. GRIFFITHS (1972: 370) ist der Klimaverlauf in Äthiopien geprägt und abhängig von der jahreszeitlichen Verschiebung der innertropischen Konvergenzzone (I.T.C.Z.). Ihre südliche Lage im Januar bringt Äthiopien unter den NE-Passat, der für den grössten Teil des Landes die grosse Trockenzeit verursacht. H. FLOHN (1965a) und C. TROLL (1974) weisen in ihren Untersuchungen über die Druck- und Windverhältnisse im Rotmeer-Graben darauf hin, dass hier im Januar eine regelmässig auftretende lokale Konvergenzzone und tagesperiodische Zirkulation entlang der Küste und der Hangzone zu den für diese Region typischen Winterregen führen (vgl. Kapitel 3.2.1 und Figur 8, S. 47).

Die Verschiebung der I.T.C.Z., im Juli auf Breiten knapp nördlich Äthiopiens, lässt den feuchten SW-Monsun eindringen, der die grosse Sommer-Regenzeit («Kremt») bewirkt (s. Figur 5). Während die andern Autoren den Verlauf der Tief-



Figur 5 Druckverteilung und horizontale Zirkulation rund um das Hochland von Äthiopien; zusammengestellt nach J.F. GRIFFITHS (1972: 10/11, 77–79, 370), H. FLOHN (1965a: 20, 24; 1965b: 37–42; 1965d: Annex B) und C. TROLL (1974: 218).

Air pressure and air flow patterns around the Ethiopian highland, compiled from J.F. GRIFFITHS (1972: 10/11, 77–79, 370), H. FLOHN (1965a: 20, 24; 1965b: 37–42; 1965d: Annex B), and C. TROLL (1974: 218).

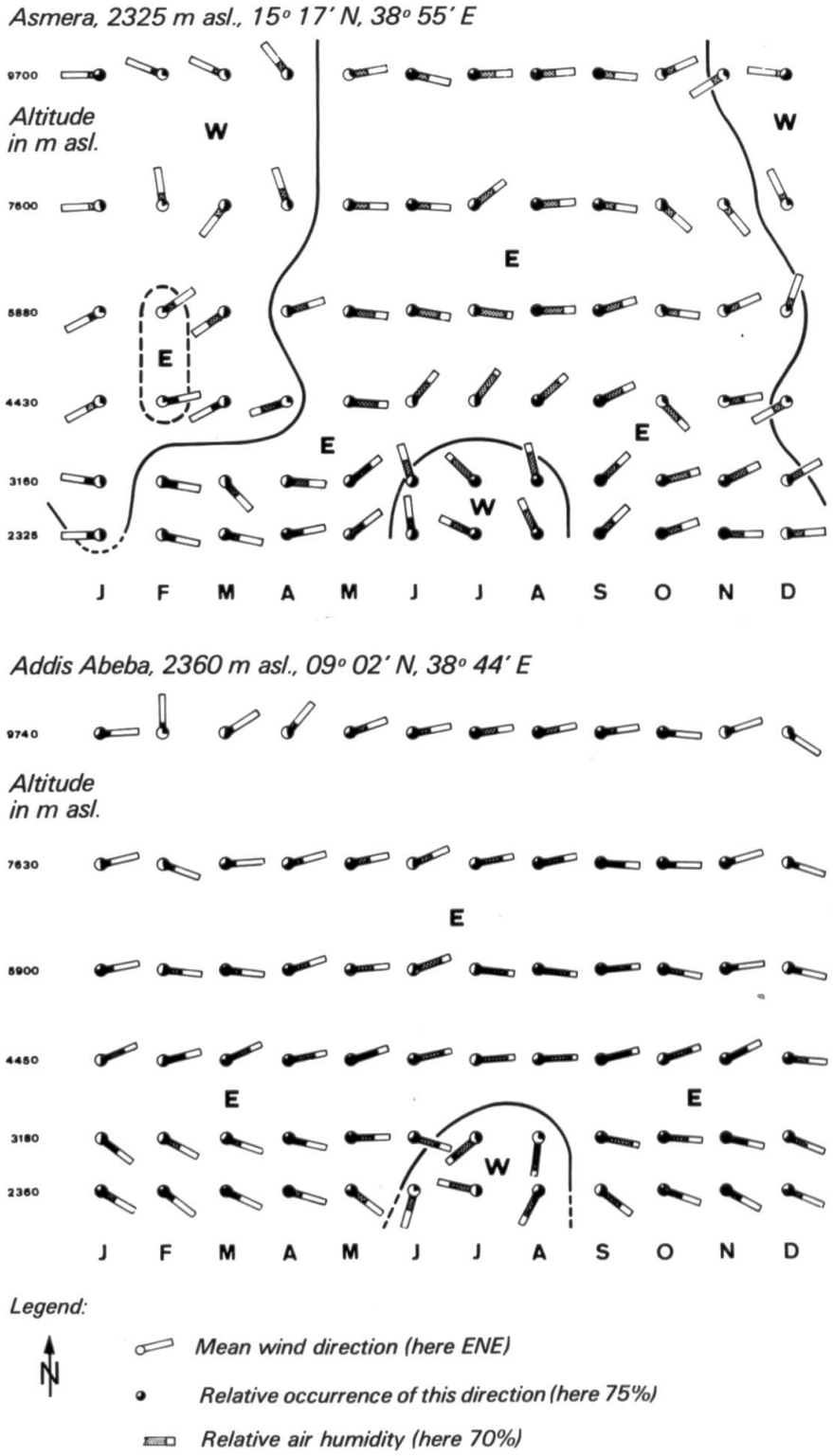
druckrinne zwischen dem ausgeprägten Sahara- und Arabientief entlang des Rotmeergrabens bis in den Golf von Aden weit nach Süden ausbuchten lassen, macht H. FLOHN (1965a: 20) den Vorschlag, diese Tiefdruckrinne auf ca. 20° nördlicher Breite direkt quer über das Rote Meer in die Arabische Halbinsel hineinzuziehen. Er weist jedoch darauf hin, dass die antizyklonal um das Hochland von Äthiopien gelenkten SW-Monsune durch die nördlichen Winde zu NW-Winden umgelenkt werden und die Tiefdruckrinne durchbrechen können.

Die Druck- und Windverhältnisse im Frühling (April) und Herbst (Oktober) bilden Übergangsphasen, die durch die Nord–Süd-Verschiebung der I.T.C.Z. bedingt sind. Äthiopien liegt während dieser Übergangsmonate unter relativ tiefem Druck mit zum Teil instabilen Windverhältnissen. Das im Frühjahr sich von Arabien in Richtung Indischen Ozean verschiebende Hoch verursacht auf seiner Westflanke feuchte S- und SE-Winde, die für weite Gebiete im Südost- und Ostteil Äthiopiens in den Monaten März/April eine kleine Regenzeit bringen. Es ist wahrscheinlich, dass Ausläufer solcher Feuchteinbrüche bis ins Semien-Hochland vordringen und dort gelegentliche Regen- und Schneeschauer in Gipfelbereichen verursachen (s. 4.4, S. 74). Im Herbst bewirkt die nach J. F. GRIFFITHS (1972: 370) rasche Nord–Süd-Verschiebung der I.T.C.Z. über Äthiopien hinweg den Abbruch der grossen Regenzeit. Der feuchte SW-Monsun wird dabei durch trockene N- bis E-Winde (NE-Passat) abgelöst.

3.1.2 Vertikale Gliederung

Die sommerliche Nord-Lage der I.T.C.Z. widerspiegelt sich deutlich in den Wind-Höhenprofilen von Addis Abeba und Asmera (Figur 6). Für beide Stationen werden die mit einer E-Komponente versehenen Winde (NE-Passat) im Sommer bis in Höhen über 3200 m durch Winde mit W-Komponente (SW-Monsun) durchbrochen. In allen übrigen Jahreszeiten und Höhen dominieren für Addis Abeba (9° 02' N) E-Winde. Im nördlicher liegenden Asmera (15° 17' N) wird der hier ebenfalls dominierende NE-Passat vor allem in höheren Niveaus in den Monaten Januar bis April durch Winde mit W-Komponente abgelöst. Diese stammen jedoch nicht aus äquatorialen Breiten, sondern entstehen nach H. FLOHN (1965b: 42) aus einer Höhen-Hochdruckzone, die sich auf zirka 13° N quer durch Afrika zieht. Dies hängt wiederum mit der zu dieser Jahreszeit südlichen Lage der I.T.C.Z. und der damit verbundenen Verschiebung des ganzen Passatwindgürtels zusammen.

Wie aus den Wind-Höhenprofilen hervorgeht, verläuft im Juli und August die Trennfläche zwischen dem bodennahen SW-Monsun und den ihn überlagernden NE-Passat (vgl. dazu H. FLOHN 1965c) für die Breiten zwischen Addis Abeba und Asmera auf Höhen zwischen 3160 und 4400 m. Wie das Winddiagramm von Gich Camp zeigt (vgl. Figur 7, S. 44), liegt diese Station auf 13° 06' N und 3600 m Höhe bereits oberhalb der Trennfläche im NE-Passat-Bereich. Mit den Daten von Asmera und Addis Abeba kann nicht untersucht werden, ob und wie stark sich die Trennfläche von Nord nach Süd anhebt, fehlen doch zwischen 3160 und 4400 m weitere entscheidende Höhenmessungen. Mit dem Windrichtungsdiagramm von Gich Camp und dem Höhenprofil von Asmera kann immerhin für Breiten von 13° bis



Figur 6 Windrichtungs-Höhenprofile 1973 für Asmera und Addis Abeba, zusammengestellt nach den Daten der *Monthly Weather Reports* von 1973 der *Civil Aviation Administration*, Addis Abeba. Messungen um 14 Uhr Lokalzeit.

Vertical profiles of wind direction 1973 for Asmera and Addis Abeba, measured at 2 pm local time. Compiled from data of the «Monthly Weather Report» 1973, Civil Aviation Administration, Addis Abeba.

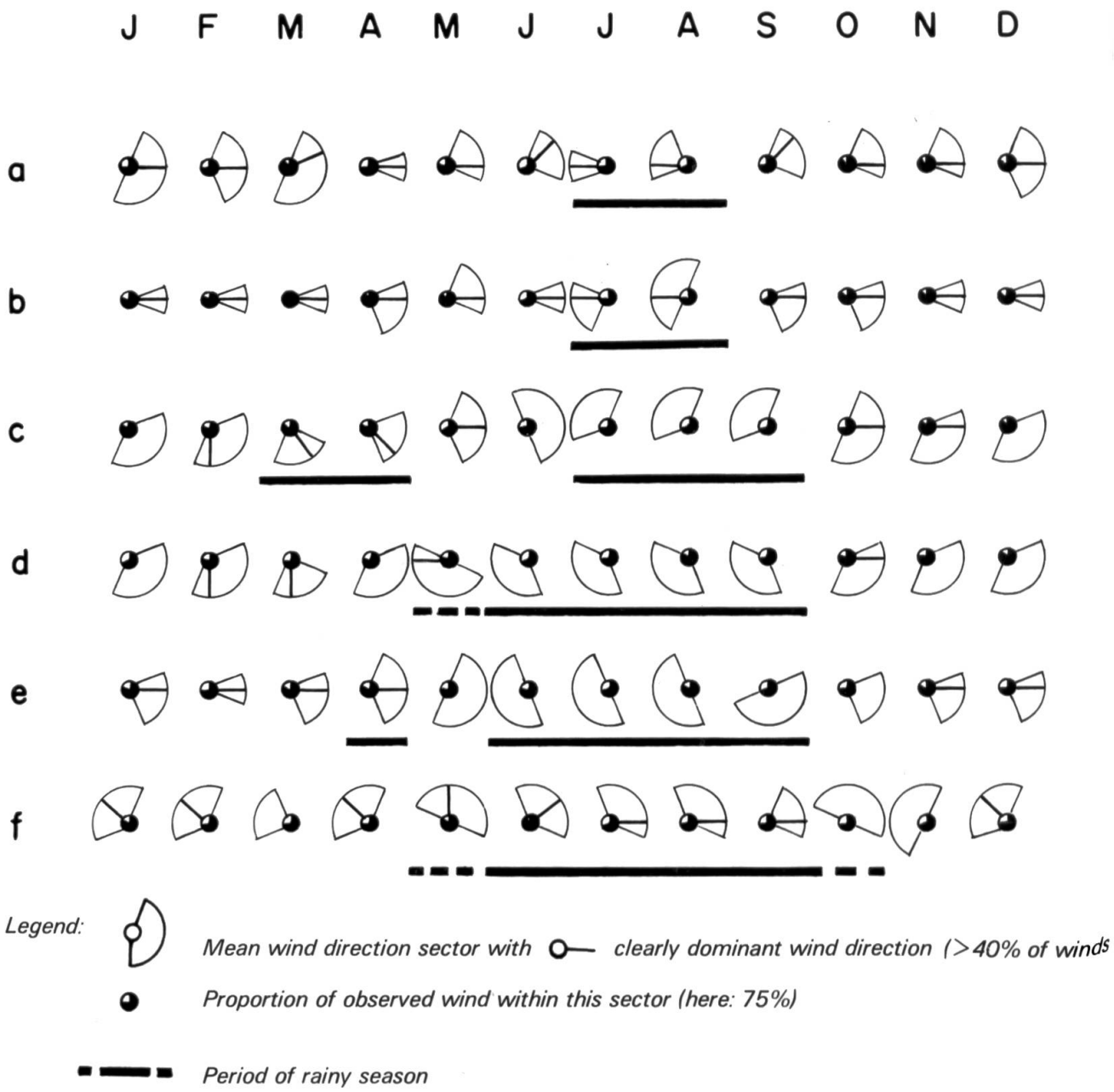
15° N in Äthiopien die Höhe der Trennfläche zwischen 3160 und 3600 m eingestuft werden. Dabei gilt es aber zu berücksichtigen, dass die Hochplateaus Äthiopiens (hier im speziellen Fall Semiens) mit Höhen über 3000 m und zum Teil über 4000 m zweifellos das grossräumige Windsystem beeinflussen (vgl. dazu C. TROLL 1952 und 1959; W. LAUER 1975 sowie Kapitel 3.2.2, S. 46).

Aus den erwähnten Windrichtungsdiagrammen geht eindeutig hervor, dass die Hochplateaus Semiens (sicher für Höhen über 3600 m) nie direkt unter SW-Monsun liegen, sondern über die Trennfläche in den Bereich des NE-Passates hinaufragen. Diese Tatsache ergibt im Vergleich von Beginn und Dauer der Regenzeit zwischen Asmera und Gich Camp auf den ersten Blick einen Widerspruch: Während in Asmera, das im Höhenbereich des SW-Monsuns liegt, die Regenzeit nur zwei Monate (Juli, August) dauert, beginnt diese in Gich Camp – mit NE-Passat! – bereits im Mai/Juni und hält bis September/Oktober an. Im folgenden soll speziell auf diesen scheinbaren Widerspruch eingegangen werden.

3.1.3 Windrichtung und Regenzeit

In seinen Untersuchungen über Wasserdampfgehalt und -transport für die sommerliche Regenzeit Nordostafrikas kommt H. FLOHN (1965d: 4) zum Schluss, dass sich der Wasserdampfgehalt auf die Luftschicht unterhalb 700 mb konzentriert (d.h. unterhalb 3160 m). Wie aus den relativen Feuchten in den Windrichtungs-Höhenprofilen von Addis Abeba und Asmera, (vgl. Figur 6, S. 42) hervorgeht, ist es der SW-Monsun, der die zur Sommer-Regenzeit nötige Feuchtigkeit bringt. Da nach H. FLOHN (1965d) der Wasserdampftransport mit der Windrichtung übereinstimmt, muss anhand der Windrichtungskarten (vgl. Figur 5, S. 40) angenommen werden, dass diese Feuchtigkeit zum Teil aus dem Indischen Ozean stammt (nach Äthiopien transportiert durch den ursprünglichen SE-Passat, der über Zentralafrika infolge der Corioliskraft zu SW- bis W-Winden abgelenkt wird). Weitere Feuchtigkeit bringen die aus dem Golf von Guinea wehenden äquatorialen Westwinde, vor allem in den tieferen Luftschichten (bis 1000 m-Niveau). Interessant ist in Figur 6 vor allem auch die Feststellung, dass die Erhöhung der relativen Feuchtigkeit nicht nur auf die untern Schichten des SW-Monsuns beschränkt bleibt, sondern auch die darüber liegenden Schichten des NE-Passates erfasst. Daraus kann geschlossen werden, dass der vom SW-Monsun gebrachte Wasserdampf durch Konvektion in die höhern Schichten des ursprünglich trockenen NE-Passates aufsteigt und von diesem in Gegenrichtung zurücktransportiert wird. Dem Hochland von Äthiopien (speziell Hoch-Semien) wird somit Feuchtigkeit auf zwei Stockwerken zugeführt: primär vom SW-Monsun bis in Höhen von zirka 3200 m, sekundär vom NE-Passat in Höhen darüber.

Die in Figur 7 dargestellten Windrichtungsdiagramme von ausgewählten Stationen des äthiopischen Hochlandes (zirka 2000 m Niveau) zeigen den direkten Zusammenhang des SW-Monsuns mit Beginn und Ende der grossen Sommer-Regenzeit. Für Gich Camp aber wehen während der grossen Regenzeit Winde aus Nord bis Ost (NE-Passat in der Höhe). Die unterschiedliche Dauer der grossen Regenzeit widerspiegelt die Verschiebung der I.T.C.Z. und den damit verbundenen Windrich-



a: Asmera 2325 m
15° 17' N, 38° 55' E

b: Quiha/Mekele 2130 m
13° 30' N, 39° 30' E

c: Kombolcha 1903 m
11° 04' N, 39° 45' E

d: Debre Markos 2509 m
10° 18' N, 37° 43' E

e: Addis Abeba 2354 m
9° 02'N, 38° 44' E

f: Gich Camp 3600 m
13° 16' N, 38° 07' E

Figur 7 Windrichtungsdiagramme September 1973 bis August 1974. Zusammengestellt aus dem *Monthly Weather Report* der *Civil Aviation Administration,* Ablesungen 06, 12, 18 Uhr Lokalzeit, und eigenen Beobachtungen für Gich Camp.

Wind direction diagrams September 1973 until August 1974. Compiled from the «Monthly Weather Report», recorded at 6 am, 12 am, 6 pm local time, and supplemented with the authors' observations at Gich Camp.

tungswechsel: In Addis Abeba (9° 02' N) und Debre Markos (10° 18' N) wechseln die Winde bereits im Mai/Juni von E auf W (SW), in Mekele (13° 30' N) und Asmera (15° 17' N) erst im Juli. In Kombolcha im Osten des Hochlandes dagegen setzt die Regenzeit bis zwei Monate später ein als im ungefähr auf gleicher Breite im Westen liegenden Debre Markos. Hier wirken die nördlichen Hochplateaus von Äthiopien (mit Semien) als Barriere für den die Feuchtigkeit bringenden SW-Monsun. Diese kann erst auf die Ostseite des Hochlandes gelangen, wenn sich die I.T.C.Z. so weit nach Norden verschoben hat, dass die Hochplateaus im Norden vom SW-Monsun umflossen werden können. Da das Hochplateau von Semien bis zirka 13½° N, Teile der nördlichsten Hochplateaus von Tigray sogar bis 14½° N reichen, gelangt die die grosse Regenzeit auslösende Feuchtigkeit erst im Juli mit dem das Hochland antizyklonal umwehenden SW-Monsun auf die Ostseite (Provinzen Tigray und Wello). Die grosse Sommer-Regenzeit beginnt dadurch im Osten erst zur gleichen Zeit wie im Norden (Provinz Eritrea) und ein bis zwei Monate später als für entsprechende Breiten der im Luv des SW-Monsuns liegenden Westseite Äthiopiens (siehe dazu Figur 8, S. 47).

3.2 Zur Niederschlagsstruktur

3.2.1 Horizontale Gliederung

MESFIN WOLDE MARIAM (1970: 27) unterteilt Äthiopien grundsätzlich in vier verschiedene Niederschlagsregionen, davon drei in noch je zwei Unterregionen (wet-dry). KEBEDE TATO (1964: 30) unterscheidet deren neun und DANIEL GAMACHU (1977: 13) deren vierzehn. H. SUZUKI (1967: 19) unterscheidet in Äthiopien generell drei Trocken- und drei Feucht-Perioden mit unterschiedlicher Dauer für verschiedene Messstationen. Niederschlagskarten Äthiopiens zeigen für die nördlichen Provinzen Gonder, Wello, Tigray und Eritrea eine Abnahme der Niederschläge von Gebieten des Zentralen Hochlandes radial nach allen Richtungen von Westen über Norden nach Osten (MESFIN WOLDE MARIAM 1970: 26; W. KULS und K.F. SCHALLER 1972: Anhang 2; J.F. GRIFFITHS 1972: 373; *Meteorological Maps of Ethiopia*, 1979: 5). Insbesondere nehmen die Niederschläge nach Osten hin, auf kurze Distanz rasch ab. Für die speziellen Probleme des Niederschlagsgeschehens in Nordäthiopien (Rotmeergraben und Hochlandgebiete von Eritrea und Tigray) verweisen wir auf die Arbeit von C. TROLL (1970).

Anhand der von der *Civil Aviation Administration* erhobenen Daten stellte der *Ethiopian Meteorological Service* in Addis Abeba die Niederschlagsresultate im Atlas *Meteorological Maps of Ethiopia* 1979 zusammen. Anfangs April 1975 erhielten wir die Erlaubnis, die Zusammenstellungen zu fotokopieren und für diese Arbeit zu verwenden; 75 davon sind in P. STÄHLI (1979) publiziert. Die mit Hilfe dieser Messreihen vorgenommene horizontale Gliederung Äthiopiens in verschiedene Niederschlagsregionen richtet sich dabei primär nach jahreszeitlichem Auftreten und Dauer von Regenzeiten und weniger nach der Niederschlagsmenge. Diese hängt zwar auch von der Dauer der Regenzeit ab, doch variiert sie mit Höhe ü. M. und Exposition stark.

In Figur 8 wird versucht, die verschiedenen Niederschlagsregionen durch Grenzlinien voneinander abzutrennen, wobei die Genauigkeit von der Dichte des Messnetzes und auch von der Dauer der einzelnen Messreihen abhängt. In den Grenzbereichen treten zum Teil auch Überschneidungen auf.

I. Gebiete mit einer grossen Regenzeit im Sommer in West- und westl. Nordäthiopien. Diese Gebiete liegen im Luv des SW-Monsuns. Im Südwesten (Illubabor, Keffa, Wellega) liegen die niederschlagsreichsten Gebiete Äthiopiens sowohl in bezug auf die Dauer der Regenzeit (März bis November) als auch auf die Niederschlagsmenge (1500 bis 2500 mm Jahrestotal).

   Von Süden nach Norden nehmen Dauer der Regenzeit von 9 bis 10 Monaten bis 1 bis 2 Monate und Niederschlagsmenge von 2517 mm bis 237 mm ab.

II. Gebiete mit zwei Regenzeiten beim Zenitdurchgang der Sonne im Frühling und Herbst in Südäthiopien. Die Frühlingsregen bringen etwas mehr Niederschlag als die Herbstregen. Die Niederschlagsmenge nimmt von Westen (Hochplateau von Gamogofa; 1189 mm) nach Osten (Halbwüste von Ogaden; 186 mm) stark ab.

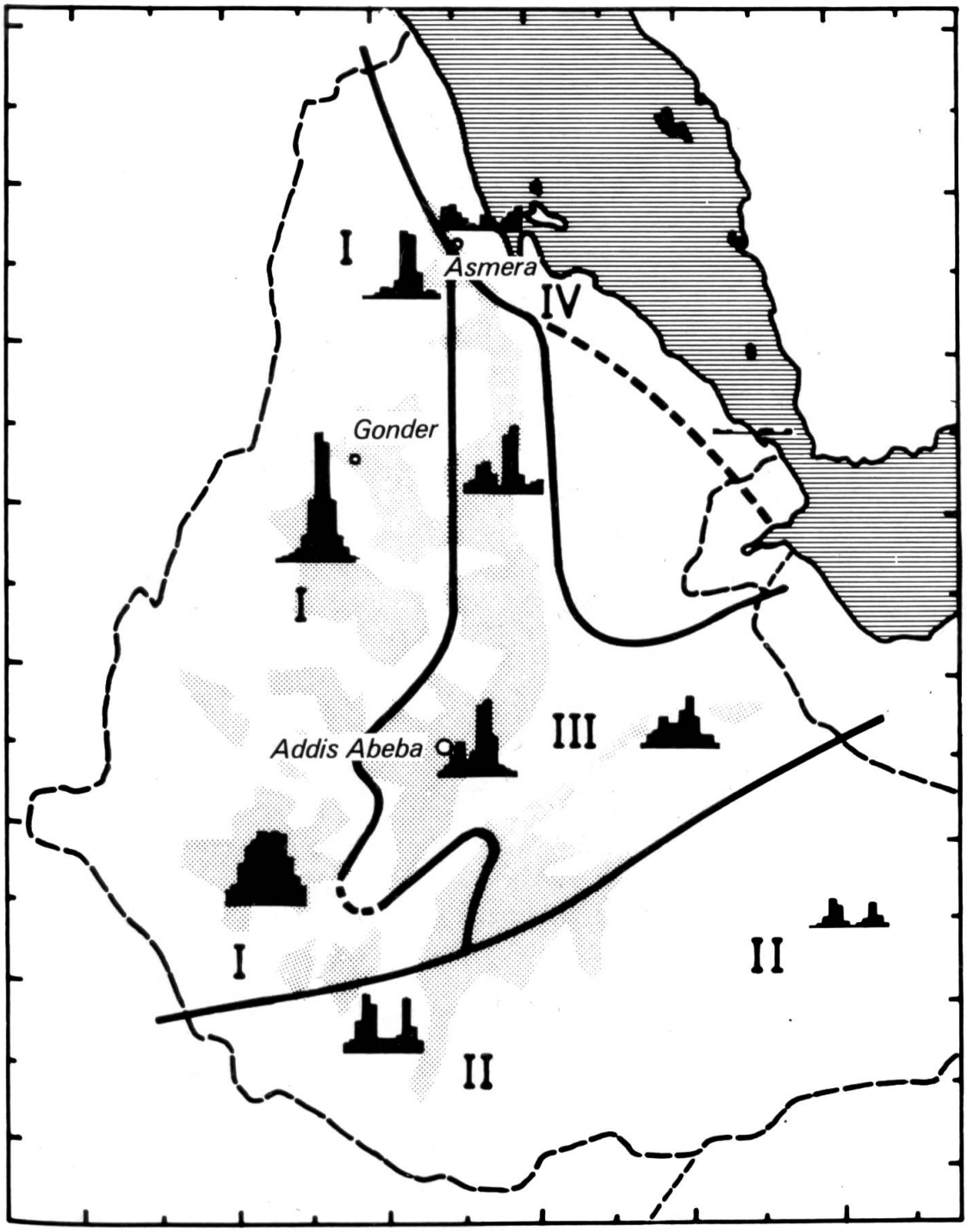
III. Gebiete mit zwei Regenzeiten, einer grossen im Sommer (50 bis 70% des Jahrestotals) und einer kleinen im Frühling (15 bis 30%) in Zentral- und Ostäthiopien und im nordöstlichen Hochland. Die grosse Regenzeit (Juni/Juli bis August/September) wird durch den SW-Monsun bewirkt (wie Gebiet I). Die kleine Regenzeit (Februar/März bis April) wird durch S- bis E-Winde aus dem Indischen Ozean ausgelöst (vgl. Kapitel 3.1, S. 41). Zwischen kleiner und grosser Regenzeit liegt bei allen Stationen eine mehr oder weniger deutliche Zäsur im Mai/Juni.

IV. Winterregengebiete entlang des Rotmeer-Grabens. C. Troll (1970) gibt auf seiner Karte ein detailliertes Niederschlagsprofil quer durch Eritrea, auf dem der Übergang der Winterniederschläge der Rotmeer-Bruchstufe (Steigungsregen der vom Roten Meer herkommenden tageszeitlichen Ausgleichswinde; C. Troll 1952: 167ff.) in die Sommerniederschläge (SW-Monsun, Gebiet I) der Plateaus von Eritrea deutlich sichtbar wird. Die höheren Lagen der Ostabdachung erhalten sowohl Sommer- als auch Winterniederschläge.

   Der unmittelbare Küstenstreifen von Mitsiwa bis Asseb erhält bereits keine nennenswerten Niederschläge mehr. Höchstens episodische Niederschläge erhält die Wüste der Danakildepression.

3.2.2 Vertikale Gliederung

Kebede Tato (1964: 36) gibt eine kontinuierliche Zunahme des Niederschlags mit der Höhe an, ohne allerdings deutlich zu machen, für welche seiner 9 Niederschlags-Regionen und bis zu welcher Höhe die Aussage gilt. Für Mesfin Wolde Mariam (1970: 31) ist nicht die Höhe eines Ortes, sondern vielmehr seine Lage zu den die Feuchtigkeit bringenden Winden für die Niederschlagsmenge massgebend. Neuere Niederschlagskarten für ganz Äthiopien zeigen für die Gebiete des zentralen und nördlichen Hochlandes eine zum Relief konforme Zunahme der Nieder-



Highland above about 2000 m asl.

400
300
200
100
0

Annual distribution of mean monthly rainfall in millimetres

Regions of rainfall pattern:

I One (big) rainy season in summer (JUN–SEP)
II Two rainy seasons in spring (FEB–APR) and autumn (SEP–NOV)
III Two rainy seasons in spring (Small) and summer (big)
IV One rainy season in winter (DEC–FEB)

Figur 8 Horizontal Gliederung Aethiopiens in vier Regenzeitregionen.

Horizontal division of Ethiopia into four rainfall regions.

schlagsmenge mit der Höhe (W. KULS und K.F. SCHALLER 1972; J.F. GRIFFITHS 1972). Nach Untersuchungen des *Ethiopian Meteorological Service* in Addis Abeba der 10 bis 20jährigen Messdaten der 75 Stationen glaubt man vorläufig generell für die einzelnen Regionen Äthiopiens an eine Zunahme der Niederschlagsmenge mit der Höhe bis etwa 2000 m mit anschliessender langsamen Abnahme (mündliche Mitteilung Denachew Asfaw). Da Äthiopien in bezug auf die Feuchtigkeitszufuhr in mehrere voneinander zum Teil stark getrennte Niederschlagsregionen aufgeteilt werden kann, und die einzelnen Regionen auch innerhalb stark variieren, darf eine vertikale Gliederung nur für ein Gebiet gemacht werden, das die gleiche primäre Feuchtigkeitszufuhr während einer gleichlangen Regenzeit erhält. Wir werden im Kapitel 4 (s. 66ff.) für Semien ausführlich auf das Problem der vertikalen Gliederung eingehen.

3.2.3 Variabilität, Intensität und Erosivität

Nach MESFIN WOLDE MARIAM (1972: 65) ist die Variabilität der Jahresmittelwerte für verschiedene Stationen in Äthiopien sehr unterschiedlich: *« The percentage deviation from the average varies from 1% in Saja, 5% in Wush Wush, 7% in Agaro, 30% in Addis Abeba, 45% in Leqemt (9° 05' N, 36° 32' E) and 77% in Nakfa. There is also deviation in the period of rainfall concentration, the rainfall in some years coming early and in some years coming late. This evidently is of very grave concern for farmers.»*

Die uns zur Verfügung stehenden Daten erlauben es nicht, Aussagen über die Schwankungen der Jahrestotale zu machen. Aufgrund der extremen Monatsmengen kann jedoch geschlossen werden, dass vor allem Stationen mit geringem durchschnittlichen Jahrestotal grosse Schwankungen aufweisen, so im Norden der Regionen I und III, im Osten der Regionen II und III sowie in der Region IV. J.F. GRIFFITHS (1972: 374) kommt nach Untersuchung der Variabilitäten von 23 Stationen zum Schluss: *« As is general the range tends to decrease as rainfall increases.»* Vor allem das Ausbleiben der kleinen Regenzeit in der Region III kann für die auch durchschnittlich niederschlagsarmen Gebiete im Nordosten Äthiopiens (Teile von Wello und Tigray) katastrophale Folgen haben (Hungersnot 1972 und 1973), da hier die grosse Regenzeit allein im traditionellen Landnutzungssystem mit ein bis zwei Ernten pro Jahr nicht genügend Niederschlag bringt.

Aus einer Untersuchung zur Niederschlagsintensität von W. CLYMA (1966) für die Stationen Jimma, Addis Abeba, Dire Dawa und Alemaya können folgende Schlüsse gezogen werden:

1. eine Tagesmenge von mehr als 100 mm ist äusserst selten und beschränkt sich auf Tieflandregionen (vgl. H.C. PEREIRA, 1968: 7);
2. die Starkniederschläge hängen nicht von der Grösse des jährlichen Niederschlagstotals ab;
3. es ist nicht anzunehmen, dass Stundenmengen von 60 mm oder mehr in einer Periode von 100 Jahren einmal auftreten. Stundenmengen von zirka 30 mm treten für alle vier Stationen jährlich auf.

Eine weitere wichtige Kenngrösse der Niederschläge ist ihre Erosivität. Sie ist ein Mass für die Bodenerosionswirkung der Niederschläge und wird normalerweise nach Formeln berechnet, die von W. H. WISCHMEIER et al. (1958) entwickelt worden sind (EI[30]-Index, vgl. S. 70). In Äthiopien, wo Ackerbau die wichtigste Lebensgrundlage ist und wo darum die Bodenerosion in Hanglagen das grösste ökologische Problem darstellt, kann die Bedeutung der Erosivität als eine der Voraussetzungen für Bodenkonservierung (H. HURNI, 1981) kaum hoch genug eingeschätzt werden. Erosivitäts-Berechnungen sind uns bisher allerdings nur von K.J. VIRGO and R.N. MUNRO (1977) in Tigray bekannt geworden, wobei diese Autoren eine einfachere Formel zur Berechnung verwendeten (KE > 25-Index nach N. HUDSON, 1971, vgl. S. 71), ohne ihre Korrelierbarkeit mit Bodenverlusten geprüft zu haben. Da für Semien konkretere Resultate vorliegen (H. HURNI, in Vorb.), werden wir im nächsten Kapitel eingehender auf das Problem Erosivität eintreten und die Vergleiche zu Tigray aufführen. Zurzeit wird in einem Forschungsprojekt des Geographischen Instituts der Universität Bern in Zusammenarbeit mit der UN Universität Tokyo, der Direktion für Entwicklungszusammenarbeit und humanitäre Hilfe der Schweiz und mit äthiopischen Behörden an einer ausgedehnten Evaluation dieser wichtigen Kenngrösse in Äthiopien gearbeitet.

4 Das Klima von Semien

The Climate of Simen

Summary

The climatic diagram given in Figure 9 for the main recording station, Gich Camp at the timber line at 3600 m asl., characterizes the climate of Simen, with a relatively low, alpine temperature, coldest in the early mornings of the dry season, and a single rainy season amounting about 1500 mm, from May to October. The climate can be classified Cbwn in the G. T. TREWARTHA (1954) system.

Circulation: *Wind direction and speed have been recorded by a WOELFLE instrument at Gich Camp (3600 m), supported by many observations of cloud movements and winds throughout the area. The distribution of monthly wind directions into 13 classes as given in Figure 10 for Gich Camp, shows that for the whole year, winds blow very constantly from Northerly directions, with a definite shift from Northwest to Northeast at the onset of the rainy season. Figure 11 specifies this statement, showing that in most cases, mean hourly wind directions from a 90° segment represented by the arrows, account for 64–90% of all winds observed in this hour during each month.*

The regularity of Northeastern winds in June to September is in fact striking. Only in the dry season morning winds exist, coming from Southerly directions. This result does not only apply for the recording station, but for the whole of the Western highland plateau of Simen (B. NIEVERGELT, 1981). This means that the Simen highlands lay above the influence of the Southwest monsoons. Observations of cloud movements show that in all altitudinal belts, Northwest to Northwinds predominate in the dry season. In the rainy season, Southwest monsoons dominate altitudinal belts up to about 3000 m asl., causing convective rainfall around the Simen highland. Altitudes above 3000 m obtain advective rains in June from Northeast, with tradewinds having received the moisture from monsoonal air masses below them.

Sunshine and Clouding: *Out of 4393 hours of astronomically possible annual sunshine (on a plain), a high rate of 92% or 4043 hours would effectively be possible at Gich Camp because of its highland position. An actual 54% or 2354 hours of sunshine were measured with a CAMPBELL-STOKES sunshine recorder. Obviously, most of the 38% or 1689 hours of clouding between sunrise and sunset occur in the rainy season, as shown in Figure 12. Daily distribution of clouding is given by sunshine isopleths in Figure 13. Accordingly, afternoon clouding is very frequent in June to August and in October (below 20% sunshine), whereas the mornings of the rainy season are still relatively bright. Some clouding at sunrise and sunset may even occur in the driest months (December/January). In the regional context it is important to*

notice that especially steep slopes facing West and North have less sunshine because of a retarded sunrise and the frequent afternoon clouding. In general, clouding in Simen tends to decrease from North to South (see rainfall directions) and from West to East, and to increase with altitude, because of frequent fog around mountain tops and escarpments. Figure 14 comparing observed and measured clouding supports the known fact that observed clouding tends to be higher than measured sunshine.

Precipitation: *Situated in the middle of the triangle connecting Gonder, Maychew, and Aksum, Simen follows in its rainfall pattern the Western half of the Ethiopian highland, with only one rainy season and no small rains in spring (Figure 15). Rainfall amounts in Figure 16 for the year 1973 show a total of four areas with more than 1400 mm rainfall: High-Simen, the lowlands North of it below 2000 m asl., the Adi Remetse mountain chain, and the area around Gonder. For Simen alone, this means that the wettest parts lay to the North in the lowlands and along the Northern escarpment. Rainfall decreases, like clouding, from North to South. The Eastern escarpment along the Tekeze river receives rainfall later than the Northwest, but with probably similar total amounts. Vertical distribution of rainfall as shown in Figure 17 indicates a first maximum at 1500 m and a second at about 3500 m asl. Whereas the first maximum can be explained by the condensation niveau of the Southwest monsoonal air masses, the second maximum may be due to the escarpment at that altitude, with the rainfall advectively brought by trade winds over its edge.*

The analysis of the Gich Camp recordings at 3600 m brings more evidence. Figure 18 supports the known trend of increasing variability of rainfall with decreasing monthly amounts, being of great importance for the seeding practice of the local peasants in April/May. In contradiction to the typical pattern of (convective) afternoon storms, rainfall in Gich Camp is concentrated in the evening and before midnight (Figure 19), supporting the (advective) explanation of trade wind rainfall. Rainfall also is usually less intensive than at lower elevations. In Figure 20, it is shown that an intensity of 50 mm per hour is very unlikely to last one hour, usually only 5–10 minutes. The calculation of return periods in Figure 21 shows the same return periods for daily rainfall for Gich Camp and Addis Abeba (2400 m asl.), but a much longer return period for 30-Minute intensities in Gich Camp. Erosivities however, being important as a proportional measure for erosion from bare soils, have to be calculated specifically, after W.H. WISCHMEIER et al. (1958), modified for hailstorms, a frequent and grave event in Simen. Therefore, the month of June has the highest erosivity of the year (Figure 22), although not the highest amount of rainfall.

Snow occasionally occurs at altitudes above 3800–4000 m asl. (Photos 6 and 7), but does not form an annual snow cover of the mountain tops, nor has it done in historical times, since the present snow line is estimated at 5000 m asl., about 450 m above the Ras Dejen peak. A lowering of average temperatures of up to 2° C may have lowered the snowline to a altitude not less than 4700 m asl., still above this highest peak.

Temperature: *Figure 24 indicates that mean daily temperatures vary less in the rainy season than in the dry season. In the three lower stations, mean average and*

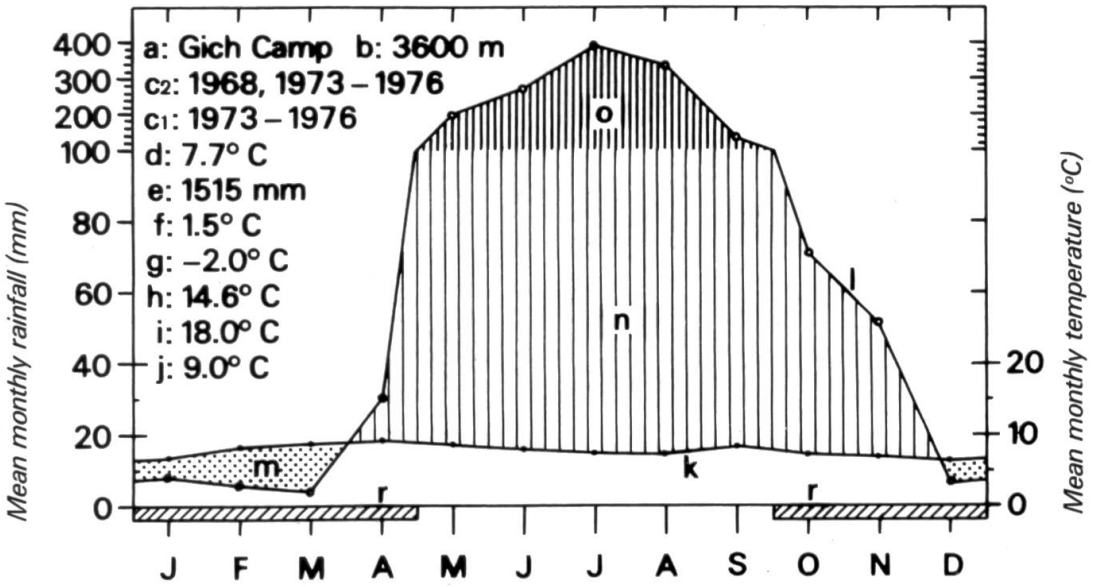
extreme temperatures run in the same direction, being low in July in the rainy season, and in December, when the sun stands South, and high in April and September, with or immediately after the zenith position of the sun. The highest station Gich Camp shows the same trend for maximum and average temperatures, whereas minimum temperatures are highest in the mid-rainy season, when clouding may remain over night because of late rainfall. Dependence of temperatures from clouding can be seen from Figure 25 in comparison with Figure 13. Temperature gradients differ between rainy and dry season (Figure 26). Mean maximum temperatures remain the same for high altitudes and vary strongest at low altitudes, and mean minimum temperatures show the reverse. For solifluction processes in the frost detrital belt it is important to see the shift of the 0° C isoline from 4000 m in the dry season to 4500 m asl. in the rainy season. Soil temperatures and temperatures from soil level to 2 m height are very different for dry and rainy season samples, and for vegetation cover of the ground (Figure 27), but are near to equal in about 20 to 50 cm ground depths, close to the annual average temperature of 7.7° C of this altitude.

Conclusions: *The climate of Simen can be divided into two main types: The « Upper Dega»-« Werch» type, and the «Lower Dega»-« Weyna Dega» type. These classical Ethiopian divisions into altitudinal belts apply therefore for the agro-climatic belts as well. The upper climatic type (3200–4500 m asl.) is characterized by Northerly winds all year, an increase in clouding with altitude, a maximum of annual rainfall at about 3500 m asl., frequent hailstorms with high erosivities, occasional snow in higher elevations, and frequent frost. The climate described is unfavourable for most grains and pulses except barley, potatoes, and some vegetables. The lower climatic type (2000–3200 m asl.) is characterized by the (upwardly decreasing) influence of Southwest monsoons, convective rains, trade winds only in the dry season, less frequent hailstorms, no snow and rare frost. This altitudinal belt is favourable for most Ethiopian crops and pulses.*

4.1 Das mittlere Klimadiagramm von Gich Camp (3600 m)

Für die Station Gich Camp, bedeutsam durch ihre Lage an der Waldgrenze der *Erica arborea*-Stufe, werden die Monatsmittelwerte von Temperatur und Niederschlag nach der Methode von H. WALTER (u.a. 1977) dargestellt. Die Messperioden erstrecken sich über 4 (T) und 5 (N) Jahre. Diese Darstellungsform gestattet eine Charakterisierung des Klimas von Semien in Kurzform. Temperatur (Abschnitt 4.5) und Niederschlag (4.4) werden in den entsprechenden Abschnitten zusätzlich analysiert.

Gich Camp besitzt nach Figur 9 ein tropisches Höhenklima mit einer langen Regenzeit im Sommer. Von den acht humiden Monaten April bis November gehören die Monate Mai bis Oktober zur eigentlichen Regenzeit, mit Hauptniederschlägen im Juni bis August. Die mittleren Jahresniederschläge betragen 1515 mm. Die Monate Dezember bis März sind arid, mit Niederschlägen unter 10 mm im Monats-



Legend:

- *a: Climatic station*
- *b: Altitude (m asl.)*
- *c_1: Measuring period temperature*
- *c_2: Measuring period precipitation*
- *d: Mean annual temperature in °C*
- *e: Mean annual precipitation (rainfall)*
- *f: Mean daily minimum temperature of coldest month (NOV, DEC): 1.5° c*
- *g: Absolute minimum temperature (JAN 1974, NOV 1975, JAN 1976): –2.0° C*
- *h: Mean daily maximum temperature of warmest month (APR): 14.6° C*
- *i: Absolute maximum temperature (MAR 1975): 18.0° C*
- *j: Mean daily variance of temperature: 9.0° C*
- *k: Annual interpolation of mean monthly temperatures: Normally between 7 and 8° C*
- *l: Annual interpolation of mean monthly percipitation*
- *m: Arid months (dotted)*
- *n: Humid months (hatched widely)*
- *o: Mean monthly percipitation over 100 mm, reduced 10 times (hatched narrowly)*
- *r: Months with absolute minimum temperatures below 0° C (hatched)*

Figur 9 Klimadiagramm von Temperatur und Niederschlag in Gich Camp, 3600 m, Semien, 1973–1976.

Climatic diagram of temperature and precipitation for Gich Camp at the Erica timber line, 3600 m asl., Simen, 1973–1976.

mittel. Die täglichen Temperaturschwankungen sind gross (im Mittel 9°), die jährlichen Schwankungen der Monatsmittelwerte dagegen sehr klein (max. 3°). Die mittlere Jahrestemperatur beträgt 7.7°. Monatsminimaltemperaturen sind in der Periode mit geringer Bewölkung (Oktober bis April) in der Regel unter 0°. November und Dezember sind die Monate mit den tiefsten täglichen Minimaltemperaturen (im Mittel 1.5°), der April hat die höchsten täglichen Maxima (14.6°). 18°, resp. –2° sind die Extremwerte der Schattentemperaturen in 2 m Höhe der 4jährigen Messperiode. Nach dem Klassifikationssystem von G. T. TREWARTHA (1954) kann Semien mit den Buchstaben C b w n charakterisiert werden: Mesothermisch-humides Klima (C) mit Mitteltemperaturen des wärmsten Monats unter 22° (b), wintertrocken (w) und mit häufigem Nebel (n).

4.2 Zirkulation

Mit Windmessungen und Beobachtungen der Bewölkungs-Bewegungen soll die Zirkulationsstruktur Semiens erfasst und in diejenige Äthiopiens eingegliedert werden. In Form von Daten stehen uns nur die eigenen Windmessungen Gich Camp mit dem WOELFLE-Windmesser (VI. 1975 bis I. 1977) auf dem Hochplateau zur Verfügung. Der Windmesser wurde in 4 m Höhe auf der Spitze eines Kegeldaches montiert. Vergleiche mit den täglichen Windbeobachtungen (IX. 1973 bis VIII. 1974) und vor allem mit zirka 1200 Einzelbeobachtungen durch B. Nievergelt (II. 1968 bis I. 1969) auf dem Hochplateau des Jinbar-Tales werden eine Abschätzung des Einflusses von Lokalwinden auf die Messstation erlauben. Ein Bild der regionalen Zirkulation konnte durch die Autoren aufgrund der aussergewöhnlichen Aussichtslage des Jinbar-Tales (bis rund 100 km Sichtradius in den Sektoren von E über NW bis SW!) anhand von Bewölkungsbewegungen gewonnen werden.

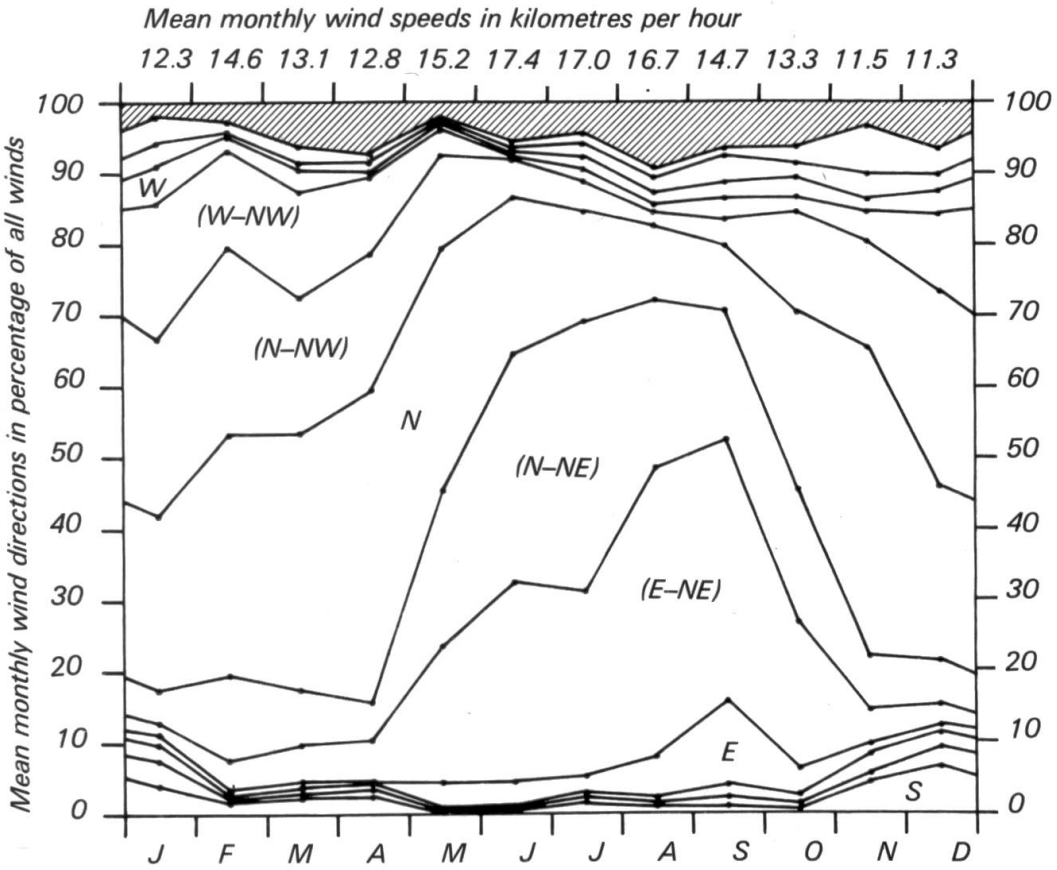
4.2.1 Die Windmessungen von Gich Camp

Der WOELFLE-Windmesser registriert Windrichtungen und -geschwindigkeiten auf Monatsstreifen. Zur Problematik dieser Geräte gehört ihre Eichung und die unterschiedlichen Anlaufwiderstände der Windflügel. Letzteres Problem konnte in Semien vernachlässigt werden, da praktisch nie Calmen (< 1 km/Std.) auftraten. Das fabrikneue Gerät konnte während der beiden Messjahre nie geeicht werden. Die Auswertung der Messstreifen erfolgte auf Stundenbasis, indem für jede Stunde sowohl Windrichtung als auch Windgeschwindigkeit auf Tabellen übertragen wurden. Das ergab für die 19 Messmonate zu je zirka 720 Stunden pro Monat und 2 Stundenwerten total rund 27 000 Tabellenwerte für die Analyse. Bei den Windrichtungen arbeiteten wir mit 12 Sektoren zu je 30° Öffnungswinkel, d.h. mit den 4 Hauptwindrichtungen N, W, S, E und je zwei Zwischensektoren. Für Winde, die innerhalb einer Stunde stark schwankten (zwischen mehr als drei nebeneinanderliegenden Sektoren), haben wir die zusätzliche 13. Klasse «stark wechselnde Winde» geschaffen. Die Windgeschwindigkeiten in km pro Stunde konnten mittels eines WOELFLE-Auswertungsstabes stundenweise abgelesen werden.

Die Analyse der Messwerte resultiert in zwei Figuren, deren eine den Jahresgang der Windrichtungen und deren andere den Tagesgang der Winde monatsweise beschreibt. Figur 10 zeigt die Prozentanteile der 13 Windrichtungsklassen für jeden Monat an, wobei in der Darstellung die berechneten Werte linear verbunden wurden. Die Analyse ging so, dass für jede Windrichtungsklasse die Anzahl der Stunden mit dieser Windrichtung während eines Monats summiert, in Prozent aller Stunden des Monats umgerechnet und dargestellt wurden. Breite Bänder in der Figur zeigen also den hohen Anteil an Stunden mit dieser Windrichtung an, usw. Wenn in der Messperiode von 19 Monaten ein Monat doppelt vorkam, wurden die Anteile gemittelt. Die mittleren Windgeschwindigkeiten aller Stunden eines Monats sind über der Figur in km pro Stunde angegeben.

Aus Figur 10 kann gelesen werden, dass

1. das ganze Jahr hindurch Winde aus W-NW bis E-NE dominieren (über 80% aller Winde), dass



Figur 10 Jahresgang der Windrichtung in Gich Camp, 3600 m, Semien, VI.1975 bis I.1977. Einteilung in 12 Windrichtungsklassen (30°-Sektoren) und 1 Klasse mit stündlich stark wechselnden Windrichtungen (schraffiert). Die Himmelsrichtungen in Klammern liegen nicht genau in den Sektormitten. Nichtbezeichnete Windrichtungsklassen liegen sinngemäss zwischen den bezeichneten. Regenzeitmonate: Mai bis September.

Annual distribution of wind directions in Gich Camp, 3600 m, Simen, VI.1975–I.1977. Classification into 12 classes of 30° segments, and one class of strongly changing winds within the hourly interval of analysis (hatched). Compass directions in parantheses are not exactly in the middle of the respective segment. Classes not marked are found correspondingly between marked ones. Rainy season: May to September.

2. in der Trockenzeit eher W bis N-Richtungen dominieren, in der Regenzeit aber eher Winde aus N bis E wehen, und dass
3. die mittleren Windgeschwindigkeiten in der Regenzeit deutlich höher ausfallen als in der Trockenzeit. Generell sind die mittleren Geschwindigkeiten mit minimal 11.3 und maximal 17.4 km pro Std. auf der BEAUFORT-Skala mit Stärke 3 als schwache Brise zu bezeichnen, also als Mittelwerte beachtlich hoch.
4. Im November bis Januar kommen rund 5% der Winde aus Süden, ein Phänomen, das mit dem Tagesgang der Winde (Figur 11) zu klären sein wird.

Eine kompliziertere Analyse wurde für Figur 11 verwendet, die den Tagesgang der Winde (dominante Richtung und Stärke) verdeutlichen soll. Die in der Figur verwirklichte übersichtliche Darstellungsform der stündlichen dominanten Windrichtungen und der mittleren stündlichen Windgeschwindigkeiten in einer Graphik ist durch die eindeutige Windherkunft aus den Nordsektoren möglich geworden. Zum besseren Verständnis definieren wir vorangehend den Begriff «Monatsstunde»: Unter «Monatsstunde» verstehen wir hier die Gesamtheit aller Messwerte einer bestimmten Tagesstunde während eines bestimmten Monats, z.B. die 30 Windrichtungswerte der Stunde von 7 bis 8 Uhr im Monat Juni. Ein Monat hat demnach 24 Monatsstunden, ein Jahr 12 x 24 = 288 Monatsstunden. Wir haben festgestellt, dass in allen Monatsstunden 77% der Winde aus einem 90° geöffneten Sektor (3 nebeneinanderliegende Klassen) wehen, mit einer Standardabweichung von diesem Mittel von nur 13%. Dies bedeutet, dass zwei Drittel aller 12 mal 24 Monatsstunden Winde besitzen, die zu 64 bis 90% (77% ± 13%) aus nur einem 90%-Sektor wehen. Die sehr hohe Zahl konstanter Windrichtungen ermöglicht uns, für jede Monatsstunde die «dominante» Windrichtung folgendermassen zu definieren: «Die dominante Windrichtung sei die mittlere gewogene Windrichtung der drei nebeneinanderliegenden Windrichtungsklassen mit dem maximalen Anteil an Winden.»

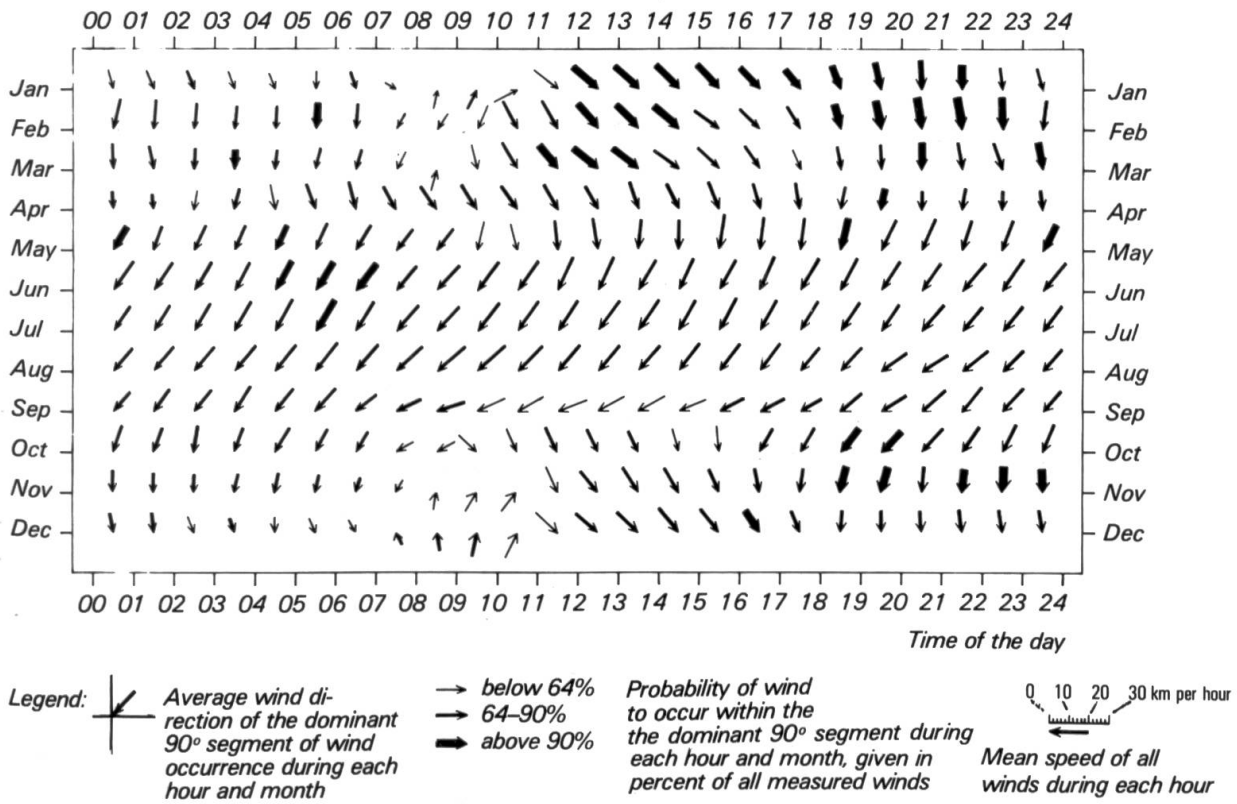
Wir veranschaulichen die Definition am Beispiel der Monatsstunde 7 bis 8 Uhr im Juni: Die 30 gemessenen Windrichtungen verteilen sich folgendermassen auf die 13 Windrichtungsklassen:

N	13.6%
NNE	25.3%
ENE	40.6%
E	10.3%
ESE	1.7%
SSE, S, SSW, WSW, W und WNW	0.0%
NNW	1.7%
Stark wechselnd	6.9%

Die drei Klassen N, NNE, ENE haben den maximalen Anteil von 79.5% aller Winde vereinigt. Wenn man jetzt die drei Klassen als 3 Windvektoren definiert (mit Längen entsprechend den %-Anteilen), so kann die «dominante» Windrichtung als die Summe der 3 Sektoren berechnet werden. In unserem Beispiel resultiert ein Vektor mit einem 49.4°-Winkel zur W-E-Achse aus nordöstlicher Richtung. In Fi-

gur 10 sind die analog dem Beispiel berechneten Vektoren für jede Monatsstunde als Pfeil dargestellt. Dieser steht also als gewogene mittlere Windrichtung des 90°-Sektors mit maximalem %-Anteil aller Monatsstundenwerte. Die Pfeildicke gibt an, wieviele % aller Winde in diesem 90°-Sektor liegen, er ist dünn bei unter 64%, mittel bei 64–90% und dick bei über 90% Windanteil. Die Pfeillänge steht für die mittlere Windgeschwindigkeit aller Winde der Monatsstunde.

Die Interpretation von Figur 11 kann sowohl horizontal (Tagesgang der Winde eines Monats) als auch vertikal erfolgen (Jahresgang einer Monatsstunde). Es fällt sofort die Regelmässigkeit der Winde in den Regenzeitmonaten auf, sowohl in Herkunft als auch in Stärke. Die Winde der Trockenzeit sind differenzierter im Tagesgang, gleichen sich jedoch monatsweise stark: Nachts bis gegen 7 Uhr morgens weht eine schwache Brise aus Richtung N-NNW. Mit Aufgehen der Sonne schlägt der Wind für einige Stunden auf S-Herkunft um, die Stärke ist sehr schwach, die Anteile kleiner (Lokalwind?). Gegen 9 bis 11 Uhr beginnt der Nachmittagswind aus NW mit stärkerer Geschwindigkeit zu dominieren, der am Abend und in der Nacht gegen N abdreht und etwas abflaut.



Figur 11 Tagesgang der Winde (Richtung und Geschwindigkeit) für jeden Monat in Gich Camp, 3600 m, Semien VI.1975 bis I.1977. Der Pfeil gibt die dominante Windrichtung an (s. Text). Die Pfeildicke zeigt die Wahrscheinlichkeit des Vorkommens dieser Windrichtung in % und die Pfeillänge die mittlere Windgeschwindigkeit.

Dominant hourly wind directions and speed for each month at Gich Camp, 3600 m, Simen, VI.1975 to I.1977. Each arrow indicates the average direction of the main 90° segment, while its thickness shows the probability of wind directions to lay within the segment. The length of the arrows indicates the average monthly wind speed of the hour described.

4.2.2 Die Zirkulationsstruktur von Semien

Da Windanalysen einzig für Gich Camp (3600 m) vorliegen, beschränkt sich dieser Abschnitt darauf, den Aussagewert der Analysen für diese Höhenstufe zu überprüfen. Vertikale Interpretationen sind jedoch in hypothetischer Form durch Beobachtungen von Rauch und Bewölkung möglich. Mit Hilfe von zirka 1200 Wind-Beobachtungen von B. Nievergelt 1968/69 entlang des Steilabfalls in 2 bis 10 km Entfernung von Gich Camp (B. NIEVERGELT, Mitt. November 79, sowie 1981), kann die regionale Gültigkeit der Analysen überprüft werden. Es zeigt sich, dass die Winde bei Gich Camp nicht wesentlich durch lokale Einflüsse verändert werden. In der Regenzeit von Mai bis Oktober 1968 kamen nämlich an den 18 Beobachtungspunkten von B. NIEVERGELT für Beobachtungszeiten zwischen 7 und 11 Uhr 70% aller spürbaren Winde aus den Sektoren N bis E (479 Beobachtungen), und in Beobachtungszeiten zwischen 11 und 7 Uhr sogar 76% (37 Beobachtungen). Erwartungsgemäss kamen in der Trockenzeit von November bis April an den 18 Beobachtungspunkten für Zeiten zwischen 7 und 11 Uhr nur 27% der spürbaren Winde aus den Sektoren N bis E (407 Beobachtungen), denn diese Zeitperiode ist bekanntlich von Lokalwinden mit südlicher Herkunft dominiert (57% aus SE bis SW). An Beobachtungszeiten zwischen 11 und 7 Uhr in der Trockenzeit kamen dann wieder 60% der Winde aus N bis E (98 Beobachtungen). Dieser regionale Vergleich der Aussage von Figur 11 mit den Beobachtungen von 18 Punkten rund um Gich Camp bestätigt die Signifikanz der Analyse für das Hochplateau von Semien.

Dass das Resultat der Analyse von Figur 11 tatsächlich eine sehr weitgespannte Gültigkeit besitzt, zeigt auch ein Vergleich der Winde um 14 Uhr mit den Messungen in der freien Atmosphäre von Asmera (und Addis Abeba) in Figur 6, (S. 42). Frappant ist die Übereinstimmung mit Asmera auf der Höhe 3600 m ü.M., wo in der Trockenzeit ebenfalls W- bis NW-Winde vorherrschen und in der Regenzeit NE- bis E-Winde. Der Zusammenhang der W-Winde mit einer Höhen-Hochdruckzone auf zirka 13° nördlicher Breite im Winter (H. FLOHN, 1965b: 42) ist bereits in 3.1.2 (S. 41) erwähnt worden. Ganz klar wird auch die Tatsache, dass Gich Camp in der Regenzeit oberhalb des Bereichs der SW-Monsune liegt (vgl. 3.1.3, S. 44).

Aufgrund von Bewölkungsbeobachtungen und dem frühen Beginn der Regenzeit im Tiefland nördlich von Semien kann folgende hypothetische Zirkulationsstruktur von Semien aufgestellt werden:

1. In der Trockenzeit (Winter) dominieren auf allen Höhenstufen NW- bis N-Winde
2. In der Regenzeit (Sommer) werden auf Höhen unterhalb zirka 2000 bis 3000 m ü.M. die SW-Monsune dominant, die schon im Mai/Juni etwa bis zum Tekeze-Fluss meist konvektive Niederschläge verursachten.
3. Höhen oberhalb zirka 3000 m ü.M. erhalten die Niederschläge meist adektiv mit NE-Passat-Winden, nachdem die Feuchtigkeit durch Konvektion aus den SW-Monsun-Schichten im Norden von Semien in diese aufgestiegen ist.

4.3 Sonnenschein und Bewölkung

Mit Messungen der Sonnenscheindauer und mit Bewölkungsbeobachtungen in Gich Camp sollen die Verhältnisse dieser Lokalität am Rande des Hochplateaus beschrieben und ihre regionale Stellung abgeschätzt werden. Als Datenmaterial stehen uns eigene Bewölkungsbeobachtungen (V. 1973 bis I. 1975) und Tagesstreifen des Sonnenscheinschreibers (VI. 1975 bis XII. 1976) zur Verfügung. Den mit einem Sonnenscheinschreiber messbaren Sonnenschein nennt man effektive Sonnenscheindauer. Durch Wegdenken der klimatischen Einschränkung erhält man die Werte der effektiv möglichen Sonnenscheindauer (ohne Bewölkung, aber mit Horizontabdeckung). Die Bewölkung ist demnach die Differenz zwischen effektiv möglicher minus effektiver Sonnenscheindauer. Ohne die beiden Einschränkungen Topographie und Bewölkung erhalten wir die astronomische Sonnenscheindauer auf einer gedachten Ebene.

4.3.1 Die Resultate von Gich Camp

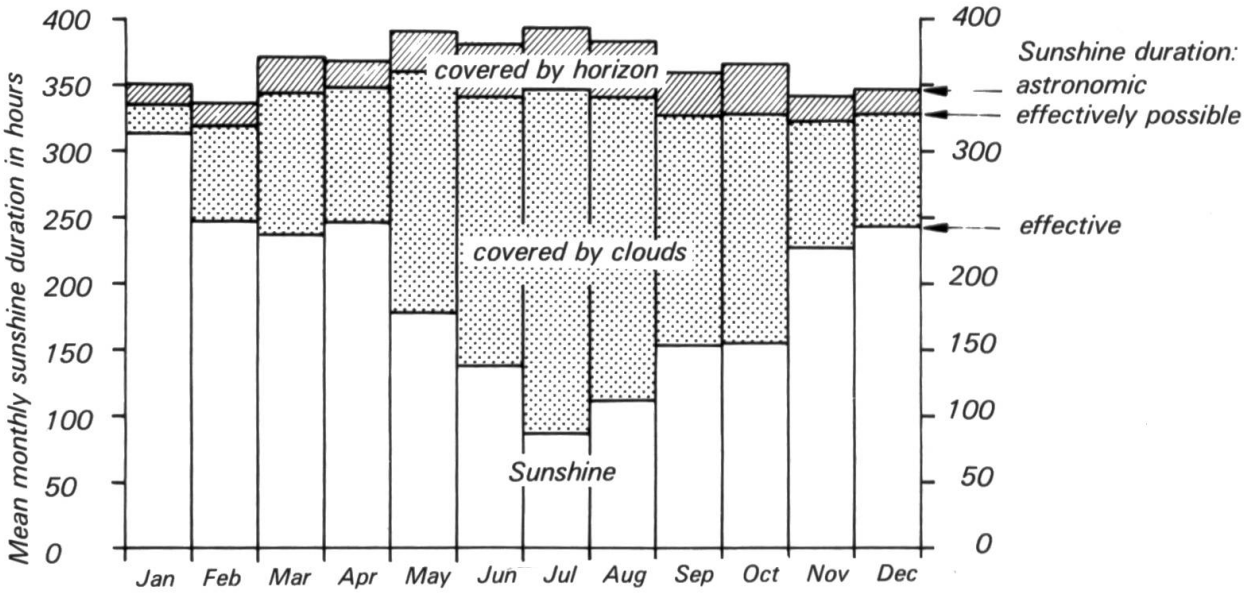
Der Sonnenscheinschreiber nach CAMPBELL-STOKES arbeitet mit einer Glaskugel, die bei Sonnenschein eine Brennspur auf dem Tagesstreifen verursacht. Die Auswertung der Tagesstreifen erfolgte stundenweise, indem für jede Tagesstunde der Prozentanteil an effektivem Sonnenschein (in % der effektiv möglichen) tabellarisch festgehalten wurde (total ca. 7300 Tabellenwerte). Dieses Verhältnis der effektiven zur effektiv möglichen Sonnenscheindauer wird auch als relative Sonnenscheindauer bezeichnet. Zusätzlich wurde monatlich die mittlere Zeit des Sonnenauf- und Sonnenuntergangs bestimmt, was die Berechnung der effektiv möglichen Sonnenscheindauer erlaubte. Die astronomische Sonnenscheindauer wurde durch Berechnung der Sonnenbahnen von S. KUNZ (Geogr. Inst. Univ. Bern) ermittelt. Die Analyse der Messwerte resultiert in zwei Figuren, deren eine den Jahresgang der Monatssummen und deren andere eine Isoplethendarstellung der relativen Sonnenscheindauer (Tages- und Jahresgang der Bewölkung) darstellt.

Figur 12 zeigt die (mittleren) Monatssummen von astronomischer, effektiv möglicher (ohne Bewölkung) und effektiver (mit Bewölkung) Sonnenscheindauer in Gich Camp.

Die Jahressummen betragen:

1. Astronomische Sonnenscheindauer:	4393 Std.	(100%)
2. Effektiv mögliche Sonnenscheindauer:	4043 Std.	(92%)
3. Effektive Sonnenscheindauer:	2354 Std.	(54%)
4. Dauer der Bewölkung am Tag (2 minus 3):	1689 Std.	(38%)

Naturgemäss zeigen die Regenzeitmonate (Mai bis Oktober) eine massive Einbusse an Sonnenschein mit grosser Bewölkungsdauer, während die Trockenzeitmonate eine sehr hohe Sonnenscheindauer haben. Die Einschränkung durch die Horizontabdeckung ist wegen der Hochlandlage von Gich Camp immer sehr niedrig. Interessanter sind die Interpretationen der Isoplethendarstellung der relativen Sonnen-



Figur 12 Monatssummen der astronomischen, effektiv möglichen und effektiven Sonnenscheindauer in Gich Camp, 3600 m, Semien VI.1975 bis XII.1976.

Monthly totals of the astronomic, effectively possible, and effective sunshine duration at Gich Camp, 3600 m, Simen VI.1975 to XII.1976.

scheindauer von Figur 13, weil dadurch auch der Tagesgang der Bewölkung dargestellt wird. Hier wurden die mittleren Prozentanteile der Tagesstunden von Sonnenauf- bis Sonnenuntergang monatsweise berechnet und durch Linien gleicher Prozentwerte (von Auge) korreliert.

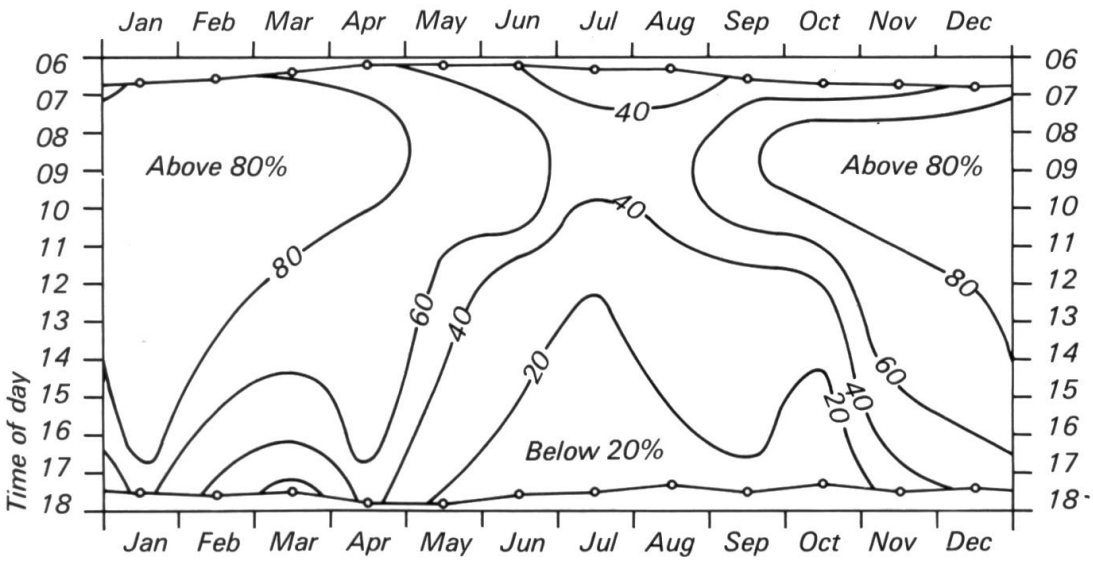
Figur 13 erlaubt sowohl eine horizontale (Jahresgang der Bewölkung) als auch eine vertikale Interpretation (Tagesgang monatsweise).

Zum Jahresgang der Bewölkung:

1. Die grösste Bewölkung ist in der Regenzeit von Mai bis Oktober und beträgt im Mittel dieser Monate 61% (im Extemmonat Juli sogar 75% Bewölkung).
2. Der grösste Anteil an Sonnenschein ist in der Trockenzeit von November bis April und beträgt im Mittel dieser Monate 77% (im Extremmonat Januar sogar 94%).
3. Die Ausnahmemonate März und Oktober zeigen grössere Bewölkungen als die der Regenzeit näher gelegenen Monate April und September, obschon die grössere Bewölkung sich nicht in Niederschlägen auswirkt. Ein Zusammenhang der März-Bewölkung mit der kleinen Regenzeit in Ostäthiopien (Einfluss des Indischen Ozeans) ist möglich, jedoch hier nicht mehr niederschlagswirksam (vgl. Gebiet III in Figur 8, S. 47).

Zum Tagesgang der Bewölkung:

1. In der Trockenzeit sind Morgennebel am Steilabfall im E möglich, die sich später auflösen (Beobachtung). Am Nachmittag können Schönwetterwolken entstehen, in die die Sonne gegen Abend eintaucht.

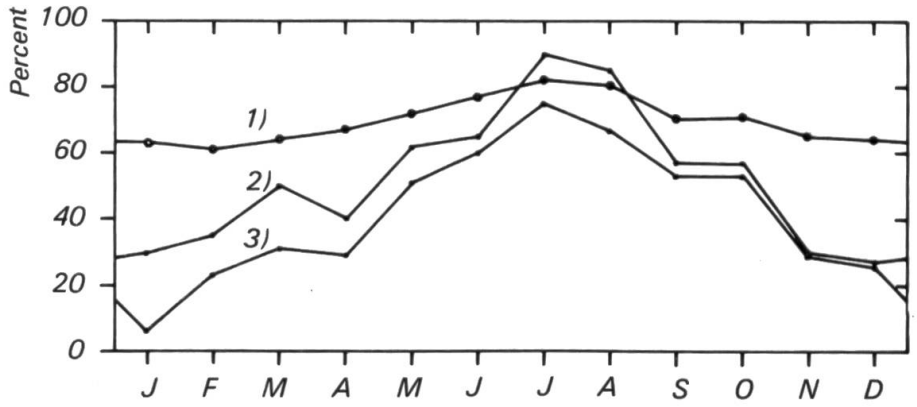


Figur 13 Isoplethendarstellung der relativen Sonnenscheindauer in Gich Camp, 3600 m, Semien, VI.1975 bis XII.1976. Aus der Differenz zu 100% ergibt diese Darstellung zugleich die Bewölkung von Sonnenaufgang bis zum -untergang.

Isopleths of relative sunshine duration at Gich Camp, 3600 m, Simen, VI.1975 to XII.1976. The difference to 100% gives the clouding between sunrise and sunset.

2. In den Übergangsmonaten zur Regenzeit verstärken sich die (in 1.) beschriebenen Wirkungen; Morgennebel lösen sich oft nicht auf, sondern werden von der Sonne überstiegen.
3. In der Regenzeit kommen häufig (40–60%) schöne Morgenstunden zwischen 7.30 Uhr und 9.30 Uhr vor, nachdem die Sonne aus der Bewölkung am E-Steilabfall aufgestiegen ist. Später am Tag (ab 10 Uhr) nimmt die Bewölkung stark zu, mit Niederschlägen bis in die Nacht hinein (vgl. 4.4, Figur 16).

Eine letzte Analyse soll die Bewölkungsbeobachtungen (1973/74) mit den Sonnenschein-Messungen (1975/76) vergleichen, um Unterschiede der Mess-Methode aufzuzeigen. Dabei haben wir die Beobachtungen der Bewölkung um 8, 13 und 18 Uhr monatsweise gemittelt und mit der mittleren monatlichen relativen Bewölkung der Sonne verglichen. Letzterer Begriff wurde definiert als Differenz der relativen Sonnenscheindauer zu 100%. Als Zusatzinformation haben wir auch die relative Luftfeuchtigkeit (in %) abgetragen. Figur 14 zeigt die bekannte Tatsache, dass Bewölkungs-Beobachtungen in der Regel zu hoch geschätzt werden. Während der Jahresgang trotz verschiedener Messjahre gleichsinnig verläuft, ist die Beobachtung bis zu 20% höher als die Messung. Die Aussagekraft solcher Beobachtungswerte ist aber bei Berücksichtigung dieser Überinterpretation erstaunlich hoch.



Legend: 1) Relative air moisture V. 1973–XII. 1976
2) Observed clouding of the sky, V. 1973–I. 1975
3) Relative clouding of the sun, VI. 1975–XII. 1976

Figur 14 Jahresgang der monatlichen Mittelwerte für relative Luftfeuchtigkeit, beobachtete und gemessene Bewölkung in Prozent in Gich Camp, 3600 m, Semien, für verschiedene Messperioden.

Mean monthly values for relative humidity, observed and measured clouding in percent at Gich Camp, 3600 m, Simen, for different periods.

4.3.2 Eine regionale Abschätzung von Sonnenschein und Bewölkung

Da Analysen von Sonnenscheindauer und Bewölkung einzig für Gich Camp (3600 m) vorliegen, beschränken wir uns nur darauf, die topographischen und klimatischen Einschränkungen der astronomischen Sonnenscheindauer regional abzuschätzen. Topographische Einschränkungen entstehen in steilen Hanglagen, also vor allem im Schatten der vielen Steilabfälle und rund um die obersten Gipfel. Es sind Unterschiede nach Exposition festzustellen, und zwar weniger zwischen N- und S-Expositionen (tropische Lage) als zwischen diesen und den W- und E-Expositionen, indem in steilen W- (resp. E-) Expositionen das Jahrestotal an effektiv möglicher Sonnenscheindauer wegen verzögertem Sonnenaufgang (resp. Untergang) geringer ist als in flachen W- (resp. E-) Expositionen, aber auch geringer als in steilen N- und S-Expositionen. W-exponierte Hänge haben zudem den doppelten Nachteil des geringeren Sonnenscheins am Morgen und der zunehmenden Bewölkung am Nachmittag.

Die klimatischen Einschränkungen der Sonnenscheindauer durch Bewölkung können regional so abgeschätzt werden, dass generell entlang der Steilabfälle und der Hochlandkanten im Norden mehr Nebel entsteht und somit weniger Sonnenscheindauer resultiert. Gich Camp liegt unweit einer solchen Kante und darf somit als repräsentativ für hohe Bewölkung in Semien gelten (andererseits ist Gich Camp durch die Hochlandlage topographisch wenig eingeschränkt). Die Bewölkungstendenzen auf dem Hochland (über 3000 m ü.M.) sind generell abnehmend von N nach S und von W nach E, und zunehmend mit der Höhe (letzteres gilt nicht für die Niederschlagsmengen, vgl. 4.4, S. 66). Zusammenfassend sind steile NW-Expositionen in Gipfelbereichen im N am meisten benachteiligt gegenüber flachen Hochland-Lagen im SE von Semien (Beyeda, vgl. Kartenbeilage 1:100 000).

4.4 Niederschlag

Die fünfjährige Messperiode der Niederschläge in Gich Camp erlaubt Analysen von Jahres- und Tagesgang, von Variabilität, Intensität und Wiederkehrperioden, von Erosivität, Energie und Niederschlagsart (Regen, Hagel, Schnee). Die Messungen von 24 Stationen in und um Semien im Jahre 1973 können für eine horizontale und vertikale Analyse der regionalen Niederschlagsstruktur verwendet werden.

4.4.1 Die Niederschlagsstruktur von Semien

Anhand der Daten, die uns zur Verfügung stehen, wollen wir versuchen, die Niederschläge in und um Semien nach Jahresgang, regionaler Verteilung und nach Höhenstufung zu beschreiben. Leider fehlen genügend Daten für das Erstellen einer Niederschlagskarte von Semien.

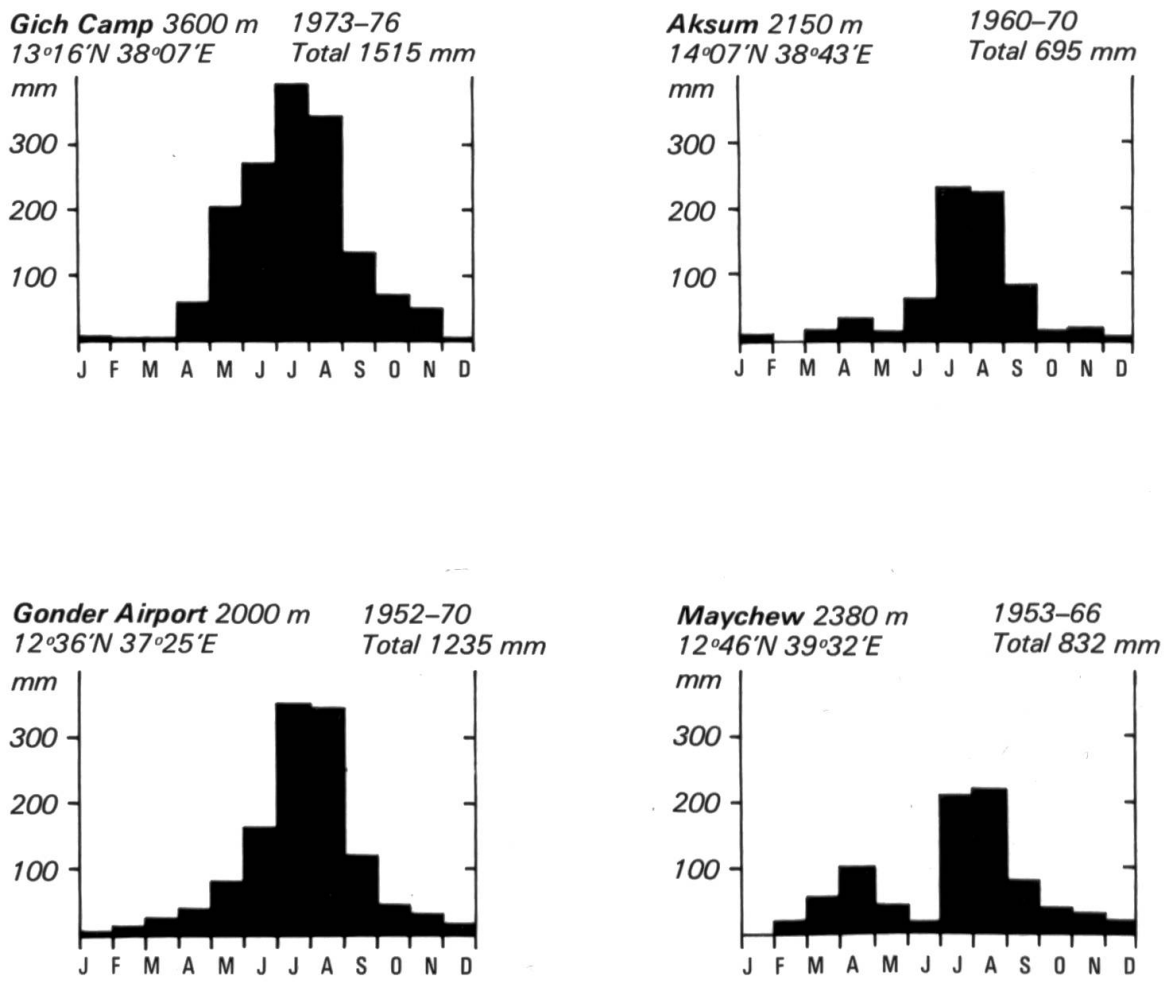
Zum Jahresgang und zur horizontalen Gliederung:
Semien liegt im Dreieck Gonder (Provinz Gonder), Maychew (Wello) und Aksum (Tigray). Die Niederschlagsdiagramme dieser drei Stationen aus dem Messnetz der *Civil Aviation Administration* dürfen als repräsentativ für ihr Gebiet angesehen werden. Sie zeigen deutliche Unterschiede in Figur 15:

- Gonder im SW hat eine grosse Regenzeit (Mai/Juni bis September);
- Maychew im SE hat zwei Regenzeiten: eine grössere (Juli bis September) und eine kleinere (März/April), erhält aber im Jahrestotal nur 2/3 des Niederschlages von Gonder;
- in Aksum im N ist die kleine Regenzeit kaum noch wirksam, die stark abgeschwächte grosse Regenzeit bringt noch die Hälfte des Niederschlags von Gonder.

Eine eigentliche kleine Regenzeit, wie sie in Ostgebieten Äthiopiens wirksam ist, existiert also in Semien nicht. Die für diese kleine Regenzeit verantwortlichen feuchten SE-Winde dringen meist nicht weit genug nach Westen ins Hochland ein. Sie lassen ihre Feuchtigkeit an den ersten Bergzügen des Ost-Abbruchs zurück. Eine Trennlinie zwischen dem Gebiet im Osten mit zwei und demjenigen im Westen mit nur einer Regenzeit verläuft für die Breiten von 10° N bis 15° N ungefähr entlang 39° E, also noch östlich des Tekeze-Einschnittes.

In Semien und den umliegenden Gebieten fehlen bis heute langjährige Messreihen eines genügend dichten Messnetzes. Vollständig haben wir von der *National Water Resources Commission* bis jetzt nur die Resultate des Jahres 1973 erhalten. Danach lassen sich in und um Semien vier Niederschlagsgebiete mit 1400 mm und mehr (für 1973) feststellen:

1. in Hoch-Semien (Messstationen im NW-Teil);
2. im «Tiefland» (Höhen unter 2000 m) vor dem Nordabfall Hoch-Semiens;
3. entlang des Höhenzuges von Adi Remetse;
4. um Gonder;

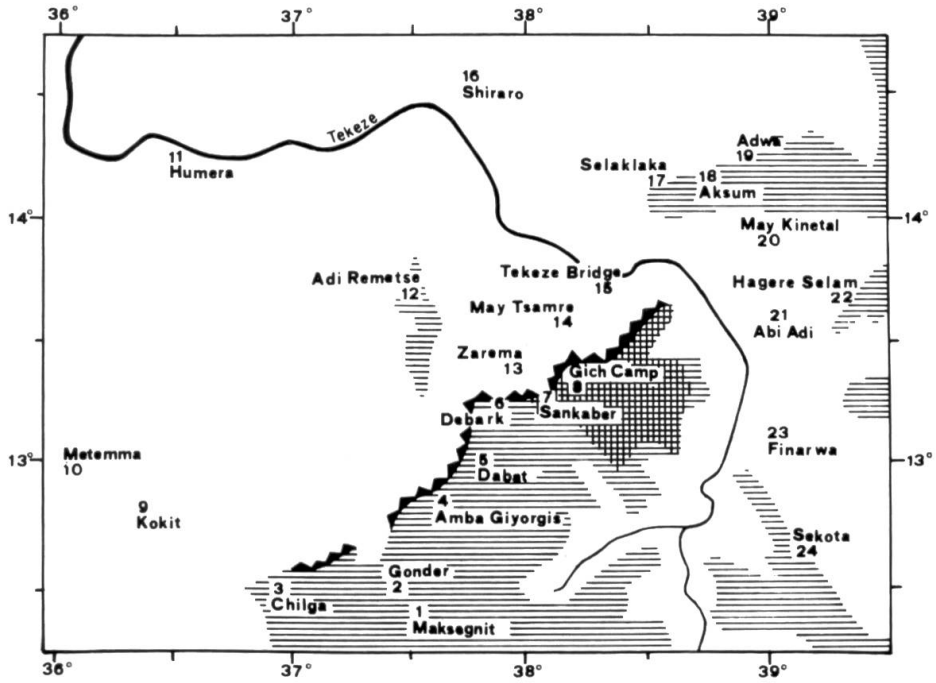


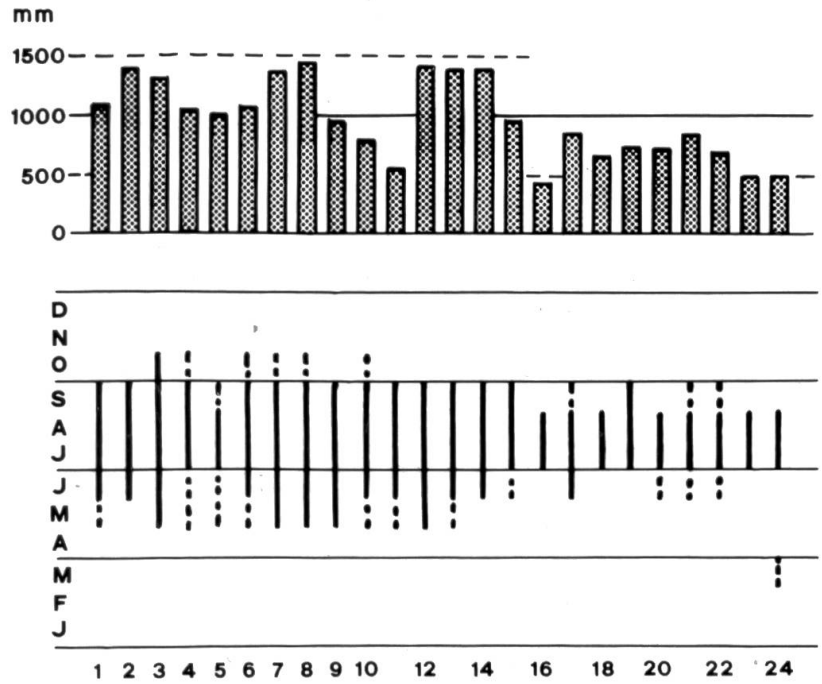
Figur 15 Mittlere monatliche Niederschlagsmengen der Klimastationen Gich Camp, Aksum, Gonder und Maychew während unterschiedlicher Messperioden.

Mean monthly rainfall amounts at Gich Camp and three surrounding stations for different periods measured.

Die Gebiete 2 bis 4 liegen im Luv der feuchtigkeitbringenden SW-Winde, Hoch-Semien (Gebiet 1) im Luv der von den SW-Winden die Feuchtigkeit in der Höhe übernehmenden N- bis E-Winde. Für Semien lässt sich daraus schliessen:

1. die feuchtesten Gebiete Semiens liegen im Tiefland und im Hochland entlang des Nordwestabfalls (dazwischen, im Höhenbereich von 2300 bis 3000 m des Steilabfalls liegt vermutlich eine Zone geringeren Niederschlags);
2. der Niederschlag nimmt in Hoch-Semien generell von Nordost nach Südwest ab, als Folge der Feuchtigkeitszufuhr durch den NE-Passat;
3. an der Ostflanke Hoch-Semiens setzt die Regenzeit später ein, da im Mai/Juni die feuchten SW-Monsune im Norden nicht genügend weit nach Osten vordringen. Wenn dann im Juli und August ganz Hoch-Semien von den feuchten Winden umschlossen ist, erhält auch die Ostflanke beträchtliche Niederschlagsmengen.





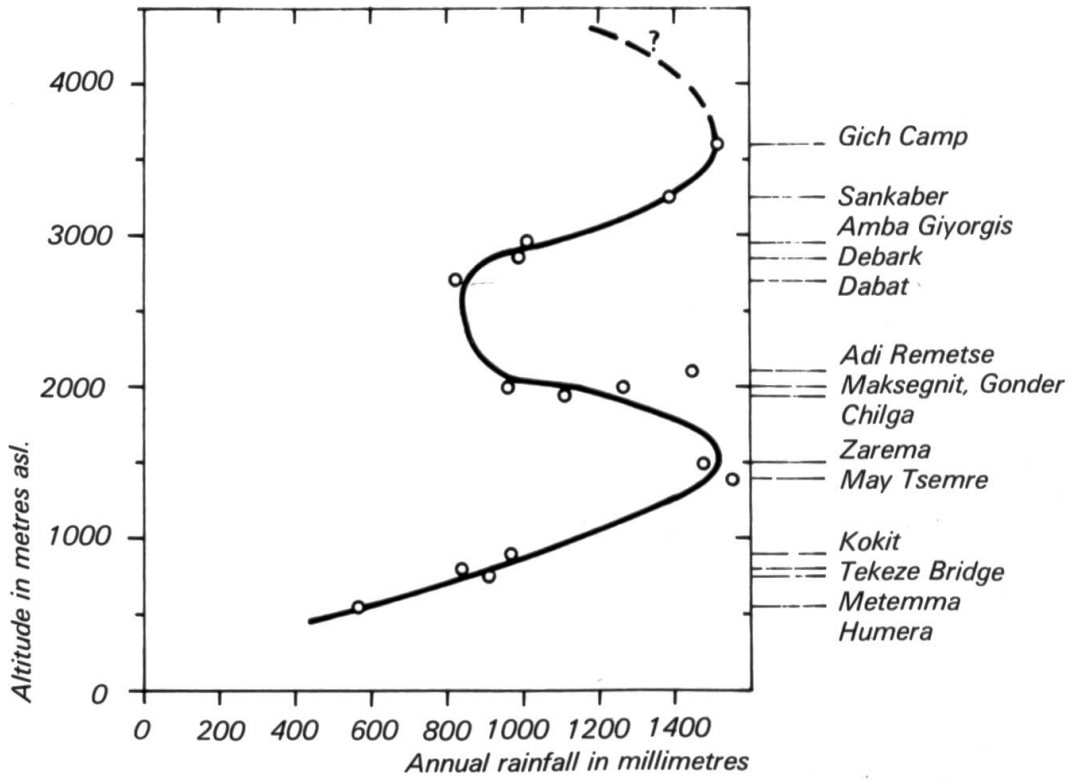
Legend: *Areas above 2000 m asl.* *Areas above 3000 m asl.* *Escarpment* *Rainy season* *Total of precipitation for 1973*

Figur 16 Horizontale Verteilung des Niederschlages in Semien und Umgebung für 1973. Zusammengestellt nach Daten der *National Water Resources Commission,* Addis Abeba und eigenen Messungen.

Horizontal distribution of rainfall in Simen and surrounding area for 1973, compiled from data of the National Water Resources Commission, Addis Abeba, and the authors' recordings.

Zur vertikalen Gliederung Semiens

Für Semien und die im Südwesten angrenzenden Gebiete (genau: für einen Streifen des Hoch- und Tieflandes entlang des Steilabfalls) ergibt sich aufgrund der vollständigen Resultate von 1973 und weiterer zum Teil lückenhafter Daten von 1974 und früherer Jahre folgende vertikale Gliederung (Figur 17):



Figur 17 Vertikale Niederschlagsverteilung der Klimastationen von Semien (und Gonder) für 1970 bis 1974 (Messjahre nicht immer vollständig). Höhenabhängigkeit von Auge korreliert.

Vertical distribution of rainfall in Simen District and Gonder Region for 1970 to 1974 (incomplete). Altitudinal correlation drawn by hand.

- Zunahme der Niederschlagsmenge mit der Höhe bis zu einem ersten Maximum bei etwa 1500 m;
- anschliessend Abnahme bis gegen 2800 m und
- erneute Zunahme über 3000 m mit einem zweiten Maximum. Über dessen Höhe kann keine Aussage gemacht werden, da Messstationen über 3600 m fehlen. Es darf aber angenommen werden, dass die Niederschlagsmenge in diesen Höhen nicht mehr wesentlich variiert und mit zunehmender Höhe über 3600 m wieder abnimmt.

Dieses Resultat lässt sich mit analogen Ergebnissen aus Mittel- und Südamerika vergleichen (R.D. SCHMIDT 1952; S. HASTENRAHT 1967; H. FLOHN 1968; W. WEISCHET 1965 und 1969; W. LAUER 1973 und 1975).

Aus einem Niederschlagsprofil durch Zentralkolumbien zieht WEISCHET (1965: 295/96) den Schluss, dass über einer ersten Stufe maximaler Niederschlagsmenge

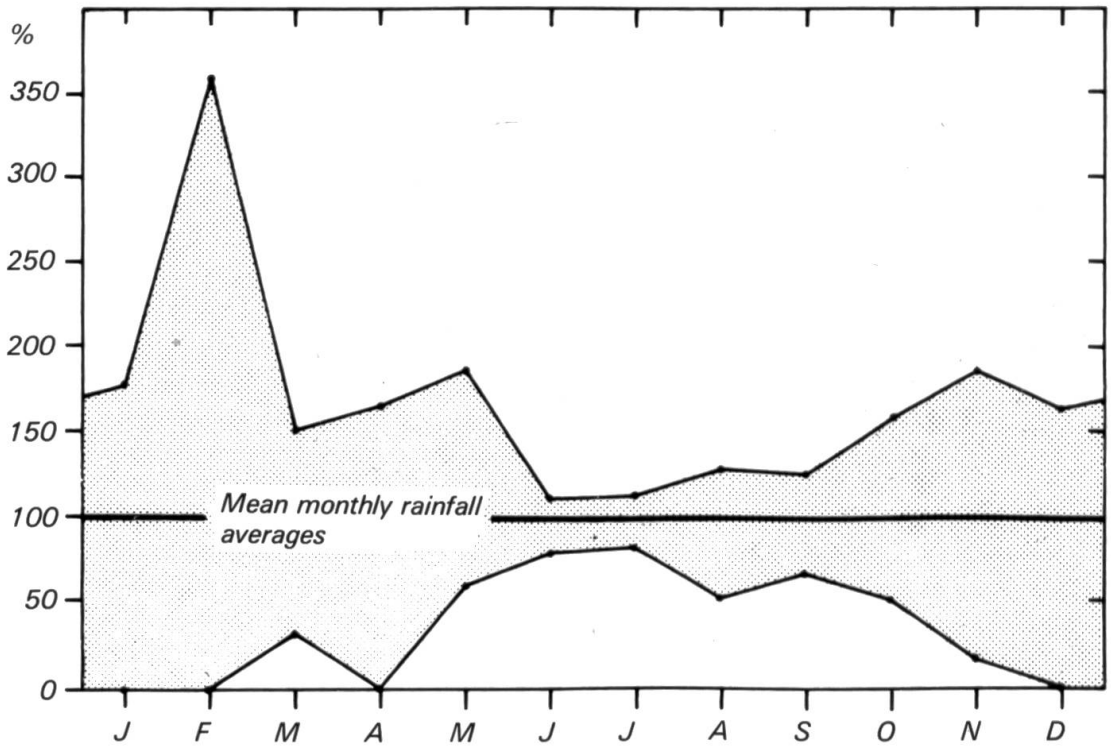
zwischen 900 und 1400 m ü.M. zuerst eine kontinuierliche Abnahme eintritt, zwischen 2600 und 3300 m ü.M. sich aber eine ansehnliche Zunahme zu einem sekundären Maximum einstellt. Er bezeichnet diese zweite, höhere Stufe maximaler Niederschlagsmenge als «Randschwellen-Maximum tropischer Hochebenen», was er auf die verstärkte Konvektion am Rande der als Heizfläche wirkenden Hochplateaus zurückführt. In den mexikanischen Anden treten maximale Niederschlagsmengen bereits in Höhen zwischen 600 und 1400 m ü.M. ein (W. LAUER 1975: 84), darüber liegt ein schwaches sekundäres Maximum bei zirka 3000 m ü.M. In Semien liegen die beiden Zonen maximaler Niederschlagsmenge allerdings um ca. 500 m höher als in den kolumbianischen und mexikanischen Anden. W. LAUER (1975: 89) weist in diesem Zusammenhang aber darauf hin, dass die Stufen maximaler Niederschlagsmengen der randlichen Tropen umso höher liegen, je trockener die Fusszone ist.

Interessant ist die Frage, aus welchen Wolkenschichten und zu welchen Tageszeiten die beiden Zonen maximaler Menge den Niederschlag erhalten. Aus den Arbeiten von W. LAUER (1975) und W. WEISCHET (1969) kann auch für Semien abgeleitet werden, dass für das Maximum der untern Zone ein tieferes Kondensationsniveau auf zirka 1800 bis 2000 m, für das Maximum des Hochplateaus aber ein höheres auf 3600 bis 4000 m verantwortlich ist (vgl. dazu J. HOEVERMANN 1961: 124). Die tiefere Wolkenschicht konnten wir als Nebel entlang des Steilabfalls von Gich Camp aus während der ganzen Regenzeit täglich beobachten (vgl. Bild 5, S. 32). Häufig wurden von den N- bis E-Winden Nebelschwaden über den Plateaurand getrieben. Sankaber, direkt am Plateaurand auf 3240 m ü.M. liegend, verzeichnete während den zwei Regenzeiten 102 (1973) und 105 (1974) Nebeltage, während Gich Camp auf 3600 m ü.M. und zirka 1 km vom Plateaurand entfernt relativ selten in Nebel gehüllt war (1973: 19; 1974: 25 Nebeltage).

Ausser für Gich Camp war es bis jetzt nicht möglich, für andere Stationen eine Analyse über die Tageszeitverteilung des Niederschlages zu machen. MESFIN WOLDE MARIAM (1972: 64) kommt aus seinen Beobachtungen für Stationen unterhalb 2500 m zur allgemeinen Bemerkung: *« The Ethiopian rainfall, particularly the summer rainfall, is of the thunderstorm type, coming in heavy showers and being of short duration. It is not uncommon to have a very heavy downpour almost immediatly followed by bright sunshine.»* J.F. GRIFFITHS (1972: 377) gibt für das Hochland von Äthiopien durchschnittlich 90–100 Gewittertage pro Jahr an; G. ATTLEE (1964) kommt für Asmara sogar auf deren 112 (Durchschnitt der Jahre 1950 bis 1959). Es kann daraus geschlossen werden, dass die Gebiete der untern Maximum-Zone den Niederschlag in Form von konvektiven nachmittäglichen Gewitterregen erhalten. Die maximalen Niederschlagsmengen der höhern Zone um 3500 m ü.M. sind hingegen auf die vormitternächtlichen Regen zurückzuführen, die nach Sonnenuntergang mit der starken Abkühlung der Luft einsetzen und über mehrere Stunden anhalten. Dabei fällt vor allem auch advektiv zugeführte Feuchtigkeit über dem Hochplateau aus.

Der mittlere Jahresgang der monatlichen Niederschläge von Gich Camp ist im Klimadiagramm (Figur 9, S. 53) dargestellt. Darin wird deutlich, dass 98% der Niederschläge in den Monaten April bis November fallen. Die Zeitspanne Mai bis Oktober, die wir als Regenzeit ansprechen, beinhaltet immer noch 93% der Niederschläge. Die Hauptmonate Juni bis September vereinigen 75% der Niederschläge.

Eine wichtige Zusatzinformation über die Variabilität der Niederschläge innerhalb der 5 Messjahre ist in Figur 18 enthalten. Hier sind die maximalen Abweichun-



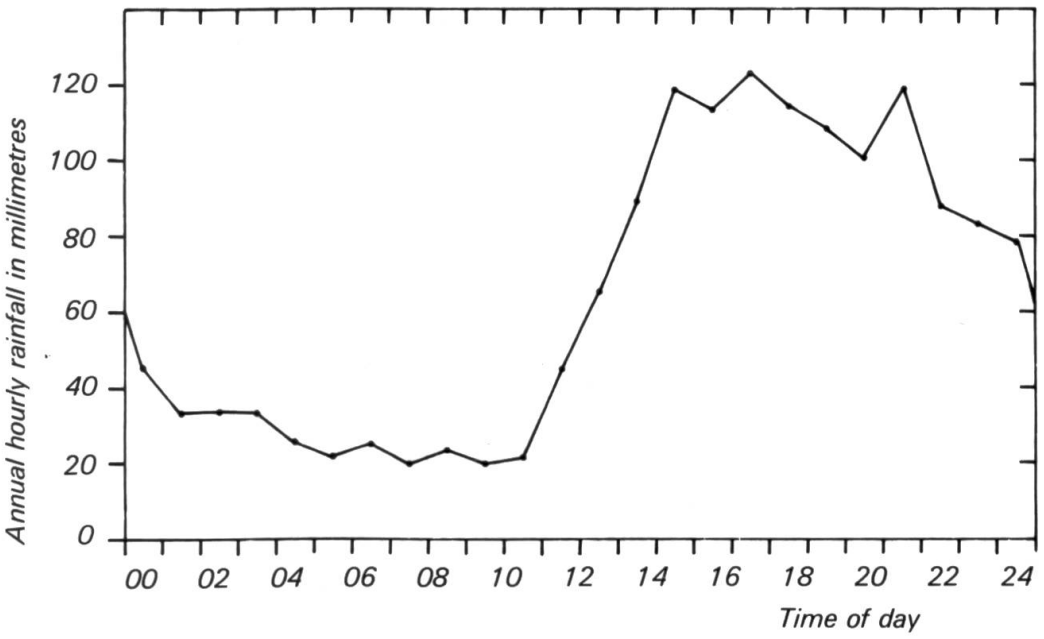
Figur 18 Maximale Schwankungsbereiche der monatlichen Niederschlagsmengen in Prozent der 5jährigen Monatsmittelwerte (= 100%), Gich Camp, 3600 m, Semien, 1968, 1973 bis 1976.

Maximum variability of monthly rainfall totals in percent of their 5-year average (= 100%), at Gich Camp, 3600 m, Simen, 1968, 1973 to 1976.

gen der Monatssummen einzelner Jahre vom Mittelwert in Prozent dargestellt. Die grössten maximalen Abweichungen kommen in den Trockenmonaten mit geringsten Monatssummen vor. Agroklimatisch ist diese Aussage vor allem für die Monate April/Mai (Aussaat) und November/Dezember relevant (Reifeperiode der Gerste). Schwankungen sowohl nach oben wie auch nach unten wirken sich negativ auf die Gerstenproduktion aus. Nach Aussagen von Bauern war beispielsweise die Ernte 1973 nach einem «trockenen» Mai (120 mm) gut, während sie 1974 nach einem sehr nassen Mai (378 mm) so schlecht ausfiel, dass der Selbstbedarf nicht in allen Familien gedeckt war.

Die grossen Niederschlags-Differenzen zu Beginn der Regenzeit dürften auf zeitliche Schwankungen der Süd–Nord-Verschiebung der I.T.C.Z. zurückzuführen

sein. Eine sehr frühe und plötzliche Verschiebung und die damit verbundene Feuchtigkeitszufuhr durch den SW-Monsun wird ein schlagartiges und heftiges Einsetzen der Regenzeit bewirken, während bei langsamerem Vordringen der I.T.C.Z. die Sommerregen in Semien über einige Wochen verteilt allmählich beginnen. Die Variabilität der Jahresniederschläge schwankt zwischen +5% und −11%, sie ist relativ stabil und für Ackerbau ohne Bewässerung sicherlich ausreichend. Der Tagesgang der Niederschläge von Gich Camp steht in engem Zusammenhang mit der Niederschlagsrichtung aus NE und ist atypisch für die tropische Situation. Für die Analyse von Figur 19 haben wir die Niederschlagsmengen der Messperiode 1973 bis 1976 für jede Tagesstunde summiert und gemittelt. Figur 19 zeigt, dass die Nie-

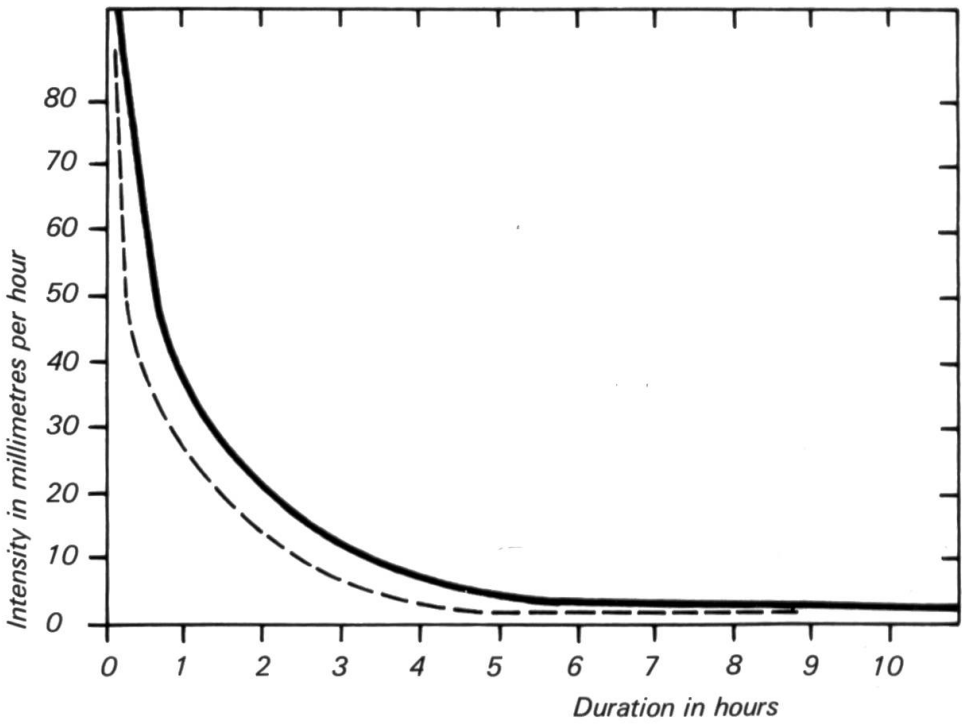


Figur 19 Tagesgang der mittleren jährlichen Niederschlagsmengen in Gich Camp, 3600 m, Semien, 1973 bis 1976.

Interpolated hourly totals of mean annual rainfall at Gich Camp, 3600 m, Simen, 1973 to 1976.

derschläge zwischen 14 bis 16 Uhr zwar ein Maximum haben, dass sie aber dann nur schwach abnehmen, zwischen 20 und 21 Uhr einen zweiten Spitzenwert aufweisen und erst gegen Mitternacht stark abnehmen. Messungen der mittleren Niederschlagsrichtung einzelner Ereignisse 1976 zeigen eine einheitliche Richtung aus NE mit der starken Neigung von 76° im Mittel (H. Hurni, in Vorb.). Diese Daten verdeutlichen den advektiven Charakter der Niederschläge, die dem Hochland zugeführt wurden und vor allem durch die starke Abkühlung der Luft nach Sonnenuntergang ausgelöst werden.

Die Intensitäten der Niederschlagsereignisse oder Teile derselben sind in Figur 20 dargestellt. Die Analyse ging so, dass die Ereignisse in Klassen gleicher Intensität aufgeteilt wurden, die dann bestimmt und als Funktion ihrer Dauer abgetragen wurden (349 Werte). Zusätzlich wurde dann von Auge eine Kurve gezogen, die zirka 95% der Messwerte abgrenzt. Figur 20 zeigt, dass stündliche Schauer mit über 50 mm Niederschlag sehr selten vorkommen. Hohe Intensitäten dauern nur sehr



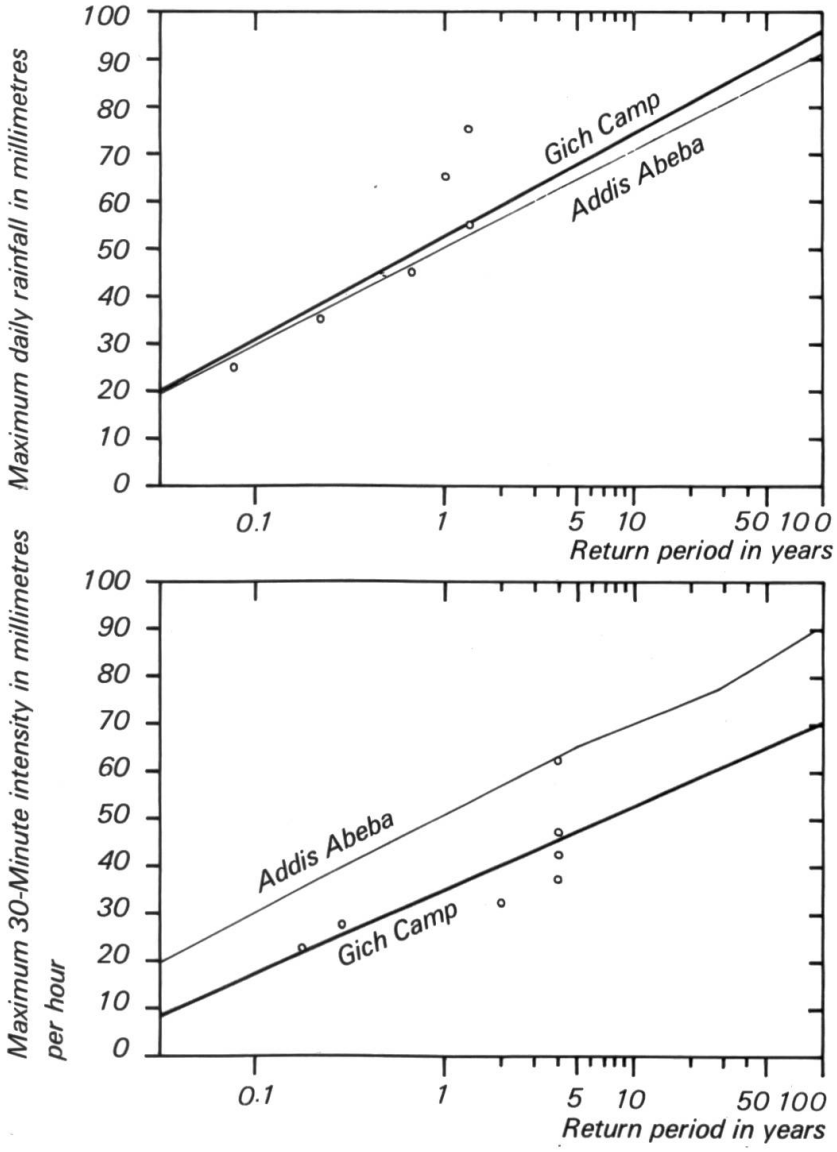
Figur 20 Kurven maximaler Intensitäten als Funktion der Niederschlagsdauer dieser Intensitätsklasse. Unterhalb der dick ausgezogenen Kurve liegen 100%, unterhalb der gestrichelten Linie 95% aller Intensitätswerte der 4 Messjahre. Gich Camp, 3600 m, Semien, 1973 bis 1976.

Curves of maximum intensities of rainfall dependent on the duration of a rainfall with that intensity. Below the accentuated line are 100%, below the dashed line 95% of all measured intensities of the four recorded years at Gich Camp, 3600 m, Simen, 1973 to 1976.

kurze Zeit an, obschon gerade die maximalen 30 Min.-Intensitäten (hier zirka 40 mm pro Std.) für die Analyse der Bodenerosionsprozesse sehr wichtig sind.

Wir haben versucht, trotz der sehr kurzen Messreihe von nur 4 Jahren auch die Wiederkehrperioden von maximalen Niederschlagsereignissen mit einer vereinfachten Methode nach E.J. GUMBEL (1958) zu analysieren. Die Aussagen von Figur 21 haben nur sehr bedingten Wert, indem sehr grosse Schwankungsmöglichkeiten bestehen. Die Geraden in den graphischen Darstellungen entstanden durch Übertragen der relativen Häufigkeit der einzelnen Niederschlags- oder Intensitätsklassen auf halblogarithmisches Papier und durch lineare Korrelation dieser Werte. Tageshöchstniederschläge sind vergleichbar mit denen von Addis Abeba (W. CLYMA, 1966: 31), indem eine Menge von 80 mm nur etwa alle 10 Jahre einmal zu erwarten ist. Die maximalen 30 Min.-Intensitäten von Gich Camp liegen dagegen deutlich tiefer, dies wohl wegen der geringeren Heftigkeit der Niederschläge am Abend im Vergleich zu den Nachmittagsniederschlägen in Addis Abeba.

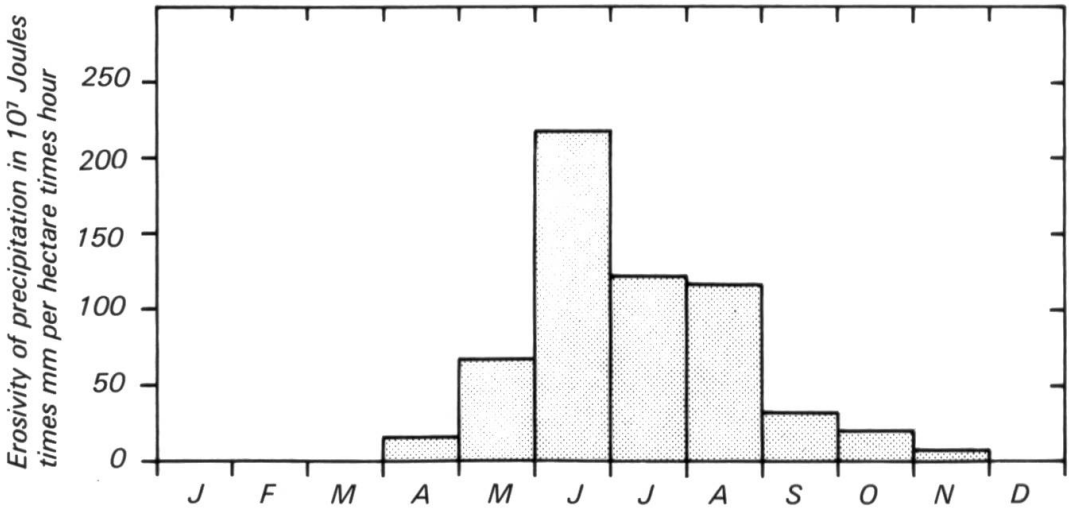
Die Berechnung der Erosivität (R) der Niederschläge zur Erfassung der Bodenerosionsprozesse geschieht je nach Region und Autor durch unterschiedliche Berechnungsarten. Die häufigste Art ist die von W.H. WISCHMEIER et al. (1958), die die Erosivität eines Ereignisses (über 12.5 mm Menge) als das Produkt der kinetischen Energie (E) der fallenden Tropfen mal die maximale 30 Min.-Intensität (I(30)) definierten, der EI[30]-Index. Andere Autoren nehmen nur die Energie der Inten-



Figur 21 Wiederkehrperioden der Tageshöchstniederschläge und der maximalen 30-Minuten-Intensitäten in Gich Camp, 3600 m, Semien, 1973 bis 1976. Zusätzlich angegeben sind die Vergleichsanalysen von Addis Abeba nach W. CLYMA (1966). Die Kreise zeigen die für die Analyse von Gich Camp verwendeten Werte.

Return periods of maximum daily rainfall and maximum 30-Minute rainfall at Gich Camp, 3600 m, Simen, 1973 to 1976. For comparison, analyses of Addis Abeba are given after W. CLYMA, 1966. Circles indicate the values used for analysis at Gich Camp.

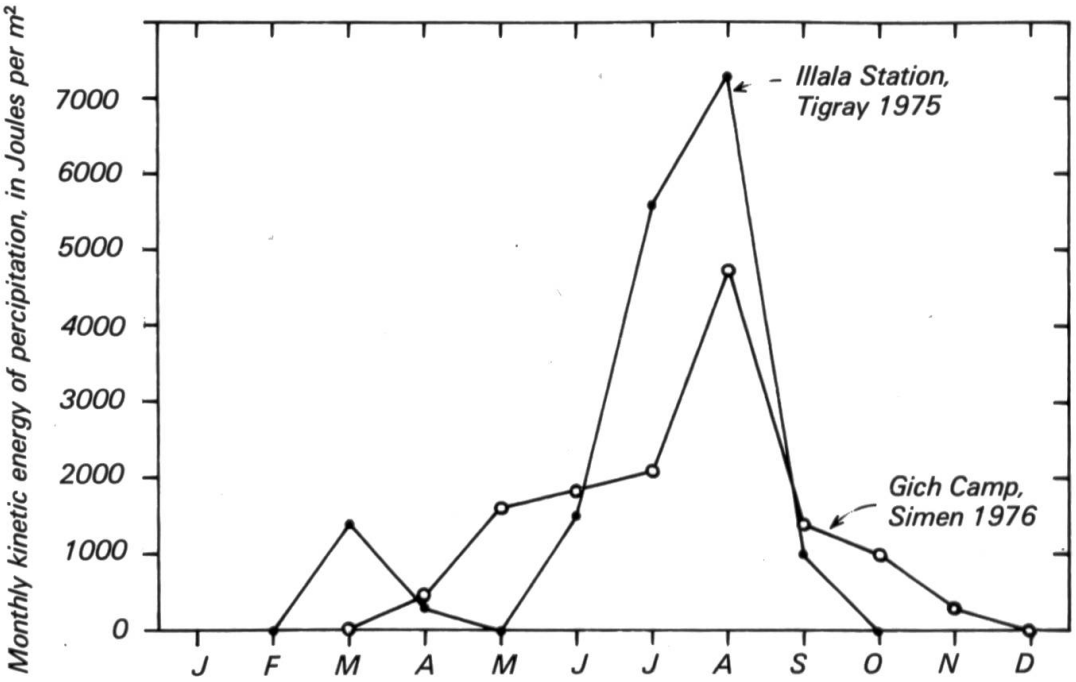
sitätsklassen über 25 mm pro Std. (N. HUDSON, 1971): KE > 25 mm-Index. Erosionsmessungen in Gich Camp zeigen, dass der Bodenabtrag am besten mit einem modifizierten EI(30)-Index korreliert werden kann, bei dem alle Ereignisse über 1 mm Menge einbezogen werden, dem EI(30) > 1 mm-Index (Hagelereignisse speziell berücksichtigt) (H. HURNI, in Vorb.). Figur 22 zeigt die berechneten mittleren Monatswerte der Erosivität mit dem EI(30) > 1 mm-Index für die Messperiode 1973 bis 1976. Der Monat Juni hat deutlich die grösste Erosivität, verursacht durch zahlreiche Niederschlagsereignisse mit Hagel (siehe weiter unten). Da im Juni die Gerstensprösslinge noch klein sind, resultiert hier auch der grösste Bodenabtrag (zirka 40% des Jahrestotals).



Figur 22 Mittlere Monatssummen der Erosivität R der Niederschläge von Gich Camp, 3600 m, Semien, 1973 bis 1976 (H. HURNI, in Vorb., Index für R modifiziert nach W.H. WISCHMEIER, et al., 1958).

Mean monthly totals of erosivity R of precipitation at Gich Camp, 3600 m, Simen, 1973 to 1976 (H. HURNI, in prep., index modified from W.H. WISCHMEIER et al., 1958).

Ein Vergleich mit den Niederschlagsenergien von Mekele (Tigray) von K.J. VIRGO and R.N. MUNRO (1978) ist sehr aufschlussreich. Da die Autoren den KE > 25 mm-Index gewählt haben (ohne seine Korrelierbarkeit mit Erosionsmessungen zu überprüfen), mussten wir für Semien dieselben Werte berechnen (für 1976) (Figur 23). Als erstes überrascht die hohe Jahressumme an kinetischer Energie von



Figur 23 Jahresgang der Monatssummen der kinetischen Energie KE der Starkniederschläge mit Intensitäten über 25 mm pro Stunde für Gich Camp und Illala Station (Index nach N. HUDSON, 1971).

Interpolated monthly totals of kinetic energies KE of high intensity precipitation over 25 mm per hour, at Gich Camp and Illala Station (Index from N. HUDSON, 1971).

über 17 000 Joules pro m^2 bei nur 800 mm Niederschlag in Tigray. Von diesen Niederschlägen waren denn auch 75% «erosiv», d.h. fielen in Intensitäten über 25 mm pro Std. Anders in Gich Camp, wo nur etwas über 13 000 Joules pro m^2 bei einer fast doppelten Niederschlagsmenge (1586 mm) berechnet wurden. In unserem Fall aber fielen nur 33% der Niederschläge mit Intensitäten über 25 mm pro Std. Der Unterschied mag darin liegen, dass das Plateau von Mekele (2000–2800 m ü.M.) in der tieferen Niederschlagsschicht unter dem direkten Einfluss der SW-Monsune im Sommer mit typisch tropischen Nachmittagsgewittern grosser Intensität liegt.

Am Schluss dieses Abschnittes wollen wir noch die Frage der Niederschlagsart, im Speziellen das Auftreten von Hagel und Schnee diskutieren.

Hagelereignisse kommen auf dem Hochland während der Regenzeit häufig vor. Sie sind zumeist eine Mischung von Regentropfen und Hagelkörnern, deren Durchmesser 3–5 mm beträgt. In den vier Messjahren hagelte es total zirka 60 mal in Gich Camp, also im Durchschnitt 15 Hagelereignisse pro Regenzeit (min. 11 bis max. 18). Am meisten Hagelfälle wurden im Juni beobachtet (32% der Fälle), im Juli waren es 22%, im Mai und August je 15%. Der Rest verteilte sich auf April und September bis November (total 16%). Dass Hagelereignisse am meisten Bodenerosion verursachen, zeigten die Abtragsmessungen 1976 (H. Hurni, in Vorb.). Von den total zirka 50 Niederschlagsereignissen mit Bodenabtrag waren 11 Hagelereignisse. Die Erosivitätssumme dieser 11 Ereignisse betrug aber R = 590 (10^7 Joules mal mm pro ha mal Std.) oder zirka 75% der Jahressumme! Das heisst, dass mehr als drei Viertel des Bodenabtrages von einem Viertel aller Ereignisse verursacht wurde, da die Hagelereignisse zusätzlich in den Monaten mit geringer Pflanzenbedeckung der Gerstenfelder am häufigsten vorkamen (Juni/Juli).

Schneefall haben wir auf der Höhenstufe von Gich Camp (3600 m) nie beobachtet. Der zirka 50jährige Wildhüter Wussen Hassen erinnerte sich jedoch, als Knabe einmal auf den Erhebungen um Gich Camp (3700 bis 3900 m) Schneefall erlebt zu haben (im Unterschied zu den häufigen Hagelfällen). Tatsächlich kommt es auf den höchsten Erhebungen von Semien alljährlich zu Niederschlägen in Form von Schnee in den Höhenstufen oberhalb 4000 m. Wir werden weiter unten Beispiele aufführen. Die heutige Schneegrenze liegt jedoch weit oberhalb der Gipfel bei zirka 5000 m (vgl. J. Buedel, 1954: 146; H. Hurni, 1981b; Kapitel 5.7, S. 128).

Über die Frage, ob Schwankungen der Schneegrenze in historischer Zeit bis unterhalb der Gipfel vorkamen, kann sicher verneint werden, denn es gibt bei kritischer Durchsicht der Literaturhinweise der letzten 1500 Jahre kein zwingendes Indiz einer ganzjährigen Schneedecke. Im Gegensatz zu J. Hoevermann (1954), der aus den Literaturhinweisen sogar auf eine Gipfelvergletscherung bis ins 19. Jh. schliesst, wissen wir heute aufgrund von 14 C-Datierungen mit Sicherheit, dass die obersten Gipfel von Semien seit mehr als 4120 Jahren, wahrscheinlich seit 10 000 bis 14 000 Jahren keine Vergletscherung mehr hatten (vgl. 5.8.1, S. 136). F.J. Simoons (1960) hat die Belege für Schneefälle in Äthiopien mit Literaturhinweisen sehr gut zusammengestellt. Demnach sind in den letzten 2000 Jahren immer wieder Schneefälle bis in unterschiedliche Höhenlagen vorgekommen und haben mehrere Tage (bis Wochen) überdauert. Berichte über ganzjährige Schneedecken erfolgten meist von Reisenden, die Semien nur aus grösserer Entfernung beobachteten und aus den für Afrika kalten Winden zusammen mit den gelegentlichen Hagel- oder

Schneeflecken oder sogar den hell schimmernden Kurzgrassteppen in den Gipfelbereichen auf eine solche schlossen.

Nachweisbar Schneefall erlebt haben die Reisenden N. PEARCE (in H. SALT, 1814: 283) am 18.10.1807 vermutlich am Pass zwischen Bwahit und Mesarerya (4200 m) und E. RUEPPELL (1838: 404) am Silki (4200 m) im Juli 1832. In den letzten Jahren waren es J. WERDECKER der in Semien auf seinen fünf Reisen zwischen 1954 und 1964 zweimal am Ras Dejen und einmal am Bwahit Schneefall erlebte; weiter B. NIEVERGELT (1981: 11), der am 23.11.1968 um zirka 17.30 Uhr an der Westseite des Silki (ca. 3800 m) Schneefall erlebte, und einer der Autoren, H. HURNI, der am 10.2.1976 am Tefew Leser (2.5 km NE Ras Dejen) auf 4200 m zwischen 14 und 17 Uhr einen gewitterartigen Schneefall erlebte (Bild 6). Im letzten Fall bestand die Schneeart aus körnigem Nassschnee mit deutlichen Kristallen einfacher Struktur. Die Verdichtung der Schneedecke von 8 cm beim Auftauen betrug zirka 1:4, im Gegensatz zu normalen Schneedecken, die etwa 1:10 verdichten. Der gesamte Niederschlag, der bezeichnend für diese Jahreszeit aus S bis SE kam (vgl. kleine Regenzeit in Ostäthiopien im März), betrug zirka 15 mm Menge in drei Stunden. Es wurden nur Höhenstufen oberhalb 4000 m des Ras Dejen-Massivs betroffen (zirka 50 km² total von Schnee bedeckte Fläche). Am nächsten Tag (11.2.76) löste sich die Schneedecke auf den flachen SE-Expositionen unter der starken Sonneneinstrahlung nach sulzartiger Verdichtung fleckenartig auf, während einzelne Flächen in steilen NW-Expositionen fast eine Woche lang erhalten blieben (Bild 7). Die offizielle amharische Sprache kennt keinen Begriff für Schnee. Der oft fälschlicherweise als «Schnee» übersetzte Begriff «beredo» ist in Wirklichkeit Hagel. Sehr lokal für einzelne Massive in Semien konnten wir aber amharische Namen für Schnee eruieren. Am zitierten 10.2.76 beispielsweise nannten Einheimische diese Form von Niederschlag «shehate» im Gegensatz zu «beredo». Auch der Begriff «latka» existiert für Schnee. Bereits in Debark sind jedoch beide Begriffe den dort lebenden Einheimischen unbekannt.

4.5 Temperatur

4.5.1 Analyse der Temperaturmessungen

Es stehen Daten von 4 Stationen in verschiedenen Höhenstufen zur Verfügung: Gonder (2000 m), Debark (2860 m), Sankaber (3240 m) und Gich Camp (3600 m). Wie schon am Beispiel von Gich Camp in Figur 9 (S. 53) zitiert, handelt es sich beim Klima von Semien um ein Tageszeitenklima, indem die täglichen Temperaturschwankungen grösser sind als die Schwankungen der Monatsmitteltemperaturen innerhalb eines Jahres. In Figur 24 kann diese Aussage noch etwas differenziert werden. Für die Analyse sind hier die Monatsmittelwerte der täglichen Maximal- und Minimaltemperaturen sowie der mittleren Tagestemperaturen (Ablesung von den Messstreifen in 2-Stunden-Intervallen) für die jeweiligen Messperioden abgetragen und linear interpoliert worden. Zu verarbeiten waren für die Graphik von Gich Camp zirka (1300 Tage x 14 Werte =) 18 000 Tabellenwerte, für Sankaber zirka 9000 und für Debark zirka 5800 Tabellenwerte. Die Angaben für Gonder 1974 stammen von der *Civil Aviation Administration.*

Bild 6 Zusammenklebender Schnee während des Schneefall-Ereignisses vom 10.2.1976 auf der E-Seite des Tefew Leser (Ras Dejen-Gruppe) in 4200 m Höhe. Zirka 16 Uhr.

H. HURNI

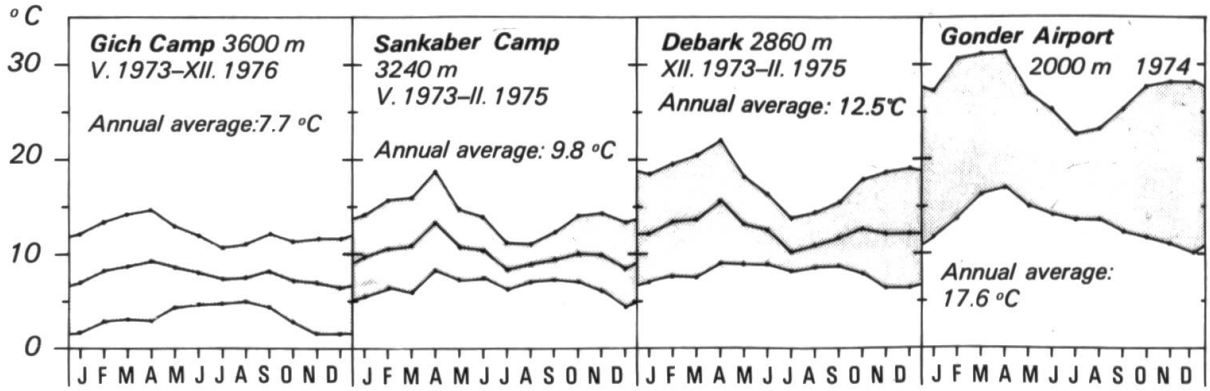
Snow clinging to Lobelias during a snowfall on 10 February 1976. On the Eastern side of Tefew Leser (Ras Dejen) at 4200 m, at 4 pm.

Bild 7 Liegengebliebene Schneedecke im NW-Hang zwischen Ras Dejen und Analu zwei Tage nach dem Schneefall, am 12.2.1976, als der Schnee in S- und E-Expositionen schon ganz geschmolzen war. Aufnahme bei 4450 m mit Blickrichtung W ins Mesheha-Tal.

H. HURNI

Remaining snow cover on a Northwestern facing catchment between Ras Dejen and Analu, two days after the snowfall on 12 February 1976, when the snow was completely melted in both Southern and Eastern facing catchments. View from 4450 m, towards the West, looking into the Mesheha valley.

Allen vier Graphiken in Figur 24 ist eine Verkleinerung der mittleren täglichen Temperaturschwankung in der Regenzeit gemeinsam (Verschmälerung des punktierten Bandes). Diese Tendenz ist einerseits durch die Verkleinerung der mittleren täglichen Maximaltemperaturen durch die Bewölkung in der Regenzeit bedingt, wie wir weiter unten noch zeigen werden, und zwar ist die Temperaturverringerung umso grösser, je tiefer eine Station gelegen ist. Andererseits sind auch die mittleren täglichen Minimaltemperaturen in der Regenzeit etwas höher als in der Trockenzeit, wenn auch hier die höchsten Werte für die drei tiefer gelegenen Stationen nicht im Juli, sondern im April (September) liegen. Die Interpretation des Jahresverlaufs der mittleren täglichen Minima muss deshalb gesondert für Gich Camp und zusammen für Sankaber, Debark und Gonder erfolgen. Die drei tiefer gelegenen Stationen



Figur 24 Jahresgang der Monatsmitteltemperaturen von Tagesmaximum, Tagesmittel und Tagesminimum für vier Stationen von Semien in unterschiedlichen Höhenlagen. Die Messperioden sind nur teilweise synchron. Zenitstand der Sonne: 12.IV. und 3.VIII.

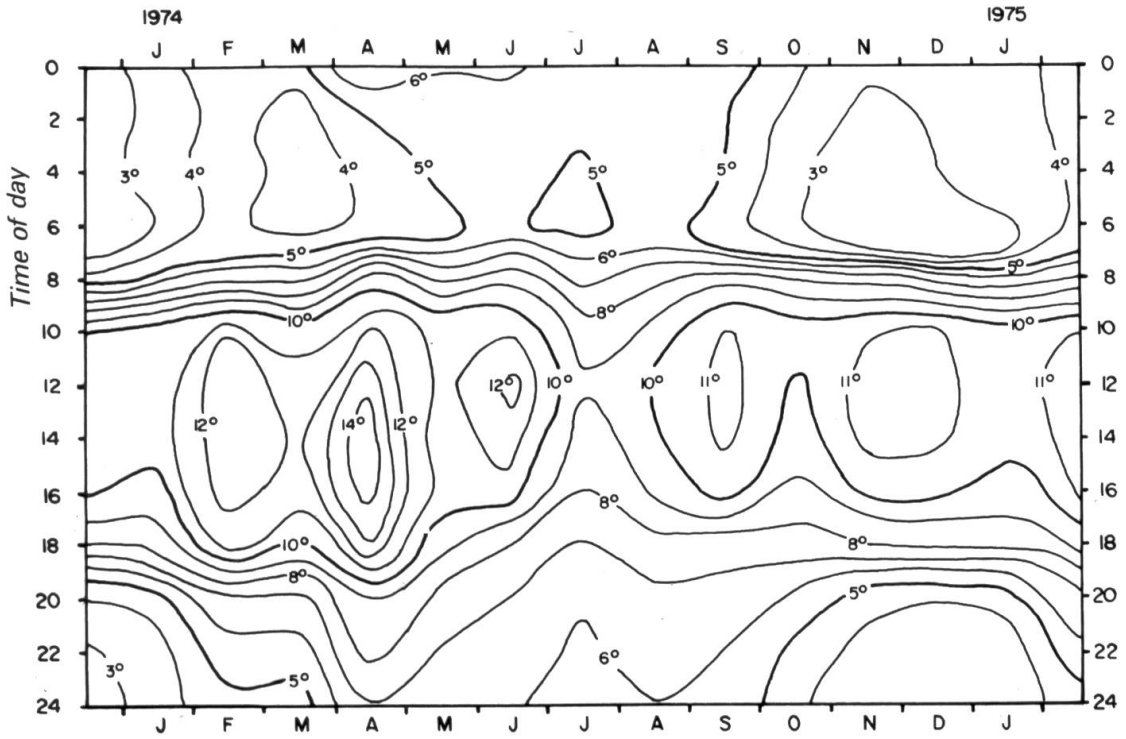
Interpolated mean monthly temperatures of daily maximum, average and minimum temperatures for four stations in Simen in different altitudes. Periods of recording are only partly synchronous. Sun standing at the zenith: 14.IV. and 3.VIII.

zeigen einen gleichsinnigen Temperaturverlauf zwischen Mitteltemperaturen und Extremaltemperaturen, mit (relativen) Maximalwerten im April und September/Oktober und (relativen) Minimalwerten im Dezember und Juli. Die Ursachen für diese Extremwerte (wenn sie überhaupt signifikant sind) können auf Bewölkung und Sonnenschein, aber auch auf den Sonnenstand zurückgehen, indem Anfang April (12.4.) und August (3.8.) die Sonne senkrecht steht (13° n. Br.), während sie Ende Dezember am flachsten scheint. Die Maximalwerte im April können deshalb für alle drei Kurven der tieferen Stationen mit dem Sonnenstand begründet werden, während die Minimalwerte im Juli/August durch die Regenzeit, im Dezember/Januar durch den tiefen Sonnenstand verursacht werden.

Die Ausnahmestation Gich Camp hat zwar gleichsinnig verlaufende mittlere monatliche Maximal- und Mitteltemperaturen wie die drei tiefer gelegenen Stationen, wenn auch weniger stark schwankend als diese. Die Kurve der mittleren monatlichen Minimaltemperaturen hingegen hat ihr Maximum nicht im April, sondern in der Regenzeit im Juli/August. Da Tagesminimaltemperaturen mit grosser Regelmässigkeit in der Stunde vor Sonnenaufgang registriert wurden, kann die Interpre-

tation des andersartigen Kurvenverlaufes mit den Nachttemperaturen angegangen werden. Bei senkrechtem Sonnenstand im April wird tagsüber die Luftmasse in Gich Camp weniger aufgeheizt als in tieferen Lagen, was an den Maximaltemperaturen gezeigt ist. Die relativ stark bleibende Durchlüftung (vgl. Figur 11, S. 57) ermöglicht darum ein vollständiges Abkühlen in der Nacht, im Gegensatz zum Aufheizungseffekt in tieferen, ruhigeren Lagen. Eine Erhöhung der Minimaltemperaturen vor Sonnenaufgang im April bleibt aus. Die Maximalwerte der Minimaltemperaturen im Juli/August können mit der andersartigen Niederschlagsverteilung von Gich Camp erklärt werden. Durch die nächtlichen Niederschläge bis nach Mitternacht bleibt die Wolkendecke oft bis zum Morgen erhalten und wirkt somit einer starken Abkühlung entgegen. Es werden in dieser Periode die höchsten nächtlichen Minimaltemperaturen registriert.

Der Zusammenhang zwischen Temperatur und Bewölkung, resp. Sonnenschein kann auch aus dem Tagesgang der Temperaturen in der Isoplethendarstellung von Figur 25 herausgelesen werden. Für die Analyse sind die 2-stündlichen Temperaturen monatsweise gemittelt und durch Linien gleicher Temperaturwerte von Auge korreliert worden. Als Beispiel steht die Station Gich Camp. Die analogen Diagramme von Sankaber und Debark unterscheiden sich einerseits durch generell höhere Temperaturwerte infolge der tieferen Höhenstufe, andererseits durch die bereits erwähnte schwächere nächtliche Abkühlung im April und die stärkere nächtliche Abkühlung im Juli/August. Ansonsten sind die Kurvenverläufe analog (vgl. P. STÄHLI, 1979). Noch einmal sind in Figur 25 die grösseren täglichen Temperaturschwankungen in der Trockenzeit (Winter) mit minimalen Temperaturen vor Sonnenaufgang und maximalen am frühen Nachmittag gegenüber der Regenzeit

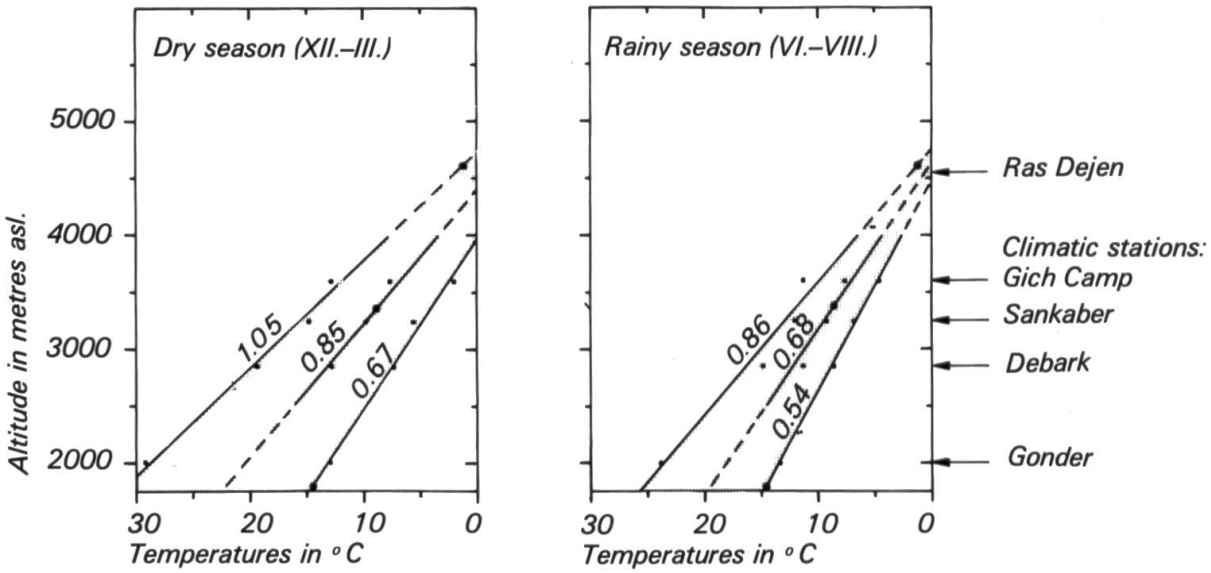


Figur 25 Thermoisoplethen-Diagramm von Gich Camp, 3600 m, Semien, I.1974 bis I. 1975.
Isopleths of temperatures at Gich Camp, 3600 m, Simen, I.1974 to I.1975.

(Sommer) mit fehlenden Nachmittagsspitzen und wärmeren Nächten gezeigt. Frappant ist zudem die Ähnlichkeit der Thermoisoplethen von 6 bis 18 Uhr mit den Isoplethen der relativen Sonnenscheindauer von Figur 13, S. 61, wodurch die direkte Auswirkung der Bewölkung auf den Temperaturverlauf begründet wird, mit den Extremwerten der Temperatur im April bei geringer Bewölkung und senkrechtem Sonnenstand.

Die Höhenstufung der Temperatur von Semien kann durch Gradienten beschrieben werden. Der mittlere Jahresgradient beträgt zwischen Gich Camp (3600 m) und Gonder (2000 m) 0.62° C per 100 Höhenmeter. Wegen der erwähnten Unterschiede der Temperaturcharakteristika ist eine nach Regenzeit und Trockenzeit getrennte Betrachtung erforderlich (vgl. dazu auch LAUTENSACH und BOEGEL, 1956). In Figur 25 sind die Temperaturverläufe der mittleren täglichen Maximal-, Minimal- und der Mitteltemperaturen als Funktion der Höhe für die Regenzeit (Juni bis September) und die Trockenzeit (Dezember bis März) dargestellt. Die Analyse erfolgte mittels linearer Korrelation von je vier Messwerten der mittleren täglichen Maximal- und Minimaltemperaturen der vier Stationen. Die Geraden der Mitteltemperaturen wurden von Auge zwischen die je zwei Geraden der Extremaltemperaturen eingepasst, weil lineare Korrelation der nur drei Messwerte ein verfälschtes Bild gegeben hätten.

Steile Kurven zeigen niedrige Gradienten, flache Kurven hohe an. Generell sind die Gradienten der Trockenzeit um 0.15 bis 0.20° C pro 100 m höher als die Gradienten der Regenzeit, wobei aber die Höhenstufe mit gleichbleibenden mittleren Temperaturwerten in Regenzeit und Trockenzeit für die drei Geraden unterschied-



Figur 26 Temperaturgradienten der mittleren täglichen Maximal-, Mittel- und Minimaltemperaturen in Semien, differenziert nach Trockenzeit (XII. bis III.) und Regenzeit (VI. bis VIII.). Die Zahlenangaben sind die Temperaturgradienten in °C pro 100 m. Die Punkte entsprechen den Messwerten der 4 Stationen, die Kreise zeigen die für Regenzeit und Trockenzeit gleichbleibenden Temperaturmittelwerte der verschiedenen Gradienten an.

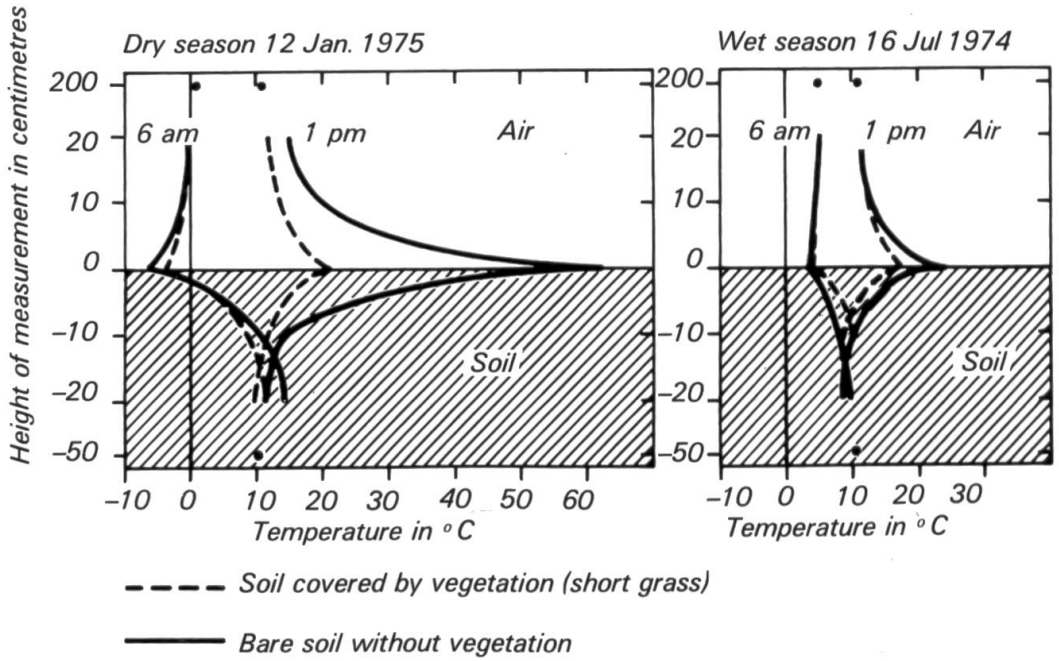
Gradients of mean daily minimum, average, and maximum temperatures for dry and rainy seasons in Simen. Figures indicate gradients in °C per 100 m altitude; points show measured values, and circles demonstrate temperatures remaining unchanged between dry and rainy seasons.

lich ist. Maximaltemperaturen, die in der Regel um 12 bis 14 Uhr gemessen wurden, zeigen die grössten Differenzen in tiefen Höhenstufen (2000 m) mit bis zu 5° C kälteren Regenzeitmittelwerten und fast keine Differenzen im Gipfelbereich des Ras Dejen. Umgekehrt verhalten sich die Minimaltemperaturen, die kurz vor Sonnenaufgang gemessen wurden. Hier sind die grössten Unterschiede im Gipfelbereich mit bis zu 4° C wärmeren Regenzeitmittelwerten, aber keine Unterschiede auf 2000 m zu interpretieren. Mittelwerttemperaturen bleiben auf zirka 3300 m gleich für Regenzeit und Trockenzeit, mit kälteren Regenzeitmittelwerten in tieferen Höhenstufen und wärmeren in höheren Stufen. Für Solifluktionsvorgänge ist der Anstieg der Nullgradisotherme der mittleren täglichen Minimaltemperaturen von zirka 4000 m in der Trockenzeit auf zirka 4500 m in der Regenzeit interessant, befindet sich doch die «periglaziale» Frostschuttstufe oberhalb zirka 4200 m (Kapitel 7.2.1, S. 161). Temperaturinversionen scheinen in der Trockenzeit in klaren Nächten in Tälern häufig vorzukommen. Im Jinbar-Tal haben wir bei solcher Witterung im Talgrund (3300 m) regelmässig um 2–4° tiefere Minima registriert als in Gich Camp (3600 m). Während der Regenzeit konnten wir solche nächtliche Inversionen nie feststellen.

4.5.2 Zwei Bodentemperaturmessungen in Gich Camp

Bodentemperaturen und Temperaturen der bodennahen Luftschichten zeigen meist beachtliche Unterschiede zu den Schattentemperaturen in 2 m Höhe. Diese Unterschiede variieren je nach Regen- oder Trockenzeit, nach Tageszeit, nach Vegetation und Bodenstruktur. Von den verschiedenen ausgeführten Temperaturprofilen der bodennahen Luftschichten bis zu derjenigen Bodentiefe, die wegen des Tageszeitenklimas ungefähr eine Temperatur aufweist, die dem Jahresmittelwert entspricht (M. WINIGER, 1979), wollen wir hier nur die extremen Unterschiede aufführen. Mit Tautochronen sind in Figur 27 für je ein Beispiel Trockenzeit (12.1.75) und Regenzeit (16.7.74) die Temperaturen der kältesten (6 Uhr) und der wärmsten (13 Uhr) Tageszeit bei vegetationslosem Boden und bei Grassteppe dargestellt. Das Versuchsfeld war mit der leichten Neigung von 11% S-exponiert, der Boden gehört zur Einheit ANDOSOL (A-Horizont zirka 70 cm). Für die Messungen dienten fest installierte Platin-Widerstandsthermometer bei 200 cm, 10 cm, 2 cm, 0 cm Höhe, −1 cm, −5 cm, −10 cm und −50 cm Tiefe.

Am auffallendsten in Figur 27 sind die grossen Unterschiede der Temperaturen an der Bodenoberfläche zwischen Grasbedeckung und blossem Boden, bis zu 40° C am Mittag in der Trockenzeit. Andererseits sind auch die Minimaltemperaturen um 6 Uhr morgens je nach Jahreszeit und Bodenbedeckung bis zu 8° C tiefer als die in 2 m Höhe gemessenen Temperaturen, was sich auf die Frosttätigkeit auswirkt. Für die Solifluktionsvorgänge im Bereich der Frostschuttstufe oberhalb zirka 4200 m ist eine grosse Anzahl täglicher Frostwechsel (signifikante Durchgänge der Temperatur durch 0° C) bei ausreichender Bodenfeuchte von Bedeutung. Beobachtungen von Reif, Eiszapfen und von Nadeleis am Ende der Regenzeit Mitte Oktober bis Anfang Dezember rund um Gich Camp zeigen, dass in beschränktem Ausmass solche Solifluktionsansätze bis in solche Höhenstufen heruntergreifen können, wenn die thermalen und hygrischen Voraussetzungen gegeben sind.



Figur 27 Tautochronen von Luft- und Bodentemperaturen um 6 und 13 Uhr in Gich Camp, 3600 m, Semien, bei unterschiedlicher Jahreszeit und Bodenbedeckung.

Tautochrons of air and soil temperatures at 6 am and 1 pm at Gich Camp, 3600 m, Simen, in different seasons with different soil cover.

4.6 Schlussfolgerungen zum Klima von Semien

Die Analysen der gemessenen Klimaparameter in den Abschnitten 4.2 bis 4.5 haben immer deutlicher gezeigt, dass das Klima von Semien nach Höhenstufen gegliedert ist. Die Resultate von Gich Camp (3600 m) unterscheiden sich dabei von denjenigen von Sankaber (3240 m), Debark (2860 m) und Gonder (2000 m). Eine Zäsur ist besonders deutlich auf der Höhe von 3000–3300 m für die Zirkulation, die Niederschlagsrichtung, -verteilung und -art, aber auch für die Temperaturgradienten und die Bewölkung festzustellen. In diesem letzten Abschnitt zum Klima von Semien wollen wir deshalb zwei Klimatypen für die Region definieren und ihre wichtigsten Eigenschaften anhand der analysierten Klimaparameter zusammenfassen.

4.6.1 Die «Upper Dega»-«Werch»-Klimastufe

Dieser Klimatyp gilt für alle Höhenstufen oberhalb 3000 bis 3300 m, in denen die klassischen äthiopischen Höhenstufen *«Upper Dega»* (oberhalb 3000 bis 3300 m bis zirka 3600 bis 3800 m) und *«Werch»* (oberhalb 3600 bis 3800 m bis zu den Gipfeln) liegen (vgl. Figur 53, S. 173). Zur Charakterisierung werden die Resultate von Gich Camp herangezogen und mit Hilfe regionaler Beobachtungen für die gesamte Höhenstufe extrapoliert. Die Zirkulationsverhältnisse des *«Upper Dega»-«Werch»*-Klimas zeichnen sich durch die grosse Regelmässigkeit von N-Winden

aus, die mit Ausnahme trockenzeitlicher südlicher Morgenwinde ganzjährig vorherrschen. Regionale Bewölkungsbeobachtungen zeigen eine leichte Zunahme der Bewölkung mit der Höhe, und eine Abnahme von N nach S infolge der zunehmenden Entfernung vom nördlichen Steilabfall. In der Regenzeit ist eine nächtliche Bewölkung bis zum Morgengrauen häufig. Der Niederschlag kommt meist advektiv aus NE-Richtungen, setzt am Nachmittag ein und schwächt sich erst kurz nach Mitternacht ab. Hagelereignisse sind häufig, wobei aber generell niedrigere Intensitäten gemessen werden als in tieferen Höhenstufen. Trotz den schwächeren Intensitäten wird die Jahressumme der Niederschlags-Erosivität durch die Hagelereignisse sehr hoch gehalten. Schneefälle sind nur für Höhen oberhalb zirka 4000 m periodisch, darunter höchstens episodisch. Niederschlagssummen erreichen bei 3600 m ein Maximum (über 1500 mm) und nehmen dann wahrscheinlich wieder leicht ab. Ebenso ist ein Abnehmen von W nach E und von N nach S zu vermuten.

Die täglichen Temperaturschwankungen sind bei generell tieferen Temperaturen eher klein im Vergleich zum Klimatyp unterhalb 3000 m. Höchste Tagesminima werden in der Regenzeit bei nächtlicher Bewölkung registriert. Bodenoberflächentemperaturen unter 0° C kommen in der *« Werch »*-Höhenstufe ganzjährig und häufig vor, in der *« Upper Dega »*-Stufe vorwiegend in der Trockenzeit. Frostwirkung und Reif scheinen in den Randzeiten zur Regenzeit bei genügender Luftfeuchtigkeit am aktivsten. Kälteseen in flachen Mulden und Tälern sind in der Trockenzeit mit Minimaltemperaturen unter 0° C häufig. Aus letztgenannten Temperaturgründen bietet der *« Upper Dega »-« Werch »*-Klimatyp agroklimatische Einschränkungen für die meisten Kulturpflanzen (vgl. Kapitel 7, S. 168ff.).

4.6.2 Die « Lower Dega »-« Weyna Dega »- Klimastufe

Unterhalb 3000–3300 m kommt eine *« Lower Dega »-« Weyna Dega »*-Klimastufe zum Tragen, die sich von der *« Upper Dega »-« Werch »*-Klimastufe durch differenzierte Temperatur-, Zirkulations- und Niederschlagsverhältnisse unterscheidet. Die Untergrenze des *« Lower Dega »-« Weyna Dega »*-Klimatyps wird hypothetisch bei 1800–2000 m angenommen (vgl. Figur 53, S. 173), wobei aber eine Abgrenzung mit Klimaparametern vorläufig noch nicht gegeben ist. Referenzstationen sind hauptsächlich Sankaber, Debark und Gonder, daneben aber auch andere Niederschlags-Messstellen in Semien. Die Niederschlagsverteilung des *« Lower Dega »-« Weyna Dega »*-Klimas deutet darauf hin, dass hier im Unterschied zum höheren Klimatyp nicht ganzjährige Winde aus N-Richtungen wehen, sondern nur in der Trockenzeit. Die Regenzeit wird eingeleitet durch den Einbruch von SW-Monsunen mit konvektiven Niederschlägen in Form von Gewittern am Nachmittag. Normalerweise löst sich die Bewölkung am Abend auf. Hagelereignisse scheinen sehr selten zu sein, die Intensitäten hingegen liegen deutlich höher als im höheren Klimatyp. Über die relative Grösse der Niederschlagserosivität kann noch keine Aussage gemacht werden, da entsprechende Analysen fehlen. Möglicherweise ist die Jahressumme trotz höheren Intensitäten geringer als beim höheren Klimatyp, weil die sehr erosiven Hagelereignisse weitgehend fehlen. Schneefälle scheinen selbst im oberen Bereich der *« Lower Dega »-« Weyna Dega »*-Klimastufe nie vorzukommen.

Niederschlagssummen sind generell abnehmend von SW (zirka 1400 mm) nach NE (zirka 700 mm) und möglicherweise auch mit zunehmender Höhe bis zirka 3000 m. Die Station Sankaber (3240 m) gehört demnach mit ihrer relativ hohen Niederschlagssumme schon eher zur *« Upper Dega »-« Werch »*-Klimastufe, ist also eine typische Station im Übergangsbereich der beiden Klimahöhenstufen von Semien.

Die mittleren täglichen Temperaturschwankungen der tieferen Stationen sind um einige °C grösser als diejenigen von Gich Camp (und Sankaber). Deutlich unterscheiden sich auch die Jahresgänge der mittleren monatlichen Minimaltemperaturen, die ein Maximum im April (und August) bei höchstem Sonnenstand aufweisen, und nicht in der Mitte der Regenzeit, weil da im Gegensatz zur *« Upper Dega »-« Werch »*-Klimastufe die nächtliche Bewölkung meist fehlt. Frost ist sehr selten und nur im obern Teil der Klimastufe und in der Trockenzeit wahrscheinlich. Wegen ausreichender Niederschläge und günstiger Temperaturverhältnisse zeichnet sich die *« Lower Dega »-« Weyna Dega »*-Klimastufe als ausserordentlicher agroklimatischer Gunstraum aus, da für sehr viele Kulturpflanzen keine Einschränkungen bestehen.

Teil III

Die Dynamik der Höhenstufung von der letzten Kaltzeit bis zur Gegenwart

(Mit drei Kartenbeilagen)

Part III

The Dynamics of Altitudinal Belts from the Last Cold Period to the Present Day

(With three Supplementary Maps in English)

5 Die letztkaltzeitlichen Höhenstufen

Last Cold Period Altitudinal Belts

Summary

Last cold period forms have been described for Simen since 1938 by a number of authors. All of them confirm the existence, and sometimes give partial mappings, of glaciation features on the mountain tops. Some authors also mention periglacial formations at lower elevations. A gap in the hitherto existing works, because of the incompleteness of the descriptions, is now filled by the survey presented here of the mountain complex as a whole system of last cold period glacial and periglacial belts, which offers the possibility of reconstructing palaeoclimates during the formation period.

Morphography: *Geomorphic field methods were applied for detecting, classifying, and genetically analyzing the last cold period altitudinal belts from fossil forms of angular rubble and slope development. In a first phase, all observed forms above 3000 m asl are described purely morphographically, and classified into five form groups, as rubble ridges (cf. Photos 8 and 9), hollow forms, rubble on trough-shaped slopes, and rubble on valley floors. Rubble below 3000 m asl, though occurring, could be separated from forms described here, because most of them were built as fluvial terraces along the rivers not directly linked to the last cold period forms higher up.*

Morphodynamics: *Formation of rubble in general is discussed in Figure 28. Selecting the most probable formation process from possible ones in a second phase, all five morphographic form groups are interpreted genetically. Accordingly, rubble ridges are determined as moraines of glaciers, although not always easy to distinguish from eroded forms of rubble on trough-shaped slopes leaving ridges of similar shape, except that they are extending in the fall-line (cf. Figures 29 and 30). Hollow forms above the moraines or at similar altitudes and slope aspects, form the respective cirques of the glaciers, induced by some glacial striations found rarely (Photo 11).*

Rubble on trough-shaped slopes, widespread at elevations between 3500 m and 4250 m asl, were reconstructed as solifluction deposits of a periglacial belt below or beside the glaciers. Their structure consists of a matrix of clayey silt and rubble regulated downslope or sideways through solifluction (Figures 31, 33–35). Slope deposits have been heavily gullied after the last cold period (Figure 32, cf. Chapter 6).

Rubble on valley floors, through its heterogenous texture of sandy and clayey layers and sometimes blocks of more than one metre diameter, were reconstructed as fluvio-solifluvial deposits below the periglacial belt, but probably formed simultaneously or immediately after the last cold period (Figure 36). In general, the interpretation of rubble in Simen needs caution, because the basalt basement may be

weathered likewise into rounded boulders similar to the ones found in the periglacial or glacial deposits (cf. Photo 10). Also, deposits of displaced periglacial slope rubble downslope, may be found in neighbouring soil profiles (Figure 37).

In general, the division of last cold period deposits into a glacial and a periglacial belt is fairly obvious, and can be seen in the present day landscape even, buried under soil formation and deposits during the Holocene (Figure 38).

Survey: *Last cold period forms and altitudinal belts are given as a map of the Simen mountains at 1:100 000 scale (see Supplement). Field mapping was combined with analyses of air photos and interpolation of mapped limits for areas not visited. In the glacial belt, moraines and cirques were mapped for all potential mountain tops with ice covers, ie with more than 4300 m elevation. Figures 39–41 give a detailed view of the results. Glaciers mainly occurred in Northwest to Northeast facing catchments, extending as low as 3760 m asl; whereas Southern facing aspects had only little glaciation, above 4400 m asl. Totally, 20 catchments were glaciated, covering an area of 13 sq km only.*

In the periglacial belt, slope deposits of more than 2 metres thickness, ie geomorphologic elements forming the landscape, were mapped to scale in the field. The lower limit of solifluction processes on the other hand, had to be detected in soil profiles at 3400 to 3600 m asl, facilitated by numerous gullies of soil erosion on agricultural land. 80 km of this limit could be followed in the field (continuous symbol on the map), while 160 km had to be reconstructed, because the field site was not visited specifically. The last cold period periglacial belt extended 470 sq km, whereof 20% consisted of thick slope deposits. The lower limit of this belt shows asymmetries similar to the glacial belt (see Scheme on the Map).

Interpolations: *Field mapping was completed by a topographical analysis of mapped limits and features (Figure 42), and the results used to complete the map. This especially applies to the last cold period snowline not directly visible in today's geomorphology. The findings of Figure 43 for the lower limit of the periglacial belt were used to also complete this limit on the map (discontinuous symbol). Stereopairs of airphotos allowed the delineation of the slope deposits thicker than 2 m more precisely than the rough field mappings (Figure 44). Last cold period altitudinal belts and forms are summarized in the scheme in Figure 45 and on the map. Here the existing asymmetries come out clearly, and a provisionally reconstructed belt of forests between about 2200 m and 2800 m asl is added.*

Palaeoclimate and dating: *A last cold period palaeoclimate is reconstructed from the genetic interpretation of the formation processes, their climatic prerequisites, asymmetries, and the runoff conditions. Thus, the climate appears to have been about 7° C cooler, depleted in precipitation and runoff, with a tendency towards winter (Nov–Mar) precipitation, and only occasional summer (Jun–Aug) clouding with missing monsoons. This palaeoclimate can be used to insert the last cold period of Simen into the climatic history of Ethiopia (F. GASSE, 1975, and other authors). The most probable period is Late Würm, between about 20 000 and about 12 000 BP. Absolute dating with 14 C methods of moor deposits on ground moraines in three*

catchments (Figure 46), gave oldest ages of 4120 ± 90 BP (B-3043), showing that glaciers ceased certainly before that date, and not in historical times as pretended by some authors.

There exists the possibility of older glaciation(s) in Simen, but no signs could be detected so far. «Moraines» described by E. NILSSON (1940), though not directly visited by this investigation, appear on the stereo air photo as left-over ridges of deposits on valley floors (Figure 47).

5.1 Ziele, frühere Beiträge, Arbeitsmethodik

Wie im Arbeitsablauf (Kapitel 2.2, S. 34ff.) zu diesem Höhenstufen-Teil beschrieben wurde, wird die Dynamik der Höhenstufung durch zwei Momentaufnahmen mit Karten zur letzten Kaltzeit und zur Gegenwart, sowie durch eine Beschreibung der Hauptprozesse auch in der Zwischenzeit dargestellt. Wir beginnen in chronologischer Reihenfolge mit der letzten Kaltzeit. Spätere landschaftsformende Prozesse, wie Erosionsvorgänge, Bodenbildung, Vegetationsveränderungen, Bodenerosion, die im Boden z.T. über den fossil begrabenen Kaltzeitformen aufgeschlossen werden können, werden vorläufig gedanklich weggelassen und erscheinen erst später in Kapitel 6 und 7.

5.1.1 Ziele

Die zentrale Aussage zur letztkaltzeitlichen Höhenstufung ist die Kartenbeilage *«Simen Mountains – Ethiopia 1:100 000: Altitudinal Belts of the Last Cold Period»*. Der hier folgende Textteil stellt i.w.S. eine Erläuterung zur Karte dar. Es werden folgende drei Ziele angegangen:

1. mit geomorphologischen Feldmethoden glaziale und periglaziale Formen der letzten Kaltzeit aufzufinden, zu beschreiben, morphodynamische Bildungsprozesse zu rekonstruieren und die Formen im gesamten Gebirgskomplex zu kartieren,
2. wesentliche landschaftsprägende Höhengrenzen anhand der Formbildungsprozesse zu definieren, ebenfalls in ganz Semien zu kartieren, und
3. den gesamten letztkaltzeitlichen Formenschatz klimagenetisch zu interpretieren.

Es wird sich zeigen, dass die für Semien als «letztkaltzeitlich» definierten Höhenstufen tatsächlich im Zusammenhang mit der letzten Kaltzeit, der Würm-Zeit stehen. Der Begriff «Letzte Kaltzeit» liesse sich allerdings auch unabhängig von seiner klimageschichtlichen Bedeutung nur für Semien definieren: Die Vergletscherung der obersten Gipfel Semiens war offensichtlich die letzte Vergletscherung in diesem Gebirge, und die Herabsetzung der Frostschuttstufe in dieser Zeitperiode um rund 800 m rechtfertigt auch den Präfix «Kalt-».

5.1.2 Frühere Beiträge anderer Autoren zum letztkaltzeitlichen Formenschatz

E. Nilsson hat auf seiner ausgedehnten paläoklimatischen Forschungsreise durch Ostafrika 1934 auch eingehend Semien besucht und als erster kaltzeitliche Formen festgestellt (E. Nilsson, 1940: 57–63). Er fertigte eine relativ gute topographische Karte im Massstab 1:100 000 des zentralen Gebiets der Gipfelbereiche Bwahit – Ras Dejen – Silki an und kartierte die Ausdehnungen der Vergletscherungen zweier «Pluvialzeiten», diese gemäss seiner eiszeitlichen Klimatheorie. Unumstritten

blieb die ungefähre Lage der beschriebenen Moränen seines «Last Pluvial» im Gipfelbereich der erwähnten Gipfel, die E. MINUCCI (1938: 39) nebst vielen zusätzlichen Karformen auch teilweise kartiert hat (Bwahit, N-Exposition und Ras Dejen, NW-Exposition). J. BUEDEL (1954: 146) bestätigte die Moränen am Bwahit und beschrieb als erster periglaziale Hangschuttmassen, die bis 2700 m herabreichen sollen. J. WERDECKER (1955: 314) hat bei ausgedehnten Forschungs-Aufenthalten für eine Kartenaufnahme im Massstab 1:50 000 die oben erwähnten Spuren bestätigt und zusätzlich die Meinung E. NILSSONS wiederholt, dass eine tieferreichende, ältere Vereisung bis 2600 m hinunterreiche («Great Pluvial» nach E. NILSSON, 1940: 61). J. HOEVERMANN (1954a: 104) glaubte für Gebiete in Eritrea und Tigray sogar, dass die Vereisung noch tiefer hinabreiche. Letztere Behauptung wird allerdings von vielen Autoren angezweifelt, u.a. B. MESSERLI (mdl. Mitt.). J. HOEVERMANN bestätigte zudem die Aussagen E. NILSSONS für Semien. P.A. MOHR (1962: 164) beobachtete die Moränen am Bwahit und (unsichere) auf der E-Seite des Ras Dejen.

S. HASTENRATH (1974: 176–186) machte auf Grundlage der Karte von J. WERDECKER (1968) eine erste genauere Kartierung eines Teils der Moränen und Kare, ergänzt durch Luftbildinterpretationen, jedoch nicht vollständig für alle Expositionen und Gipfel und in einigen Fällen auch schwer nachvollziehbar bei differenzierter Genese der Feldbefunde. B. MESSERLI (1975: 389–395) skizzierte als erster allgemein die kaltzeitliche, die postglaziale und die rezente Höhenstufung, ohne auf eine detaillierte Kartierung einzugehen. M.A.J. WILLIAMS et al. (1978: 40–46) beschäftigten sich eingehend mit einem im steilen Seitental von Gebriko (zirka 3200 m) vorkommenden Typ von Periglazialablagerungen und erstellten eine Karte der Kare und einiger Moränen im Ras Dejen-Gipfelbereich. B. MESSERLI and M. WINIGER (1980) schliesslich fassten die Forschungsresultate und die eigenen Beobachtungen in Semien zusammen und verglichen sie mit den Resultaten der übrigen Gebirge der Sahara und Ostafrikas.

Allen Autoren gemeinsam ist die Feststellung und die ausschnittweise Kartierung der letzten Vereisung der Gipfelbereiche Semiens. Einige Autoren erwähnen auch die Periglazialstufe unterhalb der Moränen. Eine Lücke in den bisherigen Arbeiten besteht zusammengefasst darin, dass die meisten Autoren nur relativ kurze Zeit im Gebiet arbeiteten und deshalb alle Ausführungen unvollständig blieben. Insbesondere fehlt eine ganzheitliche, das gesamte Semien-Gebirge umfassende Übersicht über die letztkaltzeitlichen glazialen und periglazialen Formen, aber auch ein Nachweis der zeitlichen Zusammengehörigkeit der verschiedenen Formbildungsprozesse und entsprechende Rückschlüsse auf ein mögliches Paläoklima, welche nicht nur aus Einzelformen, sondern aus der gesamten Höhenstufung abgeleitet werden müssten. Sämtliche früheren Beiträge zum letztkaltzeitlichen Formenschatz geben aber wertvolle Hinweise für den Aufbau und die Kartierung der vorliegenden Übersicht über das gesamte Gebirge. Die Feldkartierung der Formen erfolgte allerdings unabhängig von früheren Kartierungen in dem Sinne, wie es die folgende Arbeitsmethodik verlangt.

5.1.3 Arbeitsmethodik zur Lösung der geforderten Ziele

Die zentrale Problemstellung besteht aus zwei Fragen:

1. Welche der in Semien beobachtbaren Formen gehören zur letzten Kaltzeit?
2. Wie lässt sich diese Zugehörigkeit nachweisen?

M.A.J. WILLIAMS et al. (1978) beschreiten ein methodisch ähnliches Vorgehen für die Genese der von ihnen beobachteten Akkumulationsformen bei Gebriko (Mesheha-Tal). Die hier verwendete Arbeitsmethodik ist ein Versuch, mögliche subjektive Prämissen wie z.B. vom Autor vorgefasste Ideen der Höhenstufung oder frühere Publikationen zum Thema weitgehend auszuschalten. Wir sind uns aber bewusst, dass eine ganzheitliche Objektivierung an sich nie zu verwirklichen sein wird. Die Lösungsschritte der Arbeitsmethodik gliedern sich in die folgenden fünf Phasen:

In einer ersten Phase (5.2) werden sämtliche, vor allem oberhalb 3000 m beobachtbaren fossilen und vorzeitlichen Formen von Lockermaterial (und Hohlformen) ungenetisch nach Morphographie und Situmetrie beschrieben. Das vorläufig einzige gemeinsame Charakteristikum, die Fossilität der Formen, ist relativ einfach auszumachen: Bis zur heutigen Vegetationsgrenze bei zirka 4250 m liegt eine mehr oder weniger uniforme Bodenbildung auf den Formen, die ANDOSOLE (E. FREI, 1978). Zudem zeigt die Morphologie der Aufschlüsse mit Verhärtungen der Matrix, hohem Verbackungszustand und geringer regenzeitlicher Durchfeuchtung die aktuelle Stabilität der Lockermassen, und damit die Fossilität ihrer Formbildungen an. Bereits zu dieser ersten Phase gehört es auch, die verschiedenen Formen wenn möglich in deutlich voneinander unterscheidbare Gruppen zu gliedern, sogenannte Formengruppen (Hohlformen, Schuttwälle, Hangmuldenverfüllungen, Talgrundverfüllungen). Im nächsten Abschnitt 5.2 sind diese Formengruppen definiert.

Die zweite Phase (5.3) ordnet den Formen und Formengruppen genetisch die wahrscheinlichsten Formbildungsprozesse zu, welche diese geschaffen haben könnten. Insbesondere wird geprüft, ob die Formengruppen kaltzeitlich entstanden sein mussten, und wenn ja, ob sie gleichzeitig mit den Moränen der obersten Gipfelbereiche entstanden sind. Durch den Nachweis der Kaltzeitlichkeit und der Gleichzeitigkeit der Bildungen in den Abschnitten 5.3.1 bis 5.3.6 werden schliesslich diejenigen letztkaltzeitlichen Formengruppen ausgeschieden, welche im Feld kartiert wurden und im Übersichtsmassstab 1:100 000 dargestellt sind (Abschnitt 5.4).

Die dritte Phase (5.4) gliedert die letztkaltzeitlichen Formengruppen nach Höhenstufen, mit der glazialen Stufe oberhalb der Schneegrenze und der periglazialen Stufe zwischen dieser und der unteren Frostschuttgrenze (= Solifluktionsgrenze = Untere Periglazialgrenze). Dabei muss die letztkaltzeitliche Schneegrenze wegen ihrer morphologischen Unsichtbarkeit mit Hilfe der Moränen rekonstruiert werden. Die Untergrenze der Frostschuttstufe wird durch Aufschlüsse ermittelt. Nicht kartierte Teile dieser Grenze (vgl. Figur 1, S. 25) werden mit Hilfe einer topographisch-morphologischen Analyse der kartierten Teile in der Karte interpoliert (5.5).

Die vierte Phase (5.7) der Arbeitsmethodik befasst sich mit einem wichtigen Teilziel dieses Kapitels, der Rekonstruktion eines möglichen Paläoklimas aus den gefundenen Formen und mit neueren Literaturhinweisen. Die Rekonstruktion basiert dabei hauptsächlich auf der morphologischen und situmetrischen Ausbildung der beobachteten Formen, unter Einbezug der genetischen Interpretation und der topographischen Analyse der Formen. Ebenfalls in diese Phase gehört die Datierung der letzten Kaltzeit, mit Versuchen von 14 C-Datierungen und mit klimagenetischen Querverbindungen anhand der Literatur.

Die fünfte Phase schliesslich behandelt mögliche ältere Vereisungsspuren in Semien (5.9).

5.2 Morphographische Definitionen der beobachteten Formengruppen

5.2.1 Die Formengruppe «Schuttwälle»

Definition: Unter «Schuttwall» verstehen wir verfestigtes Lockermaterial von kantigem, unsortiertem, nicht eingeregeltem Geröll (Ø 2–100 cm) in einer gelbbraunen Grundmasse aus tonigem Silt, dessen Wallform morphologisch sichtbar den Hangseiten oder Hangmulden aufliegt und dessen Kammlinie (auch wenn nicht ausgeprägt) nicht genau in der Fallinie hangabwärts verläuft.

Morphologie: Die maximale Mächtigkeit dieser Schuttwälle beträgt 2–50 m, die Länge 100–500 m, die Breite 25–150 m. Sie sind meist in Zusammenhang mit Hohlformen (s. unten) oder steilen Felswänden anzutreffen, oft setzen sie unterhalb von Felsnasen ein und bilden dort mit ihrem oberen Ende eine (topographische) Hügelform. Die Wallform der Schuttwälle braucht nicht ausgeprägt konvex zu sein; scharfe Kammlinien sind selten. Das untere Ende der Schuttwälle ist oft durch kerbtalartige Einschnitte in zwei oder drei Kämme gefächert.

Vorkommen: Zur Formengruppe «Schuttwälle» gehörende Formen sind in Semien oberhalb 3780 m bis je nach Exposition oberhalb 4320 m anzutreffen. Im ganzen sind etwa 50 solche Wallformen rund um die obersten Gipfel kartiert worden.

Schwierigkeiten bei der Abgrenzung: Vereinzelt war das definierte Kriterium der nicht in einer Fallinie verlaufende Kammlinie nicht erfüllt, so dass die Formen genau so gut gekerbte «Hangmuldenverfüllungen» (s. unten) sein könnten. Bei solchen genau in der Fallinie verlaufenden Wallformen half meistens die spätere genetische Interpretation zur Klärung der Unsicherheit.

5.2.2 Die Formengruppe «Hohlformen»

Definition: Unter «Hohlform» verstehen wir eine immer oberhalb von Schuttwallformen anzutreffende, 500–1500 m weite Mulde mit sehr steilen, meist hufeisenförmigen Steilwänden als oberen Abschluss und einer Verflachung im Zentrum der Mulde, die sich zirka 100–350 m unterhalb der Steilwandoberkante befindet.

Morphologie: Die Rückwände der Hohlformen beinhalten kein oder wenig fossiles Lockermaterial, sondern bestehen aus Basalt-Schichten. Rezente oder subre-

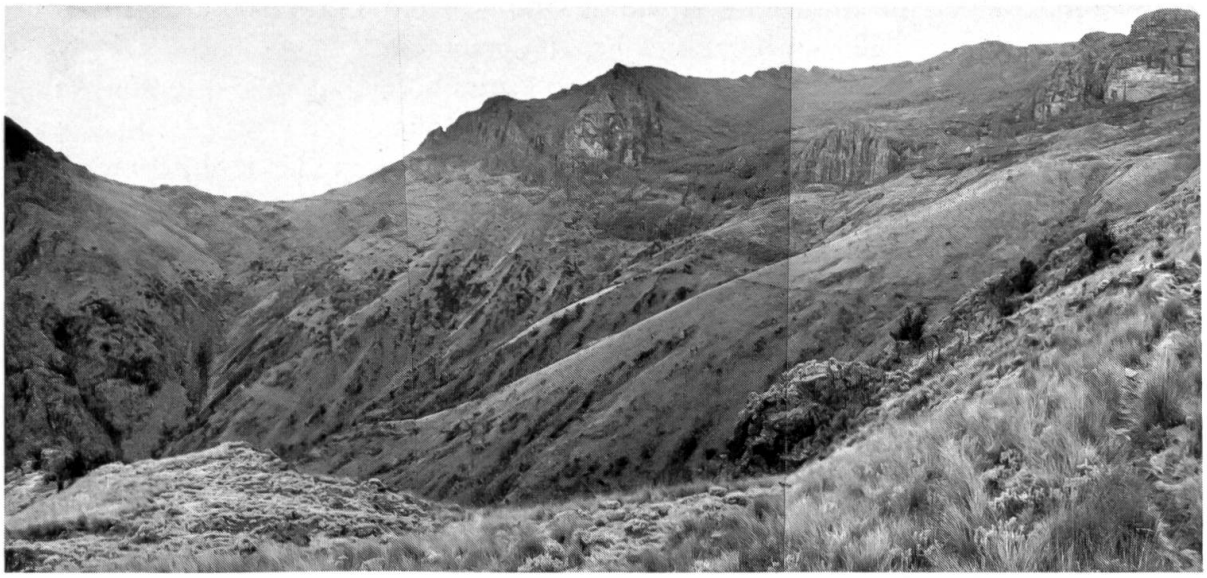


Bild 8 Nordseite des Abba Yared (4409 m) mit fossilen Schuttwällen, die genetisch als letztkaltzeitliche Moränen gedeutet wurden. Auf der linken Bildseite Hangmuldenverfüllungen, die genetisch als letztkaltzeitlicher periglazialer Hangschutt gedeutet wurden. Blick vom Passweg (3880 m) Richtung Osten.

H. HURNI, Februar 1976

Northern aspect of Abba Yared mountain (4409 m), with fossil walls of angular rubble genetically interpreted as moraines of the last cold period. On the left, fillings of rubble in a through-shaped slope genetically interpreted as periglacial solifluction deposits of the last cold period. View from the regional mule track at 3880 m, towards the East.

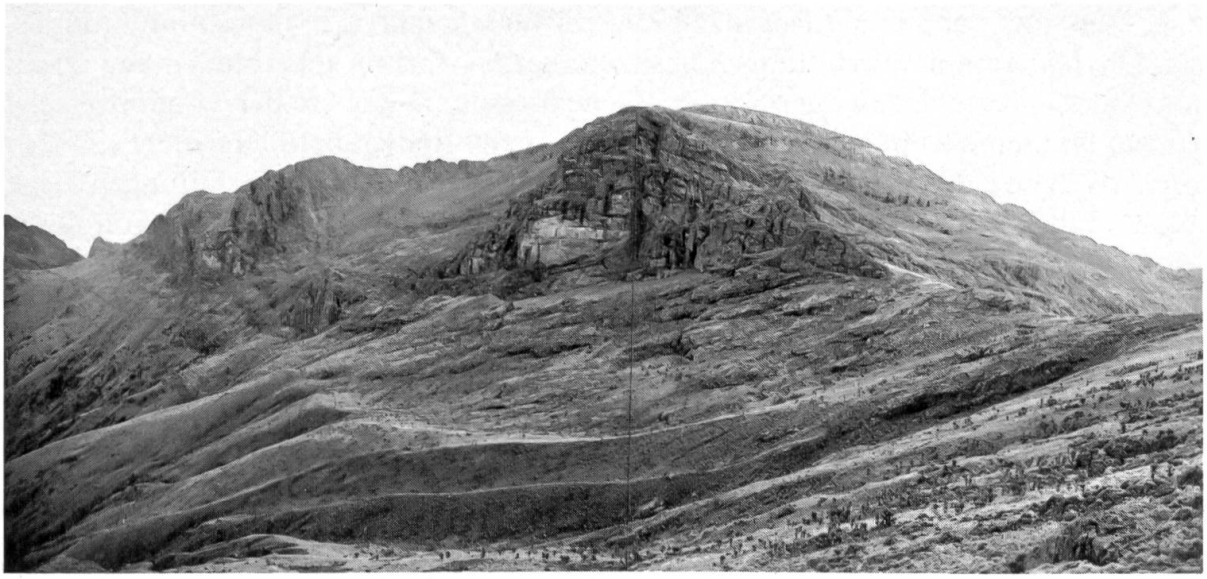


Bild 9 Fortsetzung von Bild 8 oben nach rechts. Hier wurden die Schuttwälle als Schneehaldenmoränen gedeutet, da das Einzugsgebiet für einen Gletscher fehlt. Fliessender Übergang nach unten in den sekundär erodierten Hangschutt. Aufnahmestandort 4150 m auf der Höhe des rechten Passes, Blickrichtung Ost.

H. HURNI, Februar 1976

Adjoining view of Photo 8 to the right and upslope. Rubble walls are here interpreted as last cold period moraines, formed predominantly under the influence of firn snow below a steep rock wall, since a catchment for glacial formation is missing. View from 4150 m towards the East.

zente Schutthalden am Fuss der Steilwände sind möglich. Oftmals bilden die Hohlformen den oberen Talabschluss eines Einzugsgebietes.

Vorkommen: Hohlformen kommen in den Gipfelbereichen vor; ihre Steilwandoberkanten liegen zwischen 4200 m und 4500 m Höhe.

Schwierigkeiten bei der Abgrenzung: Sehr oft kommen die Hohlformen und Schuttwälle entlang der tektonisch vorgeformten Steilabfälle des Semien-Hochlandes vor. Wenn eine vollständige Definition unmöglich ist, z. B. bei fehlenden Schuttwällen, so muss die Hohlform mit genetischen Analogieschlüssen rekonstruiert werden (bei 6 von 25 Hohlformen).

5.2.3 Die Formengruppe «Hangmuldenverfüllungen»

Definition: Unter «Hangmuldenverfüllungen» verstehen wir Formen von verfestigtem Lockermaterial in Hangmulden, das aus nicht geschichtetem, z. T. hangabwärts und hangparallel flach eingeregeltem, unsortiertem, kantigem Geröll (2–100 cm) in einer stark verbackenen, sehr einheitlichen Grundmasse (Matrix) aus gelbbraunem, tonigem Silt besteht.

Morphologie: Die Mächtigkeit dieser Lockermaterialschicht kann zwischen wenigen cm und 15 m schwanken, wobei grösste Mächtigkeiten am Hangfuss langer Hänge anzutreffen sind. Generell ist die Mächtigkeit hangabwärts zunehmend. Gerölle können bis zu 100 cm Durchmesser besitzen, sind jedoch im Durchschnitt zirka 10–20 cm gross. Der Geröllanteil der Hangmuldenverfüllungen macht zirka 30–40% ihres Volumens aus. Die Grundmasse ist sehr stark verhärtet, schwer anzugraben, und auch in der Regenzeit nur schwach feucht, d.h. nahezu undurchlässig. Die Hangmuldenverfüllungen besitzen meist V-förmig gekerbte Rinnen an ihrer Oberfläche, in denen die rezenten Bäche fliessen. Die obere Schichtgrenze zeigt zudem oft kleine Rinnen, die morphologisch an der Bodenoberfläche nicht sichtbar sind, da heute der ANDOSOL-Boden über den Hangmuldenverfüllungen liegt, auch in allen grösseren Rinnen. Diese nachkaltzeitliche Bodenbildung kann ihrerseits bis zirka 40 cm tief in die Hangmuldenverfüllungen hineingreifen.

Vorkommen: Oberhalb einer unteren Grenze bei 3400–3600 m einsetzend, kommen die Hangmuldenverfüllungen bei unterschiedlicher Mächtigkeit in fast allen Hangmulden vor und weisen bei zirka 4000 m ihre grösste Verbreitung auf. Bei Mächtigkeiten über 2 m bilden sie ein formbildendes Element der Landschaft. Unter 2 m bis 10 cm mächtig sind sie als Bodenhorizonte in Aufschlüssen erkennbar.

Schwierigkeiten bei der Abgrenzung: Im oberen Bereich ihres Vorkommens können Verwechslungen entstehen zwischen den Hangmuldenverfüllungen und in der Fallinie verlaufenden Schuttwällen, und zwar dann, wenn die Hangmuldenverfüllungen stark durch prallele Rinnen gekerbt sind, so dass schliesslich nur noch ein wallartiges Reststück dazwischen übrigbleibt. Wie schon oben erwähnt, können in solchen Situationen genetische Überlegungen weiterhelfen. Bei der Untergrenze des Vorkommens der Hangmuldenverfüllungen kommen Übergangsformen mit deutlich unterscheidbarem Aufbau vor, so dass eine Abgrenzung der Formengruppe relativ leicht möglich ist (s. 5.2.5). Eine spezielle Übergangsform von Verfüllungen in steilen Seitentälern und Einzugsgebieten ist mit der nächsten Formengruppe definiert.

5.2.4 *Die Formengruppe «Talgrundverfüllungen»*

Definition: Unter «Talgrundverfüllungen» verstehen wir Formen von verfestigtem Lockermaterial in Talsohlen aus unterschiedlich kantengerundetem, teilweise sortiertem und geschichtetem Geröll (2–100 cm) in uneinheitlicher, wechselgelagerter, gelbbrauner Grundmasse aus Ton bis Sand.

Morphologie: Die Mächtigkeit der Talgrundverfüllungen schwankt zwischen 1 m und 40 m. Oft bilden solche Formen beim Austritt eines Seitentales ins Haupttal kegelförmige Fächer mit leicht konvexem Querprofil, während sie im Talgrund der steilen Seitentäler selber ± horizontale Oberflächen im Querprofil haben. Typisch für die Talgrundverfüllungen sind die stark wechselnden Schichten in ihrem Aufbau, vom Geröllhorizont bis zur reinen Tonschicht. Meist sind sie stark gekerbt mit Flussläufen in den Rinnen, ohne Bodenbildung an den Seitenwänden der Kerbung, so dass viele Aufschlüsse beobachtbar sind (vgl. M.A.J. WILLIAMS et al., 1978: 44).

Vorkommen: Ausschliesslich in steilen Seitentälern setzen die Talgrundverfüllungen bei etwa 3700 m ein und sind hangabwärts verfolgbar, wobei eine Untergrenze bis zum jetzigen Stand der Arbeiten nicht festgelegt werden konnte, da ein Übergang in noch mächtigere Formen von Lockermaterial in den Talsohlen unterhalb 3000 m wahrscheinlich ist. Wir vermuten aufgrund von Beobachtungen in drei steilen Seitentälern des Mesheha-Flusses im Zentrum von Semien, dass die Talgrundverfüllungen bei etwa 3000 m nach unten abzugrenzen sind, möchten uns aber nicht auf dieser Grenze festlegen, da die Felduntersuchungen nicht weit genug fortgeschritten sind.

Schwierigkeiten bei der Abgrenzung: Aufgrund ihrer Morphologie sind Talgrundverfüllungen deutlich von Hangmuldenverfüllungen abgrenzbar. Inwieweit Schwierigkeiten bei der Abgrenzung ihrer Untergrenze entstehen werden, kann wegen fehlender Untersuchungen nicht gesagt werden.

5.2.5 *Übrige, nicht gruppierte Formen*

In den Höhenstufen oberhalb 3400 m, der Untergrenze der Hangmuldenverfüllungen, gibt es ausser den beschriebenen Formengruppen nur noch sehr wenige Formen von fossilem Lockermaterial, für die sich eine Gruppierung nicht lohnte. Eine spezielle Form kann an der unteren Grenze der Hangmuldenverfüllungen zwischen 3300 bis 3600 m beobachtet werden. Es handelt sich um verfestigtes fossiles Lokkermaterial in Hangmulden, dessen Skelettanteil (Gerölle) teilweise geschichtet, gerundet und sortiert in einer etwas unregelmässigen, gelbbraunen Matrix aus tonigem Silt bis Sand liegt. Im Profil und als Horizont sehr stark den Hangmuldenverfüllungen gleichend, unterscheidet sich die Form doch deutlich in Aufbau und Situmetrie von diesen.

In den Höhenstufen unterhalb 3400 m kommen weiter einige Formen von fossilem Lockermaterial vor, die mangels detaillierter Untersuchung hier nicht genau beschrieben werden können. Zum einen existieren mächtige Schüttungen in der Verlängerung der Talgrundverfüllungen talabwärts, die E. NILSSON (1940: 61) als

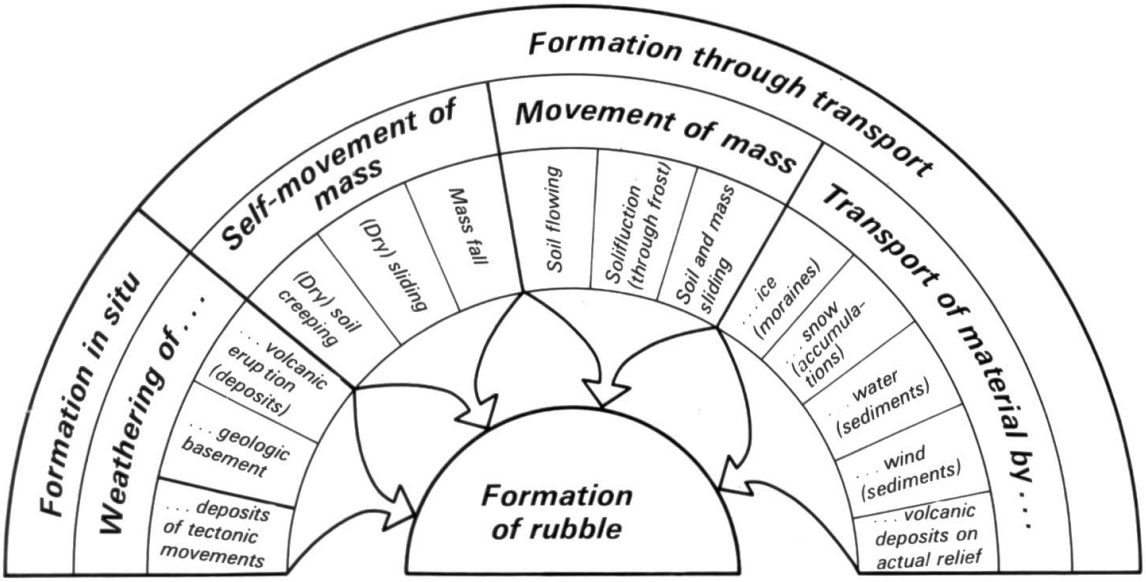
Moränen seines «Great Pluvial» deutete. Wir werden im Abschnitt 5.9 einige Bemerkungen zu diesem Phänomen beifügen. Zum andern existieren in Höhenlagen unterhalb 2800 m mächtige Auflagen von gerundeten Geröllen in sehr stark verbackener Matrix, die nachträglich durch den Fluss angeschnitten wurden. Alle fossilen Lockermassen unterhalb zirka 3300 m sind allerdings nicht mehr Gegenstand dieser Untersuchung, zumal erste Beobachtungen den Eindruck lieferten, dass sie nicht letztkaltzeitlich, sondern früher gebildet worden waren.

5.2.6 Zur Abgrenzung zwischen Formengruppen

In diesem Abschnitt sollen die wesentlichsten Unterschiede zwischen Schuttwällen, Hangmuldenverfüllungen und Talgrundverfüllungen nochmals unterstrichen werden. Schuttwälle unterscheiden sich von den in unmittelbarer Nachbarschaft liegenden Hangmuldenverfüllungen vor allem in ihrer äusseren Erscheinung. Sie bilden meist etwas schräg zur Fallinie verlaufende Wallformen und haben nicht, wie die übriggebliebenen Restwälle der durch nachträgliche Erosion gekerbten Hangmuldenverfüllungen, streng abwärts verlaufende Gratrippen. In den Aufschlüssen ist mit Feldmethoden kein Unterschied in Matrix und Geröllanteil feststellbar. Der Unterschied zwischen Hangmuldenverfüllungen und Talgrundverfüllungen hingegen muss vor allem in Aufschlüssen gesucht werden, indem erstere eine homogene Matrix aus tonigem Silt aufweisen, während letztere stark wechselnde Grundmassen haben. Auch die Geröllanteile sind differenziert: Hangmuldenverfüllungen zeigen keine sortierten Geröllagen oder Schichtungen wie die Talgrundverfüllungen; höchstens eine Einregelung der flachen Gerölle mit ihrer Hauptachse talabwärts oder quer dazu ist sichtbar. Als zweites Kriterium zum Unterscheiden der beiden Formengruppen kann auch ihre äussere Erscheinung herangezogen werden, indem die Talgrundverfüllungen, wie der Name sagt, oft nur in Talsohlen horizontal aufliegen, während die Hangmuldenverfüllungen auch seitwärts auf den Hangseiten aufliegen. Eine Abgrenzung zwischen Schuttwällen und Talgrundverfüllungen erübrigt sich, weil die beiden Formengruppen in unterschiedlichen Höhenstufen vorkommen.

5.3 Die morphogenetische Rekonstruktion von Formbildungsprozessen aus den beobachteten Formengruppen

Wir beginnen die Rekonstruktion methodologisch mit einer Zusammenstellung möglichst aller Prozesse, die zur Bildung von Lockermaterial in geneigtem Gelände führen können, und hoffen mit Hilfe der Eliminierung von weniger wahrscheinlichen Prozessen schliesslich zu demjenigen Formbildungsprozess zu gelangen, der eine Formengruppe auch wirklich gebildet hat. Bei aller Problematik der Morphogenese von fossilen Formen erscheint dieser Weg als der zuverlässigste. In Figur 28 sind darum mögliche Prozesse, die zur Bildung von Lockermaterial in geneigtem Gelände führen können, systematisch zusammengestellt.



Figur 28 Systematik der geomorphologischen Prozesse, die zur Bildung von Lockermaterialauflagen führen können.

Systematics of geomorphologic processes leading to the formation of rubble.

Grundsätzlich können die Lockermassen in situ entstanden sein, oder aber auf diese Stelle transportiert worden sein. Jeder der zwei Bildungsarten ist zusätzlich differenziert in verschiedene Prozesse. Die Differenzierung der «Bildung durch Transport» erfolgte ergänzend und vereinfachend nach W. LAATSCH und W. GROTTENTHALER (1972), zitiert nach H. KIENHOLZ (1977: 53). Figur 28 wird uns in den Abschnitten 5.3.1 und 5.3.3 bis 5.3.6 als Modell für die Genese der Formbildungsprozesse dienen. Gedanken zu den klimatischen Umweltbedingungen während der Bildungsphase schliessen sich daran an. Wichtig wird es sein, abzuklären, ob die Formen kaltzeitlich entstanden sind, und wenn ja, ob ihre Bildung gleichzeitig während der letzten Kaltzeit erfolgt sein muss. Mit dieser detaillierten Beweisführung soll die Vermutung der früheren Autoren nachgewiesen werden, dass die oben definierten Formengruppen alle ± gleichzeitig und während der letzten Kaltzeit entstanden sind (J. BUEDEL, 1954: 147; B. MESSERLI, 1975: 389; M.A.J. WILLIAMS et al., 1978: 46).

5.3.1 Die Genese der Schuttwälle: Letztkaltzeitliche Moränen

Die Meinung sämtlicher früherer Beiträge, dass es sich bei den Schuttwällen der obersten Gipfelbereiche um Moränen handelt, soll hier nochmals durch ein konsequentes Durchdenken möglicher anderer Bildungsprozesse mit Hilfe von Figur 28 bestätigt werden. Eine in situ Bildung der Schuttwälle kann ausgeschlossen werden (vgl. Figur 28): Zum einen kommen sie auch in tektonisch wenig gestörten Gebieten vor, zum andern gleichen sie in ihrer Morphologie nicht den häufigen, in situ verwitterten Basaltschichten des geologischen Untergrundes, welche zwar auch einen hohen Anteil an gerundeten Geröllen aufweisen können, aber in ihrer Matrix gänz-

Bild 10 Vorsicht bei der Interpretation von Lockermaterial. Hier handelt es sich um eine Basaltrippe mit schaliger Verwitterung von runden Geröllen in feinverwittertem Grus und nicht um letztkaltzeitliche Akkumulationen. Aufnahme in Gerstenfeldern unterhalb Gich in Bodenerosions-Gully (3350 m).

H. HURNI, September 1974

The need to exercise caution when interpreting the genesis of rubble is here demonstrated. Round boulders are spheroidally weathered directly from the basalt basement, lying in surrounding fine material. This could be misinterpreted as last cold period deposits. View of a gully in the barley fields of Gich village at 3350 m.

lich anders aussehen: Verwittertes Anstehendes ist entweder als Grus aufgeschlossen und nicht verhärtet, oder nur so wenig verwittert, dass die porphyrische Textur immer noch sichtbar ist (Bild 10). Eine subrezente Eruption von vulkanischem Material auf das heutige Relief, wie dies W. KULS und A. SEMMEL (1965: 295) für Bodenschichten in Gojjam diskutieren, muss ebenfalls ausgeschlossen werden, da die Grösse der Gerölle in den Schuttwällen ein nahes Eruptionszentrum verlangen würden. Das nächste Eruptivzentrum befindet sich zwar im Zentrum von Semien im Bereich des Kidus Yared (E. NILSSON, 1940: 57, oder T. PETERS, mdl. Mitt.), nur ist dieses seit der Eruption der obersten Trapp-Serien, d.h. seit der Wende von Miozän ins Pliozän nicht mehr aktiv (M.A.J. WILLIAMS and F.M. WILLIAMS, 1980: 211). Das gegenwärtige Relief aber ist sehr viel jünger. Darum muss eine Bildung der Schuttwälle durch eine nahegelegene vulkanische Eruption ausgeschlossen werden. Diese Tatsache schliesst allerdings nicht aus, dass die Schuttwälle durch feine, aus grösserer Distanz eingewehte Vulkanasche angereichert sein könnte.

Die Schuttwälle mussten darum durch Transport von Material entstanden sein (vgl. Figur 28). Massenselbstbewegung kann wegen der flachen Lage einiger Wallformen ausgeschlossen werden. Massenbewegung durch Bodenfliessen (Wirkung von Wasser) oder Solifluktion (Wirkung von Frostwechsel und Wasser) kann zwar innerhalb der Form selber aktiv gewesen sein und so ihr schwach gekrümmtes Querprofil beeinflusst haben. Die definierte Lage der Schuttwälle leicht quer zur Fallinie verunmöglicht aber eine Bildung nur durch die beiden genannten Prozesse. Eine solche Lage schliesst auch die Bildung durch Sedimentation in fliessendem Wasser

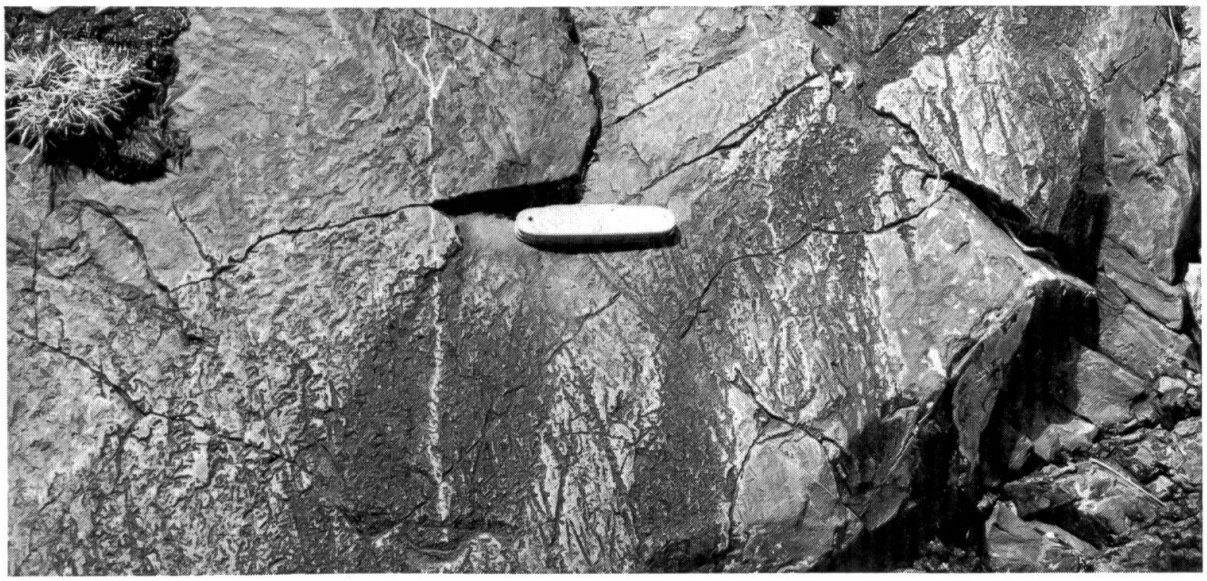


Bild 11 Feine Spuren von Gletscherschliff auf einem Härtling in der Abba Yared NE-Exposition, 4100 m.

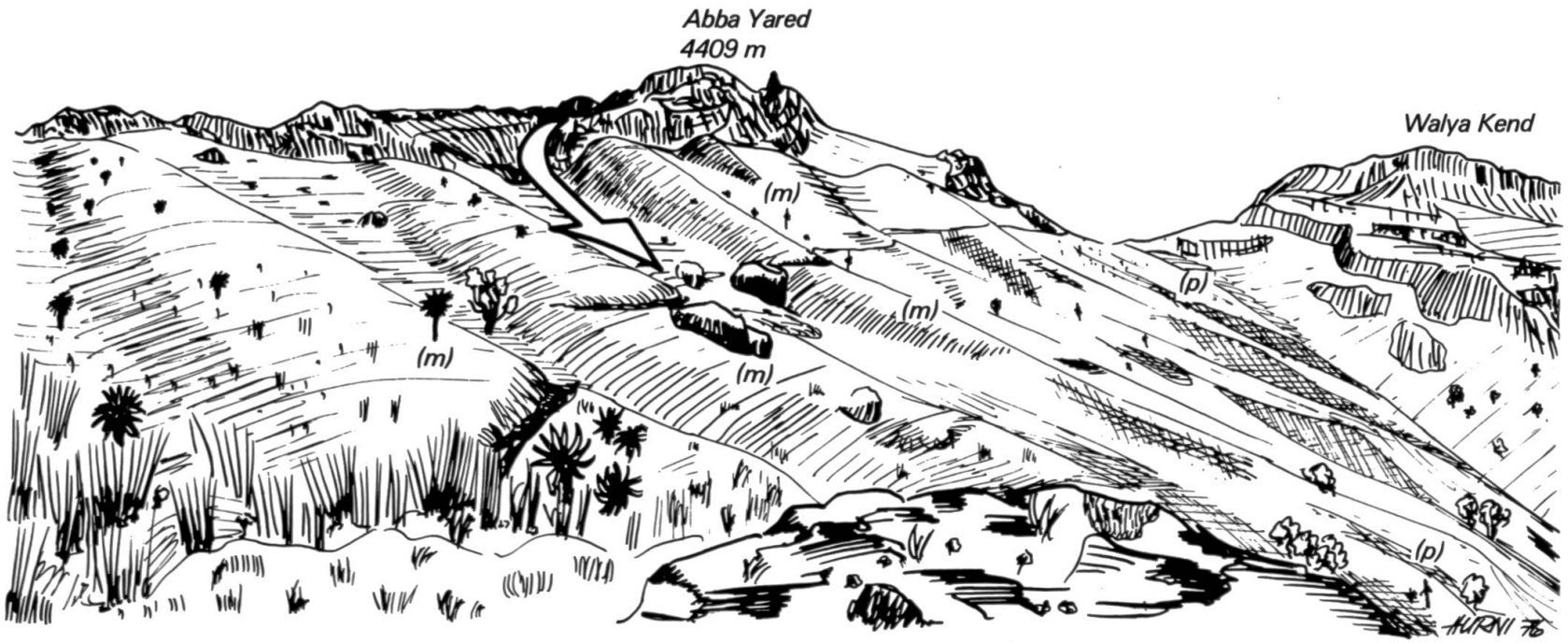
H. HURNI, Februar 1976

Traces of glacial striation on a hard basalt outcrop in the Abba Yared Northeastern catchment, at 4100 m.

oder durch Murgänge aus, so dass schliesslich nur noch ein Materialtransport durch Eis (Gletscher) oder durch Abgleiten auf Schnee in Frage kommt.

Die im Abschnitt 5.2.1 definierten Formen von Schuttwällen sind darum Moränen, die entweder durch Gletscher oder durch Schneehalden gebildet wurden. Eine Differenzierung in Gletschermoränen und Schneehaldenmoränen ist möglich (Bild 9): Liegen die Moränen am Fuss einer Felswand quer zur Fallinie oder nur knapp unterhalb eines Gipfels, so ist die Tätigkeit von bewegtem Eis sehr unwahrscheinlich, es muss sich um Nivationsformen handeln (vgl. zur Definition B. MESSERLI, 1972: 24). Ein Zusammenhang mit einem deutlichen Einzugsgebiet mit Karform (s. unten) hingegen lässt auf eigentliche, wenn auch sehr kurze Gletscher schliessen (Länge in Semien: 300–1500 m). Im übrigen zeigt die Moränenmorphologie das übliche Bild glazialer Morphodynamik: Differenzierung in Seiten-, Stirn- und Grundmoränen, Moorbildung innerhalb von Stirnmoränen, und Moränenablagerungen unterhalb (überfahrener) Felsvorsprünge. Gletscherschliffe sind selten wegen der starken Oberflächenverwitterung der Basalte, können jedoch in Kleinformen beobachtet werden (Bild 11).

Es verbleibt das Problem der Abgrenzung zwischen nicht eindeutig definierbaren, d.h. in der Fallinie verlaufenden Moränen und den stark erodierten Hangmuldenverfüllungen in gleicher Höhenstufe. Hier hilft einerseits das typische Charakteristikum, dass Moränen hangabwärts in ihrer Mächtigkeit abnehmen, während Hangmuldenverfüllungen hangabwärts zunehmen (vgl. Figur 29). Andererseits können kritische Formen auch mit der topographischen Situation und mit der für jede Exposition typischen Moränen-Höhenstufe gedeutet werden. Im Gegensatz zu früheren Publikationen ist diese Arbeit vorsichtig beim Kartieren von Moränen und Karformen. E. NILSSON (1940: Figur 42), E. MINUCCI (1938: Figur 4), S. HASTEN-



Figur 29 Ansicht der NE-Flanke des Abba Yared (Einzugsgebiet I) mit letztkaltzeitlichem Formenschatz (und einigen nichtblühenden Lobelien und hangabwärts einsetzenden Erika-Beständen). Standort Hangmitte in 3900 m mit Blickrichtung SW. Auf der linken Bildhälfte sind 4 Seitenmoränen (m) sichtbar, paarweise das Gebiet des vermuteten Gletschers mit Kar in 4300 m Höhe umfassend, hangabwärts in Mächtigkeit abnehmend. Rechts die daran anschliessenden, hangabwärts in Mächtigkeit zunehmenden, stark erodierten Hangmuldenverfüllungen der Periglazialstufe (p). 4.2.1976

View of the Northeastern catchment I of Abba Yared, with last cold period forms (and some Lobelias and, downslope, Erica trees), seen from the midslope at 3900 m asl. towards Southwest. On the left (upper) side there are four lateral moraines (m) flanking the reconstructed glacier in pairs, with cirque at 4300 m asl. While moraines decrease in thickness downslope, periglacial slope deposits (p) on the right (lower) side increase, being heavily eroded by gullies.

RATH (1974: Abbildungen 2–4), und M.A.J. WILLIAMS et al. (1978: Figur 2) haben alle eine grössere Anzahl von Moränen oder Karformen kartiert, erwähnen aber nicht das hier ausgeführte Problem der gekerbten Hangmuldenverfüllungen.

Die beiden Geländeskizzen in Figur 29 und 30 sollen einen Eindruck der morphologischen Sichtbarkeit der letztkaltzeitlichen Moränen vermitteln.

5.3.2 Die Genese der Hohlformen: Kare

Hohlformen müssen gemäss ihrer morphographischen Definition oberhalb von Schuttwällen das Einzugsgebiet abschliessen (Abschnitt 5.2.2). Mit der Genese der Schuttwälle als Moränen wird darum auch die Genese der Hohlformen klar: Es muss sich um die Firnmulden der Gletscher handeln. Die Hohlformen sind also genetisch als Kare zu deuten.

Schwieriger ist es, Kare abzugrenzen, wenn talabwärts keine Moränen auffindbar sind. In solchen Fällen sind zunächst im Felde alle solchen Talabschlüsse kartiert worden, die nach Höhenlage und Exposition potentiell Karformen sein könnten. Hierauf wurden talabwärts Möglichkeiten für ein Fehlen von Moränen gesucht, z.B. Steilstufen im Bereich der Höhenlage vermuteter Moränen (s. Silki, N-Exposition; Kidus Yared N-Exposition; Weynobar N-Exposition in Figur 40 und 41, S. 114). War die Ablagerung von Moränen in der Form von Schuttwällen topographisch verunmöglicht, wurden solche Talabschlüsse trotz der fehlenden Moränen als Karformen ausgeschieden. Wäre hingegen die Ablagerung von Moränen ohne weiteres möglich und fehlen diese trotzdem, so wurden die Talabschlüsse nicht als Kare gedeutet. Aus diesen Gründen sind in der Ras Dejen S-Exposition sehr viel weniger Kare kartiert worden als bei M.A.J. WILLIAMS et al. (1978: Figur 2).

5.3.3 Die Genese der Hangmuldenverfüllungen: Letztkaltzeitlicher periglazialer Solifluktionshangschutt

Wie bei der Genese der Schuttwälle sollen auch hier mögliche andere Bildungsprozesse mit Hilfe der Systematik von Figur 28 (S. 95) durchgedacht werden. Eine in situ Bildung der Hangmuldenverfüllungen durch endogene Prozesse oder Verwitterung des geologischen Untergrundes oder von subrezenten Vulkanergüssen auf das heutige Relief kann ausgeschlossen werden. Für die Begründung gelten die gleichen Aussagen wie in Abschnitt 5.3.1 für die Schuttwälle. Also erfolgte die Bildung durch Transport.

Massenselbstbewegungen sind wenig wahrscheinlich. In den meisten Fällen sind die Hangneigungen nicht steil genug, um kritische Winkel für die Selbstbewegung zu überschreiten. Die stark verhärteten Lockermassen der Hangmuldenverfüllungen zeigen gegenwärtig eine sehr hohe Stabilität, so dass vermutet werden kann, dass während der Bildung ein Agens (Wasser, Eis, Schnee) gewirkt haben muss, dessen spätere Austrocknung die Verhärtung einleitete. Das Abgleiten von Material auf festem Schnee mag eine gewisse Rolle mitspielen, ist jedoch als alleiniger Transportprozess auszuschliessen.

Figur 30 Panoramaansicht der Zungenbereiche des letztkaltzeitlichen Gletschers an der NW-Flanke des Mesarerya (Einzugsgebiet I). Standort unmittelbar oberhalb der Teilung des Gletschers in zwei Zungen, Höhe 4000 m. Im Vordergrund aufgewölbt der Moränenwall der beiden inneren Stirnmoränen. Äussere Seitenmoränen sind links und rechts an den Hängen sichtbar, dahinter die periglazialen Hangmuldenverfüllungen. Blickrichtung NNW an die Bwahit S-Flanke, die keine Spuren von Vergletscherung, aber zahlreiche Hangmuldenverfüllungen aufweist, sichtbar an den sekundären nachkaltzeitlichen Erosionsrinnen. 2.2.1976; 2.10.1976; 25.3.1976.

Panoramic view of the tongue areas of last cold period glaciers on the NW side of Mesarerya (catchment I). View from above the separation of the glacier into two tongues at 4000 m asl. NNW towards the Southern side of Bwahit, which had no glaciation on that side, but widespread (now gullied) periclacial slope deposits. The moraine ridge in the foreground is situated between the two tongues. Behind the lateral moraines on both sides, there are also periglacial slope deposits carved by postglacial gullies.

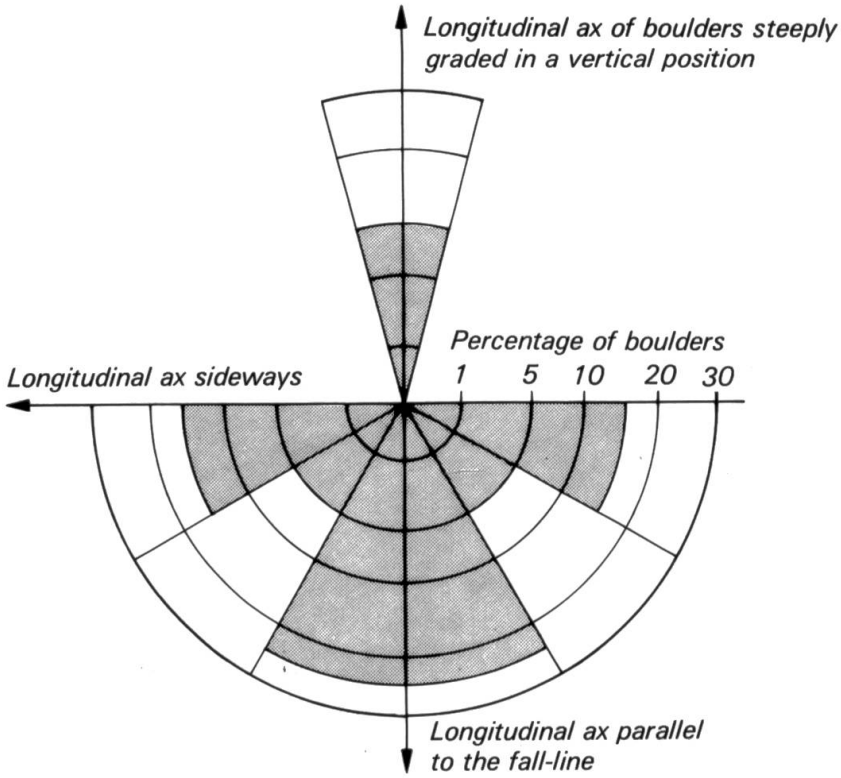
Materialtransporte (vgl. Figur 28) sind aber ebenfalls wenig wahrscheinlich: Wind und ferne Vulkaneruptionen können zwar Feinmaterial eingeweht haben, sicherlich aber nicht den Geröllanteil der Hangmuldenverfüllungen. Eis- und Schneetransporte (Lawinen) hätten deutlichere morphologische Spuren (Wallformen, Buckel) hinterlassen müssen. Wassertransport von Material würde bei den Neigungen über 20% sicherlich nicht so weiträumig Tonmaterial ablagern. Zudem müssten Schichtungen in der Grundmasse sichtbar sein.

Es bleiben die Massenbewegungen als einzig wahrscheinliche Bildungsprozesse übrig (vgl. Figur 28). Erdgänge als schnell ablaufende Prozesse würden im Profilaufschluss Fliessstrukturen zeigen, was nicht der Fall ist. Bodenfliessen oder Solifluktion sind somit nach Figur 28 die einzig verbleibenden möglichen Bildungsprozesse. Beide sind langsame Massenbewegungen unter der Mitwirkung von Wasser im Erd- und Schuttmaterial. Solifluktion wird hier nach C. TROLL (1944, zit. in M.A. EMBLETON and A.M.C. KING, 1968: 508) als Bodenfliessen unter kalten klimatischen Bedingungen, also als periglazialer Prozess der Frostschuttstufe definiert. Ein Entscheid darüber, ob Bodenfliessen oder Solifluktion als Bildungsprozess in Frage kommt, wird darum gleichzeitig ein Entscheid über Klimabedingungen während ihrer Bildung sein.

Die absolute Menge an Lockermaterial in den Hangmulden oberhalb zirka 3500 m verlangt eine sehr hohe Aufbereitungsrate von Lockermaterial hangaufwärts. Unter den gegenwärtigen Klimabedingungen ist die Schuttaufbereitung nur in geringem Ausmass und nur in Höhen oberhalb 4200 m aktiv, weil dort ein fast täglicher Frostwechsel stattfindet (Kapitel 4, S. 78ff.). Unterhalb 4200 m stabilisiert die durchgehende natürliche Vegetationsdecke die Bodenschicht, so dass unter den heutigen Klimabedingungen eine Materialaufbereitung und -bewegung für die Bildung der Hangmuldenverfüllungen nicht zustande kommen könnte. Unter nur trockeneren Klimabedingungen wäre zwar eine Reduktion der Vegetation möglich, nicht aber eine so hohe Schuttaufbereitungsrate und Massenbewegung mit Feuchtigkeit. Nur eine grössere Temperaturreduktion mit einer gewissen Feuchtigkeit ermöglicht die hohe Frostschuttproduktion der Lockermassen, wobei das Problem von Niederschlag und Feuchtigkeit im Abschnitt 5.7 (S. 130) bei der Rekonstruktion des Paläoklimas eingehender analysiert werden soll. Ein anderer Nachweis, dass die Hangmuldenverfüllungen während einer Periode mit reduzierten Temperaturen solifluvial gebildet wurden, ist die Einregelung der Gerölle nach ihrer Längsache und Fliessrichtung. In verschiedenen Aufschlüssen sind solche Einregelungen vorgenommen und in Situgrammen ausgewertet worden.

Figur 31 zeigt die typische Form der Situgramme, die sich immer ± abgezeichnet hat: Ein Hauptanteil der Gerölle hat die Längsachse parallel zur Fliessrichtung orientiert (ca. 50% der Gerölle), ein weiterer Hauptanteil quer zu dieser (30%), sehr wenige Gerölle liegen steil aufgerichtet oder mit einer andern Hauptlage. Eine solche Ausbildung ist typisch für Solifluktion.

Die Formengruppe der Hangmuldenverfüllungen muss also kaltzeitlich, und zwar periglazial als Solifluktionshangschutt entstanden sein. Diese Aussage deckt sich mit der Beschreibung von fossilen Hangschuttmassen durch A.L. WASHBURN (1973: 193): *« Widespread accumulations of truly angular blocks are certainly reasonable evidence of former frost wedging if located in an environment where such*

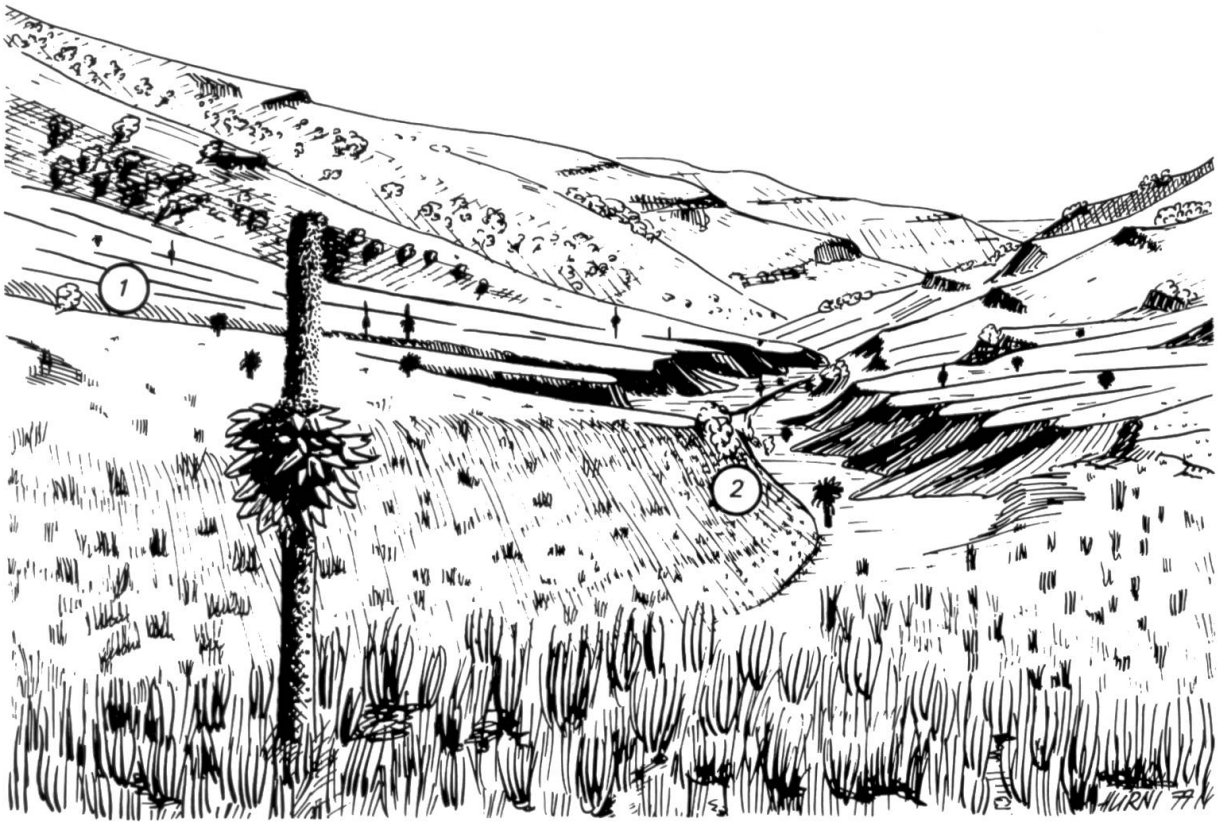


Figur 31 Situgramm der Längsachsen der Gerölle in den letztkaltzeitlichen periglazialen Hangmuldenverfüllungen. Mittlere, schematisierte Darstellung der 6 durchgeführten Einregelungen in Semien.

Situgram of longitudinal axes of boulders in last cold period periglacial deposits, with typical arrangement of the axes for solifluction processes. Mean, schematic presentation of 6 measurements carried out in Simen.

blocks are not accumulating today, but further interpretations are fraught with difficulty in the absence of additional evidence.» Gerade solche zusätzliche Belege können für die Hangmuldenverfüllungen von Semien erbracht werden. Es lässt sich nämlich nachweisen, dass sie gleichzeitig mit den letztkaltzeitlichen Moränen entstanden sein müssen, oder wenigstens in dieser Periode aufgearbeitet wurden.

Als Schlüsselstelle für den Nachweis der Gleichzeitigkeit dient der Übergang von den Moränen der glazialen Höhenstufe zu den solifluvialen Hangmuldenverfüllungen der Periglazialstufe. Innerhalb von Moränenwällen sind keine Hangmuldenverfüllungen anzutreffen, höchstens geringmächtiges Grundmoränenmaterial, obwohl sie neben den vergletscherten Flächen bis in höhere Lagen vorkommen. Ebenfalls nirgendwo konnte eine auf Hangmuldenverfüllungen aufliegende Moräne beobachtet werden. Dieses Nebeneinander ist sehr gut in Figur 29 gezeigt. Ebenfalls Bild 8 und 9 zeigen das Ineinanderüberfliessen von Moränen in Hangmuldenverfüllungen in steilen Hängen. Wir schliessen aus diesen Feldnachweisen, dass die letztkaltzeitliche Vergletscherung in derselben Zeitperiode stattgefunden haben muss, was von der klimatischen Umweltbedingung her auch das Logischste ist. Dass eventuell ältere kaltzeitliche Hangschuttmassen in den letztkaltzeitlichen aufgearbeitet sein könnten, wäre möglich, auch wenn nirgendwo eine Schichtgrenze in den Aufschlüssen beobachtet wurde.

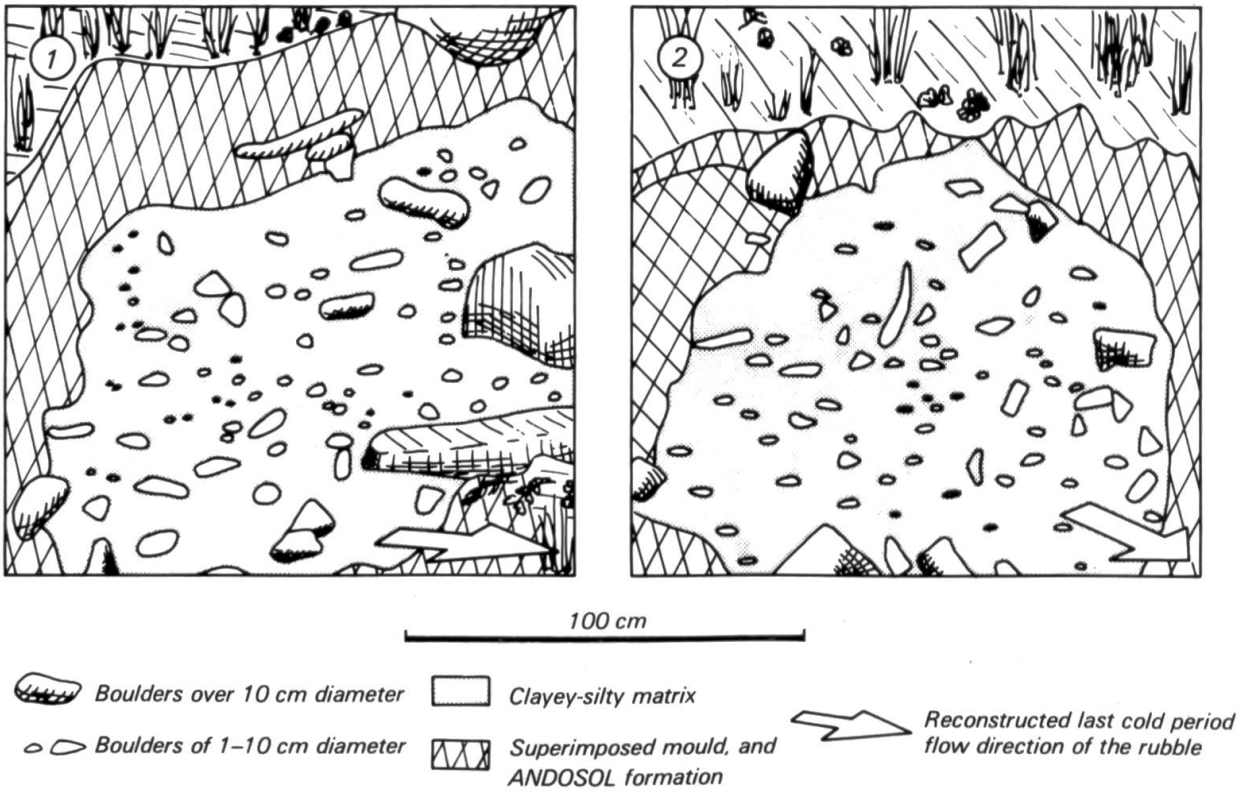


Figur 32 Ansicht des Oberlaufs des Jinbartales mit periglazialen Hangmuldenverfüllungen der letzten Kaltzeit bis in die Talsohle (im Vordergrund eine blühende Lobelie). Blickrichtung talabwärts nach WSW. Die linksseitige Ablagerung setzt bei zirka 3900 m ein und erreicht hier unten bei 3550 m bis 15 m Mächtigkeit. Die rechtsseitige Ablagerung an der S-Flanke setzt bei zirka 3650 m ein und erreicht bis 5 m Mächtigkeit. In der Mitte die nachkaltzeitliche Erosionsrinne des Jinbarflusses zirka 500 m unterhalb seiner Quelle. 1 und 2 bezeichnen die Profilausschnitte von Figur 33. 25.10.1974; 8.2.1977.

View from the sources of the Jinbar river downwards towards WSW, with a flowering Lobelia in the foreground. Last cold period periglacial slope deposits on the left side descend from 3900 m asl. to here 3550 m, and reach 15 m thickness. The right side deposits descend from 3650 m asl. and reach 5 m thickness. In the middle post glacial gullying of the Jinbar river about 500 m below its source. The figures give profile numbers of Figure 33.

Ein letztes zur Genese: Es ist schwierig, die solifluvialen Hangmuldenverfüllungen einzuordnen in das System periglazialer Formen, wie es für die hohen Breitenlagen und die kaltzeitlichen Formen mittlerer Breiten aufgestellt wurde. Sie liegen irgendwo zwischen periglazialen Schutthalden («talus» nach A. Rapp, 1960, 1962) und «Grèzes litées» nach Y. Guillien (1951), beide zitiert aus M. A. Embleton and A.M.C. King (1968: 522). Mit ersteren haben sie den Geröllschutt aus der Frostsprengung von anstehenden Schichten gemeinsam, mit letzteren das Feinmaterial, nicht aber die Schichtungen des Skelettanteils. Sicherlich haben das Tageszeitenklima von Semien, die Feuchtigkeit und eventuell vulkanische Einwehungen diese spezielle Form von ungeschichteten, nicht sortierten, aber eingeregelten Geröllen in tonig-siltiger Grundmasse geschaffen.

Figur 32 gibt eine Ansicht der Hangmuldenverfüllungen im obern Jinbartal wieder, wie sie typisch ist für die mächtigen, formbildenden Formen zwischen zirka 3600 m und 4200 m in Semien. Die breite Erosionsrinne im Zentrum ist nachkaltzeitlich entstanden (vgl. 6.2, S. 143). Figur 33 gibt zwei Aufschlüsse aus Figur 32



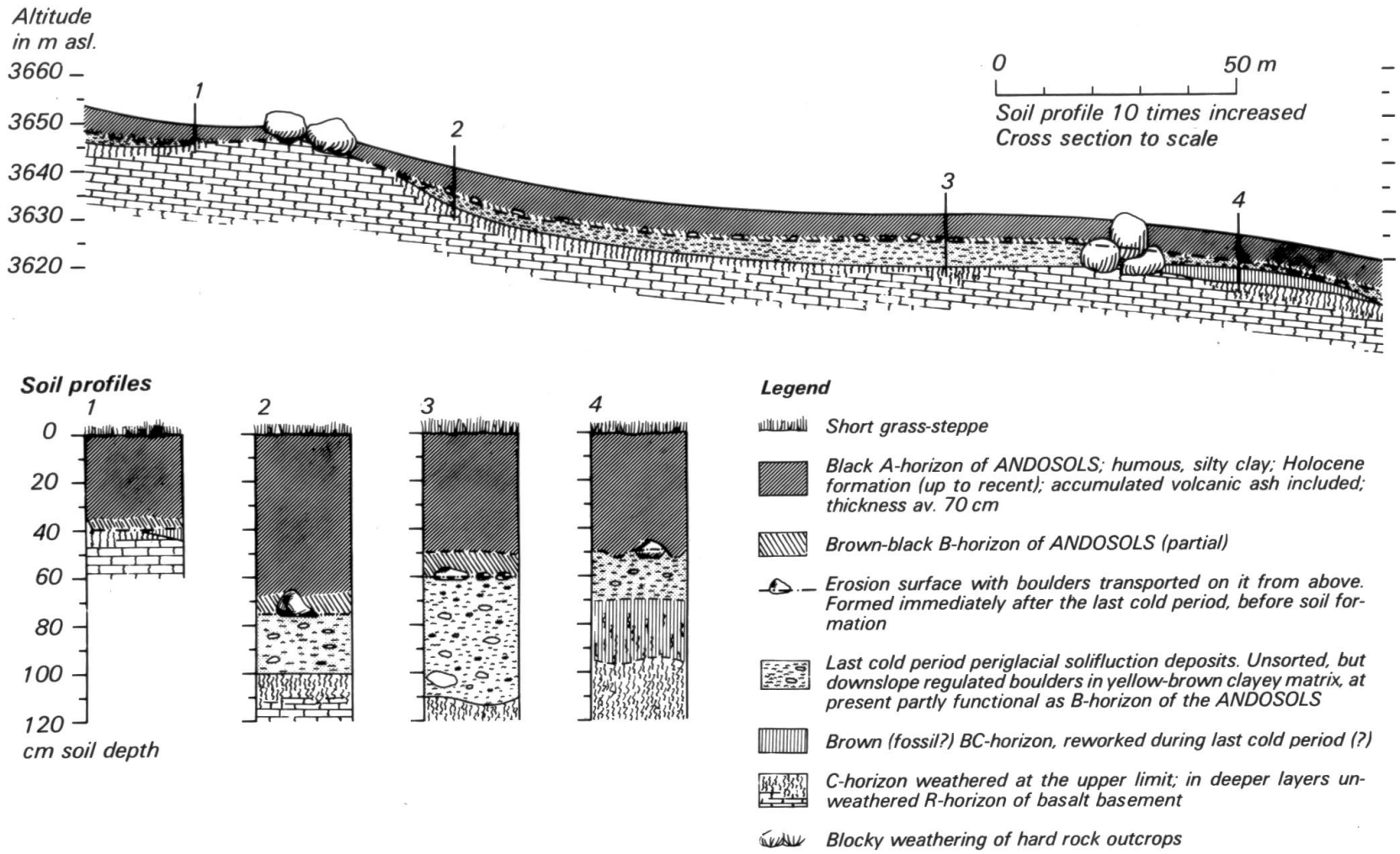
Figur 33 Ansicht der beiden Profil-Ausschnitte 1 und 2 von Figur 32. Beide Profile wurden in fast senkrechten Seitenwänden von (sekundären) Erosionsrinnen im mittleren Bereich der mächtigen kaltzeitlichen solifluvialen Hangmuldenverfüllungen der Jinbar-N-Flanke angegraben. Anteil von unsortiertem, kantigem Geröll ca. 40 bis 50%; Matrix sehr hart, tonig-siltig, gelb-braun. Einregelungen hangparallel flach und mit Längsachse hangabwärts. Einheitliche Struktur und Textur mit homogener Matrix . Aufnahme 25.10.1974.

View of two natural profiles situated as indicated in Figure 32, showing last cold period periglacial deposits. Both profiles were dug only in the central part into the almost vertical side-walls of the gullies. Angular rubble forms 40–50% of the deposit. The homogenous matrix is very hard, yellow-brown, and consists of clayey silt, with longitudinal axes of boulders regulated in the direction of former flow.

wieder, die den typischen homogenen Aufbau der Hangschuttmassen zeigen. Die ANDOSOL-Bodenauflage wurde nachkaltzeitlich gebildet (vgl. 6.3, S. 146).

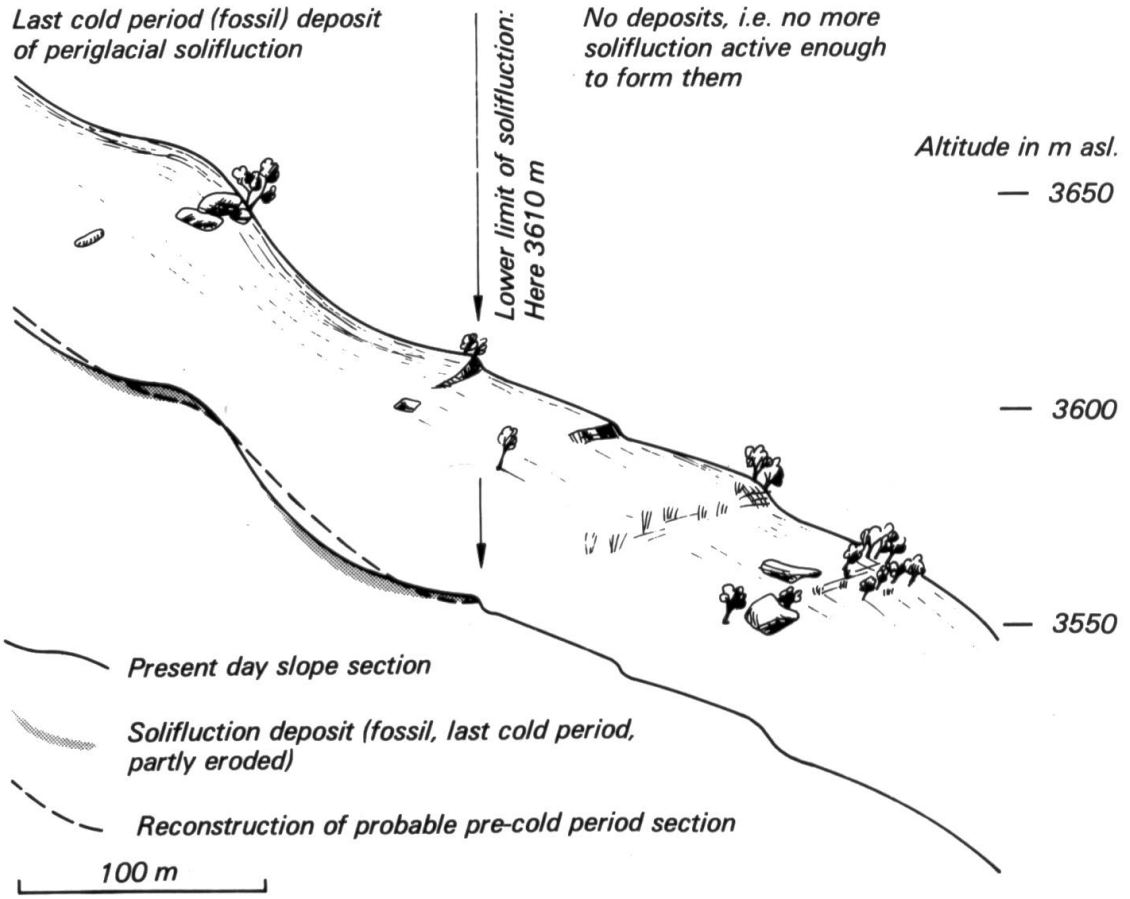
Im Bereich der unteren Periglazialgrenze bei etwa 3500 m nimmt bei kurzen Hanglängen die Mächtigkeit der Hangmuldenverfüllungen stark ab, sie ist nur noch horizontbildend, nicht mehr morphologisch formbildend. Figur 34 ist typisch für diese Höhenstufe, indem hier in einer Höhe von 3650 m der Solifluktionsschutt zwar noch in reiner Ausbildung, aber nur noch als Bodenhorizont des gegenwärtigen Bodenprofils ausgebildet ist. Die für das schematische pedogenetische Längsprofil gegrabenen vier Bodenprofile konnten nur mit Feldmethoden analysiert und untereinander korreliert werden, da die Bodenproben in den politisch bedingten Wirren verloren gingen. Eine detailliertere pedogenetische Analyse im Labor dürfte mit geeigneten Methoden die hier dargestellte Hypothese präzisieren. Ebenfalls war im Feld teilweise eine interessante Konvergenz zwischen der Hangform und der Untergrenze der Hangmuldenverfüllungen zu beobachten.

Bei letztkaltzeitlich aktiven Frostschuttprozessen bildeten sich durch den Materialtransport der Solifluktion leichte Hangmulden, welche unterhalb der Unter-



Figur 34 Schematisches pedogenetisches Längsprofil einer Hangmulde NE Gich Camp, 3620 bis 3660 m ü.M., konstruiert aus Profilaufnahmen 1 bis 4. Die schwach ausgebildete, horizontbildende kaltzeitliche Solifluktionsverfüllung ist vor allem im zentralen Bereich der Mulde nachweisbar. Eine sekundäre Flächenspülung (und Erosion) auf der Solifluktionsmasse vor Bildung des ANDOSOLS wird durch in flachere Lagen transportierte Gerölle angedeutet. 23.3.1976 / 4.2.1977.

Schematic cross section of a typical trough-shaped slope NE Gich Camp, at 3620 to 3660 m asl., reconstructed from the four profiles 1–4. The weakly developed periglacial deposit of the last cold period is mainly visible as a soil horizon in the middle of the slope, secondarily eroded after the last cold period before the formation of ANDOSOLS in Holocene.



Figur 35 Ansicht und Schema zur Hangentwicklung durch kaltzeitliche periglaziale Aufarbeitung an der unteren Grenze der Hangmuldenverfüllungen. S-Exposition im hinteren Jinbar-Tal 2 km SW Imet Gogo. 8.2.1977.

View and scheme of slope development through last cold period periglacial solifluction at lower limit of active formation. Southern aspect in the upper Jinbar valley, 2 km SW Imet Gogo mountain.

grenze weniger häufig sind. Figur 35 zeigt ein Beispiel eines solcherart geformten Längsprofils. Es muss hier allerdings betont werden, dass die Bildung von Hangmulden keineswegs nur periglazial sein muss; sie ist es nur in den Höhenstufen oberhalb 3500 m, und auch da vielleicht topographisch vorgeformt. W. KULS und A. SEMMEL (1965: 293) machen für Muldentälchen in der äthiopischen Provinz Gojjam in 2700 m bis 2800 m Höhe zu Recht andere Formbildungsprozesse geltend, wie z. B. selektive Verwitterung und Abtragung durch Wassererosion auf tropischen Spülflächen. Wir möchten hier nur zeigen, dass im Bereich der letztkaltzeitlichen Periglazialstufe eine verstärkte Ausprägung der Hangmulden stattgefunden hat.

5.3.4 Zur Genese der Talgrundverfüllungen: Fluvio-solifluvialer Talschutt

Eine in situ Bildung der Talgrundverfüllungen ist wie bei der Genese der Schuttwälle und der Hangmuldenverfüllungen ausgeschlossen. Nach Figur 28 muss daher die Bildung durch Transport erfolgt sein. Aus der Morphographie der Talgrundver-

füllungen ist die Transportrichtung leicht rekonstruierbar. Es handelt sich nicht um einen Transport von den Talflanken her wie bei den Hangmuldenverfüllungen, sondern talauswärts in steilen Seitentälern (s. die Definition in 5.2.4). Ähnlich wie bei Terrassenschottern sind die Seitentäler von hinten zugeschüttet worden, so dass die Talgrundverfüllungen im Querschnitt eine horizontale Oberfläche haben (vgl. Figur 36), oder beim Talaustritt ins Haupttal konvexe Kegel bilden.

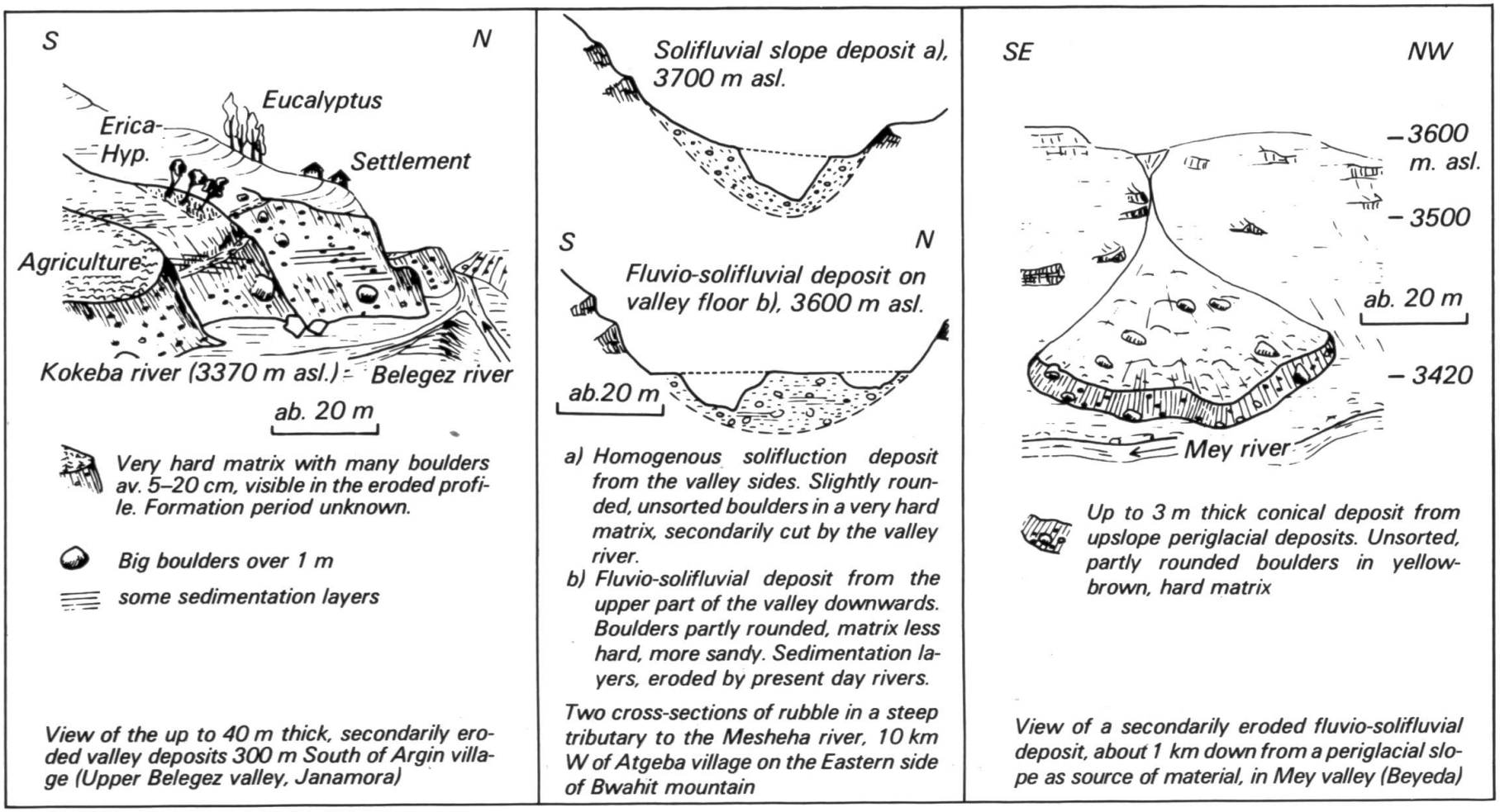
Eine detailliertere Genese ist bei Talgrundverfüllungen durch die unregelmässigen Auschlüsse erschwert: Die Grundmassen sind nicht homogen aus tonigem Silt, sondern stark wechselnd teilweise geschichtet in Wechsellagerungen. Die Gerölle sind stärker gerundet, oftmals sortiert in Steinlagen oder auch ganz fehlend in gewissen Schichten. Andere Zwischenschichten zeigen eine sehr ähnliche Ausbildung wie die Hangmuldenverfüllungen.

In Frage kommende Prozesse sind somit vielfältig, wenn auch am wahrscheinlichsten im Bereich der Massenbewegungen (evtl. Massentransport in fliessendem Wasser) zu suchen (vgl. Figur 28, S. 95). Während für die zuletzt beschriebenen Zwischenlagen sehr gut Solifluktion der dominante Bildungsprozess sein konnte, dürften andere Lagen eher auf Bodenfliessen, Murgänge oder Wildbachschüttungen zurückgehen. Eine genauere Analyse aller Aufschlüsse dürfte mehr Klarheit in die Genese der Talgrundverfüllungen bringen; sie konnte aber im Feld nicht mehr ausgeführt werden.

Wir glauben, dass es sich um fluvio-solifluviale Schüttungen in Wechsellagerung handelt. Unsere Hypothese wird zusätzlich gestützt durch den Zusammenhang zwischen den beobachteten Formengruppen: Wie die Schuttwälle und die Hangmuldenverfüllungen nebeneinander vorkommen, ohne sich zu überlagern, so ist solches auch für Hangmuldenverfüllungen und Talgrundverfüllungen auszusagen. Letztere kommen meist unterhalb ersteren in den Talsohlen vor und reichen generell bis in tiefere Höhenstufen hinunter (zirka 3000 m, ohne genaue Untergrenzen evaluiert zu haben). Dass auch hier der Übergang zwischen den beiden Formengruppen relativ fliessend ist, zeigt am deutlichsten das Tal von Maje (Ras Dejen NW-Exposition, vgl. Figur 38). Wir halten auch hier eine gleichzeitige letztkaltzeitliche Bildung mit den andern Formengruppen für die wahrscheinlichste Hypothese, ohne dabei eine frühere oder spätere Bildung ganz ausschliessen zu können, da die morphologischen Zusammenhänge nur aus wenigen Untersuchungen geschlossen werden mussten. M.A.J. Williams et al. (1978: 45) bevorzugen unter Abwägung aller Bildungsmöglichkeiten letztkaltzeitliche periglaziale Solifluktionsprozesse für die Akkumulation der von ihnen im Gebriko-Seitental (Ras Dejen W-Exposition) beobachteten Talgrundverfüllungen.

Im Gegensatz zu den eben zitierten Autoren glauben wir, dass die Formbildung nicht mehr rein periglazial verlaufen ist wie bei den Hangmuldenverfüllungen, da letztere durch die homogenen Aufschlüsse Hinweise auf die regelmässige Wirkung von Frostwechselprozessen geben, was bei den Talgrundverfüllungen nicht mehr der Fall ist. Die Untergrenze der Talgrundverfüllungen ist deshalb nicht gleichzeitig die Untergrenze der Periglazialstufe, sondern liegt bedeutend tiefer als diese (vgl. 5.4.2, S. 116).

Figur 36 illustriert in drei Beispielen mögliche Formen von Talgrundverfüllungen in den Hochlandtälern von Semien. Links ist eine sehr mächtige Kegelschüt-



Figur 36 Drei Beispiele zur Definition und Ausbildung von Talgrundverfüllungen im Bereich der Untergrenze der kaltzeitlichen periglazialen Höhenstufe.

Three examples for defining and illustrating of deposits on valley floors in proximity of the last cold period periglacial belt.

tung aus zwei Seitentälern des Belegez-Tales dargestellt. In der Mitte sind zwei Querprofile durch ein Seitental des Mesheha-Tales gezeigt, mit der typischen Ausbildung von Hangmuldenverfüllungen oberhalb der unteren Periglazialgrenze bei 3650 m und der typischen Ausbildung von Talgrundverfüllungen unterhalb dieser. Rechts in Figur 36 ist eine Ansicht des Zusammenhangs zwischen den beiden Formengruppen dargestellt, mit Hangmuldenverfüllungen als Einzugsgebiet (oberhalb 3600 m) für die Schüttung eines Kegels im Talgrund (3420 m).

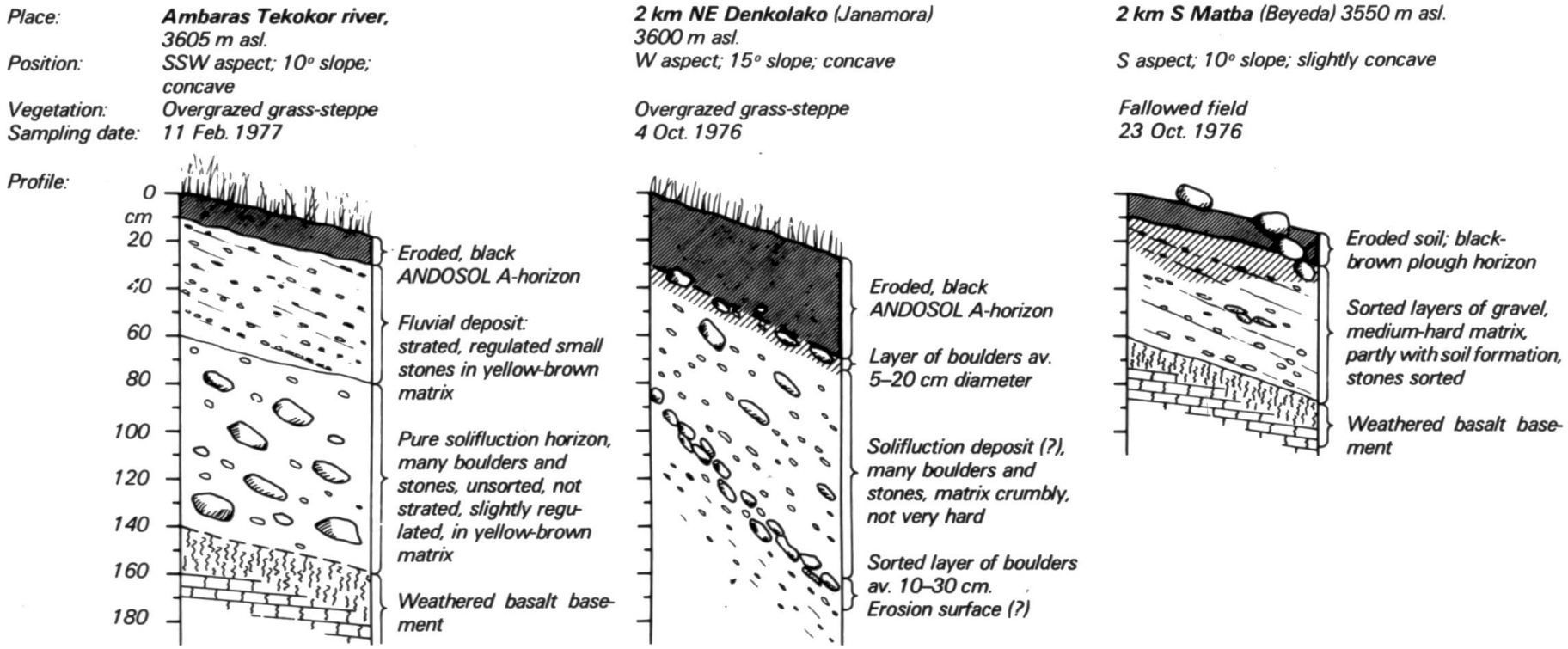
5.3.5 Zur Genese der übrigen Formen: Verschiedene Bildungsprozesse

Im Abschnitt 5.2.5 sind Formen fossiler Lockermassen definiert worden, welche an der Untergrenze der periglazialen Hangmuldenverfüllungen zwischen 3300 m bis 3600 m vorkommen. Ähnlich wie bei den Talgrundverfüllungen scheint es sich um eine Übergangsform zwischen rein solifluvialer und fluvialer Akkumulation in Hangmulden zu handeln. Figur 37 zeigt drei Aufschlüsse solcher Übergangsformen. Die Aufschlüsse sind nicht mehr homogen aufgebaut; sie zeigen Schichtungen und Horizonte, sowie eine Sortierung in Geröllagen. Unsicher bleibt die chronologische Korrelation mit den Hangmuldenverfüllungen. Während einzelne Schichten durchaus periglaziale Ausprägung haben, könnten die obersten Schichten bereits nachkaltzeitliche Akkumulationen von erodierten Hangmuldenverfüllungen sein. Die drei Aufschlüsse sind typisch für die fossilen Lockermassen an der Untergrenze der periglazialen Hangmuldenverfüllungen.

Weiter wurden zu den «übrigen Formen» auch Formen von fossilen Lockermassen unterhalb 2800 m bis 3000 m gezählt, deren stark gerundete Geröllagen der Aufschüttungen auf fluviale Schüttungen in Form von Flussterrassen deuten, die allerdings nicht mit den letztkaltzeitlichen Formen in Zusammenhang gebracht werden, sondern wahrscheinlich älter sind.

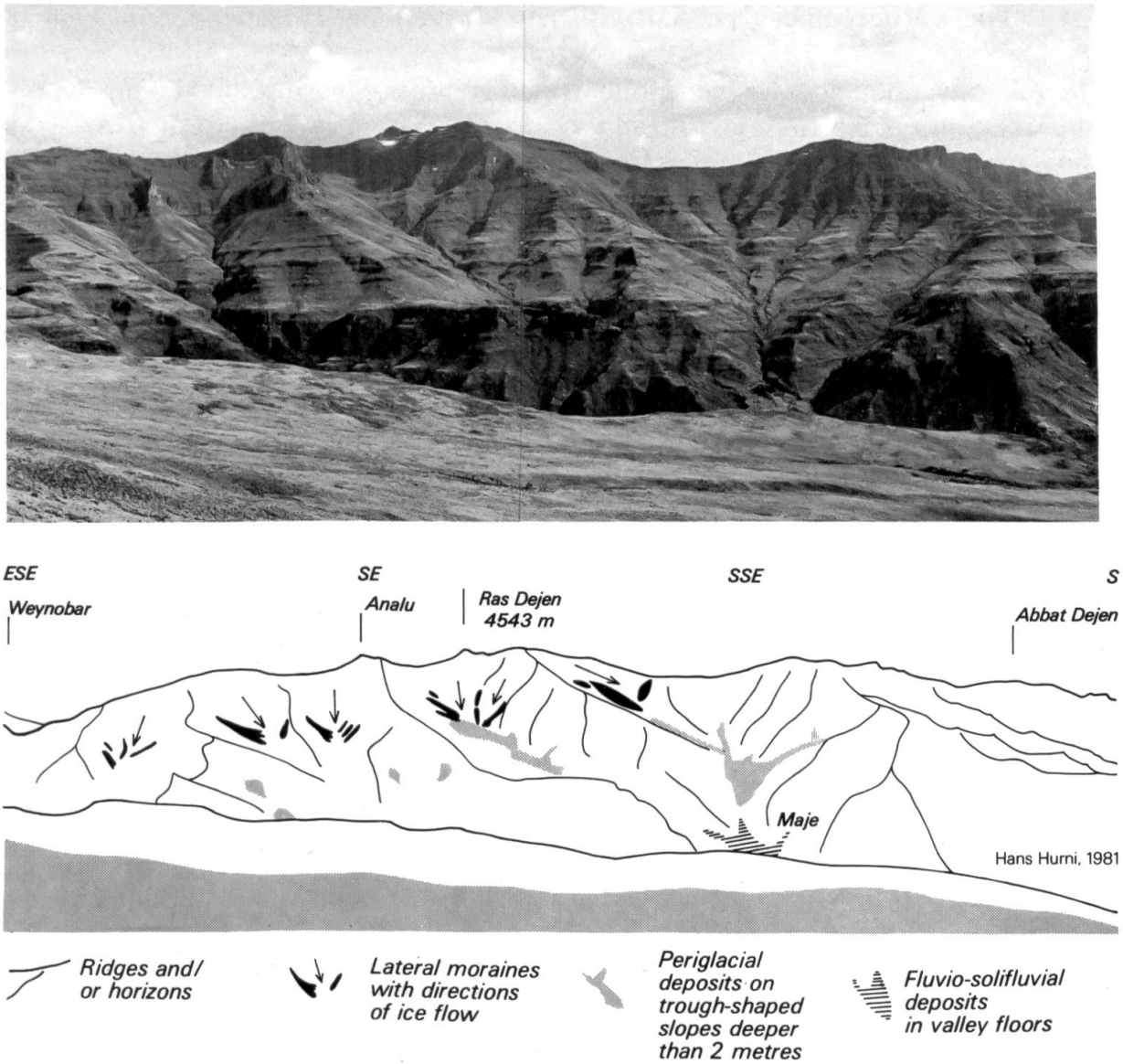
5.3.6 Eine zusammenfassende Bemerkung zum letztkaltzeitlichen Formenschatz

Bei der Durchsicht der bisherigen Ausführungen zur Höhenstufung der letzten Kaltzeit fällt auf, dass eine merkwürdige Konvergenz zwischen den beobachtbaren Formen von fossilen Lockermassen und ihrer Genese als letztkaltzeitliche Bildung besteht. Dies bedeutet, dass alle fossilen Lockermassen in Semien oberhalb 3000 m bis 3500 m letztkaltzeitlich gebildet oder wenigstens aufgearbeitet wurden. Diese Aussage ist beachtenswert und zeigt einmal mehr die grosse morphodynamische Wirkung der glazialen und periglazialen Klimastufen (Klimazonen). K. GARLEFF (1978: 355) beschreibt das gleiche Phänomen in den argentinischen Hochkordilleren von Cuyo (33° südlicher Breite), wo die rezenten periglazialen Formungsprozesse mit Schuttglatthängen den letztkaltzeitlichen Formenschatz weitgehend ausgelöscht haben sollen. Es ist darum in Semien möglich, die beiden letztkaltzeitlichen Höhenstufen wegen ihrer ausgeprägten Formbildungen in der Landschaft (oder im Luftbild) zu erkennen.



Figur 37 Drei typische Längsprofile zur Ausbildung der letztkaltzeitlichen Hangmuldenverfüllungen an der Untergrenze ihres Vorkommens: Schichtung des Skelettanteils, Sortierungen und eine oft nur halbfeste Matrix sind Indikatoren von abgeschwächter Solifluktionswirkung und Wechsellagerungen mit fluvialen Formen.

Three typical longitudinal sections to show last cold period periglacial deposits at their lower limit: Boulders and stones are often strated, the matrix is less hard than usual, showing the decreasing solifluction and the increased fluvial activity.



Figur 38 Panorama der NW-Flanke des Dejen-Massivs mit letztkaltzeitlichem Formenschatz. Standort der Aufnahme zirka 1.5 km nördlich vom Dorf Menta Ber auf der S-Flanke des Kidis Yared-Massivs in 4150 m Höhe. 7.2.1976.

Panoramic view of the Northwestern aspect of the Dejen massif seen from the Southern side of the Kidis Yared massif at 4150 m asl. Last cold period form groups can be detected fairly easily in the present day morphology.

Figur 38 zeigt als Illustration die Ansicht des NW-Steilabfalls der Beyeda-Hochfläche mit dem Ras Dejen (4543 m) im Zentrum. Darunter ist als Hilfe zur Differenzierung der Formen eine Geländeskizze der formbildenden letztkaltzeitlichen Formengruppen wiedergegeben. Besonders gut sichtbar sind die auffallend scharfen vertikalen Kämme der Moräne senkrecht unterhalb des Ras Dejen Gipfels, sowie die deutlichen, sekundär erodierten Hangmuldenverfüllungen und Talgrundverfüllungen im Tal von Maje. Oberhalb 3400 m bis 3600 m ist die gesamte Landschaft periglazial und oberhalb 3800 m glazial überarbeitet worden.

5.4 Die Kartierung der letztkaltzeitlichen Formen und Höhenstufen im Feld

Die Karte der letztkaltzeitlichen Höhenstufen im Massstab 1:100 000 ist eine Kombination von Feldkartierung, Luftbildergänzung und Interpolation mit Hilfe einer topographischen Analyse. In der Absicht, die Feldarbeit deutlich von den übrigen Beiträgen abzugrenzen, stellen wir in diesem Abschnitt nur gerade die im Feld kartierten Formen und Höhengrenzen dar. Wir haben nach den morphogenetischen Ermittlungen eine glaziale und eine periglaziale Höhenstufe ausgeschieden, welche wir hier einzeln detailliert darstellen wollen.

Zwei Probleme behinderten die Feldarbeiten: Zum einen musste mit sehr unterschiedlichen Kartenmassstäben gearbeitet werden. Vor allem bei der Karte 1:250 000 konnte der Genauigkeitsanspruch nur knapp erfüllt werden. Die Kartierung der Moränen konnte im Massstab 1:50 000 erfolgen. Das zweite Problem war die vorzeitig abgebrochene Feldarbeit, die es nicht erlaubte, die untere Periglazialgrenze und die Talgrundverfüllungen vollständig zu kartieren, so dass wir für die vollständige Darstellung der Höhenstufen auf die topographische Analyse und die Luftbildergänzung angewiesen sind (vgl. Figur 1, S. 25).

Ein zusätzliches Problem bei der Darstellung der letztkaltzeitlichen Höhenstufen ist der Kartenausschnitt der Übersichtskarte 1:100 000: Eine kleine Hochfläche in der NE-Ecke der Karte, die neben den Bwahit- und Ras Dejen-Hochflächen ein drittes Reststück des ehemaligen Vulkanschildes bildet, konnte nicht mehr in die Karte einbezogen werden: Die Amba Hay, Gipfelhöhe 4142 m. Eine Gipfelvergletscherung während der letzten Kaltzeit ist zwar ausgeschlossen: Zum einen ist die Gipfelhöhe nicht mehr hoch genug für die glaziale Stufe, zum andern zeigt das Luftbild nur Hangmuldenverfüllungen, nicht aber Moränenformen, und zum dritten beschreibt J. WERDECKER (1958: 62) beim Besteigen dieses Berges auch keine solchen. In einer früheren Publikation (1955: 65) hatte er zwar von «Grundmoränenbildungen» gesprochen, doch wird aus dem Text ersichtlich, dass er alle Hangmuldenverfüllungen auch in andern Gebieten Semiens so ansprach. Es muss trotzdem bedauert werden, dass auf der Übersichtskarte nicht der gesamte Bereich der periglazialen Höhenstufen von Semien dargestellt ist, sondern nur rund 90% davon. Die glaziale Höhenstufe ist dagegen ganz eingeschlossen.

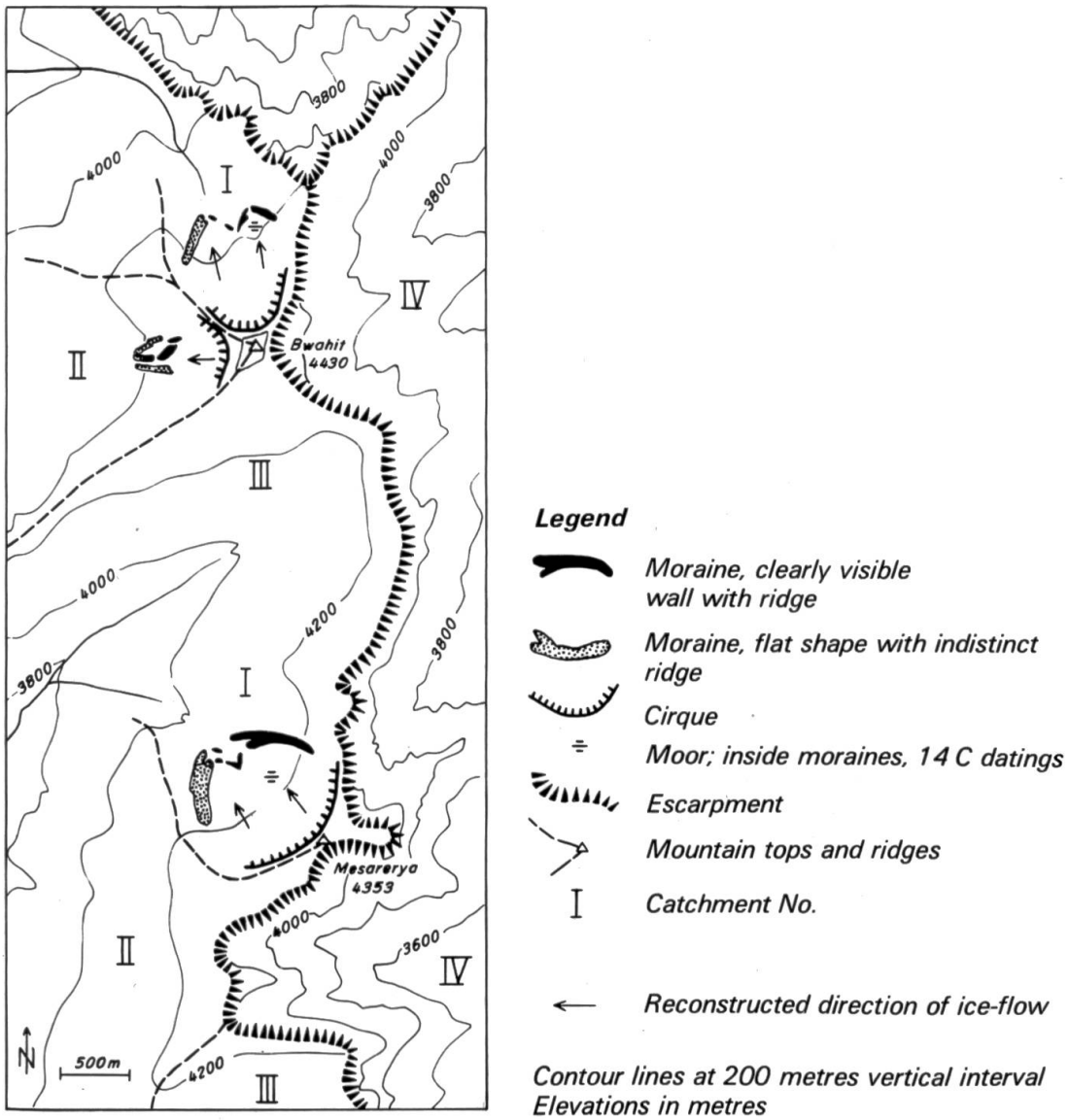
5.4.1 Die Glazialstufe: Moränen und Kare

Moränen und Kare wurden durch Begehung jedes Einzugsgebietes massstabstreu kartiert. Diese beiden Hauptformen sollen hier noch etwas differenzierter dargestellt werden: Moränen wurden differenziert in solche mit scharfer Kammlinie, in solche ohne klare Kammlinie, aber mit deutlicher Wallform und in solche ohne klare Kammlinie und mit flacher Wallform (vgl. Figuren 39–41). Karformen lassen sich leicht differenzieren in solche mit zugehörigen Moränen und solche ohne Moränenfunde. Nivationsformen, d. h. Schneehaldenmoränen wurden mit einem N gekennzeichnet. Die Fliessrichtung der Gletscher ist ebenfalls im Gelände nach Topographie, Moränenmorphologie und (selten) nach Schliffrichtungen rekonstruiert worden. Zusätzlich wurden auch Moore innerhalb von Moränenringen kartiert.

Aus allen sind tiefstliegende organische Proben für die 14 C-Datierung entnommen worden (vgl. 5.8).

Kurze Beschreibung der Vergletscherung in den Einzugsgebieten einzelner Gipfel: Gemäss Figur 39–41 sind die Einzugsgebiete mit römischen Zahlen bezeichnet.

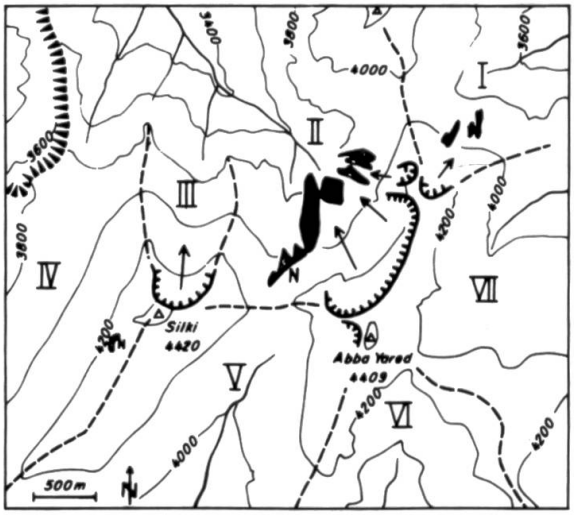
Bwahit (4430 m): I und II zeigen klare Vergletscherungsspuren. III war nicht vergletschert, während in IV keine Gletscher gebildet werden konnten wegen einer Steilstufe, die bis 3800 m hinunterfällt. In I bildete ein Gletscher mit zwei Zungenenden 4 Stirnmoränen aus. Zwei Stadien sind leicht angedeutet. Im Zentrum der rechten Zunge liegt heute ein Moor. In II ist eine Moräne deutlich ausgebildet, die übrigen sind schwer abzugrenzen von den erodierten Hangmuldenverfüllungen.

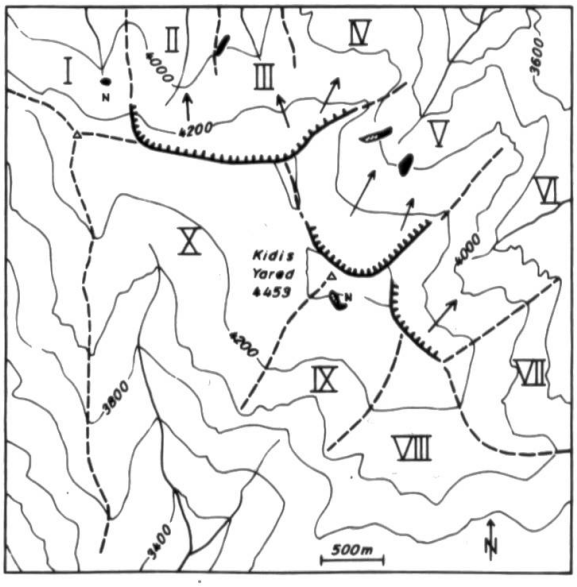


Figur 39 Karte der letztkaltzeitlichen Vereisungsspuren im südwestlichen Gipfelkomplex von Semien mit den Gipfeln Bwahit und Mesarerya.

Map of last cold period glacial forms in the Southwestern mountain complex of Simen with Bwahit and Mesarerya mountains.

Mesarerya (4353 m): Nur gerade in I ist eine deutliche Vergletscherung mit zwei Zungenenden auszumachen; die Moränen gliedern sich in zwei Stadien mit etwa 75 m Horizontalabstand (vgl. Figur 30, s. 100). In der rechten Zunge liegt ein Moor. II und III haben keine Spuren und in IV ist wie in Bwahit IV eine Steilstufe.



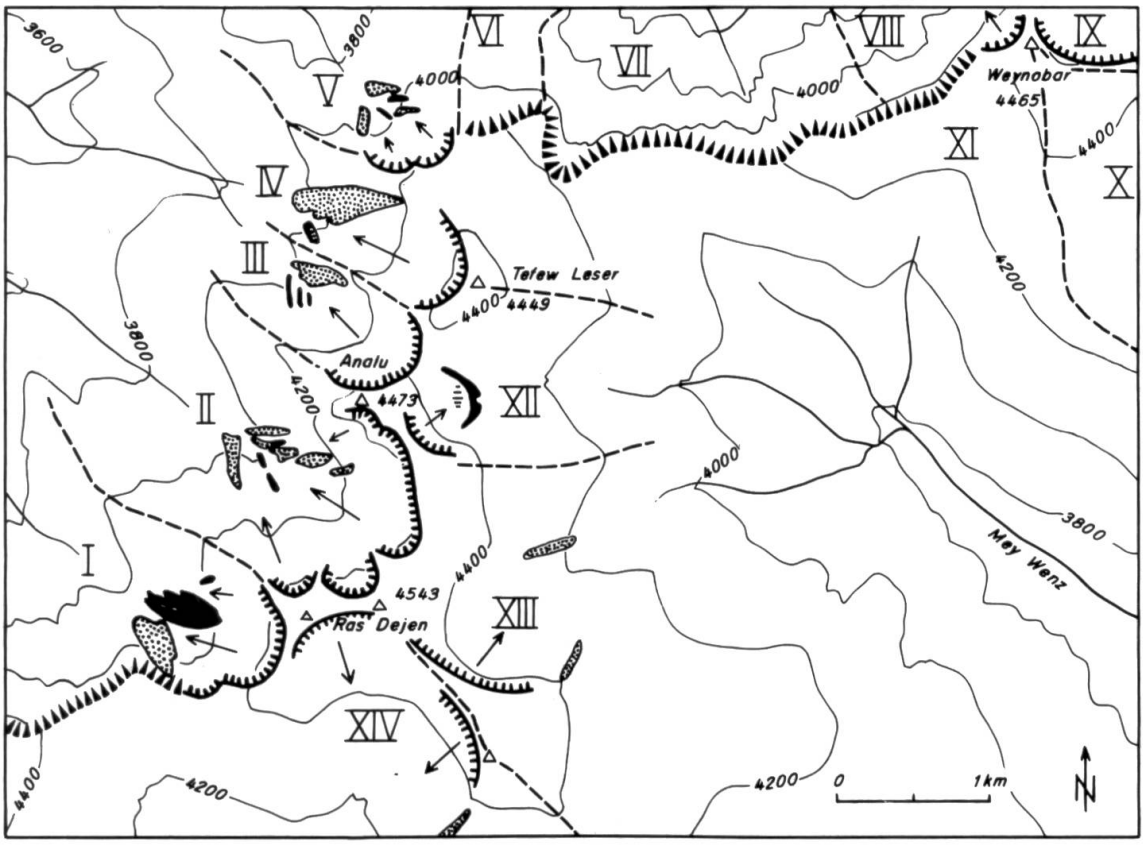


Figur 40 Karte der letztkaltzeitlichen Vereisungsspuren im nördlichen Gipfelkomplex von Semien mit den Gipfeln Silki und Abba Yared (links) und Kidis Yared (rechts). Legende siehe Figur 39.

Map of last cold period glacial forms in the Northern mountain complex of Simen, with Silki and Abba Yared (left), and Kidis Yared mountains (right). Legend see Figure 39.

Silki (4420 m), Abba Yared (4409 m): Diese Gipfelgruppe zeigt die ausgeprägtesten Vergletscherungsformen von Semien in den NW- bis N-Expositionen. In I sind 4 Seitenmoränen mit zwei Stadien auszumachen (vgl. Figur 29, S. 98). Zudem sind hier in 4200 m auf einem Basalthärtling kleine Gletscherschliffspuren sichtbar (vgl. Bild 11, S. 97). II hat zwei Einzugsgebiete und drei Zungenenden mit Seitenmoränen, weil der eine Gletscher durch einen Felsvorsprung geteilt worden war (vgl. Bild 8, S. 91). Unterhalb des Silki-Passes (4151 m) ist seitlich eine Nivationsform abgelagert (vgl. Bild 9, S. 91). III war zu steil zur Bewahrung von Moränen, eine Vergletscherung ist jedoch wahrscheinlich. IV hat eine Nivationsform bei 4220 m (vgl. E. Minucci, 1938: Figur 5). In V war höchstens im Gipfelbereich ein kleiner Gletscher möglich. VI und VII zeigen keine Spuren.

Kidis Yared (4453 m): Das Gebirge ist auf der N- bis NE-Seite durch eine Steilstufe bei 4000 m geprägt, unterhalb welcher keine Moränenwälle mehr abgelagert werden konnten. Eine Vergletscherung ist allerdings wahrscheinlich. In I befindet sich eine kleine Nivationsform. Von II, III und IV hat nur gerade III eine schwach ausgebildete Moräne. Trotzdem müssen Gletscher vorhanden gewesen sein, denn auch die Karformen sind sehr ausgeprägt. V zeigt eine deutliche Moräne unter einer Felsnase (Mittelmoräne), und eine schwach ausgebildete linke Seitenmoräne. In VI war eine Vergletscherung wahrscheinlich, aber ohne Akkumulationen wegen der Steilstufe bei 4000 m. VII und VIII waren nicht vergletschert. In IX befindet sich knapp unter dem Gipfel eine Nivationsform. X zeigt keine Spuren.



Figur 41 Karte der letztkaltzeitlichen Vereisungsspuren im südöstlichen Gipfelkomplex von Semien mit den Gipfeln Ras Dejen, Analu, Tefew Leser und Weynobar. Legende siehe Figur 39.

Map of last cold period glacial forms in the Southeastern mountain complex of Simen, with Ras Dejen (4543 m), Analu, Tefew Leser, and Weynobar mountains. Legend see Figure 39.

Ras Dejen (4543 m) – Gruppe: Diese Gipfelreihe birgt die Spuren der ausgedehntesten letztkaltzeitlichen Vergletscherung in Semien, und zwar vor allem in den NW-Expositionen. In I befindet sich mit 50 m Mächtigkeit die grösste Moräne von Semien; sie wurde teilweise sekundär durch Erosionsrinnen gekerbt. Daneben ist viel Moränenmaterial auf der linken Hangseite vorhanden. II hatte 2–3 Gletscher mit deutlichen Mittelmoränen, aber schlecht differenzierbaren Seitenmoränen, weil sekundäre Erosion wiederum tief kerbte. In III sind von einem Gletscher drei Stadien differenzierbar, ebenso, aber undeutlicher, bei IV und V. Keine Vergletscherung hatten VI und VII. In VIII und IX ist eine solche wahrscheinlich, kann aber wegen der Steilstufe von 4200 m bis 3600 m keine Deponien aufweisen. X und XI hatten keine Vergletscherung. Bei XII ist eine schöne Stirnmoräne mit grossem Moor aufgeschlossen. XIII und XIV haben nur undeutliche Vergletscherungsspuren.

Zusammenfassung zur Glazialstufe: Das wohl offensichtlichste Merkmal der Vergletscherungsspuren ist ihre grosse Asymmetrie mit Gletschern vor allem in NW- bis NE-Expositionen bis hinunter auf 3760 m (generell zwischen 4000 m bis 4200 m), und sehr wenigen Vereisungsspuren in den S-Expositionen (nur in sehr

hohen Lagen bei 4400 m). Gipfelhöhen unter 4300 m hatten auch in den N-Expositionen bereits keine Vergletscherung mehr. Gesamthaft wurden 20 Haupteinzugsgebiete vergletschert, wobei die gesamte Eisfläche in Semien während des Maximalstadiums 13 km² betrug. Davon entfielen auf die drei verschiedenen, aber nur zirka 15 km voneinander entfernten Gebirgsgruppen:

1. Bwahit/Mesarerya: 1.6 km²
2. Yared-Gruppe: 4.5 km²
3. Dejen-Gruppe: 6.9 km²

Die Eisflächen sind aus den Karten berechnet und mit dem Korrekturfaktor für 47% Neigung, mit 1.1 vergrössert worden. E. Nilsson (1940: 62) erhielt für das Maximalstadium seines *«Last Pluvial»* 60 km² Gesamtfläche; seine Kartierung der Gletscher zog allerdings bis weit in die Hangmuldenverfüllungen hinunter, ohne periglaziale Ablagerungen zu erwähnen, so dass eine irrtümliche Interpretation derselben wahrscheinlich ist. Bei einigen Moränengruppen lassen sich stadiale Gliederungen in 2–3 Stadien differenzieren; die Stadien sind jedoch so wenig weit voneinander getrennt (max. 75 m), dass eine klimagenetische Interpretation nicht möglich ist. Als untere Grenze der glazialen Höhenstufe und Übergang in die Periglazialstufe wird die «orographische Schneegrenze» definiert. Da eine solche morphologisch nicht direkt nachweisbar ist, musste sie anhand der kartierten Moränen rekonstruiert werden. Abschnitt 5.5.1 wird näher auf dieses Problem eingehen.

5.4.2 Die Periglazialstufe: Solifluvialer Hangschutt

Die Morphogenese der fossilen Lockermassen hat gezeigt, dass einzig die solifluvialen Hangmuldenverfüllungen reine periglaziale Bildungen sind. Ihr weitverbreitetes Vorkommen zwischen 3400 m und 4200 m beweist zudem, dass in der Periglazialstufe die Akkumulationsprozesse dominieren, so dass ihr Vorkommen zugleich die Stufe abgrenzt. Die Feldkartierung konzentrierte sich darum darauf, einerseits solche Hangschuttmassen zu kartieren und als zweites die Untergrenze dieser periglazialen Schuttaufbereitung im Gelände zu eruieren. Dabei erwies sich das zweite Vorhaben als weitaus schwieriger. Vorausgeschickt sei eine Unterteilung der Hangmuldenverfüllungen in eine formbildende und eine horizontbildende Untergruppe:

Wir nennen Hangmuldenverfüllungen formbildend, wenn die natürliche Schichtstufenlandschaft durch die Schuttmassen in Hangmulden überdeckt wurde, indem die anstehenden Basaltrippen untertauchen. In der Regel geschah solches, sobald die Hangmuldenverfüllungen etwa 2 m Mächtigkeit überschritten. Wir nennen Hangmuldenverfüllungen horizontbildend, wenn sie morphologisch an der Bodenoberfläche nicht mehr auszumachen sind, sondern nur noch anhand von Aufschlüssen als Bodenhorizonte oder Schichten gefunden werden müssen. In der Regel sind horizontbildende Hangmuldenverfüllungen weniger als 2 m mächtig.

Zur Kartierung der periglazialen Hangmuldenverfüllungen: Formbildende Hangmuldenverfüllungen wurden in den Einzugsgebieten massstabstreu kartiert. Umrisslinien sind in der Regel zunächst vom Gegenhang aus gezogen und dann durch Begehung präzisiert worden. Mit zunehmender Felderfahrung konnte bei dieser

Kartierung auf die direkte Begehung verzichtet werden, zumal da die Kartierung vom Gegenhang aus eine grössere Übersicht bot. Die Abgrenzungen weisen eine Genauigkeit von 50–100 m auf (Kartengenauigkeit: 0.5–1 mm). Auf dem Luftbild können die Formen als Ergänzung gut abgegrenzt werden. Einige Umrisslinien sind darum nachträglich bei der Luftbildauswertung präzisiert worden (vgl. 5.5.2).

Zur Definition und Kartierung der unteren Periglazialgrenze: Die untere Periglazialgrenze wird hier definiert als die untere Grenze der dominanten Solifluktionsprozesse mit Akkumulationen über 10 cm Mächtigkeit, d.h. im Boden deutlich abgrenzbaren Vorkommen von horizontbildenden Hangmuldenverfüllungen. Die Kartierung der unteren Periglazialgrenze erfolgte im Feld durch eingehende Aufschlussanalysen, für nicht kartierte Gebiete später anhand der topographischen Analyse. Im Feld wurden im Bereich der wahrscheinlichen Grenze sämtliche Aufschlüsse nach letztkaltzeitlichen Solifluktionshorizonten abgesucht und binär entschieden, ob die Grenze unter- oder oberhalb durchführt. Dank(!) extremer Bodenerosionsschäden der Kulturlandschaft in dieser Höhenstufe (H. Hurni, 1978) sind die Aufschlüsse zahlreich genug für eine Grenzziehung. Der Arbeitsaufwand für diese Kartierung war jedoch gross. Die Feldkartierung erfolgte vollständig für das Beyeda-Hochplateau, für 8 Seitentäler des Mesheha-Tales und für 3 der 4 Haupttäler des Janamora-Hochplateaus (total rund 80 km Grenzlänge). Alle übrigen Gebiete (total ca. 160 km Grenzlänge) mussten anhand der kartierten, analysierten Grenzen interpoliert werden (vgl. 5.5.1).

Zusammenfassung zur Periglazialstufe: Die letztkaltzeitliche Periglazialstufe umfasst in Semien im Kartengebiet rund 470 km² Fläche. Davon sind etwa 20% Hangmulden mit über 2 m mächtigen Frostschuttakkumulationen. Die Untergrenze der Periglazialstufe zeigt, soweit im Feld kartiert, die gleiche Asymmetrie wie die Vergletscherung, indem sie im NW etwa 200 m tiefer hinunterreicht als im SE. Die Definition der Untergrenze ist vergleichbar mit der Definition der gegenwärtigen Frostschuttgrenze, die rund 800 m höher liegt.

5.4.3 Die Formen im Bereich der unteren Periglazialgrenze

Die Übergangsformen in Hangmulden (vgl. 5.3.5) unterhalb von Hangmuldenverfüllungen wurden nicht speziell kartiert, da sie sehr unregelmässig vorkommen.

Die fluvio-solifluvialen Talgrundverfüllungen (vgl. 5.3.4) sind, soweit sie im Bereich der Feldarbeit vorkamen, dort auch kartiert worden. Alle ausserhalb des kartierten Gebietes liegenden Formen wurden mit Hilfe des Luftbildes nachvollzogen. Ihre Untergrenzen blieben aber meist unbestimmt.

Die übrigen Terrassenschotter (vgl. 5.3.5) in tieferen Lagen (unterhalb 2800 m bis 3000 m) wurden nicht in die Karte aufgenommen, weil eine Zusammengehörigkeit mit den Formen der letzten Kaltzeit nicht besteht.

5.5 Die Ergänzungen zur Feldkartierung der letztkaltzeitlichen Höhenstufen

Wichtige Ergänzungen zur Feldkartierung sind:

1. die Rekonstruktion einer kaltzeitlichen orographischen Schneegrenze, welche zugleich die Grenze zwischen glazialer und periglazialer Stufe bilden soll,
2. die Umrisskontrolle der formbildenden Hangmuldenverfüllungen,
3. die Vervollständigung der unteren Periglazialgrenze durch Interpolation zwischen den kartierten Teilstücken und
4. Überlegungen zur letztkaltzeitlichen Grasland- und Waldstufe in Semien.

Methodisch stehen uns für die Ergänzungen folgende Hilfsmittel zur Verfügung: Zum ersten lassen sich die Feldkartierungen und morphogenetischen Überlegungen für eine eingehende statistische Analyse nach topographischen Gesichtspunkten verwenden (5.5.1). Sie machen den Hauptanteil der Ergänzungen aus. Zum zweiten ist eine flächendeckende Luftbildserie zur Interpretation vorhanden (5.5.2). Zum dritten sollen paläoklimatische Schlussfolgerungen von Abschnitt 5.7, S. 133) bereits beigezogen und zusammen mit Literaturhinweisen für die Überlegungen zur letztkaltzeitlichen Grasland- und Waldstufe benutzt werden (5.5.3).

5.5.1 Die topographische Analyse der kartierten Formen und Grenzen

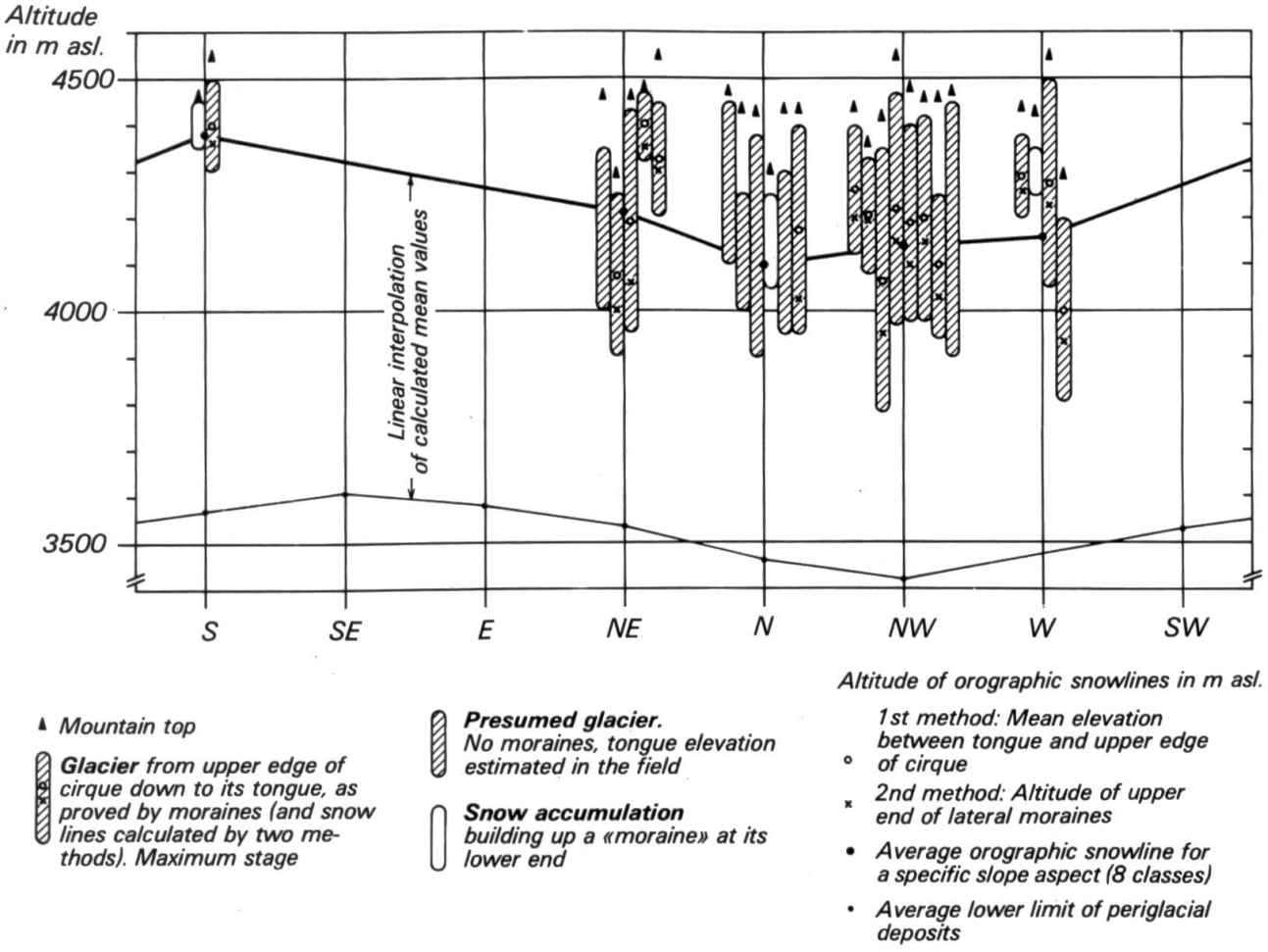
Das zentrale Anliegen der Analyse ist die Rekonstruktion der Schneegrenze und die Ergänzung der unteren Periglazialgrenze auf der Karte. Überdies werden die Resultate bei der klimagenetischen Rekonstruktion eines möglichen Paläoklimas äusserst wertvoll sein (vgl. 5.7, S. 128). Die morphographischen Eigenschaften der beiden Grenzen verhelfen uns durch die topographische Analyse zu genaueren Kenntnissen über deren Gesetzmässigkeiten in der Landschaft. Die topographische Analyse ist dabei eine statistische Methode, die die mittleren Höhen solcher Grenzen in Abhängigkeit von Exposition, Hangneigung und Hanglänge bringt. Die daraus resultierenden Gesetzmässigkeiten werden bei der Grenzziehung auf der Karte angewendet, sowie paläoklimatisch ausgewertet.

Die topographische Analyse für die Schneegrenzbestimmung: Die letztkaltzeitliche orographische Schneegrenze während des Maximalstadiums kann anhand der kartierten Moränen und Nivationsformen durch die topographische Analyse rekonstruiert und als Grenzlinie zwischen der glazialen und periglazialen Höhenstufe auf der Karte dargestellt werden. Wir müssen zum Begriff «Schneegrenze» folgendes präzisieren: Die auf fossile Kare und Moränen abgestützte Rekonstruktion zielt eigentlich auf eine Bestimmung der Gleichgewichts- oder Firnlinie hin und nicht auf die wirkliche Schneegrenze ausserhalb von Gletschern, welche bedeutend höher liegen kann (vgl. B. Messerli, 1967: 197). Während die Schneegrenze ausserhalb von Gletschern zugleich die Grenzlinie zwischen nivaler und subnivaler Stufe ist, markiert die von uns als «Schneegrenze» definierte Gleichgewichts- oder Firnlinie eher die Grenze zwischen glazialer und periglazialer Höhenstufe. Wir verzichten darum auf die Ausscheidung einer rein nivalen Höhenstufe und halten uns an die Differenzierung in eine glaziale und periglaziale Höhenstufe, die wir durch die re-

konstruierbare «Schneegrenze», d.h. Firn- oder Gleichgewichtslinie voneinander abgrenzen wollen. Diese Schneegrenzdefinition entspricht auch ihrer traditionellen Bedeutung (B. MESSERLI, 1967), so dass wir sie fortan im Text ohne Anführungszeichen verwenden werden.

Unter der orographischen Schneegrenze verstehen wir die (mittlere jährliche) Schneegrenze auf Gletschern in Abhängigkeit von der Exposition. Lokale Schneegrenzhöhen eines einzelnen Einzugsgebiets sind zunächst mit Hilfe der letztkaltzeitlichen glazialen Formen bestimmt worden. Zwei Methoden kamen zur Anwendung:

1. Die Methode nach R. HOEFER (1879), wonach die Schneegrenze die mittlere Höhe zwischen Karoberrand und Zungenende bildet. Sie ist nur für kurze Gletscher relativ genau.
2. Methode der Schneegrenzbestimmung auf der Höhe der obern Enden der Seitenmoränen. Diese Höhe markiert in der Regel den Beginn der Ablation des Gletschers und damit der Moränenbildung. In Semien entstehen wegen der Lage der Gletscher am Fuss von Steilwänden durch diese Methode in der Regel zu tiefe Schneegrenzhöhen (vgl. Figur 42).



Figur 42 Topographische Analyse der Schneegrenze (Firnlinie, Gleichgewichtslinie) anhand von Moränen und Karen durch zwei Methoden. Abhängigkeit der Schneegrenze von der Exposition.

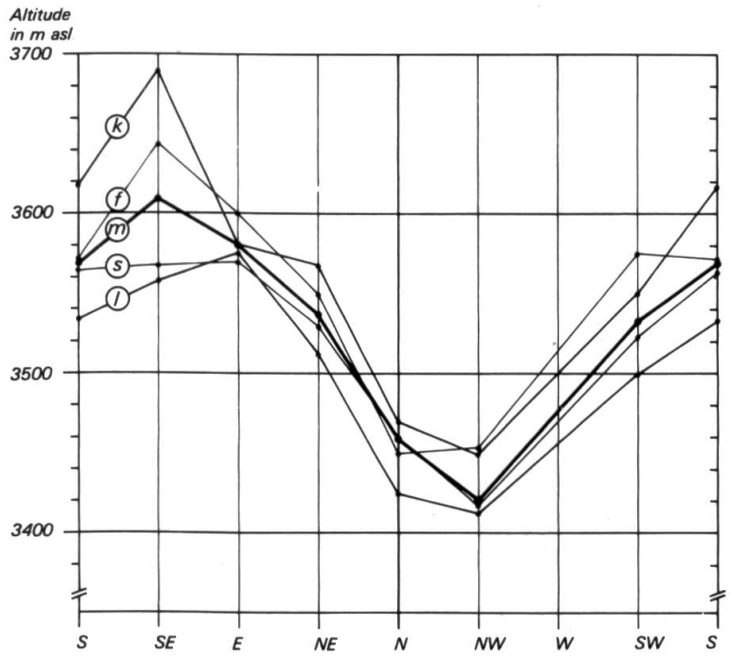
Topographic analysis of the last cold period snowline as reconstructed by moraines and cirques using two methods. Dependence of snowline on slope aspect is evident, being 300 m lower in North facing slopes.

Die orographische Schneegrenzhöhe einer Exposition wurde dann als Mittelwert der rekonstruierten lokalen Schneegrenzen dieser Exposition berechnet. In Figur 42 sind sämtliche vergletscherten Einzugsgebiete von Semien nach Höhenstufe und Exposition abgetragen, die lokalen Schneegrenzen der Gletscher mit beiden Methoden bestimmt und die orographische Schneegrenzhöhe jeder Exposition gemittelt worden. Die lineare Interpolation dieser Höhenwerte ergibt dann die orographische Schneegrenze in Semien rund um ein idealisiertes Gebirge (dicke Linie in Figur 42).

Figur 42 bringt die typische Eigenschaft der letztkaltzeitlichen Vergletscherung Semiens noch einmal deutlich zum Ausdruck: Die vergletscherten Einzugsgebiete konzentrieren sich auf der NE- bis W-Seite der Gebirge und haben dort eine deutlich herabgesetzte Schneegrenze, welche rund 300 Höhenmeter tiefer liegt als auf der S-Seite, die nur einen Gletscher (am Ras Dejen-Gipfel) und eine Nivationsform (am Kidis Yared-Gipfel) aufweisen. Gründe für diese grosse Asymmetrie werden bei der klimagenetischen Interpretation erarbeitet (vgl. 5.7, S. 132). Generell ist die erste Methode zur Schneegrenzbestimmung höherliegend als die zweite: Im Mittel liegen die oberen Moränenanfänge 70 m tiefer als die Mittelwerte zwischen oberem Karrand und Zungenende. Als Illustration zur Schneegrenze haben wir das Resultat von Figur 43, die untere Periglazialgrenze, auch dargestellt, um den gleichsinnigen Verlauf der beiden Höhengrenzen zu unterstreichen. Der Mittelwert aller Expositionen der orographischen Schneegrenze ist auch etwa klimatische Schneegrenze genannt worden (H. Louis, 1954: 417). Sie ist definitionsgemäss gleichzusetzen mit der regionalen Schneegrenze (B. Messerli, 1967: 190) und liegt in Semien bei 4250 m. E. Nilsson (1940: 63) berechnete 4200 m bei einer Gipfelhöhe des Ras Dejen von 4620 m statt 4543 m, so dass er den effektiven Höhenwert von 4120 m meinte, dies analog seiner etwas tieferreichenden Gletscherrekonstruktion. E. Minucci (1938: 46) kam auf die (hier korrigierten) Höhenwerte von 4020 m bis 4220 m. J. Buedel (1954: 146) gibt für die Schneegrenze die (ebenfalls korrigierten) Höhenwerte 4030 m bis 4130 m an. Dass alle zitierten Autoren tiefere Werte angeben, liegt offensichtlich daran, dass sie nur die Vereisungsspuren der N-Expositionen (NE bis W) für die Berechnung verwendeten, ohne die beiden Gletscher der S-Exposition miteinzubeziehen.

Die topographische Analyse der unteren Periglazialgrenze: Die Definition der unteren Periglazialgrenze steht weiter vorne (5.4.2, S. 117). Etwa 80 km dieser Grenze sind im Feld anhand von Aufschlüssen gezogen worden. Dabei konnten bestimmte Eigenschaften der Höhenlage der Grenze in Abhängigkeit von Exposition, aber auch Hanglänge und Hangneigung beobachtet werden. Eine Abhängigkeit von der Hangform besteht insofern, dass der Periglazialschutt in Hangmulden abgelagert wurde und somit die untere Periglazialgrenze für konkave Hangformen definiert ist. Die topographische Analyse soll diese Beobachtungen mit einfachen statistischen Methoden präzisieren und dokumentieren. Die im Feld kartierten Grenzen sind in Abschnitte mit 0.5 km Länge unterteilt worden. Für jedes Teilstück wurden vier Parameter eruiert: Mittlere Höhe (m ü.M.), Exposition (8 Klassen), Hanglänge oberhalb der Grenze (2 Klassen: über 500 m, unter 500 m) und Hangneigung (2 Klassen: über 27%, unter 27%). Diese Menge von etwa 160 Werten mit je vier Eigenschaften pro Wert ist für Figur 43 fünffach verarbeitet worden:

1. Die Höhen aller Werte mit kurzer Hanglänge wurden für jede Exposition gemittelt und linear interpoliert (Kurve k).
2. Dasselbe geschah mit den Höhen aller übrigen Werte mit langer Hanglänge (Kurve l).
3. Wiederum von der Gesamtmenge wurden die Höhen aller Werte mit flacher Hangneigung für Kurve f verwertet.
4. Dasselbe mit den übrigen Werten mit steiler Hangneigung (Kurve s).
5. Schliesslich sind noch sämtliche Werte expositionsweise nach Höhe gemittelt und linear interpoliert worden (Kurve m).



Figur 43 Topographische Analyse der Untergrenze der letztkaltzeitlichen periglazialen Hangmuldenverfüllungen (= Frostschuttstufe) mit den Parametern Höhe, Exposition, Hangneigung und -länge: k: Untergrenze kurzer, l: langer Hänge; f: Untergrenze flacher, s: steiler Hänge, und m: Mittlere Untergrenze aller kartierter Hänge.

Topographic analysis of the lower limit of the mapped last cold period periglacial slope deposits (= frost detrital belt), dependent on altitude, slope aspect, gradient, and length. Lower limit on short (k), long (l), flat (f), and steep (s) slopes alone, and mean lower limit (m) of all mapped slopes.

Obwohl die Auswahl der topographischen Parameter intuitiv nach Felderfahrung erfolgte, zeigt die Analyse klare Trends: Zum ersten ist wie bei der orographischen Schneegrenze eine eindeutige Depression aller Kurven von rund 200 m in den N- und NW-Expositionen feststellbar. Zum zweiten liegen die unteren Periglazialgrenzen langer Hänge immer deutlich tiefer als von kurzen Hängen (10 m bis 140 m). Zum dritten haben auch steile Hänge tiefere Grenzen als flache Hänge (0 bis 80 m). Diese Tendenzen sind offenbar typisch für periglaziale solifluviale Formbildungsprozesse, indem der Transport von Frostschutt bei langen und bei steilen Hängen eine verstärkende Wirkung erfährt und damit bis in tiefere Höhenlagen hinunter wirksam bleibt.

Die mittlere untere Periglazialgrenze der letzten Kaltzeit, welche man analog zur Schneegrenze auch klimatische oder regionale Periglazialgrenze nennen könnte, lag nach der Analyse bei 3500 m. M.A.J. WILLIAMS et al. (1978: 41) setzten die Untergrenze bei 3000 m bis 3100 m an, indem sie die fluvio-solifluvialen Talgrundverfüllungen in die periglaziale Stufe einbezogen, eine Ansicht, der wir bei Kenntnis der homogenen Untergrenze der rein solifluvialen Hangmuldenverfüllungen nicht teilen. J. BUEDEL (1954: 147), der ja als erster periglaziale Erscheinungen in Semien beschrieb, gab als Untergrenze der «fossilen Fliesserdeprofile» 2600 m bis 2700 m an, dieselbe Höhenstufe, in welcher E. NILSSON (1940: Figur 42) die Untergrenze der Gletscher seines «Great Pluvial» kartierte. Möglicherweise bestehen hier Zusammenhänge mit der Periglazialstufe älterer Vereisungsperioden (vgl. 5.9, S. 137); sicherlich aber reichte die letztkaltzeitliche Periglazialstufe nicht so weit hinunter.

Das Resultat der topographischen Analyse ermöglichte es, anhand der detaillierten Gesetzmässigkeiten die untere Periglazialgrenze im Semien-Gebirge auf der Karte zu interpolieren. Solche Grenzteile sind auf der Karte durch eine gesperrte Signatur (weitpunktiert) deutlich von den effektiv kartierten Grenzen unterschieden worden.

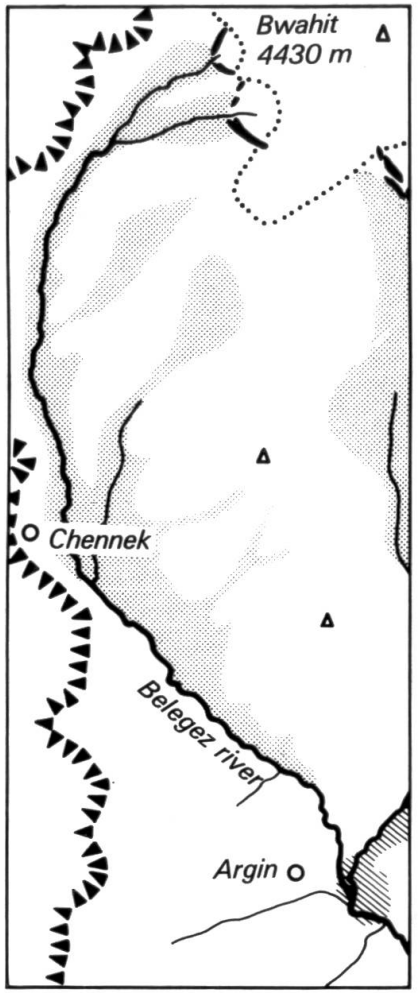
5.5.2 Die Luftbild-Ergänzungen zur Kartierung

Es sind durch Luftbild-Interpretation zwei Ergänzungen zur letztkaltzeitlichen Höhenstufung kartiert worden: Einerseits die Korrektur von ungenauen Umrissen der Hangmuldenverfüllungen und andererseits einige nicht im Feld aufgesuchte Talgrundverfüllungen. Beide Formen sind für die Landschaftsmorphologie formbildend und können auf dem Luftbild erkannt werden. Figur 44 zeigt als Beispiel das Stereopaar einer Hangmulde mit abgegrenzter formbildender Hangmuldenverfüllung über 2 m Schuttmächtigkeit. Nochmals sei hier betont, dass alle Hangmuldenverfüllungen auch im Feld kartiert wurden. Das Luftbild diente nur zur Erhöhung der Genauigkeit der Umrisslinien. Die Untergrenze der Talgrundverfüllungen konnte allerdings nicht ausgemacht werden, da sie auch im Feld nicht eindeutig bestimmt wurde.

5.5.3 Die letztkaltzeitliche Gras- und Waldstufe

Mit geomorphologischen Feldmethoden konnten die letztkaltzeitliche Gras- und die Waldstufe nicht nachgewiesen werden. Eine Ergänzung mit Hilfe der Klimagenese (5.7, S. 133) und mit der palynologischen Literatur dient uns jedoch für eine schematische Rekonstruktion dieser Stufen in Semien.

Wir schliessen aus der Klimagenese der Hangmuldenverfüllungen, dass für die Formbildungsprozesse genügend Feuchtigkeit im Boden, also auch in der Luft vorhanden war. Daraus lässt sich in aller Vorsicht folgern, dass die Vegetationsstufen in Semien zwar thermisch herabgedrückt waren, dass die Vegetation aber trotz deutlich herabgesetzten Niederschlägen während der letzten Kaltzeit doch noch genügend Feuchtigkeit erhalten haben könnte, so dass oberhalb 2500 m nicht Trok-



Figur 44 Stereo-Luftbild zur präzisierenden Abgrenzung der formbildenden Hangmuldenverfüllungen und Talgrundverfüllungen. Oberstes Belegez-Tal mit Chennek Camp und Bwahit (Einzugsgebiet I von Figur 39). Mit dem Taschenstereoskop betrachtet, gibt das Bildpaar ein räumliches Bild wieder.

Stereo air photos for the more precise delineation of last cold period periglacial slope deposits and deposits on valley floors. Uppermost part of Belegez valley (Janamora), with Chennek Camp of the National Park and Bwahit mountain (catchment I of Figur 39). Seen through a pocket stereoscope, the photo pair will give a 3-dimensional view of the area.

kengrenzen entstanden. Wir glauben darum, dass die heutigen Stufen der Vegetation mit Grasland- und Waldstufe, in höheren Lagen während der Kaltzeit zwar wesentlich tiefer lagen (etwa 700 m bis 900 m), aber doch schon in dieser Abfolge bestanden hatten.

Die Waldgrenze muss demnach bei 2800 m bis 3000 m gelegen haben (heute bei 3700 m). Über die Waldart lässt sich nichts aussagen. Wir wissen allerdings vom Mt. Kenya, dass Erica-Bestände während der letzten Kaltzeit erhalten geblieben sind (E. M. VAN ZINDEREN BAKKER and J.A. COETZE, 1972). Wir nehmen darum rein hypothetisch an, dass auch in Semien der oberste Waldgürtel unterhalb der Waldgrenze wie heute aus Erica-Beständen zusammengesetzt war.

Ein weiteres, ebenfalls unbekanntes Problem ist die Walduntergrenze, d.h. Trokkengrenze eines geschlossenen Waldes gegen das Tiefland zu. M.A.J. WILLIAMS and D.A. ADAMSON (1980: 287) rekonstruieren mit einem «Blue Nile Late Pleistocene depositional model» deutlich trockenere Klimabedingungen in der Fusszone des äthiopischen Hochlandes und ein Höhersteigen der Halbwüste von 385 m auf 500 m, sowie ebenfalls der Savannenstufe, welche heute im Tekeze-Tal im Regenschatten des Semien-Gebirges noch bei 1300 m liegt. Wir nehmen darum an, dass die Waldstufe während des Maximums der letzten Kaltzeit nicht bis unterhalb 2200 m bis 2000 m hinabreichte. Diese Annahme ist allerdings hypothetisch und grob verallgemeinernd und schliesst nicht aus, dass es aridere Perioden mit einem fast vollständigen Verschwinden des Waldgürtels gegeben haben könnte (vgl. A.C. HAMILTON, 1977).

5.6 Die Legende der letztkaltzeitlichen Höhenstufenkarte

In diesem Abschnitt fassen wir als Erläuterung zur Kartenlegende ganz kurz die vorherigen Resultate zusammen. Die Übersichtskarte *«Simen Mountains – Ethiopia: Altitudinal Belts of the Last Cold Period (Late Würm)»* im Massstab 1:100 000 ist vierfarbig: Drei Farben (schwarz, blau, grau) bilden die Grundlage und eine Farbe (rot) die thematische Information.

Um ein realistisches Bild der letzten Kaltzeit zu vermitteln, sind rezente anthropogene Landschaftsveränderungen absichtlich weggelassen worden. Die schwarze Farbe beschränkt sich auf die Höhenkurven, Höhenpunkte und, als Orientierungshilfe, die Bergnamen. Dörfer, Wege und Strassen wurden weggelassen. Blau ist das Gewässernetz mit den Flussnamen eingetragen. Das heisst für die Flüsse nicht, dass sie auch während der letzten Kaltzeit permanent geflossen sind, sondern soll nur zeigen, dass die Anlage des heutigen Flussnetzes seit der letzten Kaltzeit weitgehend unverändert geblieben ist. Die graue Farbe wurde für die Reliefschummerung verwendet. Hierzu ein Hinweis: Während die traditionelle Schummerung eine Beleuchtungsrichtung des Reliefs aus NW aufweist, ist das vorliegende Kartenblatt aus S-SE beleuchtet (vgl. H. HURNI, 1982). Man muss sich beim Betrachten des Reliefs auf der Karte immer diese S-Beleuchtung vor Augen halten, um nicht einer visuellen Reliefumkehr anheimzufallen.

Die rote Farbe stellt die thematische Aussage der letztkaltzeitlichen Höhenstufung dar. Die Erläuterungen zu Inhalt und Legende sollen in zwei Abschnitte gegliedert werden; einerseits in den Karteninhalt und andererseits in die schematische Höhenstufendarstellung in der Legende.

5.6.1 Der Karteninhalt

Die dargestellten Elemente sind in der Legende unter *«Key for Map and Scheme»* aufgeführt.

Orographische Schneegrenze während des letztkaltzeitlichen Maximums: Die Schneegrenze auf Gletschern (Firnlinie, Gleichgewichtslinie) wurde anhand der Moränen und Kare topographisch analysiert. Es zeigte sich eine starke Expositionsabhängigkeit, welche bei der Grenzziehung auf der Karte wiedergegeben ist. Ausgeprägte Hangmulden und Täler oberhalb dieser Grenze waren vergletschert. Die Grenze trennt darum die glaziale von der periglazialen Höhenstufe. In Semien lagen 7 Gipfel oder Gipfelkomplexe oberhalb der Grenze. Ihre mittlere Höhe liegt bei 4250 m; die Schwankungen betragen je nach Exposition ± 150 m.

Moränen und rekonstruierte Fliessrichtung der letztkaltzeitlichen Gletscher: Moränen sind einzeln massstabstreu kartiert. Ihre Breite dürfte wegen des kleinen Kartenmassstabs etwas zu gross ausfallen (1 mm = 100 m). Die Moränen sind nicht mehr wie in Figur 39–41 (S. 113) in verschiedene Ausbildungstypen klassiert. Kare sind ebenfalls nicht mehr eingezeichnet; hingegen ist die im Feld rekonstruierte Fliessrichtung der letztkaltzeitlichen Gletscher dargestellt. Die Moränen liegen im Bereich der Untergrenze der glazialen Stufe und ausschliesslich in den W- bis NE-Expositionen.

Periglaziale solifluviale Hangmuldenverfüllungen mit Mächtigkeiten über 2 m: Diese formbildenden Hangschuttmassen der letzten Kaltzeit sind massstabstreu dargestellt. Sie bilden die Hauptform der periglazialen Höhenstufe unterhalb der Schneegrenze. Im Gegensatz zur glazialen Höhenstufe greift die periglaziale zusammenhängend über alle Gebirgskomplexe von Semien. Die grösste Konzentration der mächtigen Solifluktionsschuttmassen befindet sich im nördlichsten Gebirgskomplex. Der hohe Anfall von kaltzeitlichem Frostschutt gerade in dieser Region kann damit zusammenhängen, dass mit dem ehemaligen tertiären Vulkanzentrum in diesem Gebiet der geologische Untergrund sehr stark gestört ist und dadurch die Frostschuttproduktion intensivierte. Die Umrisslinien der Formen sind allenfalls im Luftbild präzisiert worden.

Untergrenze der dominanten Solifluktionsprozesse mit über 0.1 m mächtigen Ablagerungen: Diese Grenze ist gleichzusetzen mit einer unteren Periglazialgrenze. Die Ablagerungen an der Untergrenze gleichen in Situmetrie und Ausbildung sehr stark den Hangmuldenverfüllungen über 2 m Mächtigkeit, nur dass sie hier sehr geringmächtig abgelagert wur-

den. Die Grenze ist für Teilgebiete im Feld anhand von Aufschlüssen kartiert worden (normale Signatur auf der Karte). Nicht kartierte Grenzteile sind anhand einer topographischen Analyse der kartierten Grenzen interpoliert worden (weite Signatur). Diese Interpolation folgte den eruierten Gesetzmässigkeiten, d.h. der Abhängigkeit von Exposition, Hanglänge und -neigung. Die Untergrenze kann mit der gegenwärtigen Frostschuttgrenze nach Definition und Ausbildung ungefähr gleichgesetzt werden. Sie lag bei 3500 m im Mittel und schwankte bis zu 100 m je nach Abhängigkeit. Die gegenwärtige Frostschuttgrenze liegt rund 700 m höher.

Fluvio-solifluviale Talgrundverfüllungen (mit unbekannter Untergrenze): Diese Formengruppe wurde nicht mehr rein periglazial gebildet. Sie ist vor allem in steilen Seitentälern anzutreffen und ist klar von den periglazialen Hangmuldenverfüllungen abgrenzbar. Eine Untergrenze wurde nicht eruiert (fehlende Feldarbeit). Eine Bildung in der letzten Kaltzeit ist wahrscheinlich, aber nicht zwingend aus den Feldbefunden rekonstruierbar. Talgrundverfüllungen setzen unterhalb der Hangmuldenverfüllungen ein und sind bis unterhalb die untere Periglazialgrenze hinunter verfolgbar. Sie wurden in nicht begangenen Gebieten aus Luftbildern kartiert.

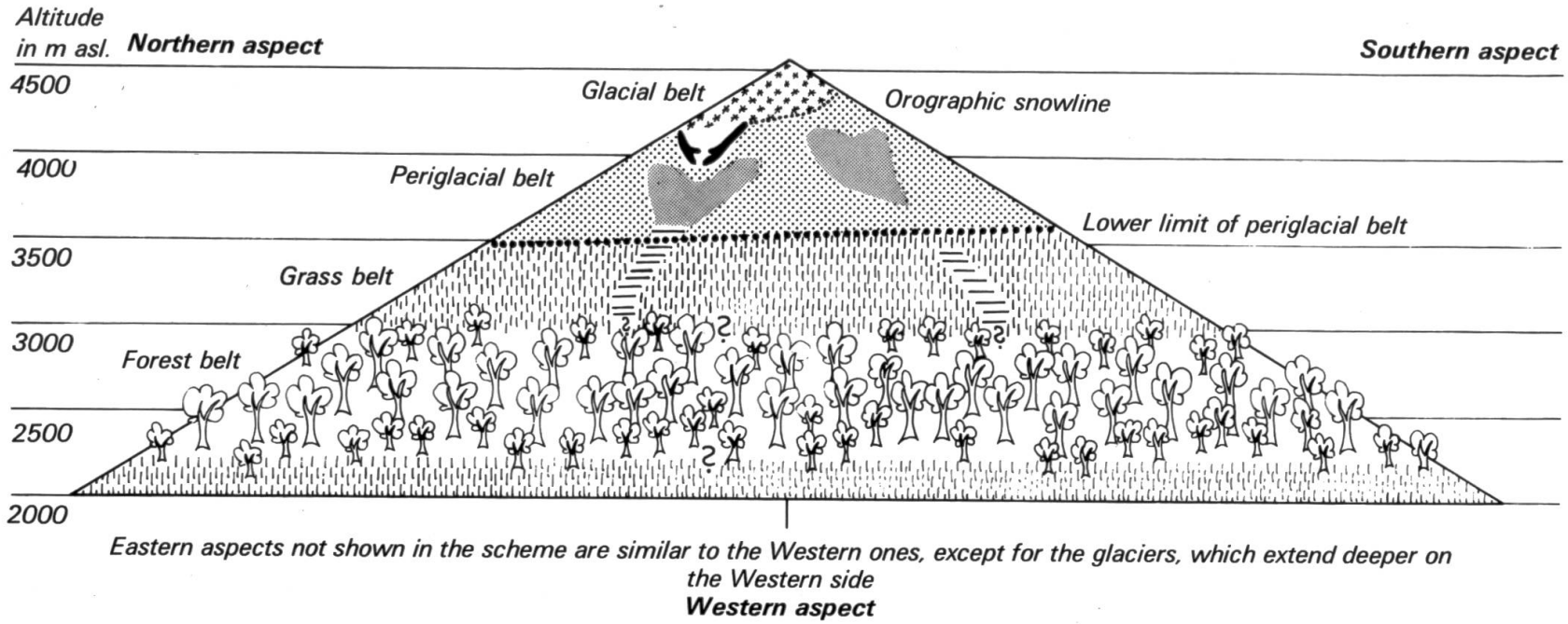
5.6.2 Ein Schema der letztkaltzeitlichen Höhenstufen

Die kartierten Formen zusammen mit den Ergänzungen und Literaturhinweisen ermöglichen eine schematische Darstellung der Höhenstufen in Semien oberhalb 2000 m bis 4543 m (Ras Dejen). Die Legende von Figur 45 ist einerseits die Kartenlegende (s. oben), andererseits die zusätzliche Legende auf der Karte: *«Additional Key for Scheme»*. Das Schema selbst ist in der Kartenlegende verkleinert abgebildet. Es sind zwischen den Höhengrenzen vier verschiedene Stufen rekonstruiert worden:

1. Die Glazialstufe: Sie deckt das Gebiet oberhalb der Schneegrenze (Firnlinie, Gleichgewichtslinie). In Mulden und Tälern bildeten sich ganzjährig Schnee- und Eismassen. Die Glazialstufe reicht etwas tiefer hinunter als die hypothetische, nicht rekonstruierte Nivalstufe oberhalb einer eigentlichen Schneegrenze ausserhalb von Gletschern. Die Untergrenze der Glazialstufe ist asymmetrisch mit einer bis 300 m tieferen Lage in den N-Expositionen.

2. Die Periglazialstufe: Sie liegt zwischen Schneegrenze und der unteren Periglazialgrenze. Häufigste Formen sind die form- und horizontbildenden solifluvialen Hangmuldenverfüllungen mit Mächtigkeiten zwischen 0.1 m und 15 m. Ihre Untergrenze ist ebenfalls asymmetrisch mit tieferliegenden N-Expositionen, aber dazu auch abhängig von Hanglänge und -neigung.

3. Die Grasstufe: Obschon keine Feldbefunde erbracht wurden, ist zwischen der Frostschuttstufe und einer möglichen Waldstufe am ehesten eine Grassteppe zu erwarten (analog zu heute), da einerseits die Frostwirkung nicht mehr genügend aktiv



Figur 45 Schema der letztkaltzeitlichen Höhenstufen in Semien in Abhängigkeit von der Exposition. Für Höhenstufen und Elemente der Kartenlegende siehe Text.

Scheme of the last cold period altitudinal belts dependent on slope aspect (see also map).

war und andererseits die Temperaturen für eine Waldbildung noch nicht ausreichten. Die Existenz einer Grasstufe ist zwar nicht sichergestellt, jedoch, wegen des geringeren Feuchtigkeitsanspruchs der Grasvegetation, immer noch wahrscheinlicher als die tieferliegende Waldstufe.

4. Die Waldstufe: Auch für diese Stufe fehlen geomorphologische Feldbefunde. Wir haben in Abschnitt 5.5.3 (S. 122) zu zeigen versucht, warum die Existenz einer Waldstufe (evtl. Erika-Wald) zwischen 2000 m bis 2200 m und 2800 m bis 3000 m möglich war. Diese hypothetische Rekonstruktion erfolgte vor allem auf Grundlage der Temperaturreduktion mit Hilfe einer Abschätzung der Luftfeuchtigkeit und mit Literaturhinweisen über umliegende Gebiete. Eine sehr rasche Auflösung des Waldes unterhalb 2200 m und ein Übergang in eine offene Savanne oder Steppe dürfte wahrscheinlich sein.

5.7 Zur Rekonstruktion von letztkaltzeitlichen Klimabedingungen

Die vierte Phase der eingeschlagenen Arbeitsmethodik befasst sich mit der Rekonstruktion des letztkaltzeitlichen Paläoklimas aus den beobachteten Formen, den Bildungsprozessen und den analysierten Grenzen. Bewusst haben wir das Problem der Datierung hier vorläufig weggelassen. Dies bedeutet, dass wir die Klimarekonstruktion zunächst ohne Korrelationen mit der Klimageschichte Afrikas, nur mit den in Semien beobachteten Feldbefunden angehen. Erst im Anschluss an die lokale (regionale) Rekonstruktion werden wir eine zeitliche Eingliederung vollziehen (vgl. 5.8, S. 136).

Rückschlüsse aus geomorphologischen Feldbefunden auf die Klimabedingungen während ihrer Bildungszeit sind äusserst schwierig und daher nur mit Vorsicht zu verwenden. Die Problematik besteht einerseits darin, die kurzfristigen von den langsamen Bildungsprozessen zu unterscheiden, denn nur über längere Zeiträume abgelaufene Prozesse sind für die Klimarekonstruktion verwendbar (vgl. W. LAUER und P. FRANKENBERG, 1979: 13). Andererseits sind auch im zweiten Fall nur sehr generelle Rückschlüsse über Mittelwerte von Temperatur, Luftfeuchtigkeit oder Niederschlag während der bildungsaktiven Zeitperiode möglich. Die bildungsaktive Periode ihrerseits kann sehr vieles bedeuten, von einigen Stunden pro Tag über einige Monate pro Jahr bis zu einigen Jahren bis Jahrtausenden.

Die folgenden Überlegungen zur Klimageschichte von Semien während der letzten Kaltzeit müssen darum stets in dem Sinne verstanden sein, dass sie nur einige wahrscheinliche Klimabedingungen formulieren und nicht zwingende Resultate darstellen.

5.7.1 Temperaturbedingungen

Die Verschiebung der Höhenlage von Stufengrenzen von der letzten Kaltzeit bis zur Gegenwart kann für die Rekonstruktion von Temperaturbedingungen verwendet werden. Weil die gegenwärtige Schneegrenze deutlich oberhalb der Gipfel bei rund

5000 m liegen würde (J. BUEDEL, 1954: 146; H. HURNI, 1981b), kann sie nicht mit der kaltzeitlichen verglichen werden. Aus diesem Grund konzentriert sich die paläoklimatische Analyse im folgenden mehr auf die Periglazialstufe als auf die Glazialstufe.

Die einzige letztkaltzeitliche Höhengrenze, die in Semien heute noch vorkommt, ist die untere Periglazialgrenze. Wir haben gezeigt, dass die gegenwärtige Frostschuttstufe definitionsgemäss ungefähr einer unteren gegenwärtigen Periglazialgrenze gleichgesetzt werden kann, weil oberhalb dieser Grenze rezente Solifluktionsprozesse mit Akkumulationen in Mulden dominieren. Wir beobachteten, dass die Untergrenze solcher Akkumulationen mit über 10 cm Mächtigkeit rund 100 m oberhalb der Frostschuttgrenze, d.h. in zirka 4300 m Höhe liegt. Fehleinschätzungen bis zu 100 m sind möglich, in dieser Grössenordnung jedoch noch vertretbar.

Die letztkaltzeitliche untere Periglazialgrenze lag demnach rund 700 bis 800 m tiefer als die gegenwärtige. Die Morphogenese der periglazialen Hangmuldenverfüllungen hat erbracht, dass sie solifluvial als langsame Massenbewegungen entstanden sind und dass sie nicht auf singuläre Bildungsprozesse einer ganz bestimmten Witterung zurückgehen, sondern als Ausdruck einer längerdauernden Klimaperiode zu deuten sind. Aus der berechneten Höhendifferenz kann somit die mittlere Temperaturreduktion während der bildungsaktiven Zeitperiode geschätzt werden. Sie ist ihrerseits abhängig von der mittleren Luftfeuchtigkeit dieser Periode (s. unten). Sehr trockene Verhältnisse mit Gradienten um 1.0° C pro 100 m Höhe hätten demnach 7.0° bis 8.0° C tiefere mittlere Temperaturen gehabt; sehr feuchte Verhältnisse mit Gradienten um 0.5° C pro 100 m aber nur 3.5° bis 4.0° C. Werden die Feuchtigkeitsverhältnisse der Luft während der bildungsaktiven Periode nicht präzisiert, so kann aus der 700 bis 800 m tieferen Höhenstufe nur eine Temperaturreduktion im breiten Schwankungsintervall zwischen 3.5° und 8.0° C rekonstruiert werden. Wir kommen im nächsten Abschnitt zur Frage der Luft- und Bodenfeuchtigkeiten zurück.

Zunächst stehen einige Gedanken zur bildungsaktiven Zeit in Zusammenhang mit der Temperaturreduktion während der letzten Kaltzeit im Vordergrund. Die bildungsaktive Zeit kann sehr vieles bedeuten. Sie kann, wie beim heutigen Geschehen in der Frostschuttstufe Semiens, eine Folge des Tagesgangs der Temperaturen mit grossen Schwankungen während des Tages und geringer jahreszeitlicher Variabilität sein (vgl. Kapitel 4, S. 74ff.). Dann wäre die bildungsaktive Zeit die frühen Morgenstunden mit Frost kurz vor Sonnenaufgang und nachherigem Tauen. Die bildungsaktive Zeit kann aber auch eine Folge des Jahresgangs der Temperaturen mit bildungsaktiven Monaten tieferer Mittelwerte sein, wie dies heute in Breiten höher als zirka 20° (N Br.) der Fall ist (B. MESSERLI and M. WINIGER, 1980: 107). Als dritte Möglichkeit für bildungsaktive Zeiten schliesslich kommen Klimaschwankungen innerhalb der letzten Kaltzeit in Frage, mit Jahren tieferer Temperaturen, welche die Bildungsprozesse in der Periglazialstufe bewirkten. Hierzu liefert die Geomorphologie der Hangmuldenverfüllungen einen Beitrag: Ihre Längsprofile mit den grossen Akkumulationen von Schuttmaterial am Hangfuss und die grosse Entfernung dieses Materials von den Schuttlieferanten, d.h. den anstehenden Basaltrippen (bis zu 1000 m) zeigen, dass die Formbildungen «ausgereift» sind.

Verschiedene Autoren haben (in polaren Klimazonen) versucht, die Transportgeschwindigkeit des Solifluktionsschutts zu quantifizieren. Sie erhielten eine durchschnittliche Abwärtsbewegung von 1 bis 10 cm pro Jahr (A.L. WASHBURN, 1973: 179). Nimmt man maximale Beträge für die Bewegung der Schutteilchen in Semien an, so würde die Bildungsdauer der Hangmuldenverfüllungen bereits 10 000 Jahre betragen haben. Es ist stark anzunehmen, dass der oberflächliche Transport von Erd- und Schuttmaterial im periglazialen Tageszeitenklima der Kalttropen solche Höchstwerte erreicht oder sogar überschreitet. G. FURRER und K. GRAF (1978: 445) haben für Erdteilchen, die durch Kammeisbildung transportiert wurden, eine Hangabwärtsbewegung von 2 mm pro Tag angegeben (Arbeit von G. KASPER, 1975). Die gesamte Bewegung von Lockermaterial an der Bodenoberfläche dürfte allerdings um ein Vielfaches langsamer sein, so dass für 10 cm Transport von Lokkermaterial pro Jahr mindestens 100 bis 300 Frostwechseltage notwendig wären. Auch bei hohen Bewegungsraten ist aber eine längerdauernde klimatische Bereitschaft für die Bildungsprozesse der Hangmuldenverfüllungen während mehrerer 1000 Jahre notwendig für ihre Ausbildung, wie sie sich heute in fossilem Zustand präsentiert. Eine nur kurzfristige Temperaturbereitschaft während kürzerer Zeitperioden als eine Variante der dritten erwähnten Möglichkeit ist somit auszuschliessen.

Unsere Überlegungen zur bildungsaktiven Zeitperiode haben bis jetzt nur den Temperaturgang berücksichtigt. Das Problem von Luft- und Bodenfeuchtigkeit, das als limitierender Faktor auch bei Temperaturbereitschaft auftreten kann, wurde vorläufig weggelassen. Sowohl bei Bildungsbereitschaft durch den Tages- wie auch Jahresgang der Temperaturen kann eine fehlende Bodenfeuchtigkeit die Solifluktionswirkung ganz aufheben. Hier muss die «ausgereifte» Ausbildung der Hangmuldenverfüllungen nochmals zur Interpretation beigezogen werden: Die mächtigen Akkumulationen in den Hangfusslagen lassen eher darauf schliessen, dass die notwendigen Bodenfeuchtigkeiten während der bildungsaktiven Zeitperioden meistens vorhanden waren, da ohne sie die verlangten hohen jährlichen Bewegungsraten nicht möglich gewesen wären. Solche Fragestellungen führen uns über in den nächsten Abschnitt zur Rekonstruktion der übrigen Klimaparameter. Wir halten vorläufig fest, dass die Temperaturbedingungen je nach Luft-Feuchtigkeiten im Mittel zwischen 3.5° und 8° C kälter waren, ohne vorläufig genauere Aussagen über Tages- oder Jahresgang der Temperaturen machen zu können.

5.7.2 Feuchtigkeit, Abflussverhältnisse, Niederschläge

Für die Bildung der Hangmuldenverfüllungen mussten optimale Bedingungen von Temperatur und Bodenfeuchtigkeit erfüllt sein. Auch dann, wenn dies täglich der Fall gewesen wäre, hätte die Bildung von 15 m mächtigen Lockermassen in Hangfusslagen in der Grössenordnung von Jahrtausenden gedauert. Die grosse Homogeneität der Aufschlüsse lässt auf ruhige Bildungsprozesse schliessen. Es sind keine Horizontierungen, noch Konzentrationen von Geröllen oder Matrixwechsellagerungen sichtbar. Wir vermuten darum, dass die Schwankungen von Jahr zu Jahr so gering gewesen waren, dass die Solifluktionsprozesse solche Spuren verwischen

konnten. Ein Jahresgang in eine Trockenzeit ohne Prozesse und eine Feuchtzeit mit Prozessen oder andere Wechsel ist trotzdem möglich, indem Perioden der Inaktivität sich geomorphologisch nicht niederschlagen müssen. Bei markantem Klimawechsel mit längerer Trocken- oder Feuchtzeit wäre hingegen eine Ausprägung im Aufschluss sichtbar. Dies beantwortet uns nicht die Frage nach dem Jahres- und Tagesgang des Klimas, wohl aber lässt sich eine mittlere klimatische Gleichmässigkeit für die gesamte Bildungszeit ableiten.

Eine für das Berechnen der Temperaturreduktion relevante Frage ist das Problem der Luftfeuchtigkeit während der bildungsaktiven Periode. Sicherlich musste die Bodenfeuchtigkeit für Solifluktionsprozesse genügend gross gewesen sein. Über die Beziehung zwischen Boden- und Luftfeuchtigkeit in tropischen Periglazialstufen konnte keine Literatur erbracht werden. Man weiss, dass bei sehr geringen Niederschlägen Solifluktionsvorgänge immer noch wirksam bleiben, weil das Temperaturgeschehen der dominierende Faktor ist (G. FURRER und K. GRAF, 1978: 455). Durch Schneeschmelze aus höheren Stufen zugeführte Feuchtigkeit kann fehlende Zufuhr von Luftfeuchtigkeit überbrücken. Generell ist anzunehmen, dass die Bodenfeuchtigkeit auch bei tieferen Luftfeuchtigkeitswerten wegen der kaltzeitlich reduzierten Evaporation über längere Zeit erhalten blieb, falls sporadisch kleine Niederschläge auftraten. Das heisst, dass die Luftfeuchtigkeit auch während der bildungsaktiven Zeit relativ niedrig gewesen sein konnte. Hätte sie auch hoch gewesen sein können? Wir versuchen, diese Frage anhand des Niederschlagsgeschehens zu erarbeiten.

Mit verschiedenen Feldbefunden lässt sich zeigen, dass die Abflussverhältnisse während der letzten Kaltzeit sehr stark reduziert waren und dass Starkniederschläge in Form von Regen kaum vorgekommen sein dürften. Zum einen: Die nachkaltzeitliche Erosion (vgl. 6.2, S. 143), welche die Hangmuldenverfüllungen tief gekerbt hat, durchschnitt in einigen Fällen eine einseitig durch Hangschutt gefüllte Talsohle, so z. B. im obern Jinbar-Tal bei 3440 m. Nur die N-exponierte Talseite stand unter periglazialer Schuttbildung, nicht aber die S-Exposition. Trotzdem sind Reste der Hangmuldenverfüllung auf der andern Seite des heutigen Flussbetts vorhanden, die mit den diesseitigen Schuttmassen korrelieren. Daraus ist zu schliessen, dass während der Bildungszeit keine Flussläufe existierten, dass also Talsohlen ganz zugeschüttet wurden. Das Abflussgeschehen war offenbar völlig lahmgelegt, obschon ja in dieser periglazialen Höhenstufe ohne Vegetationsdecke der blosse Boden für Niederschlags- und Abflussverhältnisse äusserst begünstigend gewesen wäre. Ein zweiter Nachweis für fehlende Niederschlagsereignisse mit erosivem Abfluss ist die Tatsache, dass keine Geröllhorizonte oder Schichtungen von Ablagerungen in den Hangmuldenverfüllungen vorkommen.

Schlussfolgerung: Die Niederschläge während der Bildungsphase waren nur gering intensiv oder fielen in Form von Schnee. Hohe Luftfeuchtigkeiten dürften darum im ersten Fall kaum vorgekommen sein, oder im zweiten Fall nur kurzfristig, denn langandauernde Schneefälle sind für die subnivale tropische Höhenstufe wenig wahrscheinlich. Damit können wir die Schwankungsbreite möglicher Gradienten einschränken, indem wir feuchte Gradienten zwischen 0.5° und 0.7° C pro 100 m während der bildungsaktiven Zeiten ausschliessen. Damit reduziert sich die mögliche Temperaturreduktion bei 800 m Höhenstufendifferenz auf das Intervall zwischen 5.6° und 8.0° C.

Immer noch offen bleibt die Frage nach jahreszeitlicher oder tageszeitlicher Verteilung der bildungsaktiven Zeitperioden. Wir versuchen, diesem Problem mit Hilfe der topographischen Analysen (vgl. 5.5.1, S. 118) nachzugehen.

5.7.3 Zirkulation, Bewölkung, Strahlung

Die glazialen und periglazialen Formen der letzten Kaltzeit sind asymmetrisch. N-Expositionen von W bis NE wurden stark bevorzugt und haben eine bis zu 300 m tiefere Schnee- und untere Periglazialgrenze. Ist diese Asymmetrie reliefbedingt? Ist sie von Zirkulationsbedingungen abhängig? Oder sind Rückschlüsse auf Jahres- und Tagesgang der Bewölkung und damit der Strahlungsintensität möglich?

Auf den ersten Blick scheint eine Reliefgunst vorzuliegen, indem viele Gletscher in den Steilabfällen des Hochlands lagen. Bei genauerer Analyse zeigt sich aber, dass reliefbegünstigte S- und E-Expositionen trotzdem keine Vergletscherung hatten. B. Messerli (1975: 394) hat eine Begünstigung der Asymmetrie durch das Relief ebenfalls ausgeschlossen.

Die Frage, ob die asymmetrische Bildung von Eis und Schnee durch eine dominante Niederschlagsrichtung aus SE und eine Verwehungsakkumulation auf der Leeseite der Hochlandkanten verursacht wurde (B. Messerli, 1975: 392), kann zwar nicht verneint werden, da die Gletscher tatsächlich nicht allzu weit von solchen Kanten lagen. Schwierig wird es erst, mit dieser Theorie auch die Asymmetrie der unteren Periglazialgrenze zu erklären. Niederschläge aus SE müssten eigentlich auf der SE-Seite des Gebirges grössere Niederschlagsmengen gebracht und dort die Solifluktion verstärkt haben. Nun ist aber die Asymmetrie nicht gegen-, sondern gleichsinnig für Schnee- und Periglazialgrenze. Wir glauben darum, dass andere Klimaparameter entscheidender auf die glaziale und periglaziale Höhenstufe einwirkten: Strahlung und Bewölkung. Mit der Bewölkung wird das Niederschlagsgeschehen festgelegt. Einige Gedanken zum Jahresgang von Bewölkung und Niederschlag seien hier aufgeführt, insbesondere die Frage von Winter- und Sommerniederschlägen.

Gelegentliche Winterniederschläge, im Gipfelbereich in Form von Schnee würden bewirken, dass die Schneedecke in den N-Hängen wegen des südlichen Sonnenstands langsamer schmilzt und damit in diesen Expositionen die Bildung von Firnschnee bis in tiefere Höhen zulässt. Die allgemeine Tendenz zu verstärkter Nachmittagsbewölkung würde zudem die W-Expositionen vor direkter Strahlung schützen und denselben Effekt verursachen. Sommertrockenheit ohne Bewölkung würde hingegen ein verstärktes Abschmelzen in eben diesen Expositionen verursachen.

Gelegentliche Sommerniederschläge würden wegen des senkrechten Sonnenstands wohl in Form von (nachmittäglichen) Gewittern, evtl. auch mit Schnee oder Graupel fallen. Ausser den W-Expositionen wären dann aber keine Expositionen wesentlich bevorzugt, da Semien mit 13° N Br. während des Sommers immer ± senkrechte Sonnenstände hat. Zudem sind Gewitter meist niederschlagsintensiv, was den Bildungsprozessen widerspricht. Eine gelegentliche sommerliche Bewölkung wäre hingegen zur Bewahrung der Eis- und Firnflecke höchst willkommen, wenn nicht sogar notwendig. Sommerniederschläge mit monsunal verursachten Gewit-

tern wie heute, müssen wegen der Morphogenese der Hangmuldenverfüllungen ganz ausgeschlossen werden.

Wir glauben mit diesen Überlegungen, dass vor allem Winterniederschläge mit formbildungsaktiven Zeitperioden zu korrelieren sind, während eine mögliche gelegentliche Bewölkung im Sommer zur Bewahrung der Eis- und Firnschneemassen beitrug. Die konsequente Fortsetzung dieser Gedankengänge würde bedeuten, dass die Temperaturreduktion von 5.6° bis 8.0° C für die Winterperiode gilt, während im Sommer höhere Temperaturen möglich waren. Diese Aussage würde die mittlere jährliche Temperaturreduktion gegenüber heute wiederum etwas verkleinern.

5.7.4 Zusammenfassung zum letztkaltzeitlichen Paläoklima

Aus den in Semien beobachteten letztkaltzeitlichen Formen konnten mit Hilfe der morphogenetischen Rückschlüsse und Analysen folgende Aussagen über das Paläoklima zur Zeit der Bildung rekonstruiert werden:

1. Rückschlüsse aus geomorphologischen Formationen sind schwierig und lassen oft mehrdeutige Interpretationen zu, von denen hier nur die wahrscheinlichsten aufgeführt sind.
2. Das Klima während der Bildungsperiode war über eine längere Zeitdauer von einigen Jahrtausenden relativ konstant (Homogenität der Aufschlüsse).
3. Niederschläge (Schnee, Regen) waren sehr viel weniger häufig als heute und waren nicht abflusswirksam (keine Erosionsschichtungen; Zuschütten von Talsohlen in der Periglazialstufe).
4. Obschon die Bodenfeuchtigkeit in der Regel für Solifluktionsprozesse ausreichte, war die mittlere Luftfeuchtigkeit nicht hoch. Gradienten lagen zwischen 0.7° und 1.0° C pro 100 m (geringe Niederschläge; keine monsunalen Gewitter).
5. Die mittlere Temperaturreduktion während der bildungsaktiven Jahreszeit betrug zwischen 5.6° und 8.0° C (Höhenstufendifferenz; geringe Luftfeuchtigkeit), d.h. rund 7° C ± 1.5° Schwankungsbereich.
6. Bildungsaktive Jahreszeit war das Winterhalbjahr mit einer relativ grossen Anzahl von Frostwechseltagen (Asymmetrie der Formen; Bildungsdauer der Hangmuldenverfüllungen).
7. Das Sommerhalbjahr hatte keine ausgeprägte monsunale Regenzeit, möglicherweise aber gelegentliche Bewölkungserscheinungen (Morphologie der Aufschlüsse, Asymmetrie der Formen).
8. Temperaturen im Sommerhalbjahr konnten im Mittel höher gewesen sein als im Winterhalbjahr, so dass die Jahresmitteltemperaturen gegenüber heute nicht so ausgeprägt tiefer lagen, wie aus der Rekonstruktion der bildungsaktiven Jahreszeit hervorgeht.

5.8 Zur Datierung der letzten Kaltzeit

Eine Temperaturreduktion in Semien um rund 7° C während einiger Jahrtausende kann nur im Zusammenhang mit der weltweiten Abkühlungsperiode während der

letzten Eiszeit stehen. Für die genauere Eingliederung der letzten Kaltzeit wäre es wünschenswert, mit absoluten Datierungen das Ende der Vergletscherungsperiode zu bestimmen. Die Durchführung von solchen Datierungen mit der 14C-Methode erbrachte allerdings nicht die gewünschten Resultate, so dass auf die klimagenetische Rekonstruktion und ihre Eingliederung in die Klimageschichte Afrikas, soweit diese erforscht ist, zurückgegriffen werden musste. Wir schildern zunächst die eigenen absoluten Datierungsversuche.

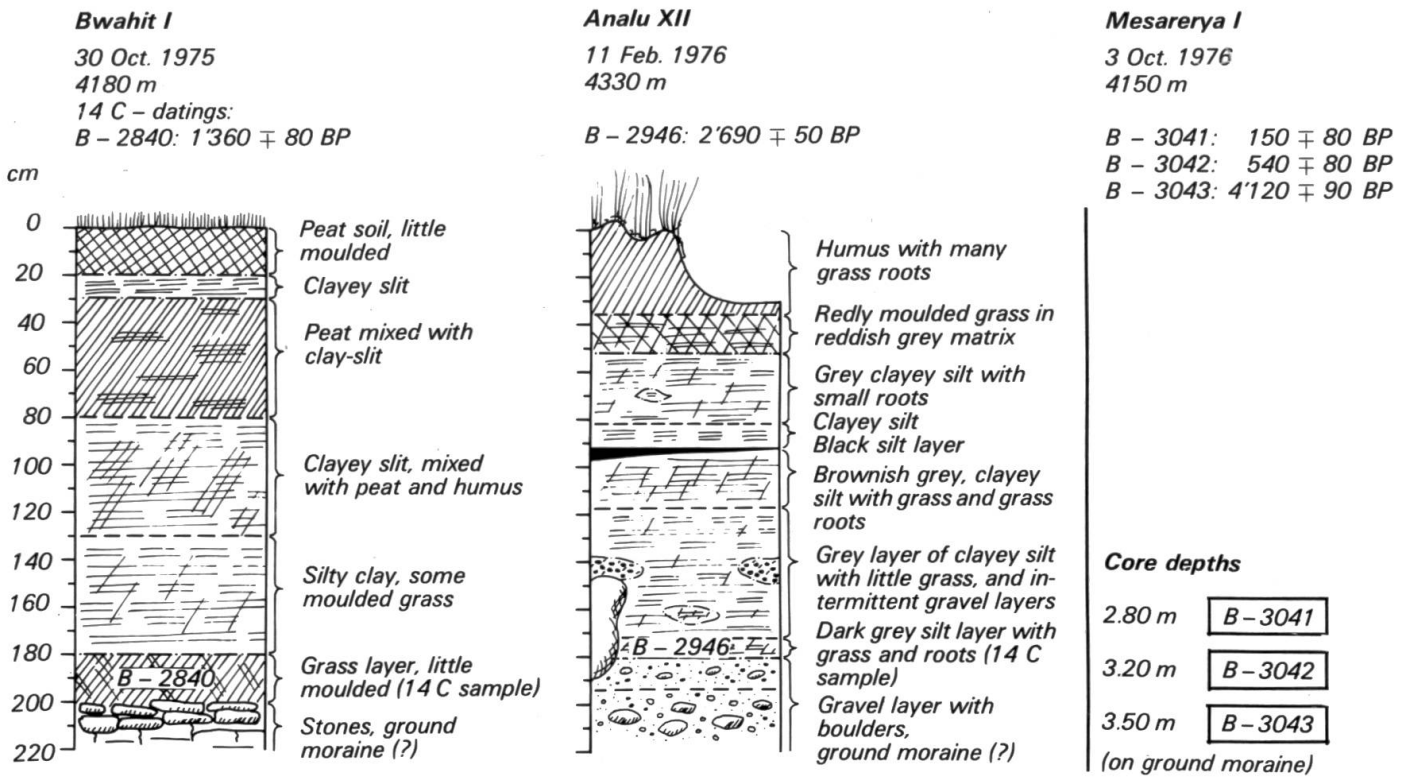
5.8.1 Die 14 C-Datierungen

Mehrfach hat auch in Afrika folgende Datierungsmethode gute Resultate erbracht: Die Altersbestimmung des tiefstliegenden organischen Horizontes in Mooren innerhalb von Moränenringen. Ein solches Alter zeigt an, wann die erste Vegetation auf der Grundmoräne gewachsen war und hilft damit, die Enteisungszeit des Einzugsgebietes zeitlich einzuschränken, ohne indessen das genaue Datum der Enteisung zu liefern, da vegetationslose Perioden, nachträgliche Erosion der Primärvegetation oder Kontamination durch starken Wasserfluss ein zu junges Resultat ergeben können. Gute Erfolge hatten D. A. LIVINGSTONE (1962: 859–860) am Ruwenzori (Äquator) mit einem «Enteisungsdatum» von 14 700 BP, A. HAMILTON and A. PERROTT (1978: 49) am Mt. Elgon (1° N Br.) mit 11 000 BP und F. A. STREET am Mt. Badda (8° N Br.) mit 11 500 BP (zit. in F. GASSE, P. ROGNON and F. A. STREET, 1980: 387).

Wir entnahmen in Semien in allen drei existierenden Mooren innerhalb von Moränen die tiefsten organischen Proben über der Grundmoräne und liessen diese vom Physikalischen Institut der Universität Bern (H. OESCHGER und T. RIESEN) bestimmen. Figur 46 zeigt die Bodenprofile der zwei aufgegrabenen Moore am Bwahit und Analu (vgl. Figur 39, und 41, S. 113), sowie die Tiefen der Bohrproben im Moor am Mesarerya (vgl. Figur 39). Die bestimmten Alter sind ebenfalls aufgeführt. Das Resultat der Altersbestimmungen ist nicht sehr ermutigend. Einzig die tiefste Probe am Mesarerya deutet mit 4 100 BP darauf hin, dass die Vergletscherung nicht subrezent ist, wie J. HOEVERMANN behauptete (1954: 133). Die Gründe für die nach unserer Erwartung zu niedrigen Resultate sind schwer zu differenzieren. Zum ersten spielt sicherlich der sehr starke Wasserfluss in den schrägliegenden Mooren eine grosse Rolle (Kontamination). Zum zweiten aber kann das Resultat von 4 100 BP auch auf erosive Phasen mit Auswaschung des organischen Materials aus der Grundmoräne vor dieser Zeit hindeuten. Zum dritten ist es möglich, dass an anderen Stellen in den Mooren älteres organisches Material gefunden werden kann. Diese Probleme müssen hier offengelassen werden.

5.8.2 Die vergleichende Datierung

Die eingehende Klimagenese des vorigen Abschnitts 5.7 erlaubt es, das rekonstruierte Paläoklima der letzten Kaltzeit von Semien mit der Klimageschichte Afrikas zu korrelieren. Die Klimageschichte Afrikas ist in den letzten Jahrzehnten so de-



Figur 46 Bodenprofile der Moore am Bwahit I und Analu XII sowie die Tiefen der Bohrproben im Moor am Mesarerya I, alle innerhalb der Moränenwälle der letztkaltzeitlichen Gletscher. Dazu die Angabe der Probeentnahme und die 14C-Datierungen.

Profiles of moors on Bwahit (catchment I), and Analu (XII) last cold period ground moraines, and the depths of the Mesarerya (I) cores, with indications of samples and 14C datings.

tailliert studiert worden, dass eine umfassende Literaturanalyse nicht erfolgen konnte. Eine Beschränkung auf zusammenfassende Beiträge wie J.A. COETZEE (1967: 88), M.A.J. WILLIAMS and H. FAURE (Hrsg., 1980), B. MESSERLI (1980), W. LAUER und P. FRANKENBERG (1979), sowie auf regionale Beiträge zur Klimageschichte Äthiopiens und Ostafrikas war notwendig. Wir verzichten darauf, die Klimageschichte nochmals zu schildern, sondern verweisen auf die oben zitierten Übersichten. Eine vergleichende Datierung kann nur sehr generell erfolgen, weil Höhenstufen zwar gute Hilfsmittel für quantitative Berechnungen von Temperaturänderungen sind, feine Schwankungen hingegen geomorphologisch nicht angezeigt werden.

Die zeitliche Einordnung der letzten Kaltzeit in Semien erfolgt aufgrund der berechneten Temperaturreduktion von rund 7° C. Ein so massiver Rückgang von mittleren (Winter-)Temperaturen kann nicht ein lokales Phänomen darstellen, sondern muss mit andern gleichen Beobachtungen korreliert werden. Die letzte weltweite Temperatursenkung erreichte zwischen 20 000 und 17 000 BP ein Maximum und hielt bis etwa 12 000 bis 11 000 BP mit deutlich tieferen Temperaturen gegenüber heute an (P. ROGNON and M.A.J. WILLIAMS, 1977; B. MESSERLI, 1980; K. HEINE, 1974). Im Holozän ab 12 000 (10 000) BP bis zu unserer Datierung mit 4100 BP sind so grosse Temperaturreduktionen nicht mehr vorgekommen. Damit ist die letzte Kaltzeit in Semien aufgrund der Temperaturrekonstruktion vorläufig im Spätpleistozän, d.h. vor rund 12 000 BP abgegrenzt.

Eine Präszisierung ist mit der Klimagenese der letztkaltzeitlichen Formen möglich. Nicht existierende oder nur sehr geringe Abflüsse aus der Gebirgsregion Äthiopiens mussten sich in den von Gebirgsflüssen gespiesenen Seen auswirken, indem die Seespiegel sanken. In ihrer ausführlichen Arbeit über die Seen im zentralen Afar beschreibt F. GASSE (1975: 217) eine ausgeprägte Trockenheit zwischen 20 000 und 12 000 BP. Auf der W-Seite des äthiopischen Hochlands wurden die deutlich trockeneren Bedingungen u.a. durch M.A.J. WILLIAMS and D.A. ADAMSON (1980: 288) festgestellt, indem der Blaue Nil im Spätpleistozän ein viel saisonalerer Fluss war als heute. Allgemein zeigten alle Seen am Südrand der Sahara diese Trockenheit zwischen zirka 20 000 und zirka 10 000 BP (vgl. F. GASSE, 1975), so dass die monsunalen Sommerniederschläge zonal sehr stark eingeengt sein mussten (R.W. FAIRBRIDGE, 1964; B. MESSERLI, 1980). Immerhin mussten die Monsune die Bale Mountains in S-Äthiopien (7° N Br.) noch erreicht und dort die weitaus grössere Vergletscherung mit Schneegrenze um 3700 m bewirkt haben (B. MESSERLI et al., 1977). Das Semien-Gebirge lag aber mit Sicherheit nördlich dieser Vorstösse, hatte deutlich höhere Sommertemperaturen und erhielt höchstens episodisch bewölkungswirksame tropische Einbrüche ohne signifikante Niederschläge.

Da die oben beschriebene Klimaperiode die letzte kalte und aride Phase der Klimageschichte darstellt, glauben wir, dass die letzte Kaltzeit in Semien in diese Zeitperiode eingeordnet werden muss: Späteres Würm von 20 000 bis zirka 12 000 BP. Die Dauer von mehreren Jahrtausenden würde auch die Bildung der periglazialen Hangmuldenverfüllungen zeitlich ermöglicht haben. Die Frage, ob sich dieses Intervall noch gliedern lässt in verschiedene glaziale Stadien und einer Zeit des maximalen Gletschervorstosses in Semien, kann hier nicht restlos geklärt werden. Eine stadiale Gliederung der Moränen ist wegen ihrer geringen Horizontaldistanzen kli-

magenetisch nicht interpretierbar. Feuchte Kaltluftmassen mit Niederschlägen im Winter waren verantwortlich für die asymmetrische Bildung von Glazial- und Periglazialformen. Solche winterliche Einbrüche mit Feuchtigkeitszufuhr, wie wir sie rekonstruiert haben, deuten auf eine ausgeprägte zyklonale Zirkulation über dem Mittelmeerraum und der Sahara hin, wie sie z.B. P. ROGNON (1976) für die Zeit nach dem Kältemaximum zwischen 17 000 und 15 000 BP postulierte (vgl. auch D. JAEKEL, 1977). Das Maximalstadium der Vergletscherung könnte darum zwischen 17 000 und 15 000 BP mit der verstärkten Feuchtigkeitszufuhr in Zusammenhang stehen.

Die zyklonale winterliche Feuchtigkeitszufuhr aus dem Mittelmeerraum war aber im äthiopischen Hochland nur in den obersten Höhenlagen bewölkungs- und niederschlagswirksam, wie die umliegenden Ariditätsrekonstruktionen zeigen. Daher ist es auch möglich, dass in der Sahelzone die mittlere Temperaturreduktion um 18 000 BP gegenüber heute nur 4° C betrug (W. LAUER und P. FRANKENBERG, 1979: Abbildung 7). Die Differenz zu den von uns berechneten Werten mit rund 7° C mittlerer Abnahme in gleicher Breitenlage ist einerseits mit der geringeren Bewölkung in den tieferen Lagen und andererseits durch folgende Überlegungen erklärbar: Berechnete Temperaturreduktionen gegenüber heute gelten normalerweise für die Höhenlage des Arbeitgebietes. Die Reduktion von 4° C kann z.B. dann nicht von der Sahelzone ins äthiopische Hochland übertragen werden, wenn die Temperaturgradienten als Folge der relativen Luftfeuchtigkeit in der Kaltzeit anders verliefen als heute. War der Wechsel beispielsweise von unten trocken zu oben feucht nicht so gross wie heute, was wegen der fehlenden monsunalen Sommerniederschläge im Hochland sehr wahrscheinlich ist, dann waren die Gradienten grösser, d.h. die Temperaturen von der Sahelzone zum Hochland stärker abnehmend als heute. Zusammenfassend können wir festhalten, dass die mittlere Temperaturreduktion von nur 4° C in der Sahelzone während der letzten Kaltzeit wegen Bewölkungs- und Feuchtigkeitsverhältnissen nicht im Widerspruch mit der gleichzeitigen, höheren Reduktion im Hochland von rund 7° C zu stehen braucht.

5.9 Die Möglichkeit von älteren, tieferreichenden Vereisungsperioden

Nach der eingehenden Kartierung und Analyse der Formen der letzten Kaltzeit in Semien wird in der fünften und letzten Phase der Arbeitsmethodik dieses Kapitels die Möglichkeit früherer Vereisungen in Semien diskutiert. Ein Seitenblick auf die Klimageschichte vor dem letzten Hochglazial zeigt, dass solche Perioden klimatisch durchaus wahrscheinlich waren, wenn auch die Bedingungen wesentlich feuchter gewesen sein mussten als in der letzten Kaltzeit (P. ROGNON and M.A.J. WILLIAMS, 1977: 296). Wir haben im Abschnitt 5.3.6 (S. 109) gezeigt, dass sämtliche Formen von fossilen Lockermassen oberhalb 3000 m bis 3500 m letztkaltzeitlich gebildet wurden oder wenigstens derart aufgearbeitet, dass eine ältere Formbildung nicht mehr sichtbar ist. Ältere Vereisungsspuren könnten also nur dann gefunden werden, wenn sie tiefer hinunter wirksam waren.

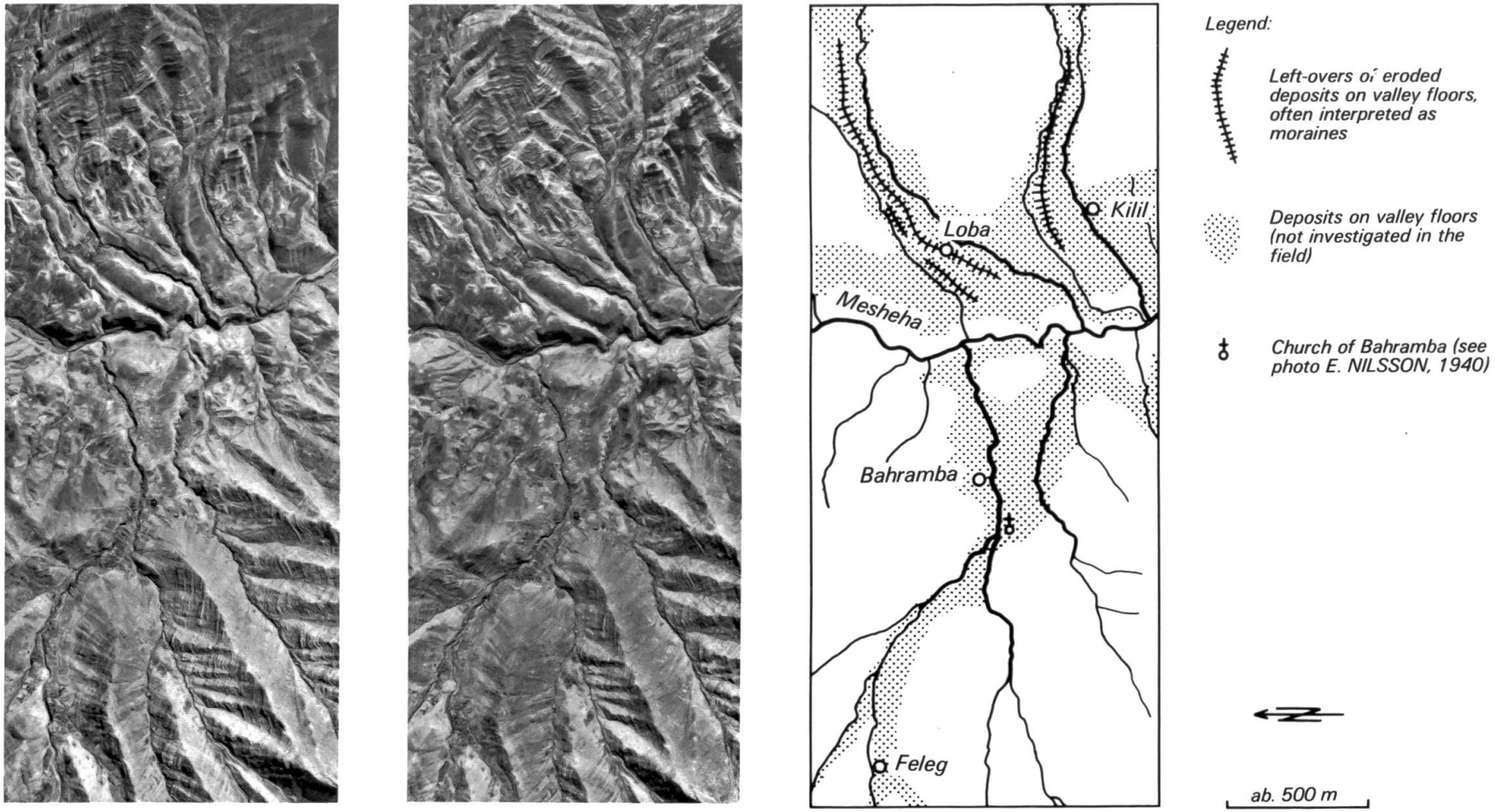
Verschiedene Autoren beschreiben in der Tat solche tieferreichende Formen: E. NILSSON (1940: 61) beobachtete in zwei Seitentälern des Mesheha-Tales auf der

Höhe der Dörfer Loba und Bahramba (s. Karte der gegenwärtigen Höhenstufen) zwischen 2600 m und 2800 m «Moränen», mit welchen er seine *«Great Pluvial»*-Vereisungsperiode definierte. J. WERDECKER (1955: 314) bestätigte die Aussagen E. NILSSONS, ebenso H. SCOTT (1958: 13). J. HOEVERMANN (1954) kartierte zahlreiche Vereisungsspuren in den nördlichen Provinzen Tigray und Eritrea in gleicher Höhenstufe.

Die «Moränen» bei Bahramba und Loba konnten von uns wegen vorzeitig abgebrochener Feldarbeit nicht mehr besucht werden. Da sie die einzigen in Semien gefundenen Formen sind, kommt ihnen eine Schlüsselstellung für den Entscheid zu, ob es ältere, tieferreichende Vereisungsspuren gibt oder nicht. Nach den Fotos von E. NILSSON (1940: Figur 40) und H. SCOTT (1958: Plate 1) könnten die «Moränen» aber genau so gut sekundär erodierte Talgrundverfüllungen älteren Datums sein. Die Wallformen sind zwar so ausgeprägt, dass sie im Luftbild deutlich erkennbar sind.

Figur 47 illustriert diese Tatsache, zeigt aber gleichzeitig, dass die Wallformen im tiefsten Punkt der Seitentäler abwärts verlaufen. Eine solche Lage ist für Seitenmoränen sehr ungewöhnlich. Wir fragen uns deshalb, ob nicht das gleiche Problem vorliegt, wie wir es in den Hangmuldenverfüllungen beobachteten. Diese wurden oft durch zahlreiche Erosionsrinnen so stark zu wallförmigen, in der Fallinie verlaufenden Rippen reduziert, dass eine Verwechslung mit Moränen eintreten konnte (vgl. 5.3.1, S. 97). Die Luftbildinterpretation von Figur 47 deutet eher auf die hier beschriebene Bildungsmöglichkeit hin. In der Tat ist gerade in den beschriebenen Seitentälern die Fülle der Lockermassen, die sich talauswärts ablagerte frappant. Eine beidseitige sekundäre Erosion könnte die Wallformen gebildet haben.

Das Problem einer älteren Vereisungsperiode bleibt vorläufig ungelöst. Nur eine eingehende Feldanalyse wird es erlauben, der Genese der «Moränen» von Loba und Bahramba nachzugehen. Ohne eine ältere Vereisung Semiens zu verneinen, neigen wir eher zur Ansicht, dass keine zwingenden Feldbefunde einer solchen erhalten blieben.



Figur 47 Moränen einer früheren Vereisungsperiode? Stereo-Luftbild mit Wallformen in den beiden Seitentälern des Mesheha-Tales bei Loba und Bahramba. Das Luftbildpaar gibt mit einem Taschenstereoskop ein räumliches Bild wieder.

Moraines of a former glaciation before the last cold period? Stereo air photos reveal many rubble ridges in the tributary valleys of the Mesheha valley, here interpreted as the remains of eroded valley deposits of different stages. Seen through a pocket stereoscope the pair of photos will give a 3-dimensional view of the valley.

6 Holozäne Prozesse und Höhenstufen

Holocene Processes and Altitudinal Belts

Summary

While last cold period and present day altitudinal belts are presented by two maps indicating the dynamics of changes in the time between, no map is given for the Holocene period. This is partly due to the impossibility to find evidence with geomorphic or geobotanical methods, and partly also because there must have been an enormous shift of belts upwards – and the formation of new ones – after the last cold period. However, it is possible to distinguish three main Holocene morphological processes chronologically, and to describe the environmental conditions favouring these processes.

Natural erosion: *A first process is the phase of intensive natural erosion in the last cold period glacial and periglacial forms, which can be observed as deep gullies in the deposits or as erosion surfaces in soil profiles (Figure 48, and figures in Chapter 5). This erosion phase must have taken place immediately after the last cold period, before vegetation regrowth took place in the last cold period periglacial belt. The climate must have been much wetter, and possibly warmer. In the climatic history of Ethiopia, the erosion phase can be inserted into the phase of Northward penetration of the monsoons around 12 000 to 10 000 BP.*

Soil formation: *With the vegetation regrowth on the last cold period periglacial belt after the intensive natural erosion phase, soils started to develop as deep ANDOSOLS over the whole of Simen in a second, pedogenetic process. Rich in humus and volcanic ashes, the ANDOSOLS are about 70 cm deep and cover the area uniformly, consisting of 66–80% of clayey silt. The high content of organic matter of up to 30% indicates a long and stable period of soil formation.*

Soil erosion: *A third process of concern started about 2000 years ago, when the first human settlers began with agriculture of grains and pulses. Through the cultivation by ox-ploughs, soil erosion started to destroy these fertile ANDOSOLS. Covering climatically and topographically favourable altitudes around 3000 m asl first, the peasants had for two reasons – in the course of the centuries – to move upslope: One being the accelerated soil erosion on their fields, destroying the first cultivated soils even on flat slopes, and the other, increasing population. Today, cultivation reaches as far as the climatic limit of barley cultivation, at 3700 m asl (Figure 49, see also Chapter 7 and supplementary maps). Soil erosion processes on an average slope cultivated with barley, amount about 20 tons per hectare per year, whereas the grass-steppe has less than 2 t per ha soil loss. Conservation measures with*

drainage ditches and graded bench terraces are more frequently used today, but should be carefully improved and implemented much more intensively by planning and campaigns, in order to prevent a total destruction of the agricultural soils of Simen.

Altitudinal belts: *Holocene altitudinal belts are vegetation belts, which extended as far as the mountain tops after the last cold period, and narrowed the periglacial belt to a minor summit phenomenon. It is presumed that Holocene altitudinal belts looked similar to the present day natural vegetation belts soon after the last cold period, with oscillations of less than about 150 m due to climatic variations.*

6.1 Allgemeines: Probleme, Ziele, Arbeitsmethodik

Die letzte Kaltzeit und die Gegenwart werden beide durch eine Höhenstufenkarte charakterisiert (vgl. Beilagen). Die Zeitperiode dazwischen, welche das gesamt Holozän von etwa 12 000/10 000 BP bis heute umfasst, konnte jedoch nicht durch Höhenstufen dargestellt werden. Welches sind die Gründe für diese Unmöglichkeit? Folgende drei Problemkreise sollen die Ursachen aufzeigen:

1. Zwischen der letzten Kaltzeit und der Gegenwart erfolgte zu Beginn des Holozäns ein starker Anstieg von Höhengrenzen, eventuell sogar mit Oszillationen über das heutige Niveau hinaus, wobei sich irgendwann einmal die gegenwärtige Situation einpendelte. Es stellt sich die Frage, welcher Zeitpunkt im Holozän für eine Momentaufnahme gewählt werden müsste. Es steht die Zeit des holozänen Klimaoptimums um etwa 5500 BP zur Diskussion.
2. Das Auffinden von holozänen Höhengrenzen ist mit geomorphologischen Feldmethoden nicht möglich. Die morphologisch wirksamen glazialen und periglazialen Höhenstufen stiegen mit ansteigenden Mitteltemperaturen oberhalb die Gipfel Semiens, so dass heute nur noch kleine Gipfelbereiche periglazial sind. Tieferliegende Höhenstufen sind bei ausreichendem Niederschlag und ohne menschliche Interferenzen geomorphologisch stabil, da eine durchgehende Vegetationsdecke vor flächenhafter Erosion schützt und die Bodenbildung fördert. Fossile Höhengrenzen der Vegetation könnten darum nur mit palynologischen Methoden angegangen werden (vgl. D.A. LIVINGSTONE, 1980: 350). Eine solche Methodik sprengt aber unsere Möglichkeiten und damit den Rahmen dieser Arbeit.
3. Wählte man die Zeitperiode des holozänen Klimaoptimums um 5500 BP mit höheren Niederschlägen und einer um 1–2° C höheren Mitteltemperatur (s. W. LAUER und P. FRANKENBERG, 1979: 22) als Momentaufnahme für eine Höhenstufenkarte, so dürfte diese im Semien-Gebirge von den gegenwärtigen Höhenstufen nur geringfügig abweichen, da die vertikalen Differenzen viel kleiner wären als etwa entsprechende horizontale Bewegungen von Grenzen im Sahel-Raum.

Wir fassen die Probleme zusammen: Während ein Vergleich von kaltzeitlichen mit gegenwärtigen Höhenstufen eine ausgezeichnete Methode zur Interpretation der Klimageschichte darstellt, können wir mit geomorphologischen Methoden keine Kartierung von holozänen, klimaoptimalen Höhenstufen durchführen. Wir glauben aber auch, dass eine solche wegen nur geringer Differenzen zur Gegenwart klimagenetisch wenig aussagekräftig sein würde, da die Fehlergrenze der Kartierung ebenso gross sein dürfte wie die Schwankungen selbst.

Allerdings sind in Semien auch andere Methoden als die der Höhenstufenkartierung anwendbar, die ebenfalls Aufschlüsse über die holozänen Umwelt- und Klimabedingungen liefern können: Die Rekonstruktion der holozänen Paläovegetation als Umweltsanzeiger, und die Analyse von wichtigen geomorphologischen und pedologischen Prozessen. Wir können hier nur zum zweiten Thema einen Beitrag leisten.

Das Ziel dieses Kapitels ist es darum,

1. morphologisch bedeutsame Prozesse zwischen der letzten Kaltzeit und der Gegenwart chronologisch zu rekonstruieren,
2. mögliche Klima- und Umweltbedingungen während der Wirkungszeit dieser Prozesse aufzuzeigen,
3. zu versuchen, die Bildungsperioden klimageschichtlich einzuordnen, und schliesslich auch
4. Gedanken zu holozänen Höhenstufen während der Bildungsperioden anzufügen.

Die angewandte Arbeitsmethodik ist wie im Kapitel zur letzten Kaltzeit die geomorphologische Feldanalyse. Zusätzlich standen mineralogische und pedologische Analysen zur Verfügung. Ausgehend von den letztkaltzeitlichen Akkumulationen und Bodenhorizonten wurden in Profilaufschlüssen die darüberliegenden Positiv- und Negativformen, d.h. sowohl Bodenbildung und Akkumulation als auch Erosion, im gesamten Arbeitsgebiet analysiert und korreliert. Wir konnten überall drei Hauptprozesse eruieren, welche wir in den nächsten 3 Abschnitten chronologisch beschreiben wollen (6.2 bis 6.4). Es handelt sich um eine morphodynamische, pedogenetische und eine anthropogen verursachte Phase. Abschnitt 6.5 behandelt schliesslich auch die Frage der holozänen Höhenstufen.

6.2 Die morphodynamische Periode intensiver natürlicher Erosion

Der älteste nachweisbare Hauptprozess über den letztkaltzeitlichen Akkumulationsformen bildete eine Erosionslücke aus, die schon mehrfach im letzten Kapitel erwähnt worden ist. Die erosive Phase ist im ganzen Gebirge auf den letztkaltzeitlichen glazialen und periglazialen Formen sowohl morphodynamisch durch formbildende Erosionsrinnen als auch durch Erosionshorizonte in Bodenprofilen nachweisbar, während sie in den tieferen letztkaltzeitlichen Höhenstufen nicht festgestellt wurde. In den nächsten Abschnitten wollen wir diese erosive Phase morphologisch analysieren, klimatisch und nach Umweltbedingungen interpretieren und zeitlich einordnen.

6.2.1 Die morphologische Analyse der Erosionsformen

Zur Illustration der Erosionsformen soll zunächst ihre formbildende Wirkung in den letztkaltzeitlichen glazialen und periglazialen Formen anhand früherer Figuren aufgezeigt werden. Besonders deutlich sichtbar sind die Erosionsrinnen in Figur 30 (S. 100) dargestellt: Alle Hangmuldenverfüllungen an der Bwahit S-Flanke zeigen die typischen Erosionskerbungen. Solche Rinnen setzen sehr oft unterhalb von heute saisonalen Quellen ein und vereinigen sich im untern Teil der Hangmulden. Figur 32 (S. 103) zeigt ebenfalls, wie stark die periglazialen Hangschuttmassen gekerbt wurden: Bis zu 15 m mächtige Akkumulationen sind im Talgrund durchgeschnit-

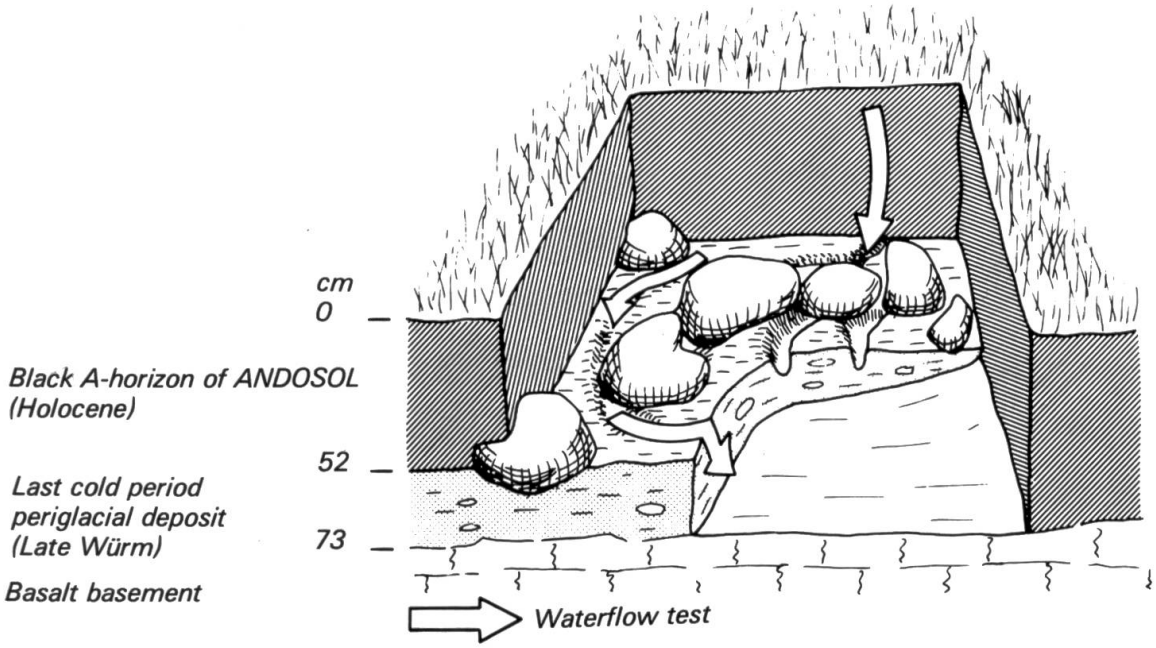
ten. Rinnen in den Hangmuldenverfüllungen an der Talflanke sind weniger tief (bis zirka 5 m), je nach Einzugsgebiet oder Quellen mit Entwässerungsrinnen. Das Luftbild-Stereopaar in Figur 44 (S. 123) lässt in den Hangmuldenverfüllungen im obern Teil der Bwahit N-Flanke ebenfalls die trichterförmig zusammenlaufenden Erosionsrinnen erkennen. Auch die Talgrundverfüllungen zeigen in Figur 36 (S. 108) ein ähnliches Bild, indem alle Lockermassen sekundär durch die Bäche angeschnitten wurden. Man kann morphologisch nachweisen, dass die Erosionsformen unmittelbar nach der Kaltzeit, aber vor der Bodenbildung der ANDOSOLE entstanden sind, und dass erosive Niederschläge eine Rolle gespielt haben mussten, nicht nur durch Quellen gespiesene Bäche allein.

Die Nachkaltzeitlichkeit der Formbildungsprozesse der Erosionsformen ist durch verschiedene morphologische Gegebenheiten nachweisbar. Zum einen zeigen die scharfen Kanten der Erosionsrinnen mit ihrer V-förmigen Kerbung im Querschnitt, dass diese nach der Bildung der Hangmuldenverfüllungen entstanden sind. Akkumulation und Gullybildung sind einander ablösende Prozesse und können nicht gleichzeitig ablaufen, wie die Bodenerosionsforschung zeigt (vgl. H. HURNI, 1978: 99). Wären Erosionsrinnen während der periglazial aktiven Kaltzeit entstanden, so hätte die Solifluktionswirkung die Rinnen wieder zugeschüttet oder zumindest die Kanten abgerundet. Solche Spuren sind auch in Aufschlüssen nicht nachzuweisen. Zum andern zeigt auch die Tatsache, dass grosse Seitenmoränen auf ihrer Innenseite Erosionsrinnen aufweisen, die Nachkaltzeitlichkeit ihrer Bildung an, denn die Gletscher mussten zum Zeitpunkt der Erosion geschmolzen sein. Wir werden weiter unten anhand der Klimageschichte zeigen, warum wir als Bildungszeit die Periode unmittelbar nach der Kaltzeit vermuten.

Die hauptsächliche Erosion hat zudem vor der Bildung der heutigen ANDOSOL-A-Horizonte stattgefunden (vgl. 6.3, S. 146). Diese schwarzen, zirka 70 cm mächtigen Horizonte liegen uniform auf der Bodenoberfläche, d.h. auch in grösseren Rinnen und Tälchen. Die Auflage dieser Horizonte ist demnach nach der erosiven Phase erfolgt. Man findet heute die nachkaltzeitliche Erosionslücke meist nur in Bodenaufschlüssen unmittelbar zwischen den letztkaltzeitlichen Akkumulationsformen und dem darüberliegenden schwarzen Horizont. Im pedogenetischen Längsprofil von Figur 34 (S. 105) ist diese Erosionslücke als Spülfläche eingetragen. Damit lässt sich ausserdem nachweisen, dass die Erosion nicht nur als Folge der verstärkten nachkaltzeitlichen Tätigkeit der Quellen und ihrer Entwässerungsrinnen entstanden ist, sondern die gesamte glaziale und periglaziale Höhenstufe flächenhaft erfasst hatte. Diese Tatsache kann am Rande einer Hangmulde durch sorgfältiges Abdecken des obersten schwarzen Horizontes auf einer 1 m x 1 m grossen Fläche bis auf die letztkaltzeitliche, horizontbildende Hangmuldenverfüllung illustriert werden.

Figur 48 zeigt eine Ansicht der abgedeckten Erosionsfläche. Die einzelnen Erosionsrinnen lassen sich zwischen den Geröllauflagen eindeutig verfolgen und durch einen Fliessversuch mit Wasser nachvollziehen. Es ergeben sich folgende Konsequenzen (s. 6.2.2):

1. Die Bodenbedeckung während der erosiven Phase erlaubte eine flächenhafte Erosion in den beschriebenen Höhenstufen oberhalb zirka 3500 m.



Figur 48 Dreidimensionaler Aufschluss der nachkaltzeitlichen Spülfläche im Bodenprofil auf einer 1 m x 1 m grossen Fläche. Die Viertelsfläche vorne rechts wurde bis zum basaltischen Untergrund abgetragen. Jinbar-Tal, 3700 m, SW-Exposition, 22% Neigung. (Aus H. HURNI, 1975b: 23).

Three dimensional exposure of the post glacial erosion surface in the soil profile on an area of 1 sq m. The quarter in front to the right is removed to the basalt basement. Jinbar valley, 3700 m, SW aspect, 22% slope (From H. HURNI, 1975b: 23).

2. Die Niederschläge waren so erosiv, dass sie die ausgedehnte flächenhafte Erosion verursachten.

Unter gegenwärtigen Klimabedingungen ist trotz erosiver Niederschläge unterhalb der Frostschuttstufe bei natürlicher Vegetationsdecke die jährliche Erosionsmenge kleiner als der Bodenzuwachs (H. HURNI, in Vorb.); sie beträgt im Mittel weniger als 2 t pro ha Grasfläche. Es ist nicht anzunehmen, dass bei erhöhten Niederschlägen und gleichbleibender Vegetationsdecke die Erosion so wesentlich verstärkt würde, dass Erosionsrinnen entstehen könnten. Die Vegetationsdecke während der nachkaltzeitlichen erosiven Phase musste deshalb reduziert gewesen sein.

Die Erosionslücke ist immer nur auf letztkaltzeitlichen oder älteren Horizonten nachweisbar, nie etwa auf nachkaltzeitlichen Bodenhorizonten. Dies bedeutet zwar nicht zwingend, dass eine Bodenbildung nach der Kaltzeit vor der erosiven Phase nicht stattgefunden hat. Immerhin wäre es möglich, dass eine solche wieder vollständig erodiert worden wäre. In diesem Fall müsste aber nach der letzten Kaltzeit zunächst eine Vegetationsdecke die Bodenbildung bewirkt haben und anschliessend für die Erosion wiederum verschwunden sein (s. oben). Die holozäne Klimageschichte ist zwar für Äthiopien noch nicht vollständig rekonstruiert, jedoch sind so extreme Schwankungen von Temperatur oder Niederschlägen für die holozäne Zeitperiode nicht mehr sehr wahrscheinlich. Die erosive Phase muss darum der nächstfolgende, d.h. unmittelbar an die letzte Kaltzeit anschliessende, morphologisch wirksame Prozess im Semien-Gebirge gewesen sein.

6.2.2 Klima- und Umweltbedingungen während der erosiven Phase

Wie schon angedeutet, lassen sich aus der Morphologie der Erosionsformen Aussagen über Temperatur, Niederschläge und zur Vegetationsdecke machen. Die Temperaturen mussten gegenüber der letzten Kaltzeit erhöht gewesen sein, weil die Gletscher nicht mehr existierten (Erosionsrinnen auf Innenseite von Moränen). Auch Niederschläge waren stark erhöht. Die Dichte der Erosionsrinnen in Aufschlüssen zeigt, dass die Erosivität der Niederschläge der heutigen gleichkam, sie eventuell sogar überschritt, da die Erodibilität der Verfüllungen kleiner war als diejenige der heutigen Böden (grösserer Tongehalt und Dichte). Die Vegetationsdecke musste sehr spärlich gewesen sein und darum wenig erosionshemmende Wirkung gehabt haben. Eine durchgehende Grassteppe war kaum möglich.

Die Dauer der erosiven Phase ist schwer abzuschätzen. Bei den gegenwärtigen Erosionsraten von zirka 20–40 t pro ha unbearbeiteten Brachlands mittlerer Neigung (H. Hurni, in Vorb.) wäre eine Mindestdauer von einigen Jahren bis Jahrzehnten notwendig, um nur die kleineren Rinnen zu schaffen. Andererseits musste sich im Semien-Gebirge nach dem Temperaturanstieg und bei genügendem Niederschlag trotz fehlendem Bodenmaterial ziemlich rasch Vegetation angesiedelt haben. Die Hypothese, wonach die Niederschläge schon vor dem Temperaturanstieg einsetzten und so eine genügend lange Zeitdauer zur Bildung von Gullies vor der Vegetations-Wiederbesiedlung ermöglichten, erscheint bei diesem Forschungsstand spekulativ. Die zusätzliche Erosion der von Quellen gespiesenen Bäche in Rinnen wird nicht berücksichtigt, da diese lineare Erosion auch nach der erosiven Phase weiterging.

6.2.3 Klimageschichtliche Einordnung der erosiven Phase

Die erosive Phase muss unmittelbar nach Rückzug der Gletscher, aber vor der Rekolonisation der periglazialen Höhenstufe mit Vegetation erfolgt sein, wie wir oben gezeigt haben. Da zudem erosive Niederschläge die Erosion auslösten, nehmen wir an, dass die erosive Phase mit der Ausweitung der monsunalen Niederschläge nach der letzten Kaltzeit korreliert (B. Messerli, 1980), welche nach den Seespiegelerhöhungen rekonstruiert um etwa 10 000 BP stattfand (F. Gasse et al., 1980: 388). Nicht auszuschliessen ist dabei, dass die Erosionsphase im Gebirge schon ab 14 000 BP einsetzen konnte (B. Messerli, mdl. Mitt.).

6.3 Die pedogenetische Periode tiefgründiger Bodenbildung

Der nächstfolgende Hauptprozess nach der erosiven Phase ist eine tiefgründige, ± uniforme Bodenbildung von schwarzen ANDOSOL-Böden über den Spülflächen und älteren Horizonten. Sie kann in ganz Semien rekonstruiert werden, wobei allerdings das natürliche Bodenprofil nur noch unter ungestörten Vegetationsbedingungen vorhanden ist (vgl. 6.4, S. 149). In den nächsten beiden Abschnitten beschreiben wir die Beobachtungen zur Morphologie und zur Genese der schon weiter

vorne erwähnten schwarzen Horizonte. Als Illustration zur Bodenbildungsphase sei das pedogenetische Längsprofil von Figur 34 (S. 105) zitiert: Dort ist der schwarze, höchstliegende A-Horizont ebenfalls dargestellt.

6.3.1 Zur Pedologie und Morphologie der schwarzen Böden

E. Frei (1978: 119–131) hat ein typisches Bodenprofil bei Gich Camp (Jinbar-Tal) in 3535 m Höhe pedologisch analysiert und als humosen ANDOSOL typisiert (nach FAO, 1974). Die letztkaltzeitlichen Hangmuldenverfüllungen bilden dabei oft den *«cambic horizon»* (Braunerdehorizont, B-Horizont) der Bodenprofile (1978: 122). Der humose Oberboden (schwarzer A-Horizont) besteht in den obersten 10 cm aus einer Rohhumusauflage mit zirka 30% organischem Material (und 30% Ton, 36% Silt), darunter aus einer Moderauflage mit 10 bis 20% organischem Material (und 30% Ton, 50% Silt); seine Dichte beträgt 0.53 bis 0.66 g pro ml (1978: 123). Charakteristisch für diesen Bodentyp ist der dominierende Anteil von Allophan in der Tonfraktion (1978: 127). Der beschriebene ANDOSOL ist typisch für die Höhenstufe zwischen 2500 m bis 2800 m und 3900 m bis 4200 m. Im Bereich der Frostschuttstufe oberhalb zirka 4000 m dominieren REGOSOLE (1978: 130).

Wir sind im speziellen der Frage nach der Mächtigkeit des schwarzen ANDOSOL-A-Horizontes analytisch nachgegangen, weil daraus ein wichtiger Beitrag zur Genese geleistet wird. Als Testgebiet diente einerseits das 30 km² grosse Jinbar-Tal, in dessen nicht bebautem, natürlichem Grasland- und Waldteil von 20 km² Fläche insgesamt 190 Messungen der Tiefe des A-Horizontes durchgeführt und nach Höhe, Neigung, Exposition und Hangform analysiert wurden (H. Hurni, 1975a, 1975b, 1978). Die Höhenstufen variierten zwischen 3300 m und 4000 m. Andererseits wurden in den übrigen Gebieten Semiens zusätzliche Messungen vorgenommen, und zwar beim Dorf Denkolako (Janamora) in 3600 m Höhe (60 Messungen) und beim Dorf Kara (Beyeda) in 3850 m Höhe (60 Messungen), beide in natürlicher Grassteppen-Vegetation.

Die mittlere Mächtigkeit aller 310 Messungen unter natürlichen Bedingungen betrug 67.4 cm Bodenauflage auf den letztkaltzeitlichen Formen. Eine Differenzierung nach morphographischen Parametern war zusätzlich möglich. In der Reihenfolge ihrer Bedeutung für die Mächtigkeit des schwarzen A-Horizontes ergaben sich folgende Signifikanzen:

1. Konkave Hangmulden haben deutlich tiefere A-Horizonte als konvexe Rippen (Differenz: 28 cm im Mittel).
2. Mit zunehmender Hangneigung nimmt die Mächtigkeit ab (bis 33%: 70 cm, 33% bis 67%: 61 cm im Mittel).
3. Die Höhe über Meer wirkt sich leicht aus, resp. die Gipfellage der Böden (bis 3800 m: 70 cm, 3800 m bis 4000 m: 60 cm, oberhalb 4000 m: stark abnehmend).
4. Expositions- und Vegetationsdifferenzen sind zwischen 3300 m bis 4000 m nicht signifikant, ebensowenig die regionalen Unterschiede (± 2 cm im Mittel der Testgebiete).

Im Gegensatz zu unseren Messungen fand F. KLOETZLI (1975: 134, 135) generelle Unterschiede zwischen Erikawald und Grassteppe: Im Wald ist demnach eine grosse Asymmetrie nach Exposition zu verzeichnen, indem flache N-Expositionen viel tiefere A-Horizonte haben sollen. In der Grassteppe ist die Expositionsdifferenz gleichsinnig, aber ausgeglichener. Generell sind seine Messungen weniger tief, mit Mittelwerten um 50 cm. Wir konnten diese Angaben nur insofern bestätigen, als dass auch wir eine generelle Abnahme der Mächtigkeit bei zunehmender Hangneigung registrierten. F. KLOETZLI hat keine Beobachtungen zur Abhängigkeit von der Hangform erwähnt, was bei uns das signifikanteste Resultat war. Wie lassen sich unsere Mächtigkeitsanalysen genetisch deuten?

6.3.2 Zur Genese der ANDOSOLE

Interessanterweise sind die letztkaltzeitlichen Lockermassen nur wenig tiefgründig von der späteren Bodenbildung erfasst worden. Wohl funktionieren sie als B-Horizonte des heutigen Bodenprofils, die Spülflächen wurden aber oft nur wenig verwischt. Wie ist es möglich, dass sich eine rund 70 cm mächtige Auflage bilden kann, ohne dass das Muttergestein wesentlich an Material beiträgt? Da der Gehalt an organischem Material nicht mehr als 30% der A-Horizonte ausmacht, stellt sich die Frage nach der Herkunft der übrigen rund 70% Ton- und Siltfraktionen. B. MESSERLI (1975: 390) weist auf die Möglichkeit der Einwehung von vulkanischem Staub oder Löss hin, eine Auffassung, die wir mit E. FREI (1978: 122) teilen. M.A.J. WILLIAMS and D.A. ADAMSON (1980: 289) vertreten dagegen die Ansicht, dass es sich um kolluvial-alluviale Böden handelt. Die Gleichmässigkeit des Vorkommens der A-Horizonte auch auf Rippen und an steilen Hängen macht jedoch eine solche Bildung sehr unwahrscheinlich. Die Mineralanalyse eines Bodenprofils in Gich Camp (3600 m), die von T. PETERS im Auftrag B. MESSERLIS erfolgte (zit. in H. HURNI, 1975: 20), zeigt deutlich, dass sich sowohl der A-Horizont wie auch die (in diesem Fall aufgearbeitete) Solifluktionsakkumulation in höherem Quarz- und Plagioklasgehalt vom verwitterten Basalt des geologischen Untergrunds unterscheiden. Letzterer weist zudem einen sehr hohen Gehalt an Montmorillonit auf (90% der Feinfraktion), der im Solifluktionshorizont nur noch einen geringen Anteil (10–15%) ausmacht und im A-Horizont nicht mehr vorkommt.

Bei aller Vorsicht, die bei der Interpretation solcher singulärer Profilanalysen geboten ist, halten wir die Einwehung von saureren Vulkanaschen (Quarzgehalt) zur Bildung der ANDOSOL-Böden für wahrscheinlich. Die Gesetzmässigkeiten der Mächtigkeit passen gut zur Hypothese der Einwehung: Höhere Auflagen in Mulden und an flachen Hängen, kleinere auf Rippen, in steilen Hängen und im Gipfelbereich. Letztere Gebiete verdanken die reduzierten Mächtigkeiten zwar ebenso den abgeschwächten klimatischen und biologischen Faktoren der Bodenbildung. Dass im Profil keine Schichtungen der Sedimentation vorkommen, ist wohl auf die intensive Durchmischung durch Bodentiere zurückzuführen (F. KLOETZLI, 1975: 141 und E. FREI, 1978: 120). Vulkanische Eruptionen mit Aschensedimentation sind in und um das äthiopische Hochland keine Ausnahme. M.A.J. WILLIAMS and D.A. ADAMSON (1980: 292) datierten Aschenablagerungen entlang des Blauen Nils im

Sudan mit 24–23 000 BP; F. GASSE et al. (1980: 385) datierten beim Lake Abhé (Afar) vulkanische Asche mit 16 500 BP. Ein Datierungsversuch von untersten A-Horizont-Proben in Semien dürfte allerdings wegen der oben erwähnten Durchmischung wenig erbringen. Sie müsste nach 10 000 BP erfolgt sein.

Der hohe organische Gehalt im gesamten A-Horizont zwischen 10% und 30% zeigt, dass die Produktion an Biomasse bei der Bildung des Bodens gross war. Sie beträgt heute zwischen 5 t und 10 t pro ha Trockensubstanz pro Jahr (F. KLOETZLI, 1975: 133). Da die jährliche Erosion der Grassteppe weniger als 2 t pro ha beträgt (H. HURNI, in Vorb.), dürfte die Bilanz eine kontinuierliche Bodenbildung aufweisen, wenigstens solange, wie die Grassteppe nicht von Viehherden überweidet wird (s. 6.4, S. 149).

Über die Bildungsdauer der schwarzen ANDOSOL-A-Horizonte lässt sich wenig aussagen. Sie hängt stark von der Menge und Geschwindigkeit der Sedimentation der Aschen ab. Eine Bildungszeit von mehreren Jahrtausenden ist hingegen die wahrscheinlichste Zeitspanne. Die holozäne Klimageschichte würde eine solche ohne weiteres zulassen, wie die Beiträge von F. GASSE (1978), F. GASSE et al. (1980), A.C. HAMILTON (1977), sowie B. MESSERLI (1975, 1980) und W. LAUER und P. FRANKENBERG (1979) zeigen:

Nach einer Phase klimatischer Instabilität zwischen 12 000 und 10 000 BP mit einsetzender Quellentätigkeit ab 11 500 bis 11 000 BP, fand im frühen bis mittleren Holozän vor 6000 BP in Äthiopien ein erhöhter Oberflächenabfluss mit geringer Erosion statt, da Bergwälder und Bodenbildung dominierten (F. GASSE et al., 1980: 394, 395). Im späten Holozän wurden wiederum geringe Schwankungen der Seespiegelstände von denjenigen Seen registriert, welche direkte Zuflüsse aus dem Hochland hatten. Nach dem Klimaoptimum bei 6500 bis 4500 BP fand bis heute eine kontinuierliche, oszillierende Austrocknung statt (s. W. LAUER und P. FRANKENBERG, 1979: 22). Eine Bodenbildung in Semien war darum klimatisch während der gesamten letzten 10 000 Jahre ± möglich, kann aber nicht näher eingeordnet werden. Die Klima- und Umweltbedingungen des Holozäns waren dabei wohl meist etwas feuchter und wärmer als heute, wiesen aber in Semien nur geringe Differenzen zur Gegenwart auf.

6.4 Die Periode verheerender anthropogener Bodenerosion

Ohne Interferenz des Menschen mit Ackerbau und Viehzucht würden die beschriebenen ANDOSOLE im ganzen Hochland mehr oder weniger uniform und zirka 70 cm mächtig aufliegen, bewachsen mit Wäldern bis zirka 3800 m Höhe und mit einer Grassteppe bis in Gipfelnähe. Die Periode der geomorphologischen Stabilität und der Bodenbildung wurde aber durch eine Periode aktiver menschlicher Bodenzerstörung abgelöst. Jahrhundertelange, heute bis in die steilsten Hanglagen vordringende Brandrodung reduzierte die Anteile an Hochwald im Kartenblatt der Höhenstufenkarten von rund 80% (1600 km²) vor der menschlichen Besiedlung auf weniger als 10% (200 km²) heute. Rund die Hälfte der Kartenfläche (1000 km²) wird als Ackerland genutzt, weitere 15% (300 km²) als Weiden. Es ist leicht auszumachen, dass der geomorphologische Prozess von Flächen-, Rinnen- und Schlucht-

erosion in den geneigten Ackerflächen seit Beginn ihrer Nutzung zu hohen Bodenverlusten geführt haben muss.

Mit der Frage nach der Besiedlungsdauer erhalten wir auch Auskunft über die Dauer der Bodenerosionsprozesse auf den Ackerflächen. Das «Volk von Samen» ist erstmals von Cosmos Indicopleustes (vgl. L.P. KIRWAN, 1972) erwähnt worden und betrifft die Zeit um 100 n.Chr. In den Arussi Mts (S-Äthiopien) datierte A.C. HAMILTON (1977: 193) den Beginn der (menschlichen) Entwaldung mit 1850 BP, also in demselben Zeitraum. Wir nehmen darum an, dass die flacheren Teile von Semien schon so lange besiedelt waren und mit Getreide bebaut wurden. Als weiterer Zeuge sei J. BRUCE (1790, Volume 3: 188) erwähnt, der das Plateau um Debark als mehrheitlich mit Getreide angebaut beschrieb, als er 1770 durchreiste. Spätere Reisende im 19. Jh. schilderten die Anbauflächen weitgehend so, wie sie heute noch existieren, obschon die Expansion des Ackerlandes auf Kosten von Wald und Grasland weiterging und -geht (P. STÄHLI, 1978).

Mit einem eingehenden Forschungsprogramm haben wir das Problem Bodenerosion systematisch angegangen und in einer Reihe von Publikationen beschrieben. Hier wollen wir nur die wichtigsten Aussagen zusammenfassen.

6.4.1 Bodenerosionsschäden und ihre Auswirkungen für die Landwirtschaft

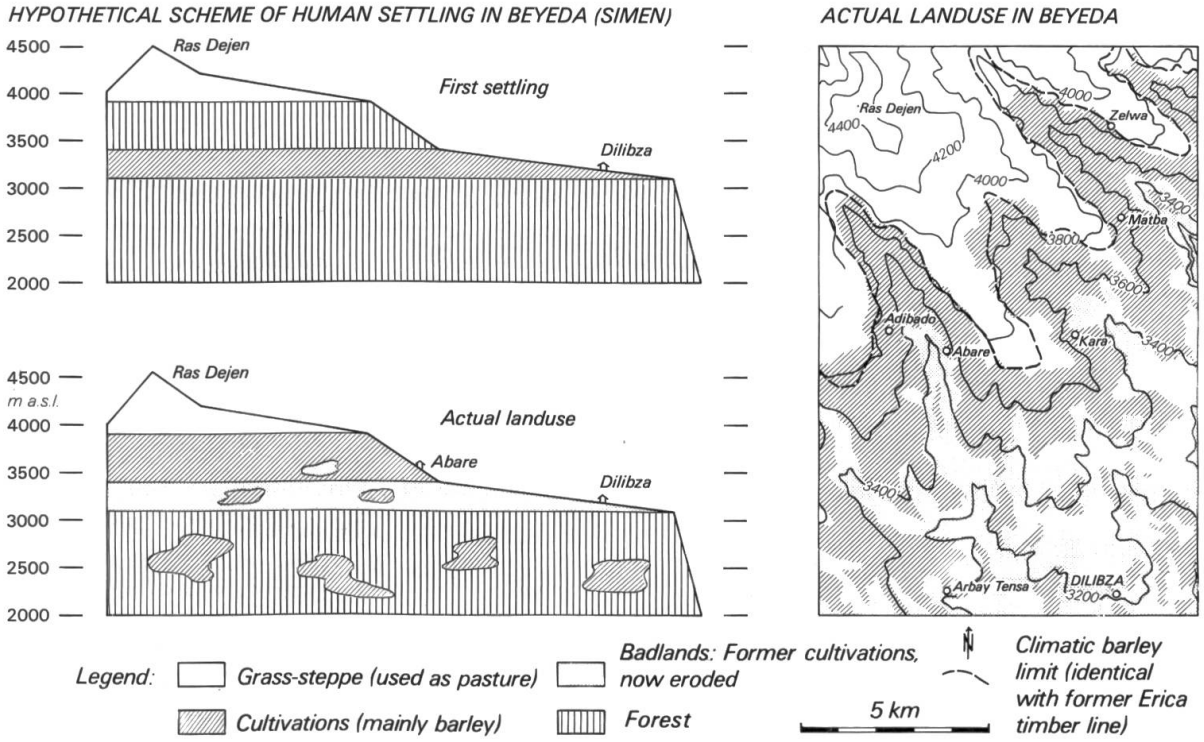
Das Ausmass bisher erfolgter Schädigung wurde im Teilgebiet Jinbar-Tal (30 km^2) kartographisch aufgenommen. Schädigung ganzer Hänge mit starker Reduktion des schwarzen A-Horizontes und teilweise mit Aufarbeitung der darunterliegenden Horizonte durch den Pflug konzentrierte sich auf den bebauten Teil des Tales. Im unbebauten, überweideten Teil kamen zwar lineare Erosionsschäden durch Viehtritte und Wasserstellen vor, sind aber quantitativ unbedeutend im Vergleich zu den Getreideanbauflächen (H. HURNI, 1975b, mit Karte 1:25 000).

Der seit der Besiedlung erfolgte Bodenabtrag konnte anhand der Bodenerosionskarte quantitativ erfasst werden (H. HURNI, 1979). Er schwankt zwischen 0 cm und 45 cm mittlerem Bodenabtrag pro Hangfläche, je nach Exposition, Dauer des Akkerbaus und Hangneigung. Im Mittel aller Hänge der Getreideanbauflächen wurde im Jinbartal 15 cm Boden erodiert, was umgerechnet rund 1000 t pro ha Bodenmaterial ausmacht. Schäden, wie sie im Jinbar-Tal vorkommen, können allerdings nicht einfach für das ganze Semien-Gebirge interpoliert werden. Sie sind nur typisch für die Höhenstufe knapp unterhalb der klimatischen Gerstengrenze, während die Bodenzerstörung in tieferliegenden Gebieten, zwischen 2900 m und 3400 m, viel weiter fortgeschritten ist. Wir glauben darum, dass dort die menschliche Landnahme in Semien früher erfolgt sein muss. Neben der Begründung durch die viel grösseren Bodenerosionsschäden trotz deutlich flacherem Relief dienten uns folgende Beobachtungen:

1. Die beiden Hauptorte von Beyeda und Janamora, Dilibza und Deresge, die knapp oberhalb 3000 m liegen, sind heute von Ödland umgeben, auf dem nicht einmal mehr Grasvegetation wachsen kann.

2. Agroklimatisch ist die Höhenstufe zwischen 3000 m und 3400 m günstiger als die darüberliegende Stufe bis zu Gerstengrenze bei zirka 3700 m, weil Frost weit weniger häufig auftritt.
3. Die Tendenz zur Höherwanderung in die marginale Höhenstufe im Bereich der Gerstengrenze dauert heute noch an (P. STÄHLI, 1978: Karte 1:17 500).

In Figur 49 sind die Auswirkungen der Bodenerosion für die Landwirtschaft, nämlich ihre Verschiebung in die höheren, marginalen Gebiete, für den Subdistrikt Beyeda illustriert und schematisch rekonstruiert worden. Es geht aus dem Karten-



Figur 49 Schema der menschlichen Landnahme und aktuelle Landnutzung in Beyeda, Semien-Äthiopien. Letztere ist teilweise der Karte der gegenwärtigen Höhenstufen entnommen.

Actual landuse and human settlements in historical times, reconstructed with the soil erosion damage for Beyeda (E-Simen, cf. supplementary map).

beispiel auch hervor, dass eine Grenze des möglichen Anbaus erreicht ist, die kaum mehr überschritten werden wird. Die Grenzen der Tragfähigkeit des Ökosystems Semien wurden wegen fehlender Massnahmen gegen die Bodenerosion längst überschritten, wie die vollständige Zerstörung der ursprünglich 70 cm mächtigen A-Horizonte im Ödlandteil der ersten Siedlungsstandorte zeigt. Dass heute die effektiv bebauten, höheren Teile weniger grosse Schäden aufweisen – siehe das Jinbar-Tal – führen wir darauf zurück, dass dort die natürliche Waldvegetation länger erhalten blieb. Diese Überlegungen halfen uns bei der schematischen Darstellung der menschlichen Landnahme in Figur 49. Die Schadenanalyse der anthropogenen Bodenerosion zeigt uns die Wirkung dieser letzten holozänen Hauptperiode der geomorphologischen Reliefgestaltung. Mehr über die Prozesse an sich und ihre Quantifizierung beschreiben wir im folgenden Abschnitt.

6.4.2 *Ablaufende Bodenerosionsprozesse und mögliche Gegenmassnahmen*

Wäre die Anbaudauer eines Hanges sowie die Anbauart bekannt, so liessen sich mit der Bodenerosionskarte die mittleren jährlichen Erosionsraten für diese Anbauart berechnen. Da aber beides fehlt, waren aktuelle, morphodynamische Messungen der Bodenerosionsprozesse notwendig. Mit einer Messstation für Bodenerosion in Gich Camp (3600 m) mit 6 Mikro-Testflächen von je 1 m Breite und 2 m Länge wurden die Faktoren der Universellen Bodenverlustgleichung,

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \quad \text{(W.H. WISCHMEIER et al., 1958)},$$

den speziellen Verhältnissen in Semien angepasst (H. HURNI, 1979 und in Vorb.). Die Kenntnis der Grösse der einzelnen Faktoren auf der rechten Seite der Gleichung für einen Hang erlaubt es, seinen jährlichen Bodenverlust A in t pro ha zu berechnen. Mit 44 erosiven Niederschlagsereignissen der Regenzeit 1976 sind die Erosivität R der Niederschläge, die Erodierbarkeit K der ANDOSOLE sowie Werte der Hangneigungsfunktion S für steile Hänge (22%, 47%) ermittelt worden. Übrige Werte für die Hanglängenfunktion L, die Vegetationsbedeckung C sowie die Bodenbearbeitung P entnahmen wir den zahlreichen vorhandenen Tabellen von W.H. WISCHMEIER et al. (vgl. H.M.J. ARNOLDUS, 1977). Die angepasste Erosivität R der Niederschläge wurde zudem für die Niederschläge von 4 Messjahren gemittelt (Figur 22, S. 72).

Die jährliche Erosion von einem mittleren Hang von 50 m Länge und 30% Neigung beträgt mit der angepassten Universellen Bodenverlustgleichung berechnet, im Jinbar-Tal rund 20 t pro ha, wenn Gerste angebaut wird. Wäre der gleiche Hang unter einer natürlichen Grassteppe, so würde der Bodenabtrag weniger als 2 t pro ha betragen (H. HURNI, in Vorb.).

Eine Überprüfung dieser zwar systematischen, aber doch etwas waghalsigen Extrapolation von 2 m^2 der Testflächen auf 50 m lange Hänge musste mit einer methodologisch unabhängigen Methode überprüft werden: Messungen im Einzugsgebiet des Jinbarflusses. Durchgehende Messungen der Schwebfrachtkonzentration und der Abflusshöhen und -mengen von 9 Ereignissen 1976 erlaubte die Konstruktion einer Schwebfracht-Rate (vgl. T. DUNNE, 1977: 57) durch lineare Korrelation der mittleren Abflussmengen der Ereignisse mit ihren Schwebfrachtsummen. Die Schwebfrachtrate, angewandt auf alle Ereignisse von 1976, ergab eine mittlere jährliche Erosion aus den Ackerflächen von rund 22 t pro ha, wobei Fehler bis zu 50% entstanden sein könnten (H. HURNI, in Vorb.).

Beide Methoden zur Erfassung der Bodenerosionsprozesse ergeben, wie wir sehen, ungefähr das gleiche Resultat. Allerdings dürften die gemessenen Werte etwas zu hoch liegen, denn im ersten Fall werden mit der Verlustgleichung die Zwischenablagerungen und Akkumulationen nicht berücksichtigt. Im zweiten Fall wurde auch die lineare Erosion der Flüsse selbst in der Schwebfracht-Rate mitgerechnet. Werden die tolerierbaren Bodenerosionsmengen bei 2 t pro ha festgelegt – was einem möglichen Bodenzuwachs bei genutztem Boden entsprechen könnte – so übertrifft die Bodenerosion diese Menge immer um ein Vielfaches.

Wenn nicht in absehbarer Zeit mit geeigneten Konservierungsmethoden der Periode verheerender anthropogener Bodenerosion ein Ende gesetzt wird, so wird der Mensch die Böden Semiens irreversibel zerstört haben und katastrophale Folgen für sich selbst erwirken. Immerhin deuten gewisse Ansätze wie Entwässerungsrinnen und kleine Terrässchen, dass die Bewohner des Hochlandes das Problem erkannt haben und ihm entgegenwirken. Durchdachte, angepasste Bodenkonservierungs-Massnahmen für die praktische Anwendung an einzelnen Hängen sind von uns geplant und vorbereitet worden (H. HURNI, 1981). Mit arbeits-intensiven Methoden müssten Entwässerungsrinnen und geneigte Terrassen, je nach Hangneigung, Bodenmächtigkeit und Erosionsstärke ausgewählt und durchgeführt werden.

6.5 Eine Bemerkung zu den holozänen Höhenstufen

Wir haben eingangs dieses Kapitels begründet, warum eine Kartierung der holozänen Höhenstufen nicht durchgeführt wurde: Zum ersten waren sie zu Beginn des Holozäns einer starken Höhenverschiebung unterworfen, um zweiten konnten die holozänen Stufen nicht mehr anhand von signifikanten geomorphologischen Prozessen erkannt und abgegrenzt werden, und zum dritten dürften sich die klimaoptimalen Höhenstufen von den gegenwärtigen nur wenig unterschieden haben. Trotzdem fügen wir zum Abschluss dieses Kapitels einige Gedanken zu den Höhenstufen während jeder der drei Hauptprozessphasen an.

Die erosive Phase nach Ende der letzten Kaltzeit war klimatisch durch eine zunehmende Temperaturerhöhung gekennzeichnet. Mit einsetzenden Niederschlägen zwischen 14 000 und 10 000 BP waren damit klimatische Voraussetzungen gegeben, die sich denjenigen der Gegenwart näherten. Die Höhenstufung zur Zeit der aktiven natürlichen Erosion dürfte allerdings anders ausgesehen haben als heute, denn sowohl der Bodenaufbau als auch die Vegetationsverhältnisse waren anders: Zwischen 2900 und 3500 m wurde die letztkaltzeitliche Stufe der Grassteppe vermutlich von verstärkt einsetzendem Waldbewuchs beeinflusst. Die Stufe aktiver flächenhafter Erosion war aber die letztkaltzeitliche glaziale und periglaziale Stufe oberhalb 3500 m, die zunächst noch vegetationsarm war, später dann mit zunehmendem Grasbewuchs überdeckt wurde. Beide Vegetationsrekonstruktionen werden hier nur aufgrund der vermuteten klimatischen Verhältnisse gemacht.

Die nächstfolgende Phase der Bodenbildung dauerte über längere Zeit bis zur Gegenwart, wenigstens ausserhalb der menschlichen Einflussnahme. Das Klima war im Mittel ähnlich dem heutigen, mit Oszillationen sowohl zu wärmer und feuchter, als auch zu kälter und trockener, oder in anderer thermisch-hygrischer Kombination. Die mittleren holozänen Höhenstufen entsprachen darum ± den natürlichen Vegetationsstufen der Gegenwart (vgl. Kapitel 7, S. 181ff.), mit Schwankungen in der Grössenordnung von 100 bis 200 m höher oder tiefer als diese. Solche Klimaoszillationen dürften aber nicht gross genug gewesen sein, um wesentlich andersartige Höhenstufen auszubilden als heute. Die Frage, ob in historischer Zeit die Schneegrenze (ausserhalb von Gletschern) unterhalb der Gipfel lag, wie dies C.A. WOOD (1975) für die Zeit um 2000 BP und um 150 BP anhand von Literaturhinweisen postulierte, können wir hier nicht bejahen. Wir glauben mit F.J. SIMOONS

(1960), dass solche Reiseberichte zwar kältere Verhältnisse als heute anzeigen, dass aber nicht zwingend auf eine ganzjährige Schneedecke geschlossen werden darf, weil nie ganzjährige Beobachtungen vorlagen (vgl. Kapitel 4.4.2, S. 73). Ganzjährige Schneedecken hätten eine kurzfristige Senkung der Schneegrenze um zirka 400 bis 600 m und damit eine Senkung der Mitteltemperaturen um rund 5° C verlangt, was im Holozän unwahrscheinlich ist.

Die Höhenstufen der letzten 2000 Jahre, also der Zeit menschlicher Ausbreitung und zunehmender Bodenerosionsprozesse, wurden weniger durch klimatische als durch anthropogene Einflüsse verändert. Am deutlichsten wurde die Waldstufe umgewandelt in eine Ackerbaustufe. Daneben erfuhren auch Höhengrenzen wie die Erika-Waldgrenze Beeinflussungen durch den Menschen. Im nächsten Kapitel zur Höhenstufung der Gegenwart werden wir diese Probleme eingehender diskutieren.

7 Die gegenwärtigen Höhenstufen

Present Day Altitudinal Belts

Summary

The analysis of present day altitudinal belts forms an important contribution to the evaluation of the natural potential for traditional landuse systems. In mountains, the most restricting natural factors are altitude and relief. In Simen, the following present day altitudinal limits can be observed:

1. *Geomorphic limits of solifluction, like the lower limit of structural soils (at about 4300 m on the average) and the lower limit of solifluction (4100 m asl.; Figure 50 and Photos 12–19).*
2. *Geobotanical limits of natural vegetation belts, like the lower limit of the periglacial belt, defined as the upper limit of vegetation with over 50% ground cover (4225 m), the Erica timber line (3715 m), the upper limit of mountain forests (3150 m), and the upper limit of savannah forests (2000 m). Besides the limits of the natural vegetation belts, there are the upper limits of single tree species or subgroups of the vegetation belts, like the Hagenia / Juniperus / Olea limit (3275 m) or the Acacia limit (2730 m; cf. Figure 51 and Photos 20, 21).*
3. *Limits of landuse belts, like the upper limit of barley cultivation (3715 m), and the upper limit of crop rotation with wheat, barley and pulses (3150 m; cf. Figure 52 and Photos 22, 23).*

Out of the quoted limits, only a selection can be mapped in a survey of the highland (Figure 53). The others are either fragmentary, or require continuous observations over several years, such as the landuse limits. Therefore, cultivation belts and harvesting areas were mapped in a selected area of Simen only, which was close to the research station at Gich Camp. The results are presented in a supplemental map at scale 1:50 000, covering the same area as the map « Changes in Settlement and Landuse in Simen» by P. STÄHLI (1978). Limits, which could be surveyed in the whole of Simen, are given in the supplementary map of 1:100 000 scale.

Base map: *The contour lines of the 1:100 000 scale map were compiled from four maps at different scales (see notice on map). Local and area names, and names of mountains and rivers were evaluated in the field, if not taken from the maps. Not the whole map could be verified in the field. Information on forests, bush and scattered trees, and cultivated land above 3000 m asl. were mapped in 1976 in the field. The parts of the map at lower elevations were interpreted from air photos (see notice on map, photos taken in 1963/64). A special aspect of the vegetation cover are the church grove forests of the orthodox churches, representing the last natural-like habitats over*

wide parts of the highlands. Churches usually stand in the center of such groves. An irritating factor for map reading may be the Southern lighting for the relief shading of the map, in contrast to common maps.

The dominance of cultivated land in Simen is obvious from the yellow appearance of the map (50% ground cover), in contrast to the scattered areas of forests and bush. Selected altitudinal limits in red will be explained in detail. A scheme of actual vegetation limits and belts in Simen is given in Figure 55 and on the map, also showing the distribution of forests, landuse and grass steppe in different locations dependent on slope gradients and aspect. Northern and Southern facing slopes are thus separated into flat and steep parts.

Frost detrital limit: *This lower limit of the present day periglacial belt can be delineated precisely as upper limit of vegetation with over 50% ground cover (altitude on the average 4225 m, cf. Figure 50). The limit, which has been completely mapped in the field (68 km), surrounds 8 to 9 isolated mountain groups. Together with structural soil and solifluction limits, the frost detrital limit can be interpreted climatically as a temperature-dependent limit, correlating with the altitude of about 180 days of frost change a year (cf. Figure 26, p. 78).*

Erica timber line: *Forming the limit between grass steppe and Erica / Hypericum forests (average 3715 m), the Erica timber line could be mapped along 175 km, the rest being areas without forests because of barley cultivation up to the same altitude. This limit is highly dependent on slope gradient, being 200 m higher on steep slopes than on flat ones (Figure 54). The recorded climate at Gich Camp allows a climatic interpretation of the Erica timberline (cf. Figure 9, p. 53). In principle, the timber line is determined by temperature; the annual average of 7.7° C being the main limiting factor. The higher elevation of the line on steep slopes may be explained by the improved storage of heat on the less wet slopes, and the increased flow-off of cold winds from mountain plains above. An interesting ecological identity between the Erica timberline and the climatic limit of barley cultivation can be observed throughout Simen (see map).*

Hagenia / Juniperus / Olea limit: *This upper limit of trees of the montane forests extends 200–300 m up into the higher Erica forests. The limit was mapped in areas where more than one tree per sq km could be observed. Other areas and areas not visited were completed according to the topographical analysis of Figure 54, dependent on slope aspect and gradient. The limit can climatically be fixed at an altitude of 8–10° C of mean annual soil temperatures.*

Acacia limit: *The Acacia limit lying within the montane forest belt (2730 m), is the only limit significantly dependent on slope aspect, being 700 m higher on Southern than on Northern facing slopes. The mapped parts (115 km) represent areas visited, since densities were always above 1 tree per sq km. The Acacia limit surrounding the whole of the Simen mountains, may be mostly dependent on the different climates around Simen, being limited at 2700 m asl. by wet and cloudy weather in the North, and at 3100 m asl. through frost in the South of Simen.*

Land use limits: *From the second map on cultivation belts, it can be seen that the upper limit of the crop rotation belt runs parallel to the Acacia limit, about 300 m higher up (see scheme in Figure 55). The wheat limit therefore is identical with the – not mapped – limit between the Erica forest belt and the montane belt. It is agro-climatologically interesting to state that both cultivation belts, the barley cultivation and the crop rotation belt, coincide with belts of natural vegetation, the Erica belt and the montane forest belt.*

Consequences: *The study of the dynamics of altitudinal belts from the last cold period to the present day enables, together with the analysis of climate, the description of changes in the landscape of Simen during the past 20 000 years. Since the last cold period, altitudinal belts were raised almost exactly by one belt, so that the last cold period periglacial belt is now occupied by the afroalpine grass steppe belt; and the last cold period glacial belt by the present day periglacial belt. The snowline, in the last cold period at about 4250 m, would be laying at about 5000 m today, clearly above the moutain tops (4543 m).*

While climatic changes are responsible for rather slow changes of the Simen environment, the anthropogenetic processes since human settling are much more dynamic. Key mechanisms between the subsystems man, landuse, and nature, like the extension of cultivated land up to its climatic limits and into the last remaining forests, the population growth, and the soil erosion processes on the agricultural soils, lead to an ever accelerating destabilization of the Simen geoecosystem (H. HURNI and B. MESSERLI, 1981). The natural population increase is between 2–3% per year, soil erosion processes average 20 t per ha of cultivated land. Agricultural land resources are now almost completely exhausted. An ecologically stabilized agriculture can only be realized through suitable soil conservation measures. Possible measures for application have been prepared in the course of this work (H. HURNI, 1981).

The study of the dynamics of altitudinal belts presented here clearly demonstrates the threatening ecological catastrophy, with irreversible damage to nature and agriculture in Simen. Only active participation of the local population, supported by Government cooperation, may bring a halt to the deterioration of the living situation of the Simen people, and give the endemic wildlife a chance to survive.

7.1 Allgemeines: Ziele, Probleme, Arbeitsmethodik

Die zentrale Aussage dieses letzten Kapitels ist als Karte der gegenwärtigen Höhenstufen im Semien-Gebirge im Übersichtsmassstab 1:100 000 beigelegt. Eine zusätzliche Information ist für ein Teilgebiet Semiens durch die Karte der Ernteflächen und Landnutzungs-Stufen im Massstab 1:50 000 gegeben. Der hier folgende Textteil erläutert die beiden zitierten Karten, indem die kartierten Höhengrenzen zunächst einmal definiert und ihre Selektionen begründet werden. Es folgen Illustrationen und Analysen der Grenzen, sowie Hinweise auf ihre Funktion als Stufengrenzen. Besonders interessant werden die Zusammenhänge zwischen der gegenwärtigen Höhenstufung im Semien-Gebirge und dem Klima, aber auch der traditionellen äthiopischen Höhenstufen der Landwirtschaft und Landnutzung sein. Dabei werden klimaökologische Grenzen für Bewirtschaftungsmethoden aufgezeigt, deren Überschreiten zu verhängnisvollen Rückwirkungen auf die Erhaltung der lebensnotwendigen Nahrungsmittelproduktion führen wird. Es wird zudem gezeigt, wie sich die Ökologie des Gebirges unaufhaltsam einer Katastrophe für ihre menschlichen Bewohner durch deren Wirtschaftsweise zubewegt.

7.1.1 Ziele und Probleme für die Kartierung der Gegenwart

Oberstes Ziel unserer Kartierung war es, die typischen Merkmale der heutigen Landschaft von Semien zu erfassen. Wir haben dabei die Analyse der Höhenstufung im Sinne von A. v. HUMBOLT (1817) als geeignetste Methode gewählt. Landschaftsprägende Stufengrenzen sollen gesucht, definiert und kartiert werden. Dazu standen uns die folgenden wissenschaftlichen Disziplinen zur Verfügung: Als erste, wie in den vorigen Kapiteln die Geomorphologie, weiter als wichtigste die Geobotanik und als dritte die Kulturgeographie.

Es ist das Ziel dieses Kapitels,

1. die gegenwärtige Landschaft des Semien-Gebirges mit typischen Höhenstufen und -grenzen zu erfassen,
2. diese Grenzen zu kartieren und zu analysieren, indem die Zusammenhänge mit dem Klima und der Topographie erarbeitet werden, und
3. Zusammenhänge der kartierten Grenzen mit den klassischen äthiopischen Kulturlandstufen aufzuzeigen; hier insbesondere die Probleme, die sich aus der gegenwärtigen Situation für die Zukunft ergeben.

Der wichtigste Arbeitsschritt wird sein, die geeignetsten Höhenstufen und Höhengrenzen in natürlicher Vegetation, Geomorphologie und Landwirtschaft zu finden und anzuwenden. Die natürliche Vegetation ist längst zu solchen Restbeständen geschrumpft, dass ihre Höhenstufen in den Kulturland- und Ödlandteilen der menschlich genutzten Flächen nicht mehr klar abgegrenzt werden können. Ein wichtiges Problem ist die eigene fachliche Qualifikation, die sich auf geomorphologische und geographische Bereiche beschränkt. Botanische Beobachtungen mussten darum auf einfache Parameter reduziert werden, wie in unserem Fall auf die

Differenzierung der wichtigsten Baumtypen. Glücklicherweise stehen gute botanische Arbeiten über Semien zur Verfügung.

7.1.2 Arbeitsmethodik zur Lösung der geforderten Ziele

Die zentrale methodische Problemstellung besteht aus drei Fragen:

1. Welche Höhenstufen und Höhengrenzen können im Semien-Gebirge beobachtet werden?
2. Welche davon eignen sich für eine umfassende Kartierung?
3. Sind von den verschiedenen Disziplinen her identische Grenzen auffindbar?

Die Lösungsschritte der Arbeitsmethodik gliedern sich in die folgenden vier Phasen:

In einer ersten Phase sollen möglichst alle beobachtbaren geomorphologischen, botanischen und kulturgeographischen Höhengrenzen definiert werden (7.2). Mit der Definition einer Grenze muss zudem abgeklärt werden, ob sie gleichzeitig eine Stufengrenze zwischen Höhenstufen darstellt. Nachher wird bestimmt, welche Vor- und Nachteile für eine kartographische Darstellung entstehen könnten, z. B. ob eine Grenze überall im Semien-Gebirge verfolgt werden kann oder ob Ergänzungen zur Feldkartierung notwendig werden. Schliesslich erfolgt die Auswahl von denjenigen Höhengrenzen, die geeignet erscheinen und für die Landschaft repräsentativ sind (7.3).

In der zweiten Phase werden die ausgewählten Grenzen im Feld kartiert, soweit sie kartierbar sind, oder soweit das Gebiet besucht werden konnte (7.4). Gleichzeitig mit der Kartierung werden solche topographische Parameter beobachtet und gesammelt, mit denen die Höhenlage der Grenzen korreliert.

Die dritte Phase analysiert die kartierten Höhengrenzen nach den gesammelten Parametern, indem eventuelle Korrelationen aufgezeigt werden. Die Resultate der Analyse werden dann dazu verwendet, die fehlenden Grenzteile auf der Karte zu ergänzen (7.5). Ebenfalls in diese Phase gehört eine klimatische Interpretation der Grenzen. Hierzu dient uns die für die Messjahre 1973 bis 1977 gemachte Klimaanalyse, unter anderen mit einer Station auf der Höhe der Erika-Waldgrenze bei 3600 m (Gich Camp). Kapitel 7.6 beschreibt die Inhalte der beigelegten Karten.

In der vierten und letzten Phase wird versucht, Gemeinsamkeiten der kartierten Höhengrenzen mit den übrigen, eingangs definierten, dann aber nicht kartierten Grenzen herauszufinden, und zu sehen, ob klimaökologische Zusammenhänge zwischen ihnen bestehen (7.7).

7.2 Zur Definition von gegenwärtigen Höhenstufen

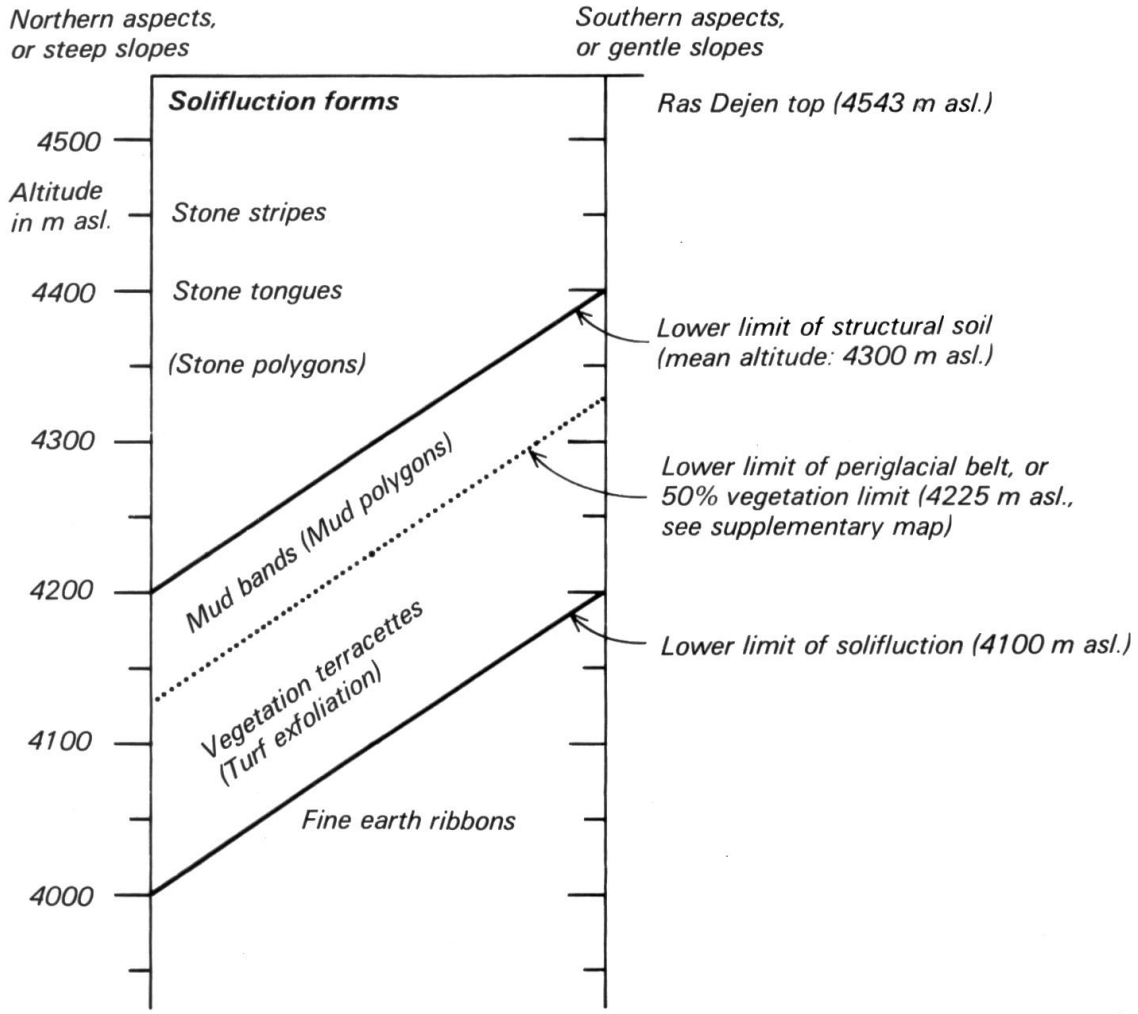
Die drei für die Charakterisierung der gegenwärtigen Höhenstufen eingesetzten Fachrichtungen sind jede nur für gewisse Teilgebiete oder bestimmte Höhenstufen Semiens anwendbar: Natürliche geomorphologische Prozesse mit formbildender

Wirkung beschränken sich auf die Frostschuttstufe in Gipfelnähe. Die Bodenerosion als anthropogener geomorphologischer Prozess kann für die Höhenstufung nicht verwendet werden, da sie mit Ackerflächen zusammenhängt. Die Geobotanik der natürlichen Vegetation kann in den Steilstufen der Hochlandkanten eingesetzt werden, da nur noch dort ± ungestörte Verhältnisse vorherrschen. Die Arbeitsgebiete hierzu beschränken sich vor allem auf das Gebiet des Nationalparks (vgl. Karte), sowie auf die Nordseiten der Yared- und Dejen-Massive. Alle übrigen Hochlandflächen und Täler sind Landwirtschaftsgebiete, wo natürliche Vegetationsstufen höchstens anhand von Restbiotopen rekonstruiert werden müssten. Hier sind die Höhenstufen der Landnutzung die dominanten Indikatoren für eine Charakterisierung der Landschaft. Die nächsten drei Abschnitte schildern die Höhenstufen der eingesetzten Fachrichtungen in Semien.

7.2.1 Die geomorphologisch aktive Frostschuttstufe

Die geomorphologisch aktive Frostschuttstufe beschränkt sich auf die relativ kleinräumigen Gipfelgebiete oberhalb rund 4000 m. Zwar sind in Semien Tage mit Bodenfrost schon oberhalb etwa 2200 m möglich, und mittlere tägliche Minimal-Temperaturen mit Null Grad an der Bodenoberfläche sind in 3600 m zu beobachten, wenigstens ausserhalb der Regenzeit (vgl. Kapitel 4.5.2, S. 79). Rauhreiferscheinungen und gelegentliche Kammeisbildungen sind oberhalb 3600 m besonders in den Randzeiten zur Regenzeit die Regel. Rasenauffrierungen als tiefstliegende Frostwirkung sind von S. HASTENRATH (1974: 178) bei 3700 m, von J. WERDECKER (1955: 313) bei 3600 m beobachtet worden. In diesem Abschnitt sollen die wichtigsten Solifluktions- und Strukturboden-Formen beschrieben, klassiert und nach Höhenstufen ihres dominanten Vorkommens gegliedert werden. Mögliche Höhengrenzen werden dabei ebenfalls erwähnt. Die Klassierung der Frosterscheinungen erfolgte dabei nach K. GRAF (1973: 109ff.), G. FURRER und R. FREUND (1973), S. HASTENRATH (1974, 1978), sowie G. FURRER und K. GRAF (1978). Gemeinsames Charakteristikum aller Formen ist ihre Klassifikation als Kleinformen nach A. L. WASHBURN (1973: 100ff.), mit Durchmessern unter 1 m und mit Tiefen von 5–15 cm. Figur 50 gliedert die beobachteten Formen vertikal nach Höhenstufen, indem eine Form dort eingetragen wurde, wo ihr Vorkommen gegenüber andern dominiert.

Erdkrümelstreifchen (Bild 12) sind parallele Bildungen mit etwa 0.5–1.5 cm Höhe und Abständen von 1–2 cm. Auch als Steinwällchen ausgebildet, sind diese Streifchen Zeugen von Kammeiswirkung (S. HASTENRATH, 1974: 178) und wohl die kleinsten Formen der Frostaktivität. Unabhängig von der Geländeneigung verlaufen sie genau in der Richtung der lokal zuerst eintreffenden Sonnenstrahlen, welche am Morgen das Kammeis zum Schmelzen bringen: Auf ebenen Hochflächen ungefähr in W-E-Richtung, bei zunehmend geneigten NW- bis SW-Expositionen, wo die Sonnenstrahlen entsprechend später eintreffen, zunehmend in NW-SE-Richtung. Da Erdkrümelstreifchen morphologisch nicht wirksam sind, werden sie nach G. FURRER und K. GRAF (1978: 445) nicht in die Solifluktionsstufe einbezogen (vgl. Figur 50). Ihr Vorkommen ist oberhalb 3600 m bis zu den Gipfeln beobachtbar.



Figur 50 Klassifikation der beobachteten Solifluktionsformen in Semien, geordnet nach der Höhenstufe ihres dominanten Vorkommens. In Klammern die analoge Ausbildung einer Form bei flacher Hangneigung. Zusätzlich sind die Höhen von drei Höhengrenzen der Gipfelbereiche angegeben.

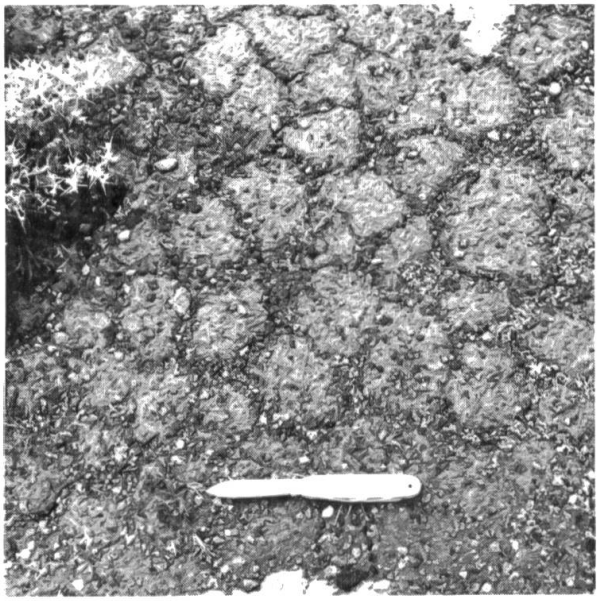
Observed actual soilfluction forms in Simen classified into altitudinal belts of their dominant occurrence, with limits dependent on slope aspect and gradient (see Figure 54). In parantheses, related forms on a plain. Additionally, mean altitudes of the limits for all mountains.

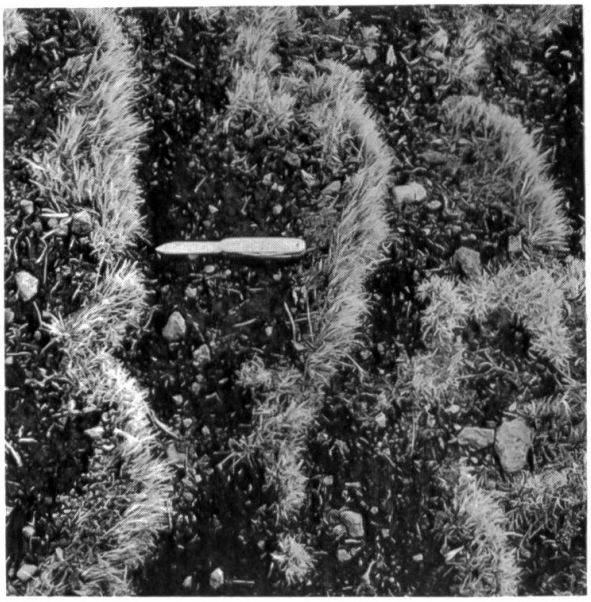
Vegetationsgirlanden – in ebenem Gelände **Rasenauffrierungen** – sind die häufigste Form von gebundener Solifluktion unterhalb der Vegetationsgrenze, die im Mittel bei 4225 m liegt (vgl. 7.5, S. 178). Sie dominieren als Solifluktionsform einen Höhenbereich von 100–150 m unterhalb der Vegetationsgrenze. Die Rasenauffrierungen (Bild 15) sind in Semien eher durch ihre kreisrunde Form charakteristisch als durch Feinerdeaufwölbungen in ihrer Mitte («Erdkuchen» nach K. Graf, 1973: 112). Girlanden sind vegetationsumrahmte Kleinstufen in talwärtiger Bewegung (K. Graf, 1973: 112). Sie sind mit Stufenabständen zwischen 10 und 40 cm häufig in Semien (Bild 14).

Zellenböden (Bild 13) sind engmaschige Netze von feinem Gesteinsschutt mit polygonalen bis runden Feinerdeflächen auf horizontalen Flächen (K. Graf, 1973: 117). Auf Abhängen gehen die Zellenböden über in **Erdstreifen** mit regelmässigem

12

13





14

15

Bild 12 Erdkrümelstreifchen an der Bwahit N-Seite (4300 m). Aufgeklapptes Messer = 16 cm. Daneben ein Steinstreifen.
H. Hurni, September 1975
Fine earth ribbons on the Northern facing aspect of Bwahit at 4300 m asl. Open knife = 16 cm.

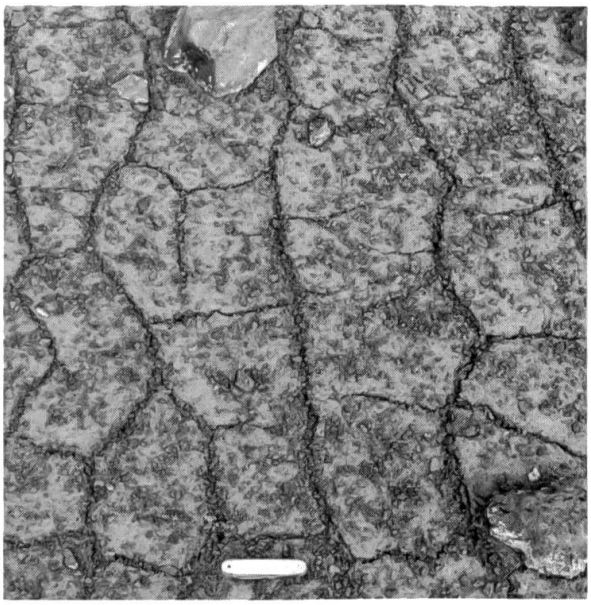
Bild 13 Zellenboden an der Mesarerya N-Flanke (4200 m). Aufgeklapptes Messer = 16 cm.
H. Hurni, März 1976
Mud polygons on the Northern facing aspect of Mesarerya, at 4200 m asl. Open knife = 16 cm.

Bild 14 Vegetationsgirlanden an der Mesarerya N-Flanke (4200 m). Aufgeklapptes Messer = 16 cm.
B. Messerli, März 1976
Vegetation terracettes on the Northern aspect of Mesarerya at 4200 m asl. Open knife = 16 cm.

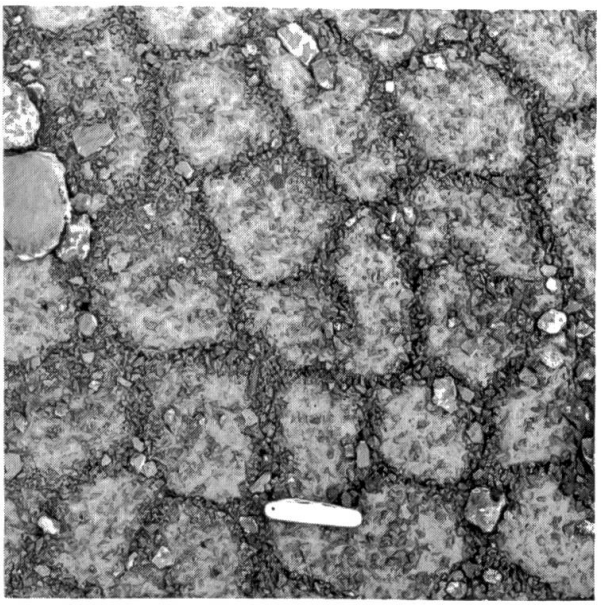
Bild 15 Kreisrunde Rasenauffrierung auf der Inatye-Hochfläche (4000 m). Messer = 25 cm. Ein Einfluss von Gelada-Pavianen durch Ausreissen einzelner Gräser kann nicht ausgeschlossen werden.
H. Hurni, Februar 1976
Circular turf exfoliation on the Inatye high plateau at 4000 m. Knife = 25 cm. Influence of root-eating baboons cannot be excluded in an interpretation.

16

17



18



19

Bild 16 Steinstreifen an der Weynobar SW-Flanke (4350 m). Aufgeklapptes Messer = 16 cm.
H. Hurni, Februar 1976
Stone stripes on the SW aspect of Weynobar at 4350 m asl. Open knife = 16 cm.

Bild 17 Steinzungen an der Mesarerya N-Flanke (4340 m). Aufgeklapptes Messer = 16 cm.
H. Hurni, März 1976.
Stone tongues on the N aspect of Mesarerya at 4340 m asl. Open knife = 16 cm.

Bild 18 Übergang hangabwärts von Zellenboden im Vordergrund unten links mit flacher Hangneigung, zu Erdstreifen im Hintergrund bei steilerer Hangneigung. Messer = 8.5 cm. Weynobar S-Flanke (4400 m).
H. Hurni, Februar 1975
Transition downslope from mud polygons in the foreground (with knife) to mud bands in the background on steeper slopes (top of photo). Knife = 8.5 cm. Southern aspect of Weynobar at 4400 m asl.

Bild 19 Zellenboden mit vielen Steinchen in Rissen auf dem Weynobar (4460 m). Messer = 8.5 cm.
H. Hurni, Februar 1976
Mud polygons with many stones in the fissures. On top of Weynobar at 4460 m asl. Knife = 8.5 cm.

Streifenmuster von 10–30 cm auseinanderliegenden feinen Steinrändern und dazwischenliegender Feinerde. Die genetische Verwandtschaft mit den Zellenböden wird in Bild 18 deutlich. Zellenböden und Erdstreifen dominieren die Höhenstufe unmittelbar oberhalb der Vegetationsgrenze von 4225 m im Mittel, bis zur untern Strukturbodengrenze bei rund 4300 m.

Steinstreifen (Bild 16) sind nach K. GRAF (1973: 120) talwärts verlaufende Bänder mit Grobschutt, getrennt durch breitere Zwischenstreifen aus Feinerde. Nach G. FURRER und K. FREUND (1973: 193, 201) sind die Kleinformen der Steinstreifen durch Risse vorgezeichnet, die durch Frostwirkung, eventuell auch durch Austrocknung entstanden sind. Ihre Beschreibung (Tabelle 2, S. 197) trifft für die hier beobachteten Formen zu, besonders die Flachgründigkeit von weniger als 5 cm. Im Unterschied zu den Erdstreifen ist die Oberfläche des Feinmaterials zwischen den Steinstreifen niemals aufgewölbt (G. FURRER und R. FREUND, 1973: 200). **Steinzungen** (Bild 17) sind vegetationslose Girlanden mit Grobschutt als Umrandung und Feinmaterial im Innern (K. GRAF, 1973: 120). Die Stufenabstände betragen bis zu 1 m, die Stufenhöhe bis 20 cm. Steinstreifen und Steinzungen sind die typischen Strukturbodenformen der steilen Gipfelbereiche oberhalb der unteren Strukturbodengrenze bei zirka 4300 m. Diese Stufe ist auch die geomorphologisch aktivste Stufe mit Tendenz zu Hangmuldenverfüllungen geringer Mächtigkeiten. Die genetisch verwandte Form der **Steinpolygone** konnte nur sehr selten beobachtet werden, da flache Geländeteile in dieser Höhenstufe weitgehend fehlen.

Mit Hilfe der oben klassierten Solifluktionsformen können wir in der Frostschuttstufe zwei morphologische Untergrenzen bestimmen: Die untere Solifluktionsgrenze bei rund 4100 m, die zugleich die subnivale Höhenstufe abgrenzt, und die untere Strukturbodengrenze bei rund 4300 m, die als untere Grenze der Frostschuttakkumulationen definiert werden kann (vgl. 5.4.2, S. 116). Zwischen diesen beiden Grenzen liegt eine dritte, die wir mit Frostschuttgrenze oder obere Grenze der Vegetation mit über 50% Vegetationsbedeckung bezeichnet haben (vgl. Kartenbeilage und Figur 50). Mehrere Gründe haben uns bewogen, gerade diese Grenze für die Kartierung auszuwählen: Zum einen ist sie sowohl im Gelände als auch auf dem Luftbild am deutlichsten erkennbar und kartierbar, da sie gleichzeitig eine prägende Grenze der Landschaft Semiens darstellt, mit aktiver Frostschuttproduktion oberhalb und mehrheitlicher Grassteppe darunter. Zum zweiten erfüllt die Frostschuttgrenze eine Funktion zwischen den beiden morphologischen Untergrenzen, indem sie immer zwischen ihnen verläuft und zudem gleichsinnige Asymmetrien nach topographischen Parametern aufweist (vgl. 7.5, S. 178). Allerdings darf eine Zusammenfassung der Solifluktions- und Strukturbodengrenze nur in niedrigen (oder hohen) Breitenlagen erfolgen, wo diese zusammenfallen, oder wie in unserem Beispiel, nur wenig differieren (vgl. K. GRAF, 1973: Figur 22; G. FURRER und K. GRAF, 1978: 447). Mittlere Breitenlagen bei 30° n. oder s. Br. hingegen weisen zwischen den beiden Grenzen bis zu 800 m Höhendifferenzen auf (s. K. GARLEFF, 1978: Figur 3; K. GRAF, 1973: Figur 22).

7.2.2 *Die Höhenstufen der natürlichen Vegetation*

Ausser in den weniger gestörten Steilstufen ist natürliche Vegetation in Semien nur noch in kleinen Restflächen oder in den Kirchhainen der christlichen und den Friedhofhainen der mohammedanischen Siedlungen vorhanden. Insgesamt sind nur rund 200 km² von 1600 km² ursprünglicher Waldfläche erhalten. Einzelbäume in der Nähe der Höfe geben zusätzliche Hinweise über das Vorkommen einzelner Arten. Die Höhenstufen der natürlichen Vegetation sind für Ostafrika und Semien gut beschrieben worden. Figur 51 stellt die bisherigen Literaturbeiträge zusammengefasst dar.

Die Stufen der natürlichen Vegetation: Oberhalb der Savannenstufe (vgl. Bild 20), deren Vegetation wenig beschrieben ist, setzt zwischen 1700 m und 2300 m der Bergwald ein, eine Vegetationsstufe, die in ganz Afrika in trockener oder feuchter Ausbildung auftritt (J.A. COETZEE, 1978). Die Bergwaldstufe wird unterteilt in drei Unterstufen (F. KLOETZLI, mdl. Mitt. in B. NIEVERGELT, 1981): Typische Bäume der untersten Unterstufe sind Ficus und Akazien, neben einer Vielfalt anderer Arten (vgl. Figur 51). In der mittleren Unterstufe, einem sklerophyllen Syzygium-Maesa-Wald, kommen die obersten Akazien vor. Die oberste Unterstufe besteht aus einem Olea-Juniperus-Hagenia-Wald. Die dazwischenliegenden Stufengrenzen sind nicht klare Linien zwischen unterschiedlichen Pflanzengesellschaften, sondern verlaufen sehr stark verzahnt, mit breiten Übergängen. Einzelne Bäume, wie die Hagenia oder auch der Juniperus, können die obere Stufengrenze des Bergwalds beträchtlich überschreiten und in die nächsthöhere Stufe greifen. Zwischen 2900 m und 3400 m erfolgt, sehr oft fliessend, der Übergang vom Bergwald in die Erikawald-Stufe, die in Semien eingehend studiert wurde (F. KLOETZLI, 1975; M. VERFAILLIE, 1978; B. NIEVERGELT, 1981). Hyperikum und Erika, beide in Baumform mit bis zu 10 m hohen Exemplaren, sind die häufigsten Baumarten dieser Stufe. Die Erika-Waldgrenze (vgl. Bild 21) ist stark verzahnt mit der obersten Vegetationsstufe, der afro-alpinen Grassteppe. Die Höhenlage der Erika-Waldgrenze ist zwischen 3500 m und 4000 m zu finden, in der Regel zwischen 3600 m und 3800 m. Die Definition einer eigentlichen Baumgrenze ist schwierig, da der Krautschopfbaum Lobelie bis knapp unterhalb die Gipfel vorkommt. Diese typische Pflanze der Grassteppe bildet nach 5 bis 10 Jahren Wachstum eine Blüte und erreicht damit eine Höhe von bis zu 6 m, bevor sie abstirbt. Wichtigste Gräser der Grassteppe sind Festuca und Danthonia. Ein merklicher Einfluss auf die Höhenstufe der afro-alpinen Grassteppe geht von einzelnen Tierarten aus, etwa der Grasratte *(Arvicanthis abyss.)* oder dem Gelada-Pavian, die durch ihre Aktivitäten die Selektion und das Wachstum von Pflanzen beeinflussen (B. NIEVERGELT, mdl. Mitt.). Die Vegetationsgrenze mit über 50% Bodenbedeckung schwankt zwischen 4100 m und 4400 m, bildet aber einen relativ abrupten Grenzübergang. Einzelne Pflanzen sind auch in der Frostschuttstufe bis hinauf auf die obersten Gipfel anzutreffen.

Probleme der Vegetationsgrenzen: Leicht kartierbare Stufengrenzen sind einerseits die Vegetationsgrenze und andererseits die Erikawaldgrenze dort, wo der Wald nicht ganz gerodet wurde. Die beiden tieferen Stufengrenzen, die den Bergwald nach oben und unten abgrenzen, konnten dagegen nicht mehr flächenhaft kartiert werden. Gründe dazu wurden bereits erwähnt: Zum ersten hat die starke menschliche

Altitude in m asl.	Altitudinal belt (mean)	Subdivisions (Types)	Main trees, bushes (B) and grasses (G)	Altitudinal variations: Limits of belts ——— / Limits of species – – –
4400 – 4200 – 4000 – 3800	**Afro-alpine grass steppe** [1] [2] [3] [4] [5] [6] [8]	2 subdivisions, 4 types [6]	Helichrysum citrispinum (B) [4] Lobelia rhynchopetalum [3] [8] Festuca macrophylla (G), Danthonia subulata (G), Festuca abyss. (G) [4] [8] Poa simensis (G), Helichrysum splendidum (B), H. cymosum (B) [4] [8]	50% vegetation cover Grass steppe – Erica forest [1–8]
3600 – 3400 – 3200	**Subalpine Erica forest** [1] [2] [3] [4] [6] [7] [8]	2 types [4], 5 types [7]	Erica arborea, Hypericum revolutum [2] [3] [4] [7] [8] Lobelia rhynchopetalum [4]	Hagenia-Juniperus-Olea limit [9] Erica forest – montane forest [1] [2] [3] [6] [8]
3000 – 2800 – 2600 – 2400 – 2200 – 2000	**Montane forest** [1] [2] [6] [8]	Upper [6] [8] Middle [6] [8] Lower [6] [8]	Hagenia abyssinica, Juniperus procera, Olea chrysophylla [3] [6] [8] Syzygium guineense, Rapanea simensis, Dombeya schimperiana, Nuxia congesta [6] [8] Syzygium guineense, Maesa lanceolata [6] [8], Acacia abyssinica [3] [8] Euphorbia obovalifolia, Schefflera abyssinica, Rhus abyssinica [6] [8] Cordia abyssinica, Ficus vasta, Pterolobium stellatum [6] [8] Euphorbia obovalifolia, Syzygium guineense, Schefflera abyssinica [6] [8] Acacia abyssinica, Olea chrysophylla, Rhus abyssinica [6] [8]	Acacia limit [9] Montane forest - savannah [1] [2] [5]
1800 – 1600 – 1400	**Savannah** [1] [2]		Acacia [2]	Lowest limit / Highest limit

Literature:
[1] O. HEDBERG (1951)
[2] O. SEEBALD (1968)
[3] R. KNAPP (1973)
[4] F. KLOETZLI (1975)
[5] F. KLOETZLI (1977)
[6] F. KLOETZLI (mdl. Mitt.)
[7] M. VERFAILLIE (1978)
[8] B. NIEVERGELT (1981)
[9] In this publication introduced limits

Figur 51 Die Höhenstufen der natürlichen Vegetation in Semien nach Literaturhinweisen und eigenen Beobachtungen. Dazu die wichtigsten Höhengrenzen in ihrer maximalen Schwankungsbreite, aber noch nicht nach topographischen Parametern korreliert und im Gelände nicht parallel verlaufend wie hier im Schema.

Altitudinal belts of natural vegetation in Simen from literature and own observations. In addition, most important altitudinal limits in their maximum intervals are given on the right side, though not yet analyzed according to slope aspect and gradient, ie usually not running in the same direction in the field.

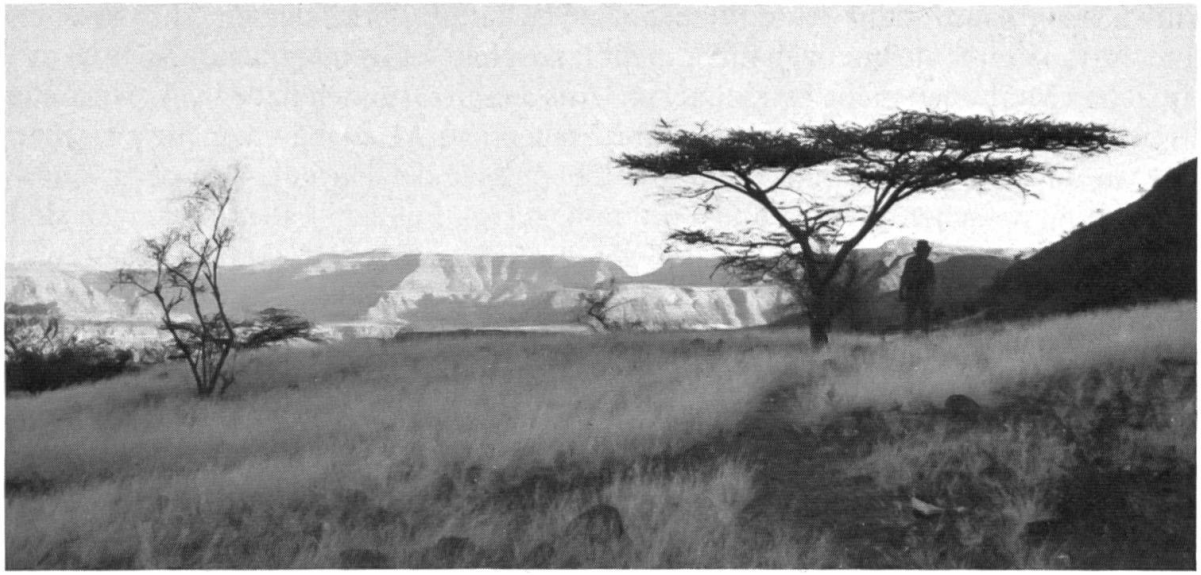


Bild 20 Typisches Bild der Savannen-Stufe mit Akazien im trockenen Tekeze-Tal. Unterlauf des Temey-Flusses bei 1300 m, Blickrichtung Ost ins Tekeze-Tal.

H. HURNI, November 1974

Typical picture of savannah belt with Acacia trees in the dry Tekeze valley East of Simen. Lower course of Temey river, at 1300 m. View towards the East into the Tekeze valley.

Bild 21 N-Seite des Jinbar-Tals mit wenig gestörtem Erikawald bis zur Waldgrenze bei 3600 m mit Gich Camp. Darüber die afro-alpine Grassteppe bis zum Kedadit-Gipfel (3760 m). Im Vordergrund gepflügtes Kulturland. Blickrichtung Nord.

H. HURNI, Oktober 1974

North side of Jinbar valley with a rather undisturbed Erica forest belt extending up to the Erica timber line (in the center at timber line: Gich Camp). Higher up, the afro-alpine grass steppe continues up to Kedadit mountain (3760 m). In the foreground ploughing cultivation can be seen. View towards the North.

Entwaldung kaum mehr reine Pflanzengesellschaften übriggelassen; zum zweiten sind die tieferen Stufengrenzen nicht mehr landschaftsprägend, und zum dritten mit einfachen Methoden nicht auszumachen. Aus diesen Gründen haben wir zwei neue Grenzen einzelner Baumtypen eingeführt: Die obere Akaziengrenze, die zwischen 2400 m und 3200 m schwankt, und die Obergrenze der Hagenia-Juniperus-Olea-Bäume, die zwischen 3100 m und 3700 m liegt (vgl. Figur 51). Beide Grenzen sind nicht Stufen-, sondern Artengrenzen, wenn auch von Arten, deren klimaökologische Signifikanz feststeht (vgl. J.A. COETZEE, 1978; C. TROLL, 1978; W. LAUER und P. FRANKENBERG, 1977). Die Hagenia-Juniperus-Olea-Grenze verläuft dabei etwas höher als die eigentliche Stufengrenze des Bergwalds, während die Akazien-Grenze als Zugehörige der mittleren Bergwald-Unterstufe etwas unterhalb dieser Stufengrenze liegt.

7.2.3 Die Höhenstufen der Landnutzung

Die amharische Sprache verwendet eigene Begriffe für bestimmte Höhenstufen, die meist zur Abgrenzung von Höhenstufen der Landnutzung gebraucht werden (s. Figur 53, S. 173, rechte Kolonne). W. KULS (1963) und V. STITZ (1974: 54–58) machten Beobachtungen in Gojam und in Shewa und Wello, die wir in Semien bestätigen konnten.

Die unterste Stufe, Kolla, ist wenig dicht besiedelt. Wichtige Kulturpflanzen sind Mais und Hirse (V. STITZ, 1974: 57). Weite Flächen tragen jedoch savannenartige Sekundärvegetation mit vielen Büschen, in trockeneren Teilen Akazien-Savannen. Darüber setzt bei 1800 m bis 2000 m die Weyna Dega-Stufe ein, die in Semien vor allem die tiefen Talböden und terrassenartigen Schichtstufen in Hangfusslage umfasst. Sie ist das Hauptanbaugebiet der äthiopischen Tef-Hirse *(Eragrostis abyssinica)* und geht bei 2600 m bis 2800 m in die eigentliche Hochlandstufe, die Dega über. Diese wird landwirtschaftlich durch Ackerbau von allen Stufen am intensivsten genutzt. Die obere Grenze der Dega-Stufe fällt mit der klimatischen Grenze des Getreidebaus bei 3600 m bis 3800 m zusammen. Die Grasstufe darüber bis zu den Gipfeln wird wegen der häufigen Rauhreiferscheinungen Werch genannt. Sie dient als Viehweide.

Wir konnten die Dega-Stufe Semiens aufgrund ihrer typischen Landnutzungsmethoden in zwei Unterstufen, eine untere und eine obere Dega-Stufe einteilen. Wesentlichste Klassierungsmerkmale waren dabei die Anbausysteme und die Kulturpflanzen. Die Untere Dega eignet sich klimaökologisch für den Anbau von verschiedenen Getreidesorten und Hülsenfrüchten: Gerste, Weizen, Linsen, Erbsen, Bohnen, auch Leinsamen und Flachs. Die Ackerflächen werden in mehrjähriger Fruchtfolge in der Regel jährlich einmal angebaut und geerntet (vgl. Bild 22). Mehrjährige Brachzeiten einzelner Äcker, als Viehweide genutzt, können zwischengeschaltet werden. Ein solches Anbausystem ist von V. STITZ (1974: 286) als «Cheflek», d.h. Fruchtrotation mit Brache in 4 bis 5jährigem Rhythmus, beschrieben worden. Die Obere Dega ist klimaökologisch derart eingeschränkt, dass nur noch Gerstenanbau *(Hordeum vulgare)* betrieben werden kann. Hier verläuft der Anbauzyklus so, dass eine Ackerfläche ein Jahr angebaut wird und das nächstfolgende

Bild 22 Typische Kulturlandschaft der Fruchtwechsel-Anbaustufe bei Deresge (2800 m). Getreide und Hülsenfrüchte in verschiedenen Reifestadien. Im Hintergrund Eucalyptuswald in Deresge. Blickrichtung NE zum Ras Dejen in Bildmitte.

A. HURNI, Oktober 1976

Typical area of grains and pulses, as annual crops, under cultivation in the lower belt near Deresge at 2800 m. Different stages of crop maturing are apparent. In the background are Eucalyptus forests in Deresge. View towards the Northeast with Ras Dejen in the middle of the photo.

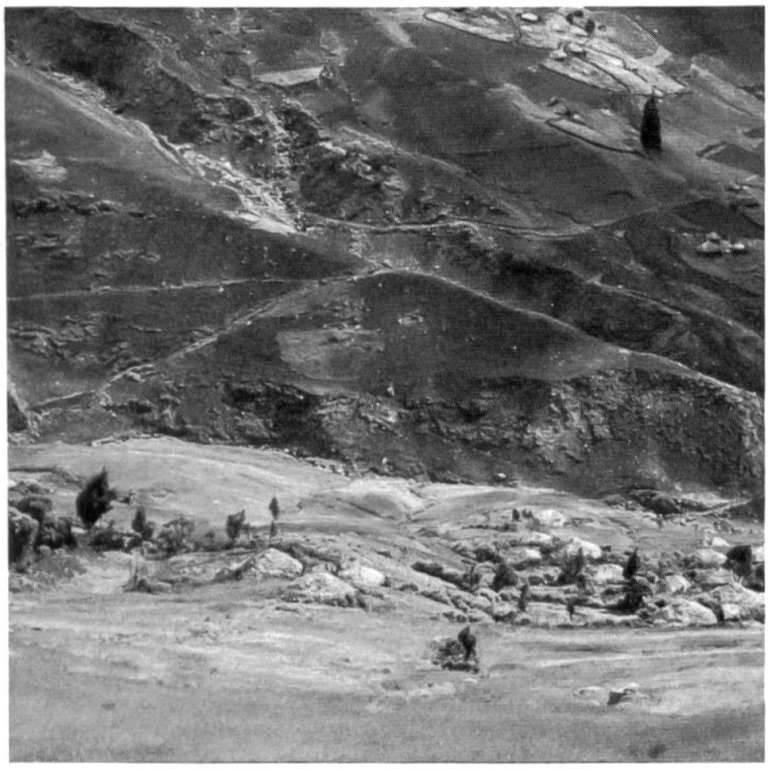


Bild 23 Typische Kulturlandschaft der Gersten-Zweizelgen-Anbaustufe bei Argin (3500 m). Im Vordergrund ausreifende Gerste, im Hintergrund auf der andern Talseite gepflügtes Ackerland auf fluvio-solifluvialen Talgrundverfüllungen der letzten Kaltzeit.

R. NÄGELI, November 1976

Typical area of barley under the two year cultivation cycle near Argin at 3500 m. In the foreground, maturing barley surrounding the village, in the background, ploughed land on fluvio-solifluvial valley deposits of the last cold period.

Jahr brachliegt, ein Cheflek-System in zweijährigem Rhythmus (vgl. Bild 23). Auf diese Weise entsteht durch geeignete Besitzverteilung der bebauten Parzellen eine Zweizelgenwirtschaft, indem die Familien eines Weilers oder Dorfes im ersten Jahr eine bestimmte, klar abgegrenzte Teilfläche bearbeiten, im darauffolgenden Jahr auf die zweite Anbaufläche wechseln, um im dritten Jahr auf die erste zurückzukehren (H. HURNI, 1979: 155). Im Gegensatz zu den Beobachtungen von V. STITZ (1974: 292) handelt es sich in Semien um eine reine Zelgenwirtschaft, auch wenn zuweilen die Zelgen nicht den Dörfern, sondern der nächstunteren Siedlungseinheit, dem Weiler zugeordnet sind. Einzelne Zelgen umfassen dabei meist ganze Talseiten oder kleinere Einzugsgebiete von mehreren km² Ausdehnung (vgl. Ernteflächenkarte).

Die traditionellen äthiopischen Höhenstufen der Landnutzung mit einer untern Stufe des Daueranbaus und einer obern Stufe der Zelgenwirtschaft treten im Landschaftsbild deutlich hervor. Wir haben im und um den Nationalpark von 1975 bis 1977 den jahreszeitlichen Wandel der Ackerflächen beobachtet und zudem die jährlichen Ernteflächen kartiert. Figur 52 illustriert die Beobachtungen stark schematisiert.

Jede Kolonne in Figur 52 steht für eine Periode von drei Monaten; die Höhe der Kolonne ist in die beiden Höhenstufen der Landnutzung gegliedert. Es wird nochmals klar, dass die Zelgenflächen der obern Stufe je um ein Jahr verschobene Rhythmen durchgehen, während die Flächen der untern Stufe ± einheitlich angebaut werden, mit geringfügigen Verschiebungen je nach Kulturpflanze und deren Anbaurhythmus im Jahresgang. Man wird bemerken, dass die Schwankungsbereiche in Figur 52 mit extremeren Werten angegeben sind, als wir hier im Text verwendeten. Dies liegt daran, dass im Text die mittleren Intervalle angegeben wurden, ohne die Extremlagen der Stufengrenzen zu berücksichtigen.

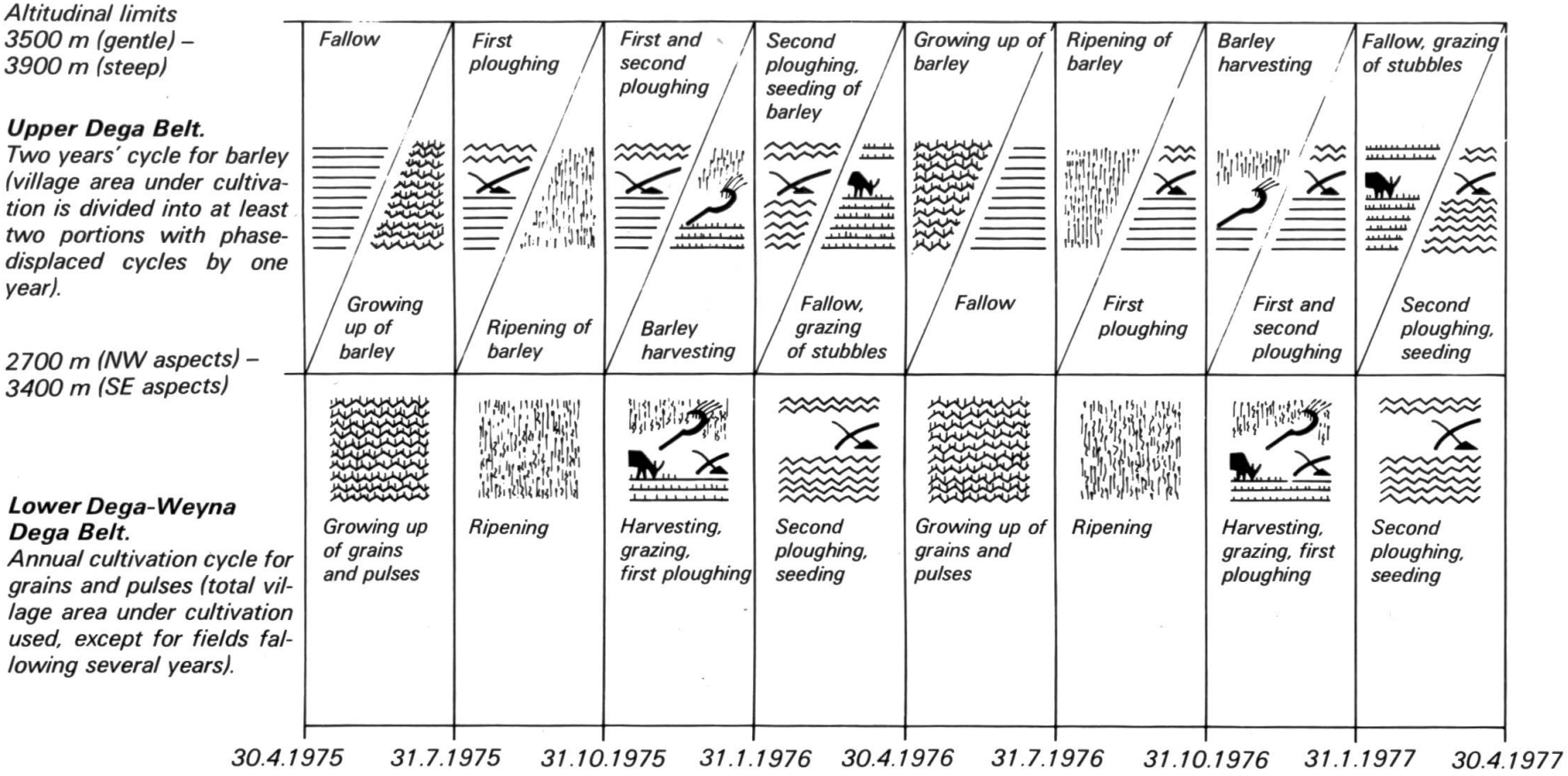
7.3 Die Auswahl von geeigneten Höhengrenzen für die Kartierung

Aus der Vielzahl der in 7.2 definierten Höhengrenzen muss hier eine Auswahl derjenigen erfolgen, die im Feld kartiert werden sollen. Eine solche Auswahl soll mit Auswahlkriterien erfolgen, die unserer Zielsetzung entsprechen: Typisch zu sein für die Landschaft Semiens und geoökologische Zusammenhänge zu zeigen mit Klima, Topographie, Böden und Landnutzung.

7.3.1 Auswahlkriterien und Auswahl

Eine Höhengrenze soll vier Kriterien erfüllen, damit sie kartiert werden kann:

1. Die Grenze muss das Landschaftsbild prägen, also entweder als Linie sichtbar sein oder zwei deutlich unterscheidbare Stufen abgrenzen.
2. Die Grenze soll klimaökologisch relevant, d.h. analysierbar sein, um Zusammenhänge wie oben gefordert erkennbar zu machen.
3. Die Grenze muss in allen Expositionen des Gebirges deutlich nachweisbar sein.



Figur 52 Traditionelle Anbauzyklen der Ackerkulturen der DEGA- und WEYNA DEGA-Stufen in Semien. Die Zeitachse, die der Beobachtungszeit entspricht, kann beliebig fortgesetzt werden.

Traditional cultivation cycle in the Dega and Weyna Dega belts of Simen. The time scale representing the observation period may be continued.

4. Die Grenze muss in einem Arbeitsgang kartiert werden können, also nicht ganzjährige Beobachtungen erfordern.

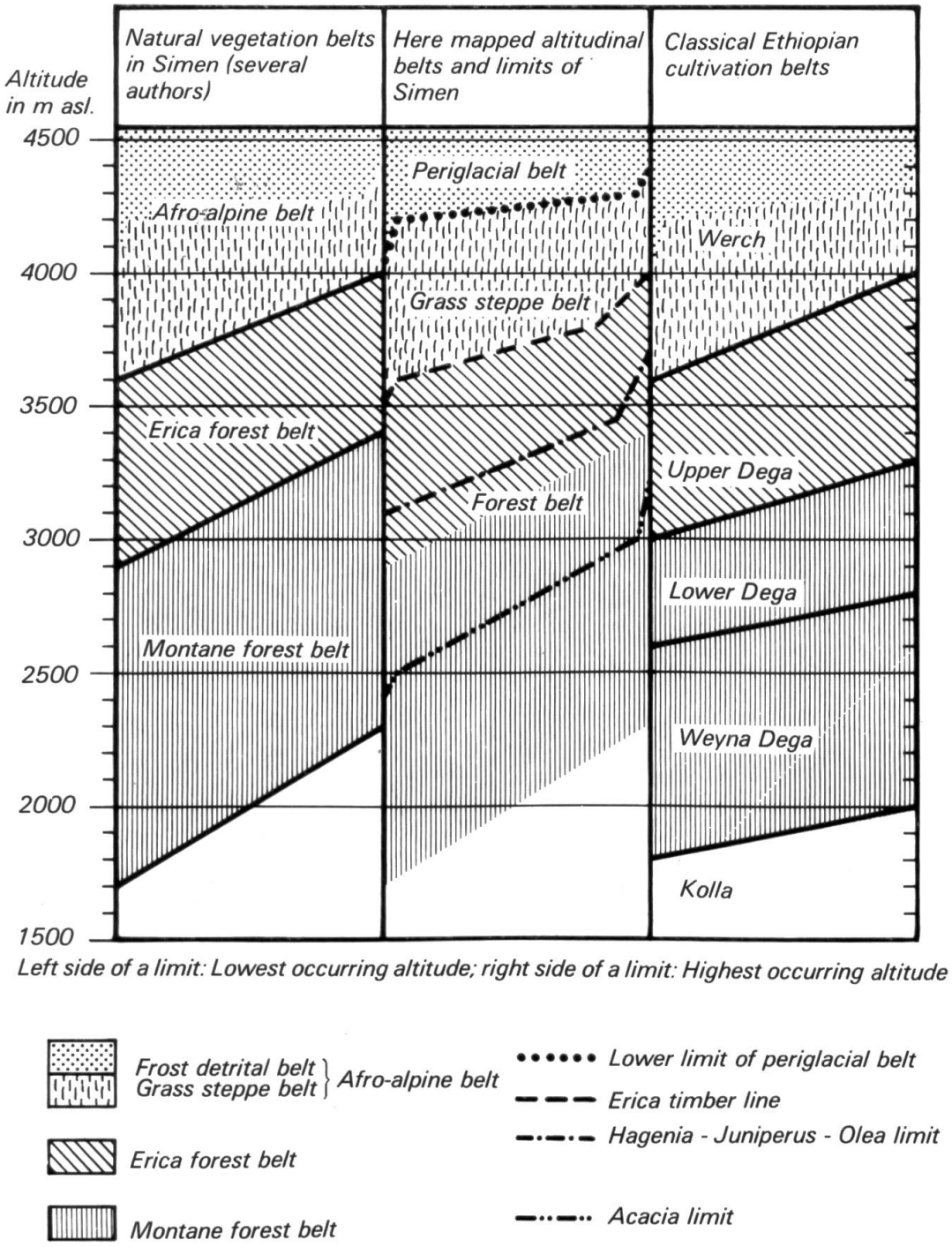
Das erste Kriterium ist subjektiv, aber leicht anwendbar. Erst die Analysen der nächsten Abschnitte werden zeigen, inwiefern die mehr intuitive Anwendung des zweiten Kriteriums berechtigt war. Das dritte Kriterium wird überall dort die Auswahl der natürlichen Vegetationsgrenzen einschränken, wo die stärksten Entwaldungsprozesse stattgefunden haben. Das vierte Kriterium ist eine Frage des Arbeitsaufwandes, also letzten Endes auch der Grösse des Kartierungsgebietes.

Figur 53 präsentiert das Resultat der angewandten Auswahlkriterien, indem links und rechts die natürlichen und die kulturräumlichen Höhenstufen wiedergegeben und mit den für die Kartierung ausgewählten Grenzen in der Mitte verglichen werden. Es ist aus Figur 53 ersichtlich, dass die kartierten Grenzen einerseits drei Stufen abgrenzen: Die Frostschuttstufe von der Graslandstufe und letztere von der Waldstufe. Andererseits werden mehrere Baumarten abgegrenzt: Hagenia, Juniperus, Olea und Akazien. Weiter ist in Figur 53 die Parallelität zwischen den natürlichen Vegetationsstufen und den Kulturlandstufen auffallend. Im nächsten Abschnitt wollen wir erläutern, warum einzelne Grenzen ausgewählt wurden und andere weggelassen werden mussten.

7.3.2 Die Begründung der Auswahl

Die ausgewählten Grenzen: Für die Übersichtskarte 1:100 000 des gesamten Semien-Gebirges wurden zwei Stufengrenzen, zwei Baumgrenzen und die aktuellen Getreideflächen ausgewählt: Die Frostschuttgrenze als obere Grenze mit über 50% Vegetationsbedeckung erhielt wegen ihrer guten Sichtbarkeit den Vorzug vor der Strukturboden- und der Solifluktionsgrenze (s. 7.2.1, S. 164). Sie ist im Luftbild gut abgrenzbar, wie das Stereoluftbildpaar in Figur 44 (S. 123) zeigt. Die Erika-Waldgrenze ist wohl die prägenste Vegetationsgrenze und zudem als Stufengrenze unter mutmasslicher anthropogener Beeinflussung geoökologisch interessant. Die obere aktuelle Begrenzung der Getreideflächen, die nicht als Grenzlinie kartiert wurde, sondern als obere Flächenbegrenzung der Getreideflächen (vgl. Karte), ist wichtig für eine Bestimmung der klimatischen Anbaugrenze der Gerstenkulturen. Ihr marginales Höherwandern hat P. Stähli (1978: 68) für die letzten 20 Jahre bis 1975 für ein Teilgebiet Semiens nachgewiesen. Die Hagenia-Juniperus-Olea-Grenze und die Akazien-Grenze wurden nur deshalb ausgewählt, weil die Stufengrenzen zwischen Erika- und Bergwald nicht kartierbar war (s. unten). In der Analyse werden sich interessante Zusammenhänge mit den Landnutzungsstufen zeigen (s. 7.8, S. 187).

Für die Karte der Kulturlandstufen und Ernteflächen 1:50 000 im und um den Nationalpark ist die Zugehörigkeit jeder Ackerfläche zu den Kulturlandstufen der Landnutzung angegeben, so dass die dazwischenliegende Stufengrenze feststeht. Es wäre äusserst interessant gewesen, diese Grenze auch in ganz Semien zu kartieren. Die aufwendige Beobachtungszeit über mehrere Jahre oder eine ausgedehnte Befragung von Einheimischen konnten wir leider nicht durchführen, so dass nur die kartierte Teilfläche beim Park analysiert werden kann (s. 7.8, S. 188).



Figur 53 Ein schematischer Vergleich zwischen natürlichen Vegetationsstufen, kartierten Höhenstufen der Karte 1:100 000, und den klassischen äthiopischen Höhenstufen der Kulturlandschaft von Semien.

A schematic comparison between natural vegetation, mapped limits of the 1:100 000 scale map, and classical Ethiopian belts for Simen.

Die nicht gewählten Grenzen: Von der natürlichen Vegetationsstufung bleiben die beiden Stufengrenzen des Bergwaldes übrig, die nicht kartiert werden konnten, da das 3. Auswahlkriterium nicht erfüllt war. Gerade die Bergwaldstufe, die ungefähr der Untern Dega- und der Weyna Dega-Stufe entspricht (vgl. Figur 53, S. 173), ist in Semien der Entwaldung am stärksten anheimgefallen, so dass mit Restbeständen und Einzelbäumen keine Stufengrenzen auszumachen waren. In 7.8 (S. 187) werden wir versuchen, Zusammenhänge mit kartierten Grenzen herzustellen. Die beiden geomorphologischen Strukturboden- und Solifluktions-Grenzen konnten wegen ihrer weitgehenden Parallelität mit der Frostschuttgrenze weggelassen werden, zumal sie das 1. Auswahlkriterium der Prägnanz nicht erfüllen. Bei den Kulturlandstufen wurden die Grenzen innerhalb der Anbaustufe (Kolla bis Dega) aus weiter oben beschriebenen Gründen nicht berücksichtigt. Es kommt noch dazu, dass die Höhenstufen unterhalb 3000 m vom Feldarbeitsgebiet nur am Rande berührt wurden (vgl. Figur 1, S. 25).

7.4 Die Kartierung der gegenwärtigen Höhenstufen

Die zweite Phase der Arbeitsmethodik beinhaltet die Kartierung der ausgewählten Grenzen. Wie schon im Abschnitt 5.4 (S. 112) zur Kartierung der letzten Kaltzeit, sollen auch hier nur die im Feld kartierten Höhengrenzen beschrieben werden. Alle übrigen Ergänzungen sind in 7.5 erläutert. Die in 5.4 geschilderten Probleme der Kartenmassstäbe erschwerten auch die Kartierung der Gegenwart. Vor die detaillierte Beschreibung der durchgeführten Arbeiten sei ein Abschnitt geschoben, der sich zum Sinn dieser Kartierung äussert.

7.4.1 Zum Sinn einer Übersichtskartierung

Der Hauptsinn besteht darin, die in der Literatur gefundenen Schwankungsintervalle der Höhengrenzen zu präzisieren. Es ist sicher aufgefallen, dass die Höhenintervalle in Figur 51 (S. 166) sehr breit ausfallen: Zwischen minimal 300 m und maximal 800 m. Angaben über die Gesetzmässigkeiten der grossen Differenzen oder über ihre Ursache fehlen aber gänzlich. Eine Präzisierung der Höhengrenzen und das Herausfinden von direkten Korrelationen mit der Topographie ist darum unser Hauptanliegen (s. 7.5). Weiter ist die ökologische Analyse nach Klima, Agroklima, Boden oder menschlicher Beeinflussung ein wichtiges Teilziel (s. 7.7). Schliesslich sollen Zusammenhänge zwischen den Höhengrenzen und -stufen einzelner Fachrichtungen eruiert werden (s. 7.8). Für solche Zwecke ist eine detaillierte Kartierung der Grenzen im Feld unerlässlich und sinnvoll.

7.4.2 Die Kartierung der Karte 1:100 000

Zur Herstellung einer Übersichtskarte 1:100 000, die als Grundlage für die Karte der gegenwärtigen Höhengrenzen diente, wurde die topographische Situation (Hö-

henkurven) von vier verschiedenen Karten herbeigezogen: Zum ersten, zwischen 13° 09' bis 13° 26' nördl. Breite und 38° 09' bis 38° 25' östl. Länge, die Karte 1:50 000 «Hoch-Semyen» von J. WERDECKER (1968). Zum zweiten und dritten, in einem Streifen von Debark im Südwesten bis zum Bwahit westlich der Kartenmitte, den Nationalpark einschliessend, zwei Karten 1:25 000 *«Debark»* und *«Simen Mountains National Park»* von P. STÄHLI and M. ZURBUCHEN (1978). Zum vierten, für alle umliegenden Randgebiete, die Karte 1:250 000 ND 37-10 des *«Ministry of Land Reform and Administration»*, Addis Abeba. Dörfer und Wege sind im begangenen Teil (vgl. Figur 1, S. 25) selbst kartiert oder kontrolliert worden, ebenso wie die Wälder, Buschwälder und Anbaugebiete. Nicht begangene Geländeteile sind mit Luftbildern ergänzt worden (Aufnahmen: 1963/64).

Die Kartierung der Frostschuttgrenze, welche insgesamt 8 bis 9 isolierte Gipfelgruppen umrahmt, erfolgte auf der ganzen Länge von 68 km im Feld. Sie war relativ leicht verfolgbar, da die Grasvegetation meist innerhalb von weniger als 100 m Horizontaldistanz auf weniger als 50% Bodenbedeckung (lebender Substanz) sank. Die Kartierungsgenauigkeit beträgt darum im Massstab 1:100 000 rund 1 mm = 100 m für diese Grenze. Als Zusatzinformation für die spätere Analyse wurde für die einzelnen Hänge vermerkt, ob die Hangneigung 15° (27%) überschritt oder nicht.

Die obere Erika-Waldgrenze konnte nur dort festgelegt werden, wo die aktuellen Restflächen von Erikawald noch vorhanden waren (Stand 1976). Die Kartierung erfolgte darum im gesamten Gebirgsraum zusammen mit der Kartierung dieser Wald-Restflächen. Im Subdistrikt Beyeda dienten zudem mangels solcher Restflächen die obersten Vorkommen von Wurzelstöcken mit kleineren, beständig für Feuerholz geschnittenen Stockausschlägen zur Abgrenzung der mutmasslichen Erikawaldgrenze. Die Rekonstruktion der Grenze anhand von Wurzelstöcken war allerdings nur dort möglich, wo diese noch nicht als Brennholz ausgegraben worden waren, also in grösserer Entfernung der Dörfer oder in weniger lange gerodeten Ackerflächen. Auf diese Weise konnten 56% von 310 km Waldgrenze im Gebirge direkt kartiert werden. Fehlende Grenzteile mussten mit den Ergebnissen der topographischen Analyse ergänzt werden (s. 7.5, S. 177). Auf der Karte sind solche Ergänzungen durch die gesperrte Signatur von der direkten Kartierung deutlich unterschieden worden. Auch für die Waldgrenze wurden die Hangneigungswerte gesammelt, denn die Feldbeobachtungen liessen eine starke Abhängigkeit vermuten.

Mit der Kartierung der Erika-Waldgrenze wurde auch die aktuelle Obergrenze der Gersten-Anbauflächen in gleicher Höhenlage kartiert.

Die beiden nächsttieferen Grenzen basierten meist auf der Kartierung von Einzelbäumen, die heute noch mindestens als Stockausschlag existieren. Die Hagenia-Juniperus-Olea-Obergrenze wurde dabei genau dann zusammenhängend gezogen, falls mindestens pro km² einmal ein Exemplar einer Art nachgewiesen werden konnte. Stand ein Einzelexemplar in offensichtlicher Gunstlage deutlich höher als die übrigen, so schlossen wir dieses Exemplar mit der Obergrenze nicht ein. In der Mehrzahl der Fälle wird die Grenze durch die Hagenia-Bäume bestimmt. Es war jedoch auch möglich, dass Juniperus-Exemplare in gleicher Höhenlage oder sogar höher vorkamen. Olea setzen in der Regel etwas tiefer ein. Aus der Kartierungsmethode der Hagenia-Juniperus-Olea-Grenze wird ersichtlich, dass die Verlässlichkeit dieser Höhengrenze gegenüber den höherliegenden Grenzen deutlich abnimmt.

Diese Tatsache muss bei der Analyse berücksichtigt werden. Ausser in N- und NW-Expositionen waren zudem keine Exemplare in steiler Hanglage anzutreffen. Von der wahrscheinlichen Gesamtlänge von 290 km für diese Höhengrenze konnten in Semien nur 115 km genau kartiert werden. Die restlichen Grenzteile mussten anhand der Analyse ergänzt werden (gesperrte Signatur auf der Karte). Dies heisst nun aber nicht, dass in allen Gebieten mit gesperrter Grenze nicht genügend Bäume kartierbar waren. Solches gilt nur für Gebiete innerhalb des begangenen Arbeitsgebietes (vgl. Figur 1, S. 25).

Die tiefstgelegene kartierte Grenze ist die Akazien-Obergrenze. Hier gilt im Prinzip Gleiches wie für die Hagenia-Juniperus-Olea-Grenze, nur dass die Akazien ausschliesslich in Hängen mit über 27% Neigung stehen und darum vom Ackerbau häufiger verschont geblieben sind. Sie sind damit auf den für sie charakteristischen Standorten verhältnismässig sicherer erhalten und stehen wegen der Häufigkeit steiler Hänge in dieser Höhenstufe auch dichter. Die Grenze konnte bei der geforderten Dichte von 1 Exemplar pro km² im Arbeitsgebiet fast durchgehend kartiert werden (115 km). Trotzdem müssen weite Teile des Semien-Gebirges ergänzt werden (175 km), da die Akazien-Grenze wegen ihrer relativ tiefen Höhenlage oft ausserhalb des Arbeitsgebietes lag (vgl. Figur 1, S. 25). Auch hier sind die Unterschiede zwischen kartierter und nicht kartierter Grenze durch die Signatur-Weite verdeutlicht.

7.4.3 Die Kartierung der Karte 1:50 000

Als Kartengrundlage diente ein Ausschnitt der Karte *«Simen Mountains National Park 1:25 000»* von P. Stähli and M. Zurbuchen (1978), welcher anschliessend an die Kartierung auf 1:50 000 reduziert wurde. Es handelt sich um denselben Ausschnitt wie bei der Karte der Siedlungs- und Landnutzungsveränderungen von 1954 bis 1975 (1:17 500) von P. Stähli (1978).

Die Kartierung für die Karte der Ernteflächen und Kulturlandstufen erfolgte in drei methodischen Schritten: Als erstes wurden die Anbauflächen (Stand 1975) abgegrenzt. Als Anbauflächen wurden all jene Flächen definiert, auf denen im Winter 1973/1974 oder im Winter 1974/1975 geerntet worden war. Kamen im Laufe der beiden nächsten Erntejahre neue Anbauflächen hinzu, weil mehrjähriges Brachland neu aufgebrochen wurde, so wurden diese nachträglich hinzugefügt. Die Karte gibt darum die gesamten Anbauflächen der Jahre 1973 bis 1977 wieder. Der zweite methodische Schritt war die Kartierung der Ernteflächen während zweier Anbauzyklen, im Winter 1975/1976 und im Winter 1976/1977. Sie war technisch einfach auszuführen, weil Ernteflächen auch aus Distanz sehr gut abgrenzbar sind. So wurden die Ernteflächen der Schichtstufen am Fuss des Steilabfalls 1976/1977 von verschiedenen Beobachtungspunkten entlang der Hochlandkanten ermittelt, ohne dass die Genauigkeit der Kartierung darunter litt. Der dritte methodische Schritt bestand darin, Kulturlandstufen zu differenzieren. In einem grösseren Teil der Flächen konnten solche anhand der Ernteflächen-Kartierung bestimmt werden: War eine Fläche in beiden Jahren angebaut worden, so gehörte sie sicher zur tieferen Stufe mit jährlichem Anbauzyklus. Die übrigen Flächen dieser tieferen Stufe, die zu-

fälligerweise in einem oder in beiden Beobachtungsjahren brachlagen, wurden aufgrund ihrer Anbaukulturen (Weizen, Hülsenfrüchte), durch Befragung der Bauern oder aufgrund ihrer eindeutigen Höhenlage zugeordnet. Die restlichen, höheren Anbauflächen gehörten dann zur oberen Kulturlandstufe mit zweijährigem Anbauzyklus (Zweizelgenwirtschaft). Die einzelnen Zelgen eines Weilers oder Dorfes sind anhand der Ernteflächen deutlich voneinander unterscheidbar.

7.5 Die Ergänzungen zur Feldkartierung der gegenwärtigen Höhenstufen

Folgende Ergänzungen von Höhengrenzen sind für die übersichtliche Darstellung der gegenwärtigen Höhenstufen im gesamten Gebirge notwendig:

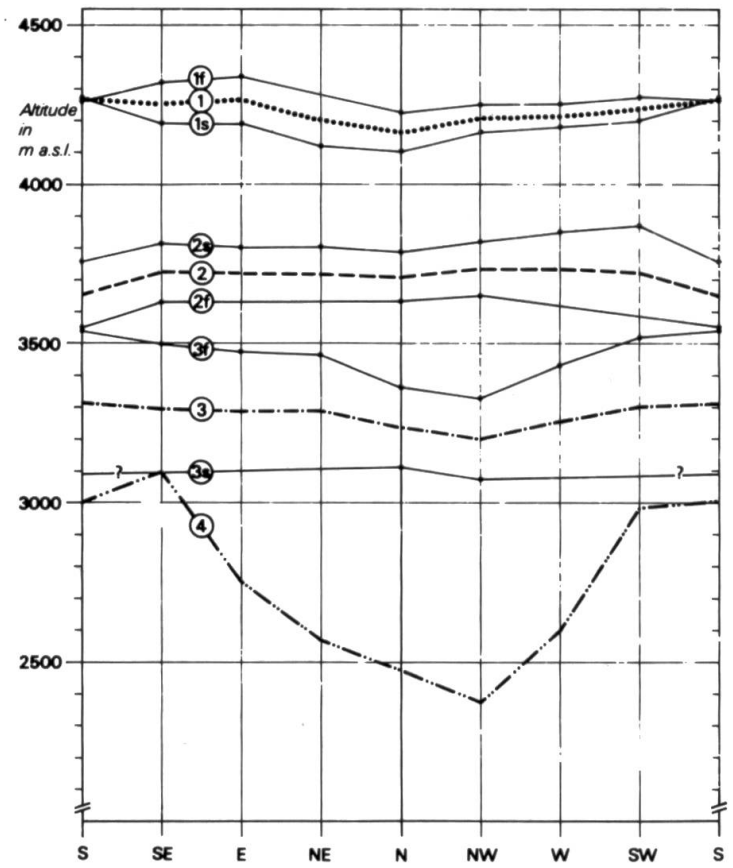
1. Die Erika-Waldgrenze in Gebieten mit gerodetem Wald bei fehlenden Sekundär-Indizien (Wurzelstöcken).
2. Die Hagenia-Juniperus-Olea-Grenze in Gebieten mit ungenügender Dichte der existierenden Bäume (weniger als 1 Exemplar pro km^2) oder in Gebieten ausserhalb des Arbeitsgebietes.
3. Die Akazien-Obergrenze ausserhalb des Arbeitsgebietes.

Während der Feldarbeiten zur Kartierung der obigen Grenzen kam sehr schnell die Vermutung auf, dass gute Korrelationen der Höhenlagen mit der Topographie bestünden. Vor der ökologischen Analyse nach Klima, Böden und menschlicher Beeinflussung wollen wir darum mit einer rein topographischen Analyse herausfinden, ob schon hier direkte Zusammenhänge bestehen. Damit kommen wir zur dritten Phase der Arbeitsmethodik dieses Kapitels (vgl. 7.1.2, S. 159). Die topographische Analyse ist wie im Abschnitt 2.5 eine statistische Methode, die die mittleren Höhen der Grenzen in Abhängigkeit von der Exposition und der Hangneigung korreliert. Resultieren klare Gesetzmässigkeiten, so können die fehlenden Teile der Höhengrenzen auf der Karte mit ihnen ergänzt werden und damit die Kartierung vervollständigen.

Für die Analyse sind die im Feld kartierten Grenzen in Teilstücke mit 0.5 km Länge unterteilt worden. Für jedes Teilstück wurden drei Parameter eruiert: Mittlere Höhe (m ü.M.), Exposition (8 Klassen) und Hangneigung (2 Klassen: Über 27%, unter 27%). Die Frostschuttgrenze wurde zwar vollständig im Feld kartiert, wird hier aber trotzdem analysiert, weil das Resultat für die morphologische und ökologische Analyse verwendet werden kann (vgl. 7.7.1, S. 183). In Figur 54 wurden die Mengen der Teilstücke für die drei oberen Grenzen zweifach verarbeitet:

1. Die Höhen aller Teilstücke mit steiler Hangneigung wurden expositionsweise gemittelt (siehe Punkte in Figur 54) und linear interpoliert (Kurven 1s, 2s und 3s).
2. Die Höhen aller Teilstücke mit flacher Hangneigung wurden expositionsweise gemittelt (siehe Punkte) und linear interpoliert (Kurven 1f, 2f und 3f).

Die Teilstücke der Akazien-Obergrenze, die alle steile Hangneigungen aufweisen, wurden ebenfalls expositionsweise gemittelt und linear interpoliert (Kurve 4). Die neigungsunabhängigen Höhengrenzen (Kurven 1, 2 und 3) entstanden als mittlere Höhen der steilen und flachen Werte jeder Exposition.



Figur 54 Topographische Analyse der kartierten gegenwärtigen Höhengrenzen: Korrelationen mit Höhe, Exposition und Hangneigung. Die linear interpolierten Punkte repräsentieren die Durchschnittswerte von mindestens 4, im Mittel 11 kartierten Grenzteilstücken von 0.5 km Länge. 1 Frostschuttgrenze; 2 Erika-Waldgrenze; 3 Hagenia-Juniperus-Olea-Grenze; 4 Akazien-Grenze. Nur steile Hänge über 15°: 1s, 2s, 3s; nur flache Hänge unter 15°; 1f, 2f, 3f.

Topographic analysis of the mapped altitudinal limits: Correlations with altitude, slope aspect, and slope gradient. The linearly interpolated points represent average values of mapped sections of 0.5 km lengths (minimum 4, on the average 11 sections per point). Average of all values: 1 periglacial limit; 2 Erica timber line; 3 Hagenia/Juniperus/Olea limit; 4 Acacia limit. Only steep slopes over 15°: 1s, 2s, 3s; only gentle slopes below 15°: 1f, 2f, 3f.

Topographische Interpretation von Figur 54: Wie wir vermuteten, können zwei klare Korrelationen eruiert werden: Die Korrelation mit der Exposition und die Korrelation mit der Hangneigung. Die Expositionsabhängigkeit ist bei den Kurven 1, 2 und 3 nur schwach ausgeprägt. Die Akazien-Obergrenze hingegen (Kurve 4) ist sehr stark abhängig, indem sie in den steilen N-Expositionen nur bei rund 2500 m, in den steilen S-Expositionen aber bei rund 3000 m verläuft. Die höherliegenden Grenzen zeigen eine wenig ausgeprägte, vielleicht nicht signifikante Tendenz zu tieferen Höhenlagen in den nördlichen Expositionen, welche jedoch im

Mittel nur rund 100 m ausmacht. Hier ist vielmehr eine starke Neigungsabhängigkeit feststellbar: Bei der Frostschuttgrenze haben steile Hangneigungen in allen Expositionen ausser der S-Exposition signifikant tiefere Höhenlagen, im Mittel bis 150 m tiefer als für flache Hangneigungen. Bei der Erika-Waldgrenze ist die Tendenz genau umgekehrt, indem in allen Expositionen die steilen Neigungen rund 200 bis 300 m höherliegende Grenzen aufweisen als die flachen Neigungen. Bei der Hagenia-Juniperus-Olea-Grenze ist die topographische Interpretation eingeschränkt, da steile Hangneigungen nur in der N- und NW-Exposition kartiert wurden und deshalb für alle übrigen Expositionen nur sehr unsicher interpoliert werden konnten. Falls sich die Interpolation mit weiteren Feldarbeiten bestätigen sollte, dann würden flache Hangneigungen um 250 bis 400 m höhere Grenzlagen zeigen als steile Hangneigungen. Vorläufig gilt die gemachte Aussage allerdings nur für die N-Expositionen.

Die topographische Interpretation von Figur 54 zeigt so klare Tendenzen, dass mit ihnen die fehlenden Grenzteile auf der Karte ergänzt werden können. Wie schon gesagt, sind diese interpolierten Teile auf der Karte durch gesperrte Signaturen (weitere Zwischenräume) deutlich von den effektiv kartierten Grenzen unterschieden worden.

Die allgemeine und ökologische Analyse von Figur 54 ist Thema des übernächsten Abschnittes 7.7, nachdem wir im nächsten Abschnitt 7.6 die Kartenlegenden der beiden Karten zur gegenwärtigen Höhenstufung kurz beschreiben wollen.

7.6 Die Legenden der gegenwärtigen Höhenstufenkarten

Als Erläuterung zu den Kartenlegenden fassen wir die Resultate der vorhergehenden Abschnitte kurz zusammen. Es sind zwei Karten zur gegenwärtigen Höhenstufung im Semien-Gebirge diesem Artikel beigelegt:

1. *«Simen Mountains – Ethiopia: Present Day Altitudinal Belts 1:100 000»*
2. *«Harvesting Areas and Cultivation Belts in and around the Simen Mountains National Park – Ethiopia 1:50 000»*

Die erste Karte ist sechsfarbig: 5 Farben (schwarz, blau, grau, grün und gelb) vermitteln die Grundlage und eine Farbe (rot) die thematische Information. Die Grundlage enthält ausser der normalen Information farbiger topographischer Karten zwei Abstufungen für Hoch- und Buschwald (grün) und zeigt zudem die angebauten Getreideflächen im Gebiet (gelb). Für die Reliefschummerung gilt die Aussage von 5.6 (S. 124), dass die S-SE–Beleuchtung des Reliefs der normalerweise verwendeten NW-Beleuchtung genau entgegengesetzt ist. Die rote Farbe stellt die gegenwärtigen Höhengrenzen dar (vgl. 7.6.1 und 7.6.2). Die zweite Karte ist zweifarbig: schwarz und gelb. Die schwarze Farbe ist die Reduktion der topographischen Karte 1:25 000 von P. Stähli and M. Zurbuchen (1978). Die gelbe Farbe gibt die kartierten Informationen wieder (vgl. 7.6.3).

7.6.1 Der Inhalt der Karte 1:100 000

Die kartierten Höhengrenzen sind in der Legende unter *« Key for Map and Scheme »* aufgeführt.

Untere Frostschuttgrenze und obere Vegetationsgrenze mit über 50% Bodenbedeckung: Diese Grenze, die ganz im Feld kartiert wurde, trennt die gegenwärtige Frostschuttstufe gegenüber der Grassteppe ab. Die geomorphologische Solifluktionsgrenze und Strukturbodengrenze verlaufen ungefähr parallel zu der Frostschuttgrenze, erstere rund 100 bis 150 m tiefer als diese und letztere rund 100 m höher. Die topographische Analyse der Frostschuttgrenze zeigt, dass sie sowohl expositions- als auch neigungsabhängig ist. Sie liegt im Mittel bei 4225 m, mit Schwankungen bis zu 150 m.

Obere Erika-Waldgrenze und Obergrenze des klimatischen Gerstenanbaus: Die Obergrenze der existierenden Erika-Waldflächen ist im Feld kartiert worden. Ihre Höhenlage schwankt je nach Hangneigung, liegt im Mittel bei 3715 m, in steiler Lage bei 3800 m und in flacher bei 3600 m. Es ist keine Expositionsabhängigkeit signifikant abzuleiten. Gebiete mit fehlendem Wald sind anhand der topographischen Analyse rekonstruiert worden (weite Signatur). In 7.8 werden wir zeigen, dass die Erika-Waldgrenze identisch ist mit der klimatischen Grenze des (produktiven) Gerstenanbaus.

Obergrenze der existierenden Hagenia-, Juniperus- oder Olea-Bäume: Sie wurde im Feld im Arbeitsgebiet dort kartiert, wo die Dichte dieser Baum-Arten 1 Exemplar pro km² (!) überschreitet. Die Höhenlage liegt bei 3275 m im Mittel und schwankt je nach Hangneigung: Bei flachen Hängen 3550 m, bei steilen (N-Expositionen) nur 3100 m. Gebiete mit ungenügender Dichte und nicht besuchte Gebiete wurden anhand der topographischen Analyse interpoliert (weite Signatur). Die Hagenia-Juniperus-Olea-Grenze liegt rund 200 bis 400 m höher als die natürliche, heute kaum mehr aufgeschlossene Stufengrenze zwischen Erikawald und Bergwald.

Obergrenze der existierenden Akazien: Sie wurde im Arbeitsgebiet im Feld kartiert und lag immer in steiler Hanglage. Ihre Höhenlage ist im Mittel bei 2730 m. Es sind sehr grosse Expositionsdifferenzen vorhanden: 2400 m in NW-Exposition und 3100 m in SE-Exposition. Gebiete ausserhalb des Arbeitsgebietes wurden anhand der topographischen Analyse interpoliert (weite Signatur). Wir werden in 7.8 (S. 188) zeigen, dass die Kulturlandgrenze zwischen den beiden Landnutzungsstufen der «Dega» gleichsinnig verläuft wie die Akazien-Grenze, nur rund 200 bis 400 m oberhalb dieser.

7.6.2 Ein Schema der gegenwärtigen Höhenstufen

Wir haben versucht, mit einem Schema der gegenwärtigen Höhenstufen ein «Bild» der Landschaft zu vermitteln und darin den Verlauf der Höhengrenzen zu zeigen. Das Schema von Figur 55 ist auch auf der Karte 1:100 000 dargestellt. Die gewählte Darstellungsweise der zwei Ansichten des Gebirges aus Westen entspricht den Resultaten der topographischen Analysen mit Expositions- und Neigungsabhängigkeiten: Steile N-Expositionen sind dabei am linken Rand des linken Gebirges gezeigt, flache N-Expositionen am linken Rand des rechten Gebirges. Dasselbe gilt umgekehrt für die S-Expositionen.

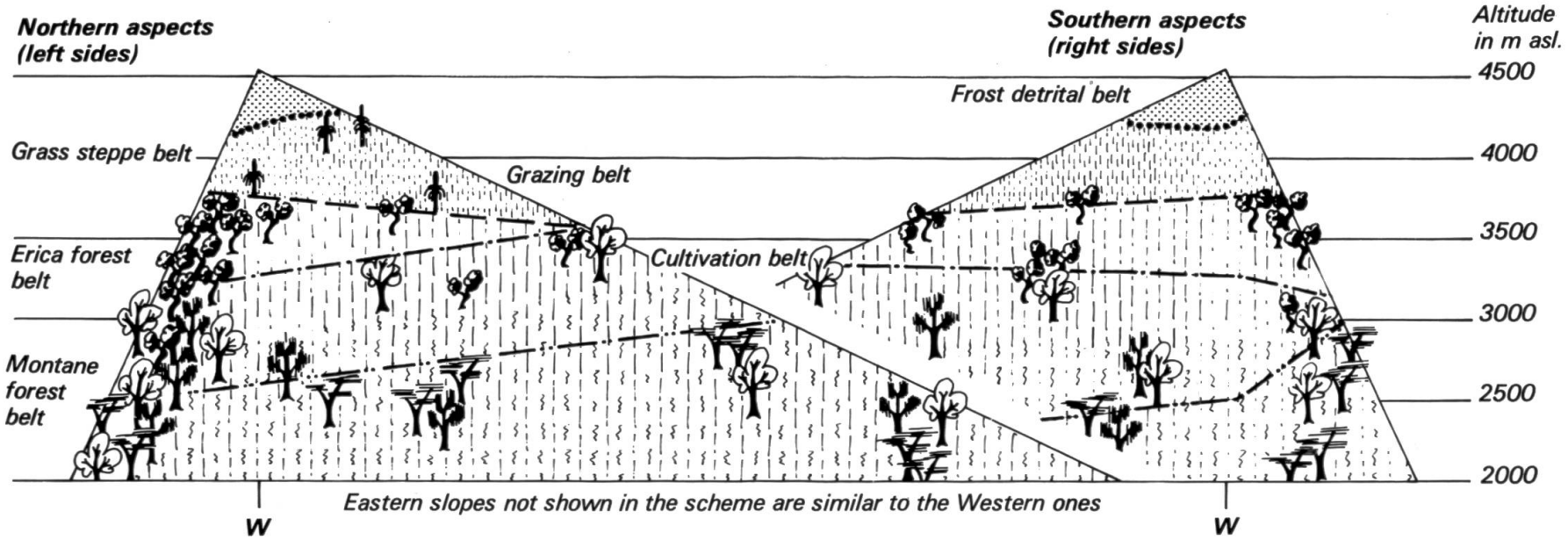
Die Verteilung der Bäume in Figur 55 symbolisiert das gegenwärtige Landschaftsbild: Durchgehende, ± natürliche Vegetation ist nur noch in einigen steilen N-Expositionen zu finden (s. linker Rand). Das übrige Hochland trägt spärliche Baumvegetation. Die Legende für Figur 55 ist einerseits die Kartenlegende (s. oben), andererseits die zusätzliche Legende auf der Karte 1:100 000: *«Additional Key for Scheme»*. Je nach den drei Fachrichtungen können verschiedene Stufen differenziert werden:

1. Geomorphologie: Die flächenhaft aktive Stufe natürlicher Prozesse ist die Frostschuttstufe, mit freier Solifluktion oberhalb der unteren Frostschuttgrenze und gebundener Solifluktion in einem Streifen darunter (nicht im Schema dargestellt, vgl. Figur 50, S. 161).
2. Geobotanik: Die Höhenstufen der natürlichen Vegetation sind: Afro-alpine Grasstufe, Erikawald-Stufe, Bergwald-Stufe. Nur die ersten beiden Stufen sind durch die Erika-Waldgrenze abgegrenzt. Die Stufengrenze zwischen Erika- und Bergwald verläuft zwischen der Hagenia-Juniperus-Olea-Grenze und der Akazien-Grenze, die beide nur obere Artengrenzen sind.
3. Kulturgeographie: Die Grasstufe entspricht der Weide-Stufe und die Waldstufe der Getreideanbau-Stufe. Letztere kann in zwei Unterstufen gegliedert werden: Eine obere mit Gerstenanbau in Zweizelgenwirtschaft und eine untere mit jährlichem Anbauzyklus in Fruchtfolge mit verschiedenen Getreidearten und Hülsenfrüchten. Die Grenze zwischen den beiden Anbausystemen verläuft dabei 200 bis 400 m oberhalb der Akazien-Grenze und ± parallel zu dieser.

7.6.3 Der Inhalt der Karte 1:50 000

Der Inhalt der Kartengrundlage ist in der Legende unter *«Key for Topographic Situation»* zusammengestellt. Die beiden Höhenstufen der Landnutzung (Kulturlandstufen) sind im thematischen Teil unter *«Key for Cultivation Belts»* wiedergegeben:

1. Untere Stufe mit einer Ernte pro Jahr: Anbau von Getreide und Hülsenfrüchten in mehrjährigem Anbauzyklus mit verschiedenen Fruchtfolgen und Einschaltung von Brachjahren. Diese Stufe erfährt ihre obere Begrenzung bei 2700 m in N-Expositionen und bei 3400 m in S-Expositionen, ähnlich wie die Akazien-Grenze.



Figur 55 Schema der gegenwärtigen Höhenstufen im Semien-Gebirge in Abhängigkeit von der Exposition und der Hangneigung. Die gewählte Darstellungsform ermöglicht es, die N- und S-Expositionen nach Neigung zu differenzieren. Für die Definition von Höhenstufen und -grenzen siehe Text.

Scheme of present day altitudinal limits and belts dependent on slope aspect and gradient. The drawing is selected specifically to mark the differences between steep and gentle slopes of the same – Northern or Southern – aspects.

2. Obere Stufe mit einer Ernte pro Ackerfläche alle 2 Jahre und Dazwischenschalten eines Brachjahres, wo auf der zweiten Zelge des Weilers oder Dorfes angebaut wird. Nur Gerstenanbau. Die Obergrenze liegt heute im Bereich der (rekonstruierten) Erika-Waldgrenze. Ein Anbau oberhalb dieser Grenze ist unproduktiv (Frost). Gleiche Neigungsabhängigkeiten der klimatischen Gerstengrenze wie die Waldgrenze. Maximale Anbauhöhe in Semien: 4000 m (Beyeda, steile Hangpartie).

Weiter sind in allen Anbauflächen die Erntezeiten zwischen 1975 und 1977 durch Schraffur angegeben, siehe *« Key for Subdivision of Each Belt into Harvesting Areas 1975 to 1977»*. Anhand der Ernteflächen können die unterschiedlichen Anbausysteme bereits gut differenziert und insbesondere die Zelgen der oberen Stufe klar abgegrenzt werden.

7.7 Ökologische Überlegungen zu den kartierten Höhengrenzen

In diesem Abschnitt wollen wir versuchen, die erwiesenen topographischen Abhängigkeiten der kartierten Höhengrenzen mit ökologischen Überlegungen zu begründen. Klimatische, edaphische oder menschliche Parameter werden die wesentlichsten Bedingtheiten für die Lage der Grenzen sein. Erwiesenermassen hängt die Höhenlage einer Grenze von einer Vielzahl von Faktoren ab, die erst in ihrer speziellen Anordnung die spezifische Begrenzung bewirken (vgl. C. TROLL, 1961 für den Klimacharakter an der Waldgrenze). Es wird darum nicht möglich sein, wie in der topographischen Analyse einfache Korrelationen herzustellen. Vielmehr muss versucht werden, aus der Vielzahl möglicher Einflussgrössen das Zusammenspiel der wahrscheinlichsten auszuwählen. Dieser Abschnitt ist anhand von Literaturbeiträgen, eigenen Beobachtungen und Klimamessungen sowie von Aussagen einheimischer Bauern zusammengestellt worden.

7.7.1 Die Frostschuttgrenze

Die Frostschuttgrenze ist als obere Vegetationsgrenze mit über 50% Vegetationsbedeckung definiert (vgl. 7.2.2, S. 165). Sie steht in engem Zusammenhang mit der Solifluktions- und der Strukturbodengrenze, indem sie ungefähr parallel zwischen ihnen verläuft (vgl. Figur 50). Die Frostschuttgrenze liegt etwas tiefer in N-Expositionen (4200 m) als in S-Expositionen (4300 m) und ist zudem neigungsabhängig (etwa 150 m tiefer in steilen Hängen). Wie sind diese Aussagen ökologisch begründbar?

Es muss sich bei allen drei Grenzen um klimaökologische Grenzen handeln, da ein menschlicher oder edaphischer Einfluss ausgeschlossen werden kann. Zur Diskussion stehende Klimaparameter sind der Tages- und Jahresgang von Temperatur, ferner von Wind, Bewölkung, Feuchtigkeit und Niederschlägen. Anhand der Temperaturanalyse von Figur 26 (S. 78) können temperatur-ökologische Bedingungen für die drei Grenzen abgeleitet werden. Aus den von 3600 m extrapolierten Temperatur-Gradienten geht hervor, dass die Nullgradgrenze der mittleren Minimal-

temperaturen von Dezember bis März bei 3950 m liegt. Dies bedeutet, dass über 50% der Tage in der Trockenzeit oberhalb 3950 m Frostwechseltage sind. In den Regenzeitmonaten Juni bis August befindet sich die Nullgradgrenze 500 m höher, bei 4450 m. Aus diesen beiden Aussagen kann man schliessen, dass die Höhenlage der Frostschuttgrenze oder Obergrenze der Vegetation mit über 50% Bodenbedekkung bei 4225 m zusammenfällt mit zirka 180 Frostwechseltagen pro Jahr. Eine Bemerkung muss angefügt werden: Die Temperaturmessungen sind 4jährige Mittelwerte, die 1.5 m über Boden gemessen wurden und zudem über einige 100 Höhenmeter extrapoliert sind. Erst genauere Messungen an der Vegetationsgrenze und an der Bodenoberfläche können die oben gemachte Aussage überprüfen.

Andere Klimaparameter dürften die Frostschuttgrenze zusätzlich beeinflussen. Die scharfe Ausbildung der Grenze ist z.T. auch auf die häufige Gipfelbewölkung und die damit verbundene relative Ungunst in der Strahlungsbilanz (vgl. A. Kessler, 1978) zurückzuführen. Windbeeinflussungen im Gipfelbereich müssten ebenfalls berücksichtigt werden. Über das verstärkte Einsetzen von Solifluktionsprozessen in Semien mit Strukturbodenformen oberhalb 4300 m haben sich B. Messerli and M. Winiger (1980: 110) Gedanken gemacht. Sie führen die Höhenlage darauf zurück, dass die Frostwechseltätigkeit nur dann morphologisch wirksam wird, wenn die Feuchtigkeit genügend gross ist. Das ist in den Übergangsmonaten zur Regenzeit der Fall, wo die Nullgradgrenze der mittleren Minimaltemperaturen bei 4200 bis 4400 m liegt und die Feuchtigkeit schon für aktive Solifluktionsprozesse ausreicht. Die tiefere Lage der Solifluktionsvorkommen in N-Expositionen könnte dann durch die gelegentlichen Schneefälle mit Feuchtigkeitszufuhr im kälteren Winter verursacht werden, wenn wegen des relativ tiefen Sonnenstands solche Expositionen ein verzögertes Abschmelzen und eine reduzierte Verdunstung verzeichnen (vgl. Kapitel 4, S. 74ff.). Dieselben Gründe könnten auch tieferen Lagen der drei Höhengrenzen in steilen Hängen in allen ausser der S-Exposition verursacht haben (vgl. Figur 54).

Zusammengefasst ist die Frostschuttgrenze mit den beiden parallelen morphologischen Grenzen ausgeprägt frostabhängig, indem sie in derjenigen Höhe liegt, die rund 180 Frostwechseltage aufweist. Weiter sind auch Feuchtigkeit, Sonnenstand, Bewölkung und Winde verantwortlich für die Relief-Differenzierung der Grenzen.

7.7.2 Die Erika-Waldgrenze

Ökologische Bedingtheiten der tropischen Waldgrenzen sind von verschiedenen Autoren studiert worden. Die Erika-Waldgrenze liegt in Semien expositionsunabhängig bei rund 3700 m; sie schwankt jedoch stark nach Hangneigung. Unsere ökologischen Überlegungen zur Waldgrenze beginnen mit den Temperaturbedingungen, berücksichtigen die anthropogenen Einflüsse und beschäftigen sich schliesslich mit den edaphischen Variationsmöglichkeiten.

Nach H. Walter und E. Medina (1969) ist die Höhenlage der Waldgrenze weitgehend von der Bodentemperatur bestimmt. Diese muss mindestens 7 bis 8° C für die Eiweisssynthese der Wurzeln betragen. Das tropische Tageszeitenklima mit geringen jahreszeitlichen Schwankungen bewirkt, dass die Bodentemperaturen in 30

bis 60 cm Tiefe der lokalen Jahresmitteltemperatur nahekommt (H. WALTER, 1960: 35, zit. in M. WINIGER, 1979: 125). Nach W. LAUER (1976: 80) reicht eine Jahresmitteltemperatur von 7 bis 9° gerade noch für die Ausbildung von Baumvegetation aus. Wir konnten diese Aussagen bestätigen, beträgt doch die Jahresmitteltemperatur der Station Gich Camp in Semien an der lokalen Waldgrenze bei 3600 m für 1973 bis 1976 7.7° C (vgl. Figur 9, S. 53). Nach W. LAUER wäre ein Höhenintervall zwischen 3400 m und 3700 m für die Waldgrenze klimaökologisch wahrscheinlich, da der mittlere jährliche Gradient 0.65° C pro 100 m beträgt. Die Erika-Waldgrenze liegt aber zwischen 3500 m und 3900 m. Es drängt sich die Frage auf, inwiefern andere ökologische Faktoren die Höhenlage der Waldgrenze mitbestimmen.

Mit Sicherheit ist die Waldgrenze heute anthropogen erniedrigt, indem weidendes Vieh junge Sprösslinge kahlfrisst. Geobotanische Studien von eingezäunten Blockhalden knapp oberhalb der Waldgrenze, von F. KLOETZLI (1975: 13) 1971 initiiert, zeigen schon nach kurzer Zeit intensive Ausschläge bestehender Wurzelstökke, die sich trotz klimatisch bereits eingeschränkter Lage ohne Beweidung zu Baumformen entwickeln könnten. Es ist aber nicht anzunehmen, dass die anthropogene Erniedrigung der Waldgrenze mehr als 100 m ausmacht, oder dass sie die signifikanten Neigungsdifferenzen erklärt.

Die höhere Lage der Erika-Waldgrenze in steilen Hängen hat schon O. HEDBERG (1951: 181) am Ruwenzori beobachtet. Mehrere Autoren begründen diese ökologische Begünstigung durch bessere Temperaturbedingungen in Blockhalden. W. LAUER (Diskussionsbeitrag zu C. TROLL, 1978: 562) erklärt sie damit, dass die Gesteine in (steilen) Blockhalden besser erwärmt werden und damit die Jahresmitteltemperaturen erhöhen und die Frostwechsel-Häufigkeit herabsetzen. B. MESSERLI (mdl. Mitt.) weist darauf hin, dass Risse und Spalten zwischen den Geröllen und dem Boden, zusammen mit ihrer Gunstlage im Mikroklima, das Keimen von hineingefallenen Samen und ihr Wachstum begünstigen. F. KLOETZLI (1975) schenkt der Waldfähigkeit der Gebirgssteppe im Jinbartal von Semien besondere Beachtung. Er kommt zum Schluss, dass der Wasserfaktor neben biogen-mechanischen Faktoren ein potentielles Wald-Steppen-Mosaik oberhalb der aktuellen Waldgrenze bestimmt. Die extremen Bedingungen des Wasserhaushaltes flacher Hänge mit starker Vernässung in der Regenzeit und extremer Austrocknung in der Trockenzeit sollen natürlichen Baumwuchs verhindern. Umgekehrt bewirkt die geringere Vernässung der steilen Hänge eine geringere Verdunstung und damit eine kleinere Abkühlung des Bodens, wodurch sich das Wärmespeichervermögen erhöht.

Unsere eigenen Beobachtungen haben gezeigt, dass die höhere Lage der Waldgrenze in steilen Hängen nicht nur an ein Vorkommen von Blockschutt gebunden ist. Wir werden nachweisen, dass die Gerste als Kulturpflanze ein gleiches ökologisches Verhalten zeigt wie der Erika-Wald (s. 7.8, S. 187), obschon sie in Hängen ohne Geröllauflagen angebaut wird. Einheimische Bauern vermeiden den Gerstenanbau in flachen Hängen höherer Lagen deshalb, weil sie «von den Gipfeln kommenden» Frost befürchten. Es bietet sich damit die zusätzliche Erklärung an, dass von den Gipfelregionen kommende nächtliche Kaltluft auf flachen Hängen langsamer abfliesst als auf steilen. Damit erhöht sich die Dauer möglicher Frostwirkung und verhindert das Ausreifen der Gerste, aber auch das Baumwachstum.

Zusammenfassend wird die Erika-Waldgrenze in Semien durch Bodentemperaturen um 7 bis 8° C bestimmt. In steilen Hängen kann eine thermische Begünstigung durch das Aufheizen von Blockschutt, durch geringere Vernässung oder durch schnelleres Abfliessen von Kaltluftmassen aus der Gipfelregion entstehen und dort die Waldgrenze erhöhen.

7.7.3 Die Hagenia-Juniperus-Olea-Grenze

Wegen der unsicheren Kartierung dieser Artengrenze ist sie pflanzenökologisch schwer interpretierbar. Die menschliche Beeinflussung, die ja die gesamte Waldstufe um diese Einzelbäume herum zum Verschwinden brachte, ist zu gross. Immerhin zeigt die Obergrenze auf flachen Hängen, die im Mittel bei 3450 m liegt, eine Expositionsabhängigkeit: 3550 m in S-Exposition, 3350 m in N-Expositionen (vgl. Figur 54, S. 178). Die Obergrenze in steilen Hängen liegt in N-Expositionen deutlich tiefer, bei 3100 m. Es ist nicht sicher, ob diese Eigenschaft steiler Hänge für alle Expositionen gelten würde (keine Feldbefunde in Steilhängen).

J.A. COETZEE (1978: 489) unterstreicht die grosse ökologische Anpassungsfähigkeit von Juniperus, Hagenia und Olea in bezug auf Feuchtigkeit. A.C. HAMILTON (1972) betont, dass die oberen Artengrenzen durch Temperaturbedingungen bestimmt seien (zit. in J.A. COETZEE, 1978: 489), während die unteren Grenzen eher Feuchtigkeitsgrenzen sind. Es liegt darum nahe, unsere kartierte Grenze mit dem Temperaturgeschehen, d.h. wiederum der Jahresmitteltemperatur im Wurzelbereich der Bäume zu interpretieren. In 3550 m, bei gleicher S-Exposition und flacher Neigung wie die Klimastation Gich Camp, kann mit 8 bis 9° C Jahresmitteltemperatur gerechnet werden. Für geneigte Bodenflächen in N-Expositionen dürfte die Sonnenstrahlung etwas reduziert sein, da die Periode mit senkrechtem Sonnenstand auf diesen Flächen mit der Regenzeit im Sommer zusammenfällt. Es ist darum möglich, dass die Bodentemperaturen im Wurzelbereich in den N-Expositionen die 8 bis 10°-Höhenstufe schon bei 3100 bis 3400 m erreichen.

Zusammenfassend ist die ökologische Interpretation der Hagenia-Juniperus-Olea-Grenze eine Temperaturgrenze auf der Höhe der 8 bis 10° Jahresmitteltemperatur. Die Expositions- und Neigungsabhängigkeiten können jedoch wegen der überragenden menschlichen Beeinflussung nur sehr unsicher als zonale Variation der Temperatur-Höhenstufung erklärt werden.

7.7.4 Die Akazien-Grenze

Ökologische Überlegungen zu dieser untersten kartierten Grenze sind wieder etwas einfacher, da die menschliche Beeinflussung etwas reduziert ist. Es wird allerdings schwierig sein, die extremen Expositionsdifferenzen mit ebensolchen Differenzen der Höhenlage gleicher Jahresmitteltemperaturen zu erklären: 3000 m in S-Expositionen, 2500 m in N-Expositionen (vgl. Figur 54).

Akazien gehören zu den kälteempfindlichen Pflanzen, die bei tiefen Temperaturen irreversible Schäden erleiden können. Verschiedene Arten reagieren jedoch un-

terschiedlich auf Frost (vgl. W. LAUER und P. FRANKENBERG, 1977: 12). Übergrosse Feuchtigkeit kann in Verbindung mit kälteren Temperaturen die Höhenbereiche ebenfalls einschränken. Wir glauben, dass die Niederschlagsstruktur des Semien-Gebirges für die Höhenvariabilität der oberen Akazien-Grenze verantwortlich ist. Die Übersichtskarte 1:100 000 der gegenwärtigen Höhenstufen zeigt, dass die Akazien-Grenze das Hochgebirge umfasst (ausser im Mesheha-Tal), dass also die S-exponierten Akazien im S des Gebirges, die N-exponierten im N liegen. In Kapitel 4 (S. 64) stellten wir fest, dass die Niederschläge generell von N nach S und von W nach E abnehmen. Die grössere Bewölkung im NW bewirkt demnach ein stärkeres Abnehmen von Maximal- und Mitteltemperaturen in dieser Höhenstufe in der Regenzeit. Das damit bestehende Wärme- und Strahlungsdefizit der N-Expositionen kann die grosse Asymmetrie der Akazien-Höhenlage bewirkt haben. Die absolute Frostgrenze, zwischen 2000 bis 2500 m anzusetzen, wird in den meisten Expositionen überschritten. Sie ist wohl erst bei längerdauernder Frosteinwirkung, d.h. oberhalb 3000 m absolut limitierend.

Zusammenfassend wird die Akaziengrenze in S-Expositionen wegen der in dieser Höhe verstärkten, längerdauernden Fröste auf etwa 3000 m festgesetzt (10° Jahresmitteltemperatur), während sie in N-Expositionen wegen verstärkter Niederschläge, Bewölkung und Wärmedefizit schon bei zirka 2500 m liegt.

7.8 Schlussfolgerungen: Zusammenhänge und Konsequenzen

Die detaillierte Kartierung und ökologisch-topographische Analyse von Höhengrenzen im Semien-Gebirge erlaubt es in der vierten und letzten Phase der Arbeitsmethodik dieses Kapitels, einige faszinierende Zusammenhänge (7.8.1) zwischen Höhengrenzen und -stufen aufzuzeigen. Es wird klar, dass die menschliche Einwirkung, trotz ihrer Dominanz im gegenwärtigen Landschaftsbild, sehr stark von solchen ökologischen Gegebenheiten abhängt. Eine Beurteilung der erschreckenden Konsequenzen (7.8.2) aus der heutigen Situation für die nächste Zukunft darf darum nicht allein von den menschlichen Faktoren her gemacht werden, sondern muss in gleichem Masse die Ökologie der Höhenstufen miteinbeziehen.

7.8.1 Zusammenhänge zwischen Höhengrenzen und -stufen

Es können wesentliche Zusammenhänge zwischen den Höhenstufen der natürlichen Vegetation und der menschlichen Landnutzung gefunden werden. Aus der Kartierung der gegenwärtigen Höhenstufen und den Analysen resultieren folgende zwei Aussagen:

1. Die obere Erika-Waldgrenze ist identisch mit der klimatischen Grenze des produktiven Gersteanbaus. Beide Grenzen verlaufen in gleicher Höhe und zeigen das gleiche ökologische Verhalten.
2. Die (nicht kartierte) Grenze zwischen Bergwald und Erikawald ist identisch mit der Grenze zwischen den beiden Landnutzungsstufen. Beide verlaufen mit ähn-

lichem ökologischem Verhalten rund 300 m oberhalb der Akaziengrenze parallel zu dieser.

Vereinfacht gesagt ist die Erikawald-Stufe identisch mit der Gersten-Anbaustufe und die Bergwald-Stufe identisch mit der Fruchtwechsel-Anbaustufe.

Zum Nachweis der 1. Aussage: Sie erfolgt empirisch nach Feldbefunden und nicht mit ökologischen Vergleichen von *Erica arborea* und Gerste *(Hordeum sativum)*. Die Übersichtskarte 1:100 000 zeigt, dass die obere Begrenzung der Gerstenfelder im ganzen Hochland ungefähr wie die rekonstruierte Erika-Waldgrenze verläuft, wobei sie sie teilweise auch überschreitet. Solche Stellen mit höherliegenden Gerstenfeldern über der Waldgrenze sind Schlüsselstellen zur Bestätigung unserer Aussage. Befragungen der einheimischen Bauern und Beobachtungen zeigten, dass solche Felder extrem frostgeschädigt sind und verschwindend kleine Erträge haben. Bei der heutigen Situation, in der noch keine Hungersnöte aufgetreten sind, wird das Risiko für den Anbau von Gerste oberhalb der Waldgrenze allgemein als zu gross angesehen. Nur Bauern ohne gutes Land oder neu Zugezogene versuchen solchen Anbau, allerdings auch sie nie mehr als bis maximal 200 m oberhalb der Waldgrenze, da das Missernte-Risiko mit der Höhe sehr schnell zunimmt.

Dass die Waldgrenze als klimatische Gerstengrenze erst in den letzten Jahren ins Bewusstsein der Bauern gerückt ist, zeigt folgendes Beispiel: In der Karte 1:50 000 «Hoch-Semyen» von J. WERDECKER (1968) sind im Dorf «Atär» (s. Ater, 7 km S vom Ras Dejen-Gipfel) die Gerstenfelder bis 4000 m eingezeichnet (Stand 1954). Im Jahre 1976 stellten wir dagegen fest, dass rund zwei Drittel dieser Gerstenflächen oberhalb der Waldgrenze nicht mehr angebaut wurden. Dass es sich nicht um einen Kartierungsfehler auf der Werdecker-Karte handelt, zeigt auch die Anzahl Häuser des Dorfes: Rund 70, 1954 kartierte Häuser oberhalb 3800 m waren 1976 alle verschwunden, d.h. verlassen worden. Wir glauben, dass dieser massive Auszug unsere Hypothese bestätigt, wonach die Gerstenfelder oberhalb der Waldgrenze nicht so produktiv waren wie zu Beginn erwartet, so dass Ernteausfälle zu ihrer Aufgabe führten. Über diesen interessanten Zusammenhang zwischen Erika-Waldgrenze und klimatischer Gerstengrenze konnten wir keine Literaturhinweise finden.

Zur Begründung der 2. Aussage: In 7.6.1 (S. 180) wurde bereits darauf hingewiesen, dass die Grenze zwischen der Gerste-Anbaustufe und der Fruchtwechsel-Anbaustufe analoge Expositionsdifferenzen aufweist wie die Akaziengrenze, obschon sie 200 bis 400 m höher liegt. Diese Analogie ist klimaökologisch relativ leicht verständlich: Wie die Akazien ist auch der Weizen *(Triticum spp)*, eine der wichtigsten Pflanzen der unteren Landnutzungs-Stufe, kälteempfindlich und reagiert zudem auf zuviel Regen (L.H. BROWN and J. COCHEME, 1973: 180–192). Ein analoges klimaökologisches Verhalten wie bei den Akazien ist durchaus wahrscheinlich (vgl. 7.7.4, S. 186). Auf Feldern, wo Weizen angebaut werden kann, erhält der Bauer die Möglichkeit, Fruchtwechsel mit Gerste und Hülsenfrüchten zu betreiben. Die Parallelität zwischen der Akaziengrenze und der Landnutzungs-Grenze ist zudem im und um den Nationalpark nachgewiesen (s. Karten). Etwas schwieriger ist die Frage, ob die Landnutzungs-Grenze identisch mit der Stufengrenze zwischen Erikawald und Bergwald sei (vgl. Figur 53, S. 173). In den N-Expositionen, wo letztere noch abgrenzbar ist, entspricht ihre Höhenlage tatsächlich der Landnutzungsgrenze. Bei-

de liegen bei 2700 bis 2900 m. In S-Expositionen deutet das verstärkte höhenwärtige Vorkommen von einzelnen Baumarten der Bergwaldstufe darauf hin, dass die Stufengrenze zwischen Erikawald und Bergwald analog der Landnutzungsgrenze ebenfalls erhöht ist. Die Höhen betragen hier 3200 bis 3400 m. Allgemein bedeutet dies, dass der Erikawald und die entsprechende Gersten-Anbaustufe in N-Expositionen eine rund 1000 m hohe Stufe von 2700 bis 3700 m einnehmen, in S-Expositionen aber nur rund 400 m von 3300 bis 3700 m.

Zusammenfassend zeigen die hier beschriebenen Zusammenhänge, dass die Höhenstufen der Landnutzung analog der natürlichen Vegetation ökologisch gewachsene Systeme darstellen, die sich über Jahrhunderte zu einer optimalen Kulturlandschaft entwickelt haben. Die Gesetzmässigkeiten der gegenwärtigen Verhältnisse sind klimaökologisch bestimmt und daher nicht ohne weiteres veränderbar.

7.8.2 Konsequenzen für die menschlichen Bewohner Semiens

Die beschriebenen Zusammenhänge zeigen eine Reihe von limitierenden Faktoren für die Entwicklung des Raumes Semien auf: Zum einen sind die ökologisch möglichen Anbauflächen heute fast vollständig ausgenutzt. Übriggebliebene Restflächen bestehen nur aus erosionsanfälligen Steilhängen, aus unantastbaren «Weidestrassen» von den Dörfern zu den Grassteppen oder aus den «gesetzlich geschützten» Teilen des Nationalparks. Zum andern sind die verwendeten Anbausysteme traditionell verankert und ökologisch angepasst, d.h. optimal für die bestehenden Verhältnisse. Eine Intensivierung des Gerstenanbaus in der oberen Landnutzungsstufe ist mit einfachen Mitteln nicht möglich. Ein alljährlicher Anbau von Gerste ohne Fruchtwechsel oder Brache würde den Boden sehr schnell erschöpfen.

Diesen gegebenen Verhältnissen der Pflanzenökologie und der traditionellen Landnutzung stehen zwei äusserst negative dynamische Entwicklungsprozesse gegenüber, welche die Bewohner von Semien in kurzer Zeit in eine katastrophale Marginalität bringen werden:

1. Die natürliche Bevölkerungszunahme von rund 2.8% pro Jahr (P. STÄHLI, 1978: 59)
2. Die langsamen, aber stetig ablaufenden Bodenerosionsprozesse auf den Ackerflächen von rund 20 t pro ha und Jahr im Mittel (vgl. 6.4.2, S. 152).

Steigende Bevölkerungszahlen verlangen zunehmende Erträge auf gleichbleibenden Flächen. Bodenerosionsprozesse reduzieren aber stetig und irreversibel dieselben Erträge wegen der Bodenverschlechterung. Die Konsequenz bei gleichbleibenden Tendenzen wird eine ökologische Verwüstung der Natur und ein verstärktes Abwandern der Menschen sein. Nicht zuletzt wird dadurch der Druck auf die Städte zunehmen und ihr explosionsartiges Anwachsen verstärken. In Debark, der Distrikthauptstadt Semiens, ist diese Tendenz bereits spürbar (R. NAEGELI, 1978: 86).

Können die bestehenden Entwicklungsprozesse gestoppt werden? Unsere Prognose zur Landnutzung ist die des stetigen Abfalls der Bodenqualität im ganzen Hochland infolge der Bodenerosion. Obwohl einzelne Bauern das Problem erkannt

haben und mit einfachen Gegenmassnahmen bekämpfen, werden sie nicht in der Lage sein, die Prozesse ohne geplante Unterstützung aufzuhalten. Die Innovationsresistenz der meisten Bewohner, verwurzelte Traditionen, sozio-ökonomische Strukturen, Besitzverhältnisse und andere Faktoren werden einen umfassenden Schutz des Ackerlandes vor Bodenerosion einschränken.

Noch wäre es nicht zu spät. Mit der heute noch vorhandenen Bodenmenge könnten die meisten aktuell genutzten Flächen mit Bodenkonservierungs-Massnahmen geschützt werden, ohne dabei Anbausysteme zu verändern oder die oben aufgeführten menschlichen Faktoren zu übergehen (H. Hurni, 1981). Wichtigste Voraussetzung zur Stabilisierung der destruktiven Entwicklungsdynamik ist eine umfassend geplante Entwicklungsstrategie, die sich den sozialen, ökonomischen, aber auch ökologischen Gegebenheiten unterordnet und realisierbare Massnahmen vorschlägt.

Nur wenn es gelingt, die notwendigen natürlichen Grundlagen des Subsistenz-Ackerbaus in Semien zu erhalten, kann auch die Zukunft des Welterbegebiets «Semien-Nationalpark» gesichert werden. Ohne aktive Aufbauarbeit wird das Hochland in einigen Jahrzehnten bis Jahrhunderten zu Ödland degradiert sein. Die Zukunft des Nationalparks wird vor allem wegen der starken Expansion der Ackerflächen in die Waldrestflächen schon in den nächsten Jahren in Frage gestellt.

Teil IV

Literaturverzeichnis

Part IV

List of References

ARNOLDUS, H.M.J., 1977: *Predicting soil losses due to sheet and rill erosion.* FAO Conservation Guide 1, Rome: 99–124.
ATTLEE, G., 1964: *Weather at Asmara.* Civil Aviation Administration, Addis Abeba, 30 S.
BROWN, L.H., and COCHEME, J., 1973: *A study of the agroclimatology of the highlands of eastern Africa.* WMO Technical Note Nr. 125: 197 S.
BRUCE, J., 1790: *Travels to discover the source of the Nile in the years 1768, 1769, 1770, 1771, 1772 and 1773.* J. Robinson, London: 5 Volumes.
BUEDEL, J., 1954: Klima-morphologische Arbeiten in Äthiopien im Frühjahr 1953. Erdkunde VIII, H. 2: 139–156.
Civil Aviation Administration 1973–1975: – *Monthly Weather Report,* – *Agricultural Meteorology Bulletin,* Addis Abeba.
CLYMA, W., 1966: *Rainfall intensities for small watershed hydrologic designs in Ethiopia.* Ethiopian Geogr. Journal, Addis Abeba, vol. 4, number 2: 30–36.
COETZEE, J.A., 1967: *Pollen Analytical Studies in East and Southern Africa.* Palaeoecology of Africa 3, 146 S.
COETZEE, J.A., 1978: *Phytogeographical aspects of the montane forests of the chain of mountains on the eastern side of Africa.* Erdwiss. Forschung XI, Steiner, Wiesbaden: 482–494.
DANIEL GAMACHU, 1977: *Aspects of Climate and Water Budget in Ethiopia.* Addis Abeba University Press, 71 S.
DUNNE, T., 1977: *Evaluation of erosion conditions and trends.* FAO conservation Guide 1, Rome: 53–84.
EMBLETON, M.A., and KING, A.M.C., 1968: *Glacial and periglacial geomorphology.* Edward Arnold, London: 608 S.
FAIRBRIDGE, R.W., 1964: Eiszeitklima in Nordafrika. Geologische Rundschau 54: 399–414.
FANTOLI, A., 1940: Elementi preliminari del clima dell'Etiopia. Centro di studio coloniali, Sansoni, Firenze, 299 S.
FANTOLI, A., 1965: Contributo alla climatologia dell'Etiopia. Ministero degli affari esteri, Roma, 558 S.
FANTOLI, A., 1966: Contributo alla climatologia dell'Altipiano Etiopico, regione Eritrea. Ministero degli affari esteri, Roma, 285 S.
FAO-UNESCO, 1974: *Soil map of the World, 1:5 000 000.* Vol. 1, Legend. UNESCO, Paris.
FLOHN, H., 1954: Witterung und Klima in Mitteleuropa. Forsch. z. dt. Landeskunde, Bd. 78, 214 pp.
FLOHN, H., 1965a: *Contributions to a Synoptic Climatology of the Red Sea Trench and adjacent areas.* Bonner Meteor. Abhandlungen 5: 2–35.
FLOHN, H., 1965b: *Equatorial Westerlies over Africa, their extension and significance.* Bonner Meteor. Abhandlungen 5: 36–48. Reprinted from Tropical Meteorology in Africa. Munitalo Foundation Nairobi 1960: 253–264.
FLOHN, H., 1965c: *Intertropical Convergence Zone and Meteorological Equator.* Bonner Meteor. Abhandlungen 5: 49–57.
FLOHN, H., 1965d: *Studies on the watervapor transport over Northern Africa.* Bonner Meteor. Abhandlungen 6, 36 S. + Annex 31 S.
FLOHN, H., 1968: Ein Klimaprofil durch die Sierra Nevada de Mérida (Venezuela). Wetter und Leben 20, Zeitschrift für praktische Bioklimatologie, Wien: 181–191.
FREI, E., 1978: *Andepts in some high mountains of east Africa.* Geoderma 21: 119–131.
FURRER, G. und FREUND, R., 1973: Beobachtungen zum subnivalen Formenschatz am Kilimandjaro. Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 16, Berlin: 180–203.
FURRER, G. und GRAF, K., 1978: Die subnivale Höhenstufe am Kilimandjaro und in den Anden Boliviens und Ecuadors. Erdwiss. Forsch. XI, Steiner Wiesbaden: 441–457.
GARLEFF, K., 1978: Formenschatz, Vegetation und Klima der Periglazialstufe in den argentinischen Anden südlich 30° südlicher Breite. Erdwiss. Forsch., Bd. XI, Steiner Wiesbaden: 344–364.
GASSE, F., 1975: L'évolution des lacs de l'Afar Central (Ethiopie et T.F.A.I.) du Plio-Pléistocène à l'Actuel. Thèse Univ. Paris VI (3 vols): 568 S.
GASSE, F., 1978: Les diatomées holocènes d'une tourbière (4040 m) d'une montagne éthiopienne: le mont Badda. Rev. Algologique N.S. 13 (2): 105–149.
GASSE, F., ROGNON, P. and STREET, F.A., 1980: *Quarternary history of the Afar and Ethiopian Rift Lakes.* The Sahara and the Nile. Balkema, Rotterdam: 361–400.
GRAF, K., 1973: Vergleichende Betrachtungen zur Solifluktion in verschiedenen Breitenlagen. Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 16, Berlin: 104–154.
GRIFFITHS, J.F., 1972: *Climates of Africa.* World Survey of Climatology, vol. 10, 604 S. (Chapter 11: 369–388 Ethiopian Highlands.)
GUILLIEN, Y., 1951: Les grèzes litées de Charente. Revue Géogr. Pyrénées S.-Ouest 22: 154–162
GUMBEL, E.J., 1958: *Statistics of extremes.* New York.

HAMILTON, A.C., 1972: *The interpretation of pollen diagrams from highland Uganda.* Palaeoecology of Africa 7, Balkema, Cape Town: 46–149
HAMILTON, A.C., 1977: *An upper Pleistocene pollen diagramm from highland Ethiopia.* Abstracts X. INQUA Congress: 193.
HAMILTON, A.C. and PERROT, A., 1978: *Date of deglacierisation of Mount Elgon.* Nature, Vol. 273: 49
HASTENRATH, S., 1967: *Rainfall Distribution and Regime in Central America.* Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie 15, Wien: 202–241.
HASTENRATH, S., 1974: Glaziale und periglaziale Formbildungen in Hoch-Semyen, Nord-Äthiopien. Erdkunde Bd. 28: 176–186.
HASTENRATH, S., 1978: *On the three-dimensional distribution of subnival soil patterns in the high mountains of east Africa.* Erdwiss. Forsch. XI, Steiner Wiesbaden: 458–480.
HEDBERG, O., 1951: *Vegetation belts of the east African mountains.* Svensk Botanisk Tidskrift, Bd. 45, H. 1: 140–204.
HEINE, K., 1974: Bemerkungen zu neueren chronostratigraphischen Daten zum Verhältnis glazialer und pluvialer Klimabedingungen. Erdkunde Bd. 28, Lfg. 4: 303–312.
HÖFER, R., 1879: Gletscher und Eiszeitstudien. Sitzungsbericht der Akad. der Wiss., Wien.
HOEVERMANN, J., 1954: Über die Höhenlage der Schneegrenze in Äthiopien und ihre Schwankungen in historischer Zeit. Nachr. der Akad. der Wiss. in Göttingen, Math.-Phys.-Chem. Abt. Nr. 1: 111–137.
HOEVERMANN, J., 1954: Über glaziale und «periglaziale» Erscheinungen in Erithrea und Nordabessinien. Veröff. der Akad. für Raumforschung und Landesplanung, Abh. Bd. 28: 87–111.
HOEVERMANN, J., 1961: Über Witterung und Klima in Abessinien. Abhandlungen der Braunschweigischen Wiss. Gesellschaft, Bd. 13: 109–127.
HUDSON, N.W., 1971: *Soil Conservation.* Batsford, London, 320 pp.
HUMBOLT, A. v., 1817: De distributione geographica plantarum Prolegomena. 8° Lutetiae Parisiorum.
HURNI, H., 1975: Bodenerosion in Semien, Äthiopien (Oberes Jinbar-Tal), mit Karte 1:25 000. Polykopie, Univ. Bern, Geogr. Institut: 74 S.
HURNI, H., 1975b: Bodenerosion in Semien-Äthiopien (mit Kartenbeilage 1:25 000). Geographica Helvetica H. 4: 157–168.
HURNI, H., 1978: *Soil erosion forms in the Simen mountains – Ethiopia (with map 1:25 000).* Geographica Bernensia Bd. G 8: 93–100.
HURNI, H., 1979: Semien-Äthiopien: Methoden zur Erfassung der Bodenerosion. Geomethodica 4, Basel: 151–182
HURNI, H., 1981: *A nomograph for the design of labour-intensive soil conservation measures in rain-fed cultivations.* Soil Conservation: Problems and Prospects, Wiley: 185–210.
HURNI, H., 1981b: *Simen Mountains – Ethiopia: Palaeoclimate of the Last Cold Period.* Palaeoecology of Africa, 13.
HURNI, H., 1981c: Hochgebirge von Semien-Äthiopien: Zwei Karten zur Dynamik der Höhenstufung von der letzten Kaltzeit bis zur Gegenwart. Erdkunde 35, 2: 98–107.
HURNI, H. and MESSERLI, B., 1981: *Mountain research for conservation and development in Simen, Ethiopia (with map, scale 1:100 000).* Mountain Research and Development, Vol. 1, No. 1, 1981: 49–54.
HURNI, H., 1982: Probleme touristischer Entwicklung im Hochgebirge von Semien-Äthiopien (mit Kartenbeilage 1:100 000). Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft von Bern, Bd. 54.
HURNI, H., in Vorb.: *Soil erosion processes and soil conservation design in the Simen mountains, Ethiopia*
JAEKEL, D., 1977: Abfluss und fluviale Formungsvorgänge im Tibestigebirge als Indikatoren zur Rekonstruktion einer Klimageschichte der Zentralsahara im Spätpleistozän und Holozän. X. INQUA, Birmingham.
KASPER, G., 1975: Untersuchungen an Solifluktionsformen mit Hilfe der Nahbereichsphotogrammetrie. Zürich Univ.
KAZMIN, V., 1973: *Geological map of Ethiopia 1:2 000 000.* Geological survey of Ethiopia, Ministry of Mines, Addis Abeba.
KEBEDE TATO, 1964: *Rainfall in Ethiopia.* Ethiopian Geogr. Journal, vol. 2, number 2: 28–36.
KESSLER, A., 1978: Studien zur Klimatologie der Strahlungsbilanz unter besonderer Berücksichtigung der tropischen Hochgebirge und der kühltemperierten Zone der Südhalbkugel. Erdwiss. Forsch. XI, Steiner, Wiesbaden: 49–61.
KIENHOLZ, H., 1977: Kombinierte geomorphologische Gefahrenkarte 1:10 000 von Grindelwald. Geographica Bernensia G 4: 204 S.
KIRWAN, L.P., 1972: *The Christian topography and the kingdom of Axum.* Geogr. Journal 138: 166–177.
KLOETZLI, F., Prof. Dr., Geobot. Institut, Eidg. Techn. Hochschule, Zürich.
KLOETZLI, F., 1975: Zur Waldfähigkeit der Gebirgssteppen Hoch-Semiens (Nordäthiopien). Beitr. naturk. Forsch. Südw.-Dtl., Karlsruhe, Bd. 34 (Oberdorfer Festschrift): 131–147.

KLOETZLI, F., 1977: Wild und Vieh im Gebirgsgrasland Äthiopiens. Vegetation und Fauna, Cramer Vaduz: 499–512.
KLOETZLI, F., 1981: Zur Erfassung der Stabilität und der Nutzungsmöglichkeiten der Gebirgssteppe Hochsemiens (Äthiopien). Geomethodica 6, Basel: 87–117.
KNAPP, R., 1973: Die Vegetation von Afrika unter Berücksichtigung von Umwelt, Entwicklung, Wirtschaft und Forstgeographie. Veg. Monogr. einzelner Grossräume 3, Stuttgart: 626 S.
KULS, W., 1963: Bevölkerung und Landwirtschaft im Hochland von Godjam (Nordäthiopien). Frankfurter Geogr. Hefte 39.
KULS, W. und SEMMEL, A., 1965: Zur Frage pluvialzeitlicher Solifluktionsvorgänge im Hochland von Godjam (Äthiopien). Erdkunde XIX: 292–297.
KULS, W. und SCHALLER, K.F., 1972: Äthiopien. Eine geographisch-medizinische Landeskunde (with English translation). Medizinische Länderkunde 3, Berlin, Heidelberg, New York, 180 S.
LAATSCH, W. und GROTTENTHALER, W., 1972: Typen der Massenverlagerung in den Alpen und ihre Klassifikation. Forstw. Center bl. 91, Parey, Hamburg: 309–339.
LAUER, W., 1973: Zusammenhänge zwischen Klima und Vegetation am Ostabfall der mexikanischen Meseta. Erdkunde 17, Bonn: 192–213.
LAUER, W., 1975: Klimatische Grundzüge der Höhenstufung tropischer Gebirge. 40. Deutscher Geographentag Innsbruck, Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen: 76–90.
LAUER, W., 1976: Klimatische Grundzüge der Höhenstufung tropischer Gebirge. Tagungsbericht und wiss. Abh., 40. Dt. Geographentag, Innsbruck: 76–90.
LAUER, W. und FRANKENBERG, P., 1977: Zum Problem der Tropengrenze in der Sahara. Erdkunde Bd. 31, H. 1: 1–15.
LAUER, W. und FRANKENBERG, P., 1979: Zur Klima- und Vegetationsgeschichte der westlichen Sahara. Akad. der Wiss. und Lit., Mainz, Nr. 1: 59 S.
LAUTENSACH, H. und BÖGEL, R., 1956: Der Jahresgang des mittleren geographischen Höhengradienten der Lufttemperatur in den verschiedenen Klimagebieten der Erde. Erdkunde X, Bonn: 270–282.
LIVINGSTONE, D.A., 1962: *Age of deglaciation in the Ruwenzori range, Uganda.* Nature 194: 859–860.
LIVINGSTONE, D.A., 1980: *Environmental changes in the Nile headwaters.* The Sahara and the Nile, Balkema, Rotterdam: 339–360.
LOUIS, H., 1954: Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. Geogr. Taschenbuch.
MESFIN WOLDE MARIAM, 1970: *An atlas of Ethiopia.* Addis Abeba, 84 S.
MESFIN WOLDE MARIAM, 1972: *An introductory geography of Ethiopia.* Addis Abeba, 215 S.
MESSERLI, B., 1967: Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. Geographica Helvetica 3: 105–228.
MESSERLI, B., 1972: Formen und Formungsprozesse in der Hochregion des Tibesti. Hochgebirgsforschung, Wagner, Innsbruck-München, H. 2: 23–86.
MESSERLI, B., 1975: Formen und Formungsprozesse in den Hochgebirgen Äthiopiens. Tagungsbericht und wiss. Abh., 40. Dt. Geographentag, Innsbruck: 389–395.
MESSERLI, B., HURNI, H., KIENHOLZ, H. and WINIGER, M., 1977: *Bale Mountains: Largest Pleistocene mountain glacier system of Ethiopia.* INQUA Abstracts, Birmingham.
MESSERLI, B., 1978: *Simen Mountains – Ethiopia: A conservation oriented development project.* Geographica Bernensia G 8, Bern: 8–10.
MESSERLI, B. and WINIGER, M., 1980: *The Saharan and east African uplands during the Quarternary.* The Sahara and the Nile, Balkema, Rotterdam: 87–118.
MESSERLI, B., 1980: Die afrikanischen Hochgebirge und die Klimageschichte Afrikas in den letzten 20 000 Jahren. Das Klima – Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft. Springer Verlag Berlin: 64–90.
Meteorological Maps of Ethiopia, 1979: Prepared by Ethiopian Meteorological Service, 70 S.
MINUCCI, E., 1938: Ricerche geologiche nella regione del Semien. R. Acc. Vol. I, Roma: 37–46.
MOHR, P.A., 1962: *General report on an expedition to the Semien mountains.* Bull. of the Geophys. Observatory, Addis Abeba, 6: 155–167.
MOHR, P.A., 1971: *The geology of Ethiopia.* Haile Selassie University Press, Addis Abeba: 268 S.
NAEGELI, R., 1978: *Debark (Simen) – A market town in the highland of Ethiopia (with two maps).* Geographica Bernensia G 8, Bern: 73–92.
NIEVERGELT, B., 1969: Simien, eine bedrohte Berglandschaft in Äthiopien. Berge der Welt, Zürich, Bd. 17: 133–138.
NIEVERGELT, B., 1970: Der äthiopische Steinbock ist in Gefahr. Panda, WWF Schweiz, Zürich, Jg. 3, H. 1: 20–24.
NIEVERGELT, B., 1973: Erhaltung der Lebensgrundlagen – ein dringliches Hilfsprojekt in den Semien-Bergen in Äthiopien. Pro Semien, Zürich (polycopied), 17 S.

NIEVERGELT, B., 1981: *Ibexes in an African Environment, Ecology and Social System of the Walia Ibex in the Simen Mountains, Ethiopia.* Ecological Studies Vol. 40, Springer, Berlin, 189 S.
NILSSON, E., 1940: *Ancient changes of climate in British East Africa and Abyssinia.* Geogr. Annaler 22: 1–79.
OESCHGER, H. und RIESEN, T., 14 C-Labor, Physikalisches Institut, Universität Bern, Switzerland.
PEREIRA, H.C., 1968: *Soil Erosion in Ethiopia and Proposals for Remedial Action.* Addis Abeba: Institute of Agricultural Research.
PETERS, T., Prof. Dr., Mineralogisches Institut, Universität Bern.
PRO SEMIEN: Stiftung, gegründet 1974 zur Unterstützung und Realisierung interdisziplinärer Forschung in Semien. Birchstrasse 95, 8050 Zürich.
PRO SEMIEN, 1974: Stand der Projekte 1974. Pro Semien, Zürich, 6 S.
PRO SEMIEN, 1976: Jahresbericht 1974/75. Pro Semien, Zürich, 25 S.
RAPP, A., 1960: *Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, northern Sweden.* Geogr. Annaler 42: 65–200.
RAPP, A., 1962: *Kärkevagge: Some recordings of mass movements in the northern Scandinavian mountains.* Biul. Periglac. 11: 287–309.
RIESEN, T., 14 C-Labor, Physikalisches Institut, Universität Bern.
ROGNON, P., 1976: Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40 000 ans. Rev. de Géogr. phys. et de Géol. dyn., 18: 251–282.
ROGNON, P. and WILLIAMS, M.A.J., 1977: *Late Quarternary climatic changes in Australia and North Africa: A preliminary interpretation.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 21: 285–327.
RUEPPELL, E., 1838: Reise in Abyssinien (1. Teil). Schmerber, Frankfurt am Main, Bd. 1, 434 S.
RUEPPELL, E., 1840: Reise in Abyssinien (2. Teil). Schmerber, Frankfurt am Main, Bd. 2, 448 S. Im Anhang Bd. 2: 433–448 Berechnung der meteorologischen Beobachtungen.
SALT, H., 1814: *A Voyage to Abyssinia in the years 1809 and 1810.* London, 506 S. + 75 S. Anhang.
SCHMIDT, R.D., 1952: Die Niederschlagsverteilung im andinen Kolumbien. Bonner Geogr. Abhandlungen 9: 99–119.
SCOTT, H., 1958: *Biogeographical research in high Simien (Northern Ethiopia) 1952–53.* Proc. Linn. Soc. London: 1–91.
SEEBALD, O., 1968: Bericht über botanische Studien und Sammlungen am Tanasee und im Semyen-Gebirge. Stuttg. Beitr. Naturk. 194: 40 S.
Simen Mountains National Park, 1969: (Established by law under order No. 59 of 1969) Negarit Gazeta of Oct. 31st, 1969.
SIMOONS, F.J., 1960: *Snow in Ethiopia.* A review of the evidence. The Geogr. Review, Am. Geogr. Soc. of New York, p. 402–411.
STÄHLI, P., 1978: *Changes in settlement and land use in Simen, Ethiopia, especially from 1954 to 1975.* Geographica Bernensia G 8: 33–72.
STÄHLI, P. and ZURBUCHEN, M., 1978: *Two topographic maps 1:25 000 of Simen-Ethiopia.* Geographica Bernensia G 8, Bern: 11–32.
STÄHLI, P., 1979: Grundzüge einer klimatischen Gliederung Semiens (Äthiopien). Unveröff. Teil Diss. Geogr. Inst. Univ. Bern.
STITZ, V., 1974: Studien zur Kulturgeographie Zentraläthiopiens. Bonner Geogr. Abh. H. 51: 395 S.
SUZUKI, H., 1967: *Some Aspects of Ethiopian Climates.* Ethiopian Geographical Journal, Vol. V, No. 2: 19–24.
TREWARTHA, G.T., 1954: *An introduction to climate.* New York, Mc Graw-Hill, 3rd ed.
TROLL, C., 1944: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol. Rundsch. 34: 545–694.
TROLL, C., 1952: Die Lokalwinde der Tropengebirge und ihr Einfluss auf Niederschlag und Vegetation. Bonner Geogr. Abhandlungen 9: 124–182.
TROLL, C., 1959: Die tropischen Gebirge, ihre dreidimensionale klimatische und pflanzengeographische Zonierung. Bonner Geogr. Abhandlungen 25, 93 S. + 16 S. Anhang.
TROLL, C., 1961: Klima und Pflanzenkleid der Erde in dreidimensionaler Sicht. Die Naturwissenschaften 9: 332–348.
TROLL, C., 1966: Ökologische Landschaftsforschung und vergleichende Hochgebirgsforschung. Erdkundliches Wissen 11, Wiesbaden.
TROLL, C., 1970: Die naturräumliche Gliederung Nord-Äthiopiens. Erdkunde 24: 249–268.
TROLL, C., 1974: Das «Backbone of Africa» und die afrikanische Hauptklimascheide. Bonner Meteor. Abhandlungen 17: 209–222.
TROLL, C., 1978: Polylepis – Hagenia – Leucosidea, eine merkwürdige Konvergenz von Gehölztypen in der tropischen und subtropischen Gebirgsvegetation Südamerikas und Afrikas. Erdwiss. Forsch. XI, Steiner Wiesbaden: 561–563.

VAN ZINDEREN-BAKKER, E.M. and COETZEE, J.A., 1972: *A re-appraisal of Late-Quarternary climatic evidence from tropical Africa.* Palaeoecology of Africa 7: 151–181.

VERFAILLIE, M., 1978: *The Ericaceous belt of the Semien Mountains National Park, Ethiopia.* Biol. Jb. Dodonaea, 46: 210–223.

VIRGO, K.J. and MUNRO, R.N., 1977: *Soil and erosion features of the Central Plateau region of Tigray, Ethiopia.* Geoderma, 20: 131–157.

WALTER, H. (Hrsg.), 1960: Grundlagen der Pflanzenverbreitung. Standortslehre. Einführung in die Phytologie III/1, Stuttgart.

WALTER, H. und MEDINA, E., 1969: Die Bodentemperatur als ausschlaggebender Faktor für die Gliederung der subalpinen und alpinen Stufe in den Anden Venezuelas. Ber. Dt. Bot. Ges. 82: 275–281.

WALTER, H., 1977: Vegetationszonen und Klima. UTB 14, Stuttgart, 309 S.

WASHBURN, A.L., 1973: *Periglacial processes and environments.* Arnold, London: 320 S.

WEISCHET, W., 1965: Der tropisch-konvektive und der aussertropisch-advektive Typ der vertikalen Niederschlagsverteilung. Erdkunde 19: 6–14.

WEISCHET, W., 1969: Klimatologische Regeln zur Vertikalverteilung der Niederschläge in den Tropengebirgen. Die Erde, Berlin, 100. Jg., H. 1: 287–306.

WERDECKER, J., 1955: Beobachtungen in den Hochländern Äthiopiens auf einer Forschungsreise 1953/54. Erdkunde IX, p. 305–317.

WERDECKER, J., 1958: Untersuchungen in Hochsemien. Bericht über eine Studienreise im Herbst 1955. Mitt. d. geogr. Ges. Wien, 100, p. 58–66.

WERDECKER, J., 1961: Geographische Forschungen in Nordäthiopien (Mitte Oktober bis Ende Dezember 1957). Asmus und Ruppert (1961), p. 150–157.

WERDECKER, J., 1965: Eine Forschungsreise in Äthiopien. Darmstädter Hochschulnachrichten 3 (1), p. 6–9.

WERDECKER, J., 1968: Karte Hoch-Semyen (Äthiopien) 1:50 000, herausgegeben von der Deutschen Forschungsgemeinschaft 1967. Beilage II zu Erdkunde XXII, H. 1.

WILLIAMS, M.A.J., and FAURE, H. (Hrsg.), 1980: *The Sahara and the Nile: Quarternary environments and prehistoric occupation in northern Africa.* Balkema, Rotterdam: 607 S.

WILLIAMS, M.A.J., and ADAMSON, D.A., 1980: *Late Quarternary depositional history of the Blue and White Nile rivers in central Sudan.* The Sahara and the Nile, Balkema, Rotterdam: 281–304.

WILLIAMS, M.A.J., and WILLIAMS, F.M., 1980: *Evolution of the Nile Basin.* The Sahara and the Nile, Balkema, Rotterdam: 207–224.

WILLIAMS, M.A.J., STREET, F.A. and DAKIN, F.M., 1978: *Fossil periglacial deposits in the Semien highlands, Ethiopia.* Erdkunde Bd. 32: 40–46.

WINIGER, M., 1979: Bodentemperaturen und Niederschlag als Indikatoren einer klimatisch-ökologischen Gliederung tropischer Gebirgsräume. Geomethodica Bd. 4, Basel: 121–150.

WISCHMEIER, W.H., SMITH, D.D. and UHLAND, R.E., 1958: *Evaluation of factors in the soil-loss equation.* Agr. Engineering: 458–462.

WOOD, C.A., 1975 (preprint): *Glacial advances, pluvials and civilization in eastern Africa during the last 2000 years.* Geophys. Observatory, Addis Abeba: 16 S.

World Heritage Committee: Adoptiert durch die UNESCO, hat das Welterbe-Komitee der «Konvention zum Schutze des kulturellen und natürlichen Erbes der Welt» 1978 den Semien-Nationalpark auf ihre «Liste des gefährdeten Welterbes» genommen und gewährt technische Unterstützung. WHC Sekretariat, UNESCO, Paris.

World Wildlife Fund (WWF), 1975–76: *World wildlife yearbook 1975–76.* Av. du Mont Blanc, 1196 Gland, Switzerland: 287 S.

Geographica Bernensia

Publikationen aus dem Geographischen Institut der Universität Bern

	P Geographie für die Praxis	*Fr.*
P 1	GROSJEAN Georges: Raumtypisierung nach geographischen Gesichtspunkten als Grundlage der Raumplanung auf höherer Stufe. 1975 (3. Aufl.)	35.–
P 2	UEHLINGER Heiner: Räumliche Aspekte der Schulplanung in ländlichen Siedlungsgebieten. Eine kulturgeographische Untersuchung in sechs Planungsregionen des Kantons Bern. 1975	25.–
P 3	ZAMANI ASTHIANI Farrokh: *Province East Azarbayejan* – Iran, Studie zu einem raumplanerischen Leitbild aus geographischer Sicht / *Geographical Study for an Environment Development Proposal.* 1979	24.–
P 4	MAEDER Charles: Raumanalyse einer schweizerischen Grossregion. 1980	18.–
P 5	Klima und Planung 79. 1980	25.–
P 6	GROSJEAN Georges: Grundlagen zur Ortsplanung Kirchlindach: Demographische Untersuchung 1979/80. 1980	vergriffen

	S Geographie für die Schule	
S 1	AERNI K. et al.: Die Schweiz und die Welt im Wandel. 1975	vergriffen
S 2	PFISTER Christian: Autobahnen verändern eine Landschaft. Mit einem didaktischen Kommentar von K. Aerni und P. Enzen. 1978	9.–
	1 Klassensatz des Schülerteils (8 Blätter in je 25 Expl.)	4.–
	1 Satz Dias (20 Dias, kommentiert im Textband)	28.–
S 3	BICHSEL U., KUNZ F.: Indien – Entwicklungsland zwischen Tradition und Fortschritt 1979 (2. Aufl.)	16.–
	Schülerpreis ab 15 Exemplaren	7.–
	90 Dias	180.–
S 4	AERNI Klaus et al.: Die Schweiz und die Welt im Wandel. Teil I: Arbeitshilfen und Lernplanung (Sek.stufe I + II). 1979	8.–
S 5	AERNI Klaus et al.: Die Schweiz und die Welt im Wandel. Teil II: Lehrerdokumentation. 1979	28.–

S4 und S5: Bestellung richten an: Staatl. Lehrmittelverlag, Moserstr. 2, 3014 Bern

	U Skripten für den Universitätsunterricht	
U 1	GROSJEAN Georges: Die Schweiz. Der Naturraum in seiner Funktion für Kultur und Wirtschaft. Nachdruck 1980	8.50
U 2	GROSJEAN Georges: Die Schweiz. Landwirtschaft. 1980 (3. Aufl.)	12.–
U 3	GROSJEAN Georges: Die Schweiz. Geopolitische Dynamik und Verkehr. 1978	12.–
U 4	GROSJEAN Georges: Die Schweiz. Industrie. 1975	12.–
U 5	GROSJEAN Georges: Die Schweiz. Fremdenverkehr	in Vorber.
U 6	GROSJEAN G./AMREIN R.: Allgemeine Kultur- und Wirtschaftsgeographie. 1. Teil	in Vorber.
U 7	GROSJEAN G./AMREIN R.: Allgemeine Kultur- und Wirtschaftsgeographie. 2. Teil	in Vorber.
U 8	GROSJEAN Georges: Geschichte der Kartographie. 1980	24.–
U 9	GROSJEAN Georges: Kartographie für Geographen I. Allgemeine Kartographie. 1981 (revid.)	16.–
U 10	GROSJEAN Georges: Kartographie für Geographen II. Thematische Kartographie. 1981 (Nachdruck)	14.–
U 12	AERNI Klaus: Kartenzeichnen und Arbeitstechnik. 1976	20.–
U 13	MESSERLI B., WINIGER M.: Probleme der Entwicklungsländer. Seminarbericht. 1977	18.–
U 14	Grindelwald. Bericht des Feldstudienlagers 1977. 1978	vergriffen
U 15	MATTIG F.: Genese und heutige Dynamik des Kulturraumes Aletsch, dargestellt am Beispiel der Gemeinde Betten-Bettmeralp. 1978	36.–

Geographica Bernensia

Publikationen aus dem Geographischen Institut der Universität Bern

B Berichte über Exkursionen, Studienlager und Seminarveranstaltungen

B 1 AMREIN Rudolf: Niederlande – Naturräumliche Gliederung, Landwirtschaft, Raumplanungskonzept, Amsterdam, Neulandgewinnung, Energie; Feldstudienlager 1976. 1979 ..... 24.–

B 2 Feldstudienlager Aletsch 3.–14. Sept. 1979. Redaktion: Mattig F., Messerli P., Zeiter Hanspeter. 1980 ..... 18.–

B 3 Sahara. Bericht über die Sahara-Exkursion 12.10.–4.11.1973. 1981 (2. Aufl.) ... 35.–

G Grundlagenforschung

G 1 WINIGER Matthias: Bewölkungsuntersuchung über der Sahara mit Wettersatellitenbildern. 1975. ..... 16.–

G 2 PFISTER Christian: Agrarkonjunktur und Witterungsverlauf im westlichen Schweizer Mittelland 1755–1797. 1975 ..... 48.–

G 3 JEANNERET François: Klima der Schweiz: Bibliographie 1921–1973; mit einem Ergänzungsverzeichnis von H. W. Courvoisier. 1975 ..... 15.–

G 4 KIENHOLZ Hans: Kombinierte geomorphologische Gefahrenkarte 1 : 10'000 von Grindelwald, mit einem Beitrag von Walter Schwarz. 1977 ..... 48.–

G 5 BUCHMÜLLER P., EGLI H. R., PESTALOZZI P., WIESMANN U.: Dorf und Flur der Gemeinde Lohn (SH). 1977 ..... vergriffen

G 6 JEANNERET F., VAUTIER PH.: Kartierung der Klimaeignung für die Landwirtschaft in der Schweiz. 1977 .....
Levé cartographique des aptitudes climatiques pour l'agriculture en Suisse. 1977
Textband 20.–
Kartenband 36.–

G 7 WANNER Heinz: Zur Bildung, Verteilung und Vorhersage winterlicher Nebel im Querschnitt Jura–Alpen. 1978 ..... 28.–

G 8 *Simen Mountains – Ethiopia, Vol. I: Cartography and its application for geographical and ecological problems. Ed. by Messerli B. and Aerni K. 1978* 36.–

G 9 Kamerun. Grundlagen zu Natur- und Kulturraum. Probleme der Entwicklungszusammenarbeit. 1978 ..... 43.–

G 10 MESSERLI Paul: Beitrag zur statistischen Analyse klimatologischer Zeitreihen. 1979 ..... 24.–

G 11 HASLER Martin: Der Einfluss des Atlasgebirges auf das Klima Nordwestafrikas. 1980 ..... 20.–

G 12 MATHYS H. et al.: Klima und Lufthygiene im Raum Bern. 1980 ..... 20.–

G 13 HURNI Hans: Hochgebirge von Semien – Äthiopien, Vol. II: Klima und Dynamik der Höhenstufung von der letzten Kaltzeit bis zur Gegenwart. *Simen Mountains – Ethiopia, Vol. II*, 1982 ..... 36.–

Simen Mountains Ethiopia

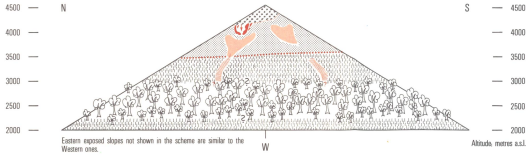
1:100000

Altitudinal Belts of the Last Cold Period (Late Wurm)

Simen Mountains – Ethiopia:
Altitudinal Belts of the Last Cold Period (Late Wurm)

Hans Hurni · Institute of Geography · University of Berne · Switzerland

Scheme of the Last Cold Period Altitudinal Belts Dependent on Slope Aspect



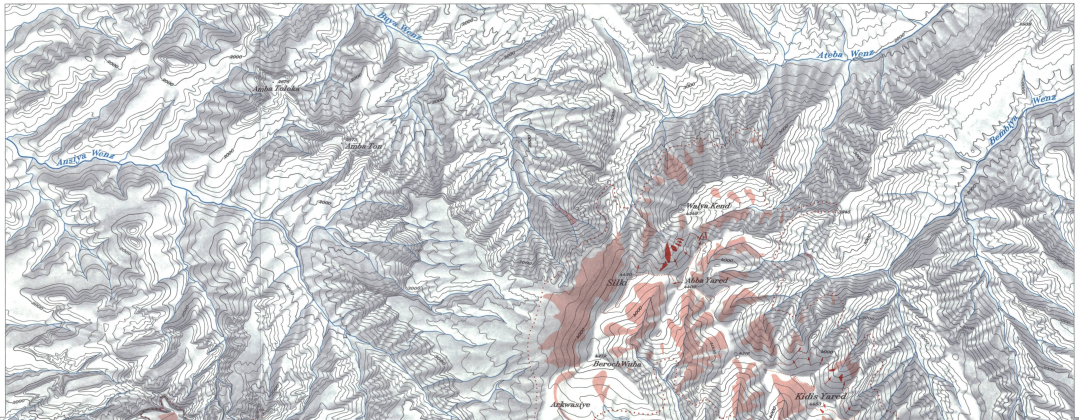
Eastern exposed slopes not shown in the scheme are similar to the Western ones.

Key for Map and Scheme

- Orographic snowline of the last cold period maximum (reconstructed)
- Moraines (with reconstructed direction of ice flow)
- Periglacial solifluction deposits on trough-shaped slopes, with depths greater than 2 m
- Lower limit of dominant solifluction processes with deposits thicker than 0.1 m. If the symbol is discontinuous, this limit is interpolated (not investigated in the field), based upon the topographical analysis (see text)
- Fluvio-solifluvial deposits on valley floors (with lower altitudinal limits unknown)

Additional Key for Scheme

- Glacial belt (Climatic snowline of coldest phase: 4250 m ∓ 150 m, dependant on slope aspect)
- Periglacial belt (Climatic limit: 3500 m ∓ 100 m, dependent on slope aspect, slope length, and gradient)
- Mountain steppe (?) (No field evidence)
- Forests (?) (No field evidence)



0 1 2 3 4 5 km

Topographic Source Materials

The map is compiled from the maps ND 37-10 (1:250'000) of the Ministry of Land Reform and Administration, Addis Abeba, "Hoch-Semyen" (1:50'000) by J. Wendlecker (1968), "Debark" and "Simen Mountains National Park" (1:25'000) by Pro Semien Foundation, Zürich, Institute of Geography, Berne, World Wildlife Fund, Morges, and Ethiopian Forestry and Wildlife Authority, Addis Abeba (1978).

Project: H. Hurni and B. Messerli, Institute of Geography, University of Berne, and M. Zurbuchen, Institute of Photogrammetry and Engineering Survey, Berne, Switzerland.

Field completion: 1977 (1980)

Design and Field Survey: H. Hurni (1976/1977/1980)
Cartography: A. Brodbeck, R. Singer, S. Wuhschleger
Additions based on air photographs (1963/64) of the Mapping and Geography Institute, Addis Abeba.

Printed by Kümmerli + Frey, Berne, Switzerland
Photoprocessed by E. Cellinod & Co., Berne, Switzerland

© Institute of Geography, University of Berne, Switzerland

Beiheft 7 zum Jahrbuch der
Geographischen Gesellschaft
von Bern – 1982

GEOGRAPHICA
BERNENSIA

G 13

Hochgebirge von Semien – Äthiopien Vol. II

Hans Hurni

Klima und Dynamik der Höhenstufung von der letzten Kaltzeit bis zur Gegenwart

(Teil II gemeinsam mit Peter Stähli)
Mit 3 Kartenbeilagen, 55 Figuren und 23 Bildern

Umschlag für Kartenbeilagen
Wrapper for Supplementary Maps

Karten / *Maps*

- *Simen Mountains – Ethiopia 1:100'000: Altitudinal Belts of the Last Cold Period (Late Würm)*
- *Simen Mountains – Ethiopia 1:100'000: Present Day Altitudinal Belts*
- *Harvesting Areas and Cultivation Belts in and around the Simen Mountains National Park – Ethiopia 1:50'000*

Simen Mountains – Ethiopia Vol. II

Hans Hurni

Climate and the Dynamics of Altitudinal Belts from the Last Cold Period to the Present Day

(Part II in Co-authorship with Peter Stähli)
Extended Summaries, Maps, and Figures in English

Contribution of the Commission on Mountain Geoecology (International Geographical Union)

Institute of Geography, University of Bern 1982
Edts Bruno Messerli and Klaus Aerni

Harvesting Areas and Cultivation Belts in and around the Simen Mountains National Park – Ethiopia
1:50000

Hans Hurni · Institute of Geography · University of Berne · Switzerland

Source Materials

The topographic situation is a reduction of part of the map "Simen Mountains National Park 1:25000" by P. STÄHLI AND M. ZURBUCHEN (1978), field verification by P. Stähli and H. Hurni (1975).

Harvesting areas and cultivation belts have been mapped in the field 1975 – 1977.

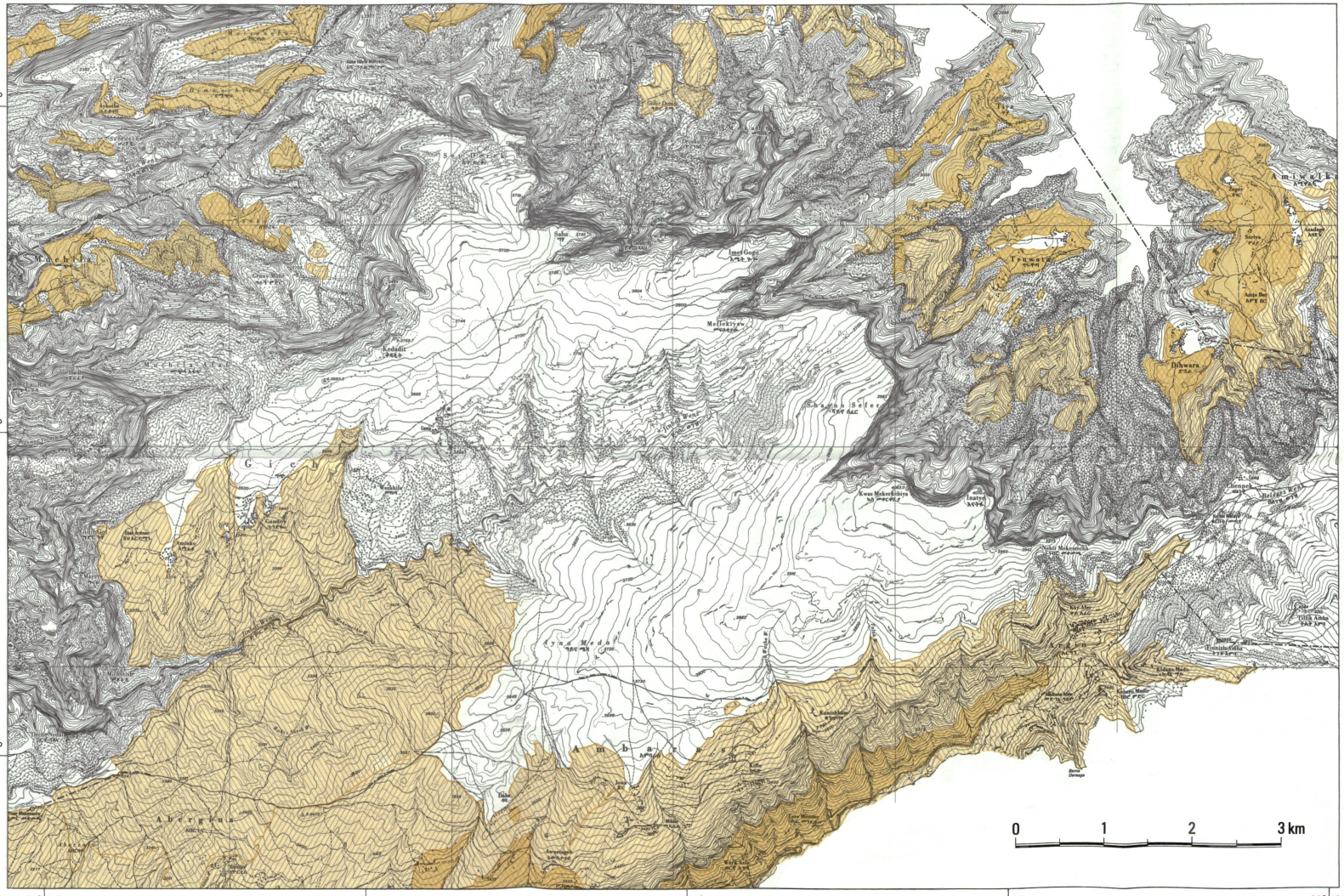
Cartography by A. Brodbeck

Printed by Fa. E. Collioud & Co (Berne)

© Institute of Geography, University of Berne, Switzerland

Key for Topographic Situation

- .4070 Spot height (metres)
- Settlement consisting of tukuls
- Church (Ethiopian-orthodox)
- Mosque
- Major trail
- Local trail
- Forest
- Bush
- Grass-steppe
- Exposed rocks
- Rock-band
- National Park boundaries (proposed)



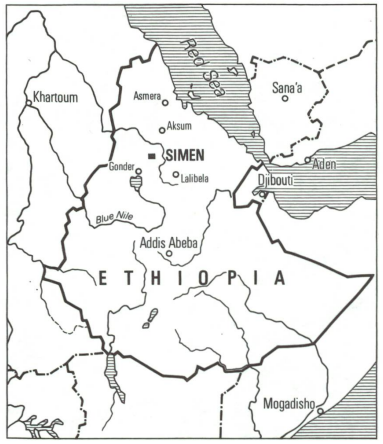
Key for Cultivation Belts

Lower belt with one harvest every year. Cultivation of grains and pulses: Barley, wheat, lentiles, peas, beans, linseed, and below 2200 m, tef and maize. Upper limit of this belt at 2700 – 3400 m, depending on slope aspect. Sometimes in this belt, there are selected areas with several years of fallow.

Upper belt with one harvest every second year, with an intermediate fallow year. Barley cultivation only. Lower limit at 2700 – 3400 m, upper limit at 3500 – 3900 m (maximum 4000 m), mainly depending on slope gradient.

Key for Subdivision of Each Belt into Harvesting Areas 1975 to 1977

- 1975 cultivation and harvest in winter 1975/76, then fallow in 1976
- 1975 fallow, then cultivation in 1976 and harvest in winter 1976/77
- 1975 and 1976 cultivation and harvest in both winters 1975/76 and 1976/77
- Fallow in 1975 and 1976 and no harvest



Simen Mountains
Ethiopia

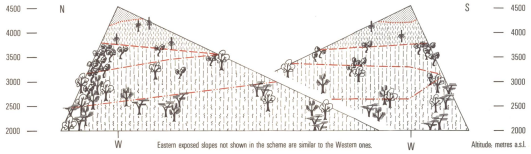
1:100000

Present Day Altitudinal Belts

Simen Mountains – Ethiopia: Present Day Altitudinal Belts

Hans Hurni · Institute of Geography · University of Berne · Switzerland

Scheme of the Actual Vegetation Limits and Belts in Simen Dependent on Slope Gradient and Aspect



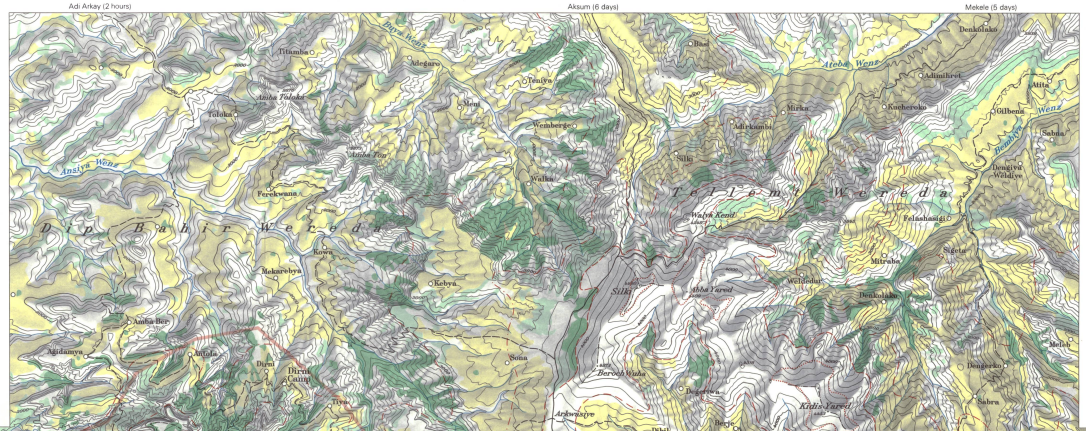
Key for Map and Scheme

- Lower limit of periglacial belt, and upper limit of vegetation with over 50% ground cover (altitudinal variations mainly according to slope aspect; see text)
- Upper timber line of Ericaceous forests, and climatic limitation of productive barley cultivation (altitudinal variations mainly dependent on slope gradient)
- Upper limit of existing Hagenia-Juniperus-Olea trees (altitudinal variations mainly dependent on slope gradient)
- Upper limit of existing Acacia trees. The upper limit of the agricultural belt of grains and pulses with one harvest per year extends 200 to 400 m higher than the Acacia limit (altitudinal variations mainly dependent on slope aspect)

Discontinuous signs on the map are interpolated (missing evidence, or not visited), based upon the topographical analysis of the field observations.

Additional Key for Scheme

- Frost detrital belt with free solifluction forms
- Overgrazed afroalpine Festuca-Danthonia grassland
- Giant Lobelia (Amharic, Chibaro)
- Relict Erica (Wuchenet) and Hypericum (Amicha) forests
- Barley fields (Geba) with one harvest every second year per field
- Hagenia trees (Kosso)
- Juniperus trees (Tid)
- Grains and pulses with one harvest per year and field
- Relict Acacia trees and forests (Grar)



Key for Topographic Situation

- Spot height
- District capital
- Subdistrict capital
- Major settlement (consisting of tukuls)
- All-weather road
- Rough dry-weather road (four wheel drive)
- Major trail
- Local trail (discontinuous symbol: not passable for animals)
- Forest
- Bush or scattered trees
- Cultivated land (barley, wheat, tef, maize, pulses, or fallow)
- Mainly orthodox church grove forest
- Simen Mountains National Park (proposed boundaries)
- Subdistrict (Wereda) boundaries of the Simen District
- Stream
- Contour interval 100 m Elevations in metres

0 1 2 3 4 5 km

Topographic Source Materials

The map is compiled from the maps ND 37-10 (1:250'000) of the Ministry of Land Reform and Administration, Addis Abeba, "Hoch-Semyen" (1:50'000) by J. Wendbecker (1988), "Debark" and "Simen Mountains National Park" (1:25'000) by Pro Semien Foundation, Zürich, Institute of Geography, Berne, World Wildlife Fund, Morges, and Ethiopian Forestry and Wildlife Authority, Addis Abeba (1978).

Project: H. Hurni and B. Messerli, Institute of Geography, University of Berne, and M. Zurbuchen, Institute of Photogrammetry and Engineering Survey, Berne, Switzerland.

Field completion: 1977 (1980)

Design and Field Survey: H. Hurni (1976/1977/1980)
Cartography: A. Brodbeck, R. Singer, S. Wulschleger
Additions based on air photography (1963/64) of the Mapping and Geography Institute, Addis Abeba.

Printed by Kümmerli + Frey, Berne, Switzerland
Photoprocessed by E. Collinod & Co., Berne, Switzerland

© Institute of Geography, University of Berne, Switzerland