

Bodengeomorphologie des oberen Bagrot-Tales (Karakorum/Nordpakistan)

Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von

Thomas Reineke

aus

Paderborn

Bonn, im Dezember 2001

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

1. Referent: Prof. Dr. M. Winiger, Geographisches Institut
2. Referent: Prof. Dr. A. Skowronek, Institut f. Bodenkunde

Tag der Promotion: 25.01.02

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des internationalen Forschungsprojektes "Kulturraum Karakorum" („Culture Area Karakorum“, CAK) der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) erstellt. Für die Finanzierung der Feldaufenthalte in Pakistan und der analytischen Auswertung möchte ich der DFG meinen Dank aussprechen.

Herr Prof. Dr. M. Winiger (Bonn) lenkte schon früh mein Interesse auf die Hochgebirgsforschung und ermöglichte mir 1993 in Verbindung mit einem Praktikum eine erste Reise in den faszinierenden Karakorum. Während dieser Geländekampagne konnte ich viele hochgebirgsspezifische Fragestellungen mit ihm diskutieren, woraus sich ein erstes Konzept zur Erfassung unterschiedlicher Bodentypen im Projektgebiet ableitete. Mit meiner Diplomarbeit startete ich somit einen ersten Versuch, die Pedogenese und die Verteilung der Böden im Karakorum zu erfassen und zu erklären. Herr Prof. Dr. M. Winiger stand mir von Anfang an mit Rat und Tat zur Seite und verstand es, auch nach meinem Wechsel zum Geographischen Institut in Aachen, mir immer wieder neue Anregungen und positive Motivation zu geben, wofür ich ihm ganz herzlich danke.

Schon 1993 entstand eine enge Beziehung zu Herrn Prof. Dr. A. Skowronek (Bonn), der in der Folgezeit mein pedogenetisches Verständnis prägte und in mir die Begeisterung für bodengeomorphologische Konzepte weckte. Darüber hinaus ermöglichte er mir die Nutzung der Laboratorien des Institutes für Bodenkunde und lieferte im Gelände wichtige konzeptionelle Hinweise für diese Arbeit. Auch ihm möchte ich an dieser Stelle für die wissenschaftliche und moralische Unterstützung danken.

Aus dem gemeinsamen Austausch heraus entstand die Idee, auf den Ergebnissen und aufgeworfenen Fragen der Diplomarbeit aufzubauen und weiteren bodengeomorphologischen Fragestellungen im nordpakistanischen Gebirge nachzugehen. Beiden Hochschullehrern danke ich für das entgegengebrachte Vertrauen, für konstruktive Kritik und die engagierte wissenschaftliche Betreuung während der Feldarbeiten bis hin zur Fertigstellung dieser Studie.

Mein Dank schließt auch Frau Prof. Dr. I. Stellrecht (Tübingen), die Initiatorin und Koordinatorin des Projektes und Herr Prof. Dr. E. Ehlers (Bonn) als weiteren Koordinator neben Herrn Prof. Dr. M. Winiger ein.

Für den reibungslosen Ablauf der nicht immer einfachen Forschungsarbeiten vor Ort sei hiermit auch den Koordinatoren Herrn J. Schmitz sowie Frau E. Burbach-Iqbal gedankt. Ohne die tatkräftige Mitarbeit vieler Menschen aus Bagrot, allen voran A. Ali, M. Hussain, A. Khan sowie M. Whally-Khan, wäre die z.T. sehr strapaziöse Geländearbeit nicht zu bewerkstelligen gewesen.

Herrn Prof. Dr. F. Lehmkuhl sei an dieser Stelle für sein Verständnis und Entgegenkommen v.a. in der Abschlussphase dieser Arbeit gedankt.

Viele Kolleginnen und Kollegen im „CAK-Team“, die im Verlauf des Projektes zu guten Freunden wurden, trugen zum Gelingen dieser Arbeit bei. Für ihre Hilfsbereitschaft und uneigennützig Unterstützung möchte ich mich bei Dr. J. Clemens (Dortmund), Dr. J. Esper (Zürich), M. Gumpert (Bonn), Dr. J.-P. Jakobsen (Bederkesa), Dr. M. Nüsser (Berlin), Dr. W. Römer (Aachen), R. Spohner (Remagen), Prof. Dr. Schickhoff (Greifswald) und Dr. M. Schmidt (Bonn), herzlich bedanken. Ferner konnte ich mich gerade in der Endphase der Arbeit auf die Hilfe und moralische Unterstützung von I. Kunz, C. Heitzmann und M. Bürstenbinder verlassen.

Den Mitarbeitern der Geographischen Institute in Aachen und Bonn sowie des Institutes für Bodenkunde in Bonn sei für die Unterstützung bei Labor- und anderen Arbeiten ebenfalls ausdrücklich gedankt.

Aachen, im Dezember 2001

Thomas Reineke

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	III
Verzeichnis der Tabellen	VIII
Verzeichnis der Abbildungen	X
Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen	XII
1. Einführung	1
1.1 Das Untersuchungsgebiet	3
1.2 Problemstellung und Zielsetzung	4
1.3 Kenntnisstand	4
2. Bodengeomorphologische Konzepte	6
2.1 Prinzipien der Differenzierung von Boden-Relief-Systemen	7
3. Bodengeomorphologische Gegebenheiten	12
3.1 Geologisch-tektonische Entwicklung	12
3.2 Klimatologische Grundzüge	15
3.3 Vegetationsgeographische Differenzierung	22
3.4 Der Mensch als geomorphologischer und pedologischer Faktor	25
3.5 Die geomorphologischen Rahmenbedingungen	34
3.5.1 Quartäre Reliefentwicklung	35
3.5.2 Prozesse	36
3.5.3 Formen	39
3.5.4 Sedimente	45
3.5.5 Geomorphodynamik	50
4. Methodisches Vorgehen	54
4.1 Methodische Aspekte der Kartenerstellung	54
4.1.1 Legende	55
4.1.2 Kartiergrundlage / Satellitenbildinterpretation	56
4.1.3 Feldkartierung	56
4.1.4 Auswertung der Feldkartierung unter Berücksichtigung der Panoramen	58
4.1.5 Ausweisung der geomorphologischen Prozessbereiche	59

4.2	Bodenprofilaufnahme	60
4.3	Laboranalytik.....	61
4.4	Mineralogische Untersuchungen.....	61
4.5	Datierungen.....	62
5.	Bodengeomorphologische Interpretation der geomorphologischen Karte	64
5.1	Die rezente glaziale Situation.....	64
5.2	Quartäre Vereisungsspuren	65
5.2.1	Die shanoz-eiszeitliche Erosionsbasis	65
5.2.2	Die yunz-eiszeitliche Schriffgrenze	66
5.2.3	Die borit-jheel-eiszeitlichen Befunde	66
5.2.4	Spätglaziale bis neuzeitliche Befunde	68
5.3	Hangentwicklung.....	72
5.4	Substratdifferenzierung	73
5.4.1	Hanglöss.....	74
5.4.2	Lössschutt	74
5.4.3	Hangschutt	74
5.4.4	Moränenmaterial.....	75
5.4.5	Glazifluviale Sedimente	75
5.4.6	Fluviolakustrische Sedimente.....	75
5.5	Substratverteilung	76
5.6	Die geomorphologischen Prozessbereiche.....	76
5.7	Die Auswahl der bodenkundlichen Untersuchungsgebiete	79
5.8	Reliefdifferenzierung innerhalb der Prozessbereiche	80
6.	Pedostratigraphische Kennzeichnung der Profile in den geomorphologischen Prozessbereichen unter Berücksichtigung der laboranalytischen Befunde.....	82
6.1	Die Böden der nordexponierten Talflanken.....	82
6.1.1	Periglazialer Prozessbereich der alpinen Mattenstufe	82
6.1.2	Denudativer Prozessbereich der oberen Waldstufe	87
6.1.3	Denudativer Prozessbereich der unteren Waldstufe	92
6.2	Die Böden der südexponierten Hänge	98
6.2.1	Periglazialer Prozessbereich der alpinen Mattenstufe	98
6.2.2	Denudativer Prozessbereich der südexponierten Waldstufe.....	101
6.2.3	Denudativer Prozessbereich der <i>Artemisia</i> -Zwerggesträuchstufe	103

6.3	Die Prozessbereiche im Talbodenniveau.....	106
6.3.1	Glazialer Prozessbereich: Moränenkomplex von Dar	106
6.3.1.1	Glazialer Prozessbereich: Rezente und neoglaziale Moränen bei Gargo	109
6.3.2	Glazifluvialer Prozessbereich: Oberes Terrassen- niveau bei Gossoner.....	110
6.3.2.1	Glazifluvialer Prozessbereich: Die Terrassen- niveaus von Gargo.....	111
6.3.3	Fluviolakustrischer Prozessbereich: Die Terrassen- niveaus von Barche	113
7.	Bodenbildungspotenziale im oberen Bagrot-Tal.....	118
7.1	Ableitung der Geomorphodynamik in den Prozessbereichen	118
7.2	Das System der Substratgenese und –verteilung	121
7.3	Die Bodenbildungspotenziale in den Prozessbereichen	124
8.	Zusammenfassende Diskussion	134
9.	Literaturverzeichnis	142
10.	Anhang	165

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1:	Chemische Analyse der Chalt-Vulkanite; nach PETERSON et al. (1991)....	15
Tab. 2:	Bodentemperaturregime im oberen Bagrot-Tal	19
Tab. 3:	Bodentemperaturen der Station „Dameh hoch“	20
Tab. 4:	Eingriffsindizes für Testflächen im Bagrot-Tal sowie die Vergleichsfläche Khaltaro; nach SCHICKHOFF (1998).....	30
Tab. 5:	Granulometrie unterschiedlicher Sedimenttypen; verändert nach KAMP (1999)	47
Tab. 6:	Relief-Stabilitätsindizes; nach GOUDIE et al. (1984).....	53
Tab. 7:	Feldarbeitsmethoden	60
Tab. 8:	Merkmalskombinationen der Sedimenttypen.....	73
Tab. 9:	Bodengeomorphologische Einheiten der Talhänge	79
Tab. 10:	Bodengeomorphologische Einheiten des Talbodens	79
Tab. 11:	Feinbodeneigenschaften nach Sedimenttypen.....	122

Tabellen im Anhang

Tab. A1:	Feldanalytische Kennzeichnung der Hanglössse	165
Tab. A2:	Feldanalytische Kennzeichnung der Lössschutte.....	166
Tab. A3:	Feldanalytische Kennzeichnung der Hangschutte.....	167
Tab. A4:	Feldanalytische Kennzeichnung des Moränenmaterials.....	167
Tab. A5:	Feldanalytische Kennzeichnung der Schotter	168
Tab. A6:	Feldanalytische Kennzeichnung der lakustrischen Sedimente.....	168
Tab. A7:	Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils L1	169
Tab. A8:	Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils L2.....	169
Tab. A9:	Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils L3.....	170
Tab. A10:	Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils N1	170
Tab. A11:	Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils N2	171
Tab. A12:	Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils N3F	171
Tab. A13:	Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils N3C	172
Tab. A14:	Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils N3D	172

Tab. A15: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils N3B.....	173
Tab. A16: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils N3	173
Tab. A17: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils DL1	174
Tab. A18: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils DL2	175
Tab. A19: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils DL3	176
Tab. A20: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils N4	177
Tab. A21: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils BR1.....	177
Tab. A22: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils BR2.....	178
Tab. A23: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils BR3.....	178
Tab. A24: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils CS1.....	179
Tab. A25: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils CS2.....	179
Tab. A26: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils CS3.....	180
Tab. A27: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Sa3	180
Tab. A28: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Sa1	181
Tab. A29: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Sa2	181
Tab. A30: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils D1	182
Tab. A31: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils D2	182
Tab. A32: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils D3	183
Tab. A33: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Ga1.....	183
Tab. A34: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Ga5.....	184
Tab. A35: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Gas2.....	184
Tab. A36: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Ga2.....	185
Tab. A37: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Ga3.....	185
Tab. A38: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Ga4.....	186
Tab. A39: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Ba2	186
Tab. A40: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Ba3	187
Tab. A41: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Ba1	188
Tab. A42: IR-OSL-Datierungen	190
Tab. A43: ¹⁴ C-Datierungen	190
Tab. A44: Verwitterungsgrade auf Basis der Tonmineralanalysen	191
Tab. A45: Laboranalytische Charakterisierung der Profile	193

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1:	Nordpakistan und das Bagrot-Tal	3
Abb. 2:	Das „nine-unit-landsurface-model“; verändert nach DALRYMPLE et al. (1968).....	7
Abb. 3:	Der “K-Cycle” von BUTLER (1959); verändert nach BURNS & TONKIN (1982)	8
Abb. 4:	Konzeption und Arbeitsverlauf.....	11
Abb. 5:	Großräumige geologische Skizze von Westhimalaya und Karakorum; verändert nach SEARLE (1991)	13
Abb. 6:	Geologische Karte des Bagrot-Tales; verändert nach SEARLE (1991)	14
Abb. 7:	Klima-Diagramme für das obere Bagrot-Tal	17
Abb. 8:	Humiditätsbedingte Vegetationsstufen-Sequenzen in Nordpakistan; verändert nach SCHICKHOFF (1998)	22
Abb. 9:	Vertikale und expositionbedingte Verteilung subhumider Pflanzenformationen im Bagrot-Tal; verändert nach S. MIEHE et al. (1996) .	23
Abb. 10:	Räumliche Differenzierung der Walddegradation im oberen Bagrot-Tal; verändert nach M. SCHMIDT (1995)	32
Abb. 11:	Hunza- und Nanga Parbat- Vergletscherungschronologie; verändert nach OWEN et al. (2000)	35
Abb. 12:	Schema der höhenabhängigen Verteilung geomorphologischer Prozesse im Zentralkarakorum; verändert nach HEWITT (1989).....	37
Abb. 13:	Schema der wichtigsten Schluffquellen, -verlagerungen und –ablagerungen im Karakorum; verändert nach OWEN & DERBYSHIRE (1993)	39
Abb. 14:	Typische Formenassoziationen im glazialen System; verändert nach OWEN & DERBYSHIRE (1993).....	41
Abb. 15:	Massenbewegungen und resultierende Formen; verändert nach OWEN (1991)	44
Abb. 16:	Körnung unterschiedlicher Sedimente; verändert nach JIJUN et al. (1984) und OWEN & DERBYSHIRE (1989)	46
Abb. 17:	Verschiedene Resedimentationsprozesse und typische Depositionen; verändert nach OWEN (1991)	49
Abb. 18:	Das obere Bagrot-Tal mit Kartier Routen	57
Abb. 19:	Reliefsituation Koschopal	67
Abb. 20:	Reliefsituation Dameh-Low	68
Abb. 21:	Reliefsituation Dar-Komplex unterhalb des Barche Gletschertores.....	71
Abb. 22:	Schematische Darstellung der geomorphologischen Prozessbereiche.....	81

Abb. 23:	Profil L1.....	82
Abb. 24:	Profil L2.....	83
Abb. 25:	Profil L3.....	85
Abb. 26:	Profil N1	86
Abb. 27:	Profil N2	87
Abb. 28:	Profil N3F.....	88
Abb. 29:	Profil N3C	88
Abb. 30:	Profil N3D	89
Abb. 31:	Profil N3B.....	90
Abb. 32:	Profil N3	91
Abb. 33:	Profil DL1	93
Abb. 34:	Profil DL2	95
Abb. 35:	Profil DL3	96
Abb. 36:	Profil N4	97
Abb. 37:	Profil BR1.....	98
Abb. 38:	Profil BR2.....	99
Abb. 39:	Profil BR3.....	99
Abb. 40:	Profil CS1.....	101
Abb. 41:	Profil CS2.....	101
Abb. 42:	Profil CS3.....	102
Abb. 43:	Profil Sa3	103
Abb. 44:	Profil Sa1	104
Abb. 45:	Profil Sa2	105
Abb. 46:	Profil D1	106
Abb. 47:	Profil D3	107
Abb. 48:	Profil D2	107
Abb. 49:	Schematische Darstellung der holozänen Bodenentwicklung auf neoglazialen Oberflächen am Beispiel des Moränenkomplexes von Dar.....	108
Abb. 50:	Profil Ga1	109
Abb. 51:	Profil Ga5.....	109
Abb. 52:	Profil Gas2.....	110
Abb. 53:	Profil Ga2.....	111
Abb. 54:	Profil Ga3.....	112
Abb. 55:	Profil Ga4.....	112

Abb. 56:	Profil Ba1	114
Abb. 57:	Profil Ba3	114
Abb. 58:	Profil Ba2	115
Abb. 59:	Legende für die Bodenprofilsäulen	117
Abb. 60:	Substratdynamik im oberen Bagrot-Tal	120
Abb. 61:	Punktogramm Median - Sortierung der Hangsedimente.....	121
Abb. 62:	Punktogramm S/U – Fe_d/Fe_t der Hangsedimente	125
Abb. 63:	Punktogramm S/U – Fe_d/Fe_t der Verwitterungsmaterialien.....	125
Abb. 64:	Punktogramm pH – Fe_o/Fe_t der Verwitterungsmaterialien	126
Abb. 65:	Punktogramm S/U – Fe_o/Fe_t der Verwitterungsmaterialien.....	127
Abb. 66:	Punktogramm C_{org} – Fe_o/Fe_t der Verwitterungsmaterialien.....	127
Abb. 67:	Punktogramm Tongehalt – Fe_o/Fe_t der Verwitterungsmaterialien.....	128
Abb. 68:	Punktogramm K/Ti – Fe_o/Fe_t der Verwitterungsmaterialien	130
Abb. 69:	Punktogramm Al_o/Al_t – pH der Verwitterungsmaterialien	130
Abb. 70:	Substratdynamik und Bodenentwicklung im oberen Bagrot-Tal	131

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

AKRSP	Aga Khan Rural Support Programme
CAK	Culture Area Karakorum
C_{org}	organische Substanz
Fe_d, Al_d	dithionitlösliche Elementgehalte
Fe_o, Al_o	oxalatlösliche Elementgehalte
Fe_t, Al_t	Gesamtelementgehalte
GIS	Geographisches Informations System
GLM	Große Lateralmoräne
IKP	International Karakoram Project
ISZ	Indus Suture Zone
LA	Längsachse (bezogen auf Bodenskelett)
LGM	Letztes glaziales Maximum
MMT	Main Mantle Thrust
MTK	Main Karakorum Thrust
OSL	Optisch stimulierte Lumineszenz
PB	Prozessbereiche
SSZ	Shyok Suture Zone
TFR	Time formation ratio (Relief-Stabilitätsindex)

1. Einführung

Die Bodendecke als *‘living membrane of the landscape’* (MESSERLI & WINIGER 1992) ist das Produkt aller Landschafts- bzw. Standortfaktoren und somit ein integrales Element von terrestrischen Ökosystemen (LESER & KLINK 1988: 66). Aufgrund ihrer herausragenden Funktionen für die Vegetationsverteilung, die Landnutzung und den Lebensraum bestimmen die Böden das natürliche Potenzial von Naturräumen entscheidend mit. Darüber hinaus sind sie durch ihre landschaftsökologische Regulations- und indirekt auch durch ihre Schutzfunktion gekennzeichnet.

In Hochgebirgsräumen stellen die Böden einen äußerst sensiblen Standortfaktor dar, der systemimmanenten, aber auch anthropogenen Belastungen ausgesetzt ist.¹ Bodenerosion und Massenbewegungen sind natürliche Phänomene in Hochgebirgen, die als hoch energetische Landschaften betrachtet werden müssen. Der Mensch greift in diese Landschaft ein, um sie als Lebensraum nutzen zu können. Dieses kann regulierend wirken - führt aber oft zur Beschleunigung von Verlagerungsprozessen.

Ziel dieser Arbeit ist es, die unterschiedlichen Bodentypen und Bodenformen des Bagrot-Tales zu erfassen, deren Entstehung und Eigenschaften zu beschreiben und darüber hinaus Verteilungsmuster sowie Limitierungen und Potenziale der Pedogenese zu diskutieren.

Im Untersuchungsgebiet besitzen sowohl die Böden der künstlich angelegten Bewässerungsterrassen im Bereich der semiariden Talsohle, als auch die Böden der Weidegebiete, die sich von der *Artemisia*-Steppe über die Waldstufe bis in die Mattenstufe erstrecken, wirtschaftliche Bedeutung. Die zunehmend kommerzielle Nutzung der subhumiden Waldbestände durch Holzeinschlag birgt die Gefahr verstärkter Bodenerosion und der Zunahme gravitativer Massenverlagerungsprozesse, welche Straßen, Felder und Siedlungen zerstören können.² Ziel des Ressourcenmanagements im Hochgebirge muss somit die bestmögliche Reduzierung der Bodenerosion sein. Voraussetzung hierfür ist die Kenntnis der Zusammensetzung und Beschaffenheit des Bodenmaterials, der Bodengenese und Bodenverteilung sowie der bodenverlagernden und -zerstörenden Prozesse.

¹ EHLERS (1996: 37ff.) betont, dass die Frage nach der Nachhaltigkeit von Nutzungsmustern besonders in den fragilen und labilen Ökosystemen peripherer Räume in Entwicklungsländern den Produktionsfaktor „Boden“ einbeziehen muss.

² DERBYSHIRE et al. (2001) beschreiben detailliert die Beschädigung und Zerstörung des Karakorum Highways zwischen Gilgit und dem Khunjerab Pass durch geomorphologische Prozesse.

1.1 Das Untersuchungsgebiet

Der Nordwest-Karakorum stellt das Verbindungsstück von "Mesoasien", also dem variskisch konsolidierten Pamir und von "Neoasien", dem alpidischen Himalaya-Karakorum, dar. Großräumig betrachtet liegt der Karakorum im Zentrum des Hochgebirgsknotens aus Hindukush im Westen, Pamir und Tien Shan im Nordwesten, Kunlun Shan im Nordosten und Himalaya im Südosten.

Das Bagrot-Tal befindet sich an der Südabdachung des 7.788 m hohen Rakaposhi ca. 15 km nordöstlich von Gilgit (35°90`N/74°58`E) (Abb. 1). Das etwa 30 km lange Tal mit einem Einzugsgebiet von rund 440 km² lässt sich physiographisch in drei Abschnitte gliedern (CRAMER 2000: 11-13):

1. Das untere Bagrot-Tal erstreckt sich von der Mündung des Bagrot-Flusses in den Gilgit-Fluss bei Oshikandas (1.500 m ü.M.) bis zur Ortschaft Sinakker in 2.110 m Höhe. Es handelt sich um ein tief in die mächtigen quartären Lockersubstrate eingeschnittenes Engtal (Canyon) mit vollariden Verhältnissen. Die Schutthänge dieses Kerbtalabschnittes sind weitestgehend vegetationsfrei. Es existieren nur wenige isolierte Siedlungs- und Bewässerungsflächen auf Schwemmfächern oberhalb der Talsohle.
2. Das mittlere Bagrot-Tal erstreckt sich von Sinakker bis zur Zunge des Hinarche-Gletschers in 2.450 m Höhe über eine Länge von 13 km. Hier verbreitert sich das Trogtal mit weitflächigen Schwemmfächern, Terrassenfragmenten und Hängetaleinmündungen der Seitentäler. Es handelt sich um die Hauptsiedlungskammer des Tales, in der die meisten Dörfer und Anbauflächen konzentriert sind.
3. Das obere Bagrot-Tal mit saisonal genutzten Sommerweidesiedlungen befindet sich oberhalb der Einmündung des Hinarche-Gletschers. Das Untersuchungsgebiet schliesst somit das Einzugsgebiet des Hinarche-Gletschers aus. Oberhalb der Hinarche-Eiszunge knickt der Talverlauf nach Osten ab und der große Haupttalgletscher³ sowie ausgedehnte Gebirgswälder und Hochweideareale kennzeichnen das Landschaftsbild. Mit annähernder W-E Erstreckung weist dieser Talabschnitt nord- und südexponierte Flanken mit hoher Reliefenergie auf. Die Vertikaldistanz erstreckt sich von 2.500 m ü.M. im Talbodenniveau bis auf 7.266 m ü.M. zum Gipfel des Dirans bei einer Horizontalentfernung von ca. 10 km. Der Talboden steigt von 2.450 m ü.M. (Gletscherzunge Hinarche) auf 3.500 m ü.M. (Barche-Gletscher oberhalb von Silili) bei einer Horizontalabstand von ca. 8,5 km.

³ Die lokal übliche Benennung des Haupttalgletschers wechselt, je nach dem auf welcher Seite des Gletschers der Betrachter sich befindet, zwischen Barche Gamuk und Gargo Gamuk (Gamuk = Gletscher). In älteren Arbeiten variiert die Bezeichnung dementsprechend. Um nicht noch mehr Verwirrung zu stiften, wird in dieser Arbeit der am häufigsten verwendete Name Barche verwendet.

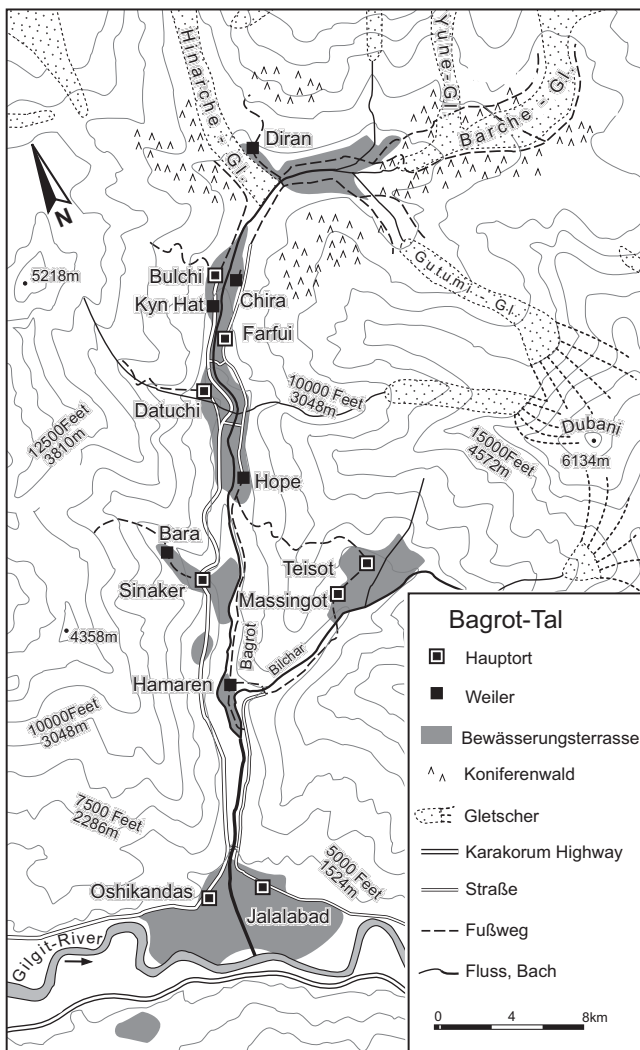
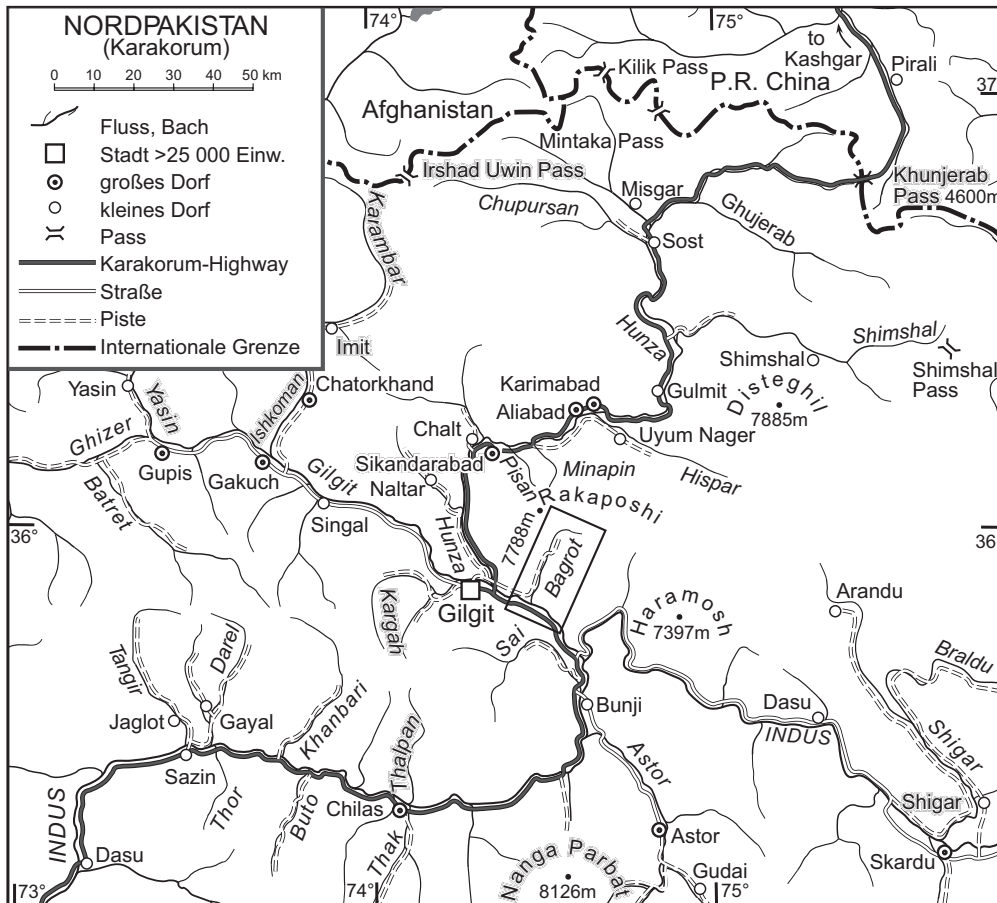


Abb. 1: Nordpakistan und das Bagrot-Tal
Northern Pakistan and the Bagrot-Valley

Quellen / sources:

- 1a) Geographisches Institut der Universität Bonn 1998; Kartographie: R. Spohner, G. Storbeck
- 1b) verändert nach Grötzbach 1984

1.2 Problemstellung und Zielsetzung

Die Beurteilung von Limitierungen und Potenzialen der Bodenbildung erfordert eine Bestandsaufnahme der Böden und eine fundierte Kenntnis pedogenetischer Zusammenhänge. Darum ist die Inventarisierung der Bodendecke im oberen Bagrot-Tal Ausgangspunkt dieser Arbeit. Neben den Untersuchungen zur Verbreitung, Form und Genese der Böden und bodenbildenden Sedimente steht die Frage nach Art und Intensität pedogenetischer Prozesse im Vordergrund, so dass folgender Fragenkomplex resultiert:

- Wo gibt es Böden?
- Welche Böden gibt es?
- Wie sind die unterschiedlichen Böden im Relief verteilt?
- Warum haben sich unterschiedliche Böden entwickelt?
- Lassen sich Limitierungen und Potenziale für die Pedogenese aufzeigen?

Der naheliegenden Forderung nach einer Bodenkartierung konnte aus verschiedenen Gründen nicht entsprochen werden. Einerseits fehlt eine großmaßstäbige Kartiergrundlage (vgl. Kap. 4), andererseits stellen Größe und extrem schwierige Reliefverhältnisse des Untersuchungsraumes, zu erwartende komplexe Verteilungsmuster der Böden und beschränkter Zeitrahmen für die Geländearbeit unüberwindbare Probleme dar. Diese Aspekte implizieren von vornherein die Bearbeitung auf der Maßstabsebene von Pedochoren. Pedochoren stellen Bodenvergesellschaftungen mit einem charakteristischen Bodeninventar und einer bestimmten räumlichen Struktur der auftretenden Böden dar, deren regelhafte Anordnung in Beziehung zur Boden- und Landschaftsgenese und den damit verbundenen Prozessen der Stoffverteilung und -verlagerung gekennzeichnet ist. (R. SCHMIDT 1997: 10).

Kann keine Kartierung geleistet werden, gilt es, alle verfügbaren Informationen über die Voraussetzungen für Bodenbildung im Untersuchungsraum zusammenzutragen und zu interpretieren, um dann durch gezielte Beprobung ausgewählter Standorte die Bodenvariabilität zu erfassen. Hierfür sind neben den klassischen pedogenetischen Faktoren nach JENNY (1941) zusätzliche Informationen über „bodenzerstörende Mechanismen“ hinzuzuziehen, da in stark reliefierten Landschaften das Wechselspiel zwischen progressiver und regressiver Bodenbildung im Sinne von JOHNSON et al. (1990) zur Ausprägung charakteristischer Bodenvergesellschaftungen führt.

Eigene Voruntersuchungen (REINEKE 1995) führten zu der Erkenntnis, dass das Relief alle wesentlichen pedogenetischen Faktoren beeinflusst und deren räumliche Varianz bestimmt, wobei das Ausgangsmaterial eine besondere Bedeutung besitzt. Somit bietet sich ein bodengeomorphologischer Ansatz zur Beantwortung der eingangs gestellten Fragen an.⁴

1.3 Kenntnisstand

Die Bodendecke der Hochgebirgsregion des Karakorum ist bislang weitgehend unerforscht. Pedologische Untersuchungen wurden dort v.a. unter dem Aspekt der landwirtschaftlichen Produktionssteigerung durchgeführt und beschränken sich auf landwirtschaftlich genutzte oder potenziell nutzbare Flächen. Hierbei sind die *Soil Surveys* des pakistanischen Landwirt-

⁴ Vgl. hierzu auch BONO & SEILER (1987: 26ff.).

schaftsministeriums und die Untersuchung von CONWAY et al. (1985), die im Rahmen des *Aga Khan Rural Support Programme* (AKRSP) durchgeführt wurde, zu nennen. BUTZ (1994) legte eine Arbeit vor, in der die Verteilung der Feldfrüchte in Holshal und Ghoshushal im Hispar-Tal (siehe Abb. 1) mit den standortspezifischen Anbaubedingungen verglichen wird.

In der vom AKRSP initiierten Studie *Agroecosystem Analysis and Development for the Northern Areas* wurde von CONWAY et al. (1985) der Teilbereich *Soil Resources of the Northern Areas and their Development* erarbeitet. Es werden drei Gesteinstypen, die Intrusivgesteine auf der einen Seite und die Sedimentite und Metamorphite auf der anderen Seite, unterschieden und drei klimatisch bedingte Höhenstufen berücksichtigt (ebd.: 5).

1. < 2.100 m ü.M. hohe tägliche und jahreszeitliche Temperaturamplituden; geringer Niederschlag
2. 2.100 - 3.300 m ü.M. temperiertes Klima; teilweise fester Niederschlag
3. >3.300 m ü.M. sehr kalt; häufig fester Niederschlag

Bei der Erläuterung der physikalischen Bodenparameter wird der Schwerpunkt eindeutig auf die beiden unteren Höhenstufen gelegt. Das manifestiert sich z.B. darin, dass für die untere Stufe eine Gliederung in geomorphologische Ablagerungen, die u.a. die Textur der Böden beeinflusst, erfolgt. Ferner erscheint eine Generalisierung der Höhenstufung auf die gesamten *Northern Areas* nicht sinnvoll, da sowohl der markante von Südwesten nach Nordosten gerichtete, negative hygrische Gradient des Gebirgssystems als auch die bedeutenden Expositionsunterschiede in den einzelnen Tälern (vgl. Kap. 3.2) unberücksichtigt bleiben. Beide Faktoren tragen stark zur Modifikation der Vegetationshöhenstufung bei.

Desweiteren liegt eine Studie vor, die die agrarökologischen Voraussetzungen für eine integrierte Landnutzung im Bereich Minapin und Pisan (siehe Abb. 1) darstellt (Government of Pakistan 1998). Im Zentrum dieser Arbeit steht die Bodenverteilung sowie eine Bewertung des Bodeninventars hinsichtlich potenziell nutzbarer Bewässerungsflächen im Sinne einer Landeignungsklassifikation. Zur Ausgrenzung von Arealen für die Bewässerungslandwirtschaft wurden mit einem GIS⁵ Hangneigungs-, Expositions-, Boden-, Landnutzungs- und Vegetationskarten miteinander verschnitten. Die Dynamik von Massenverlagerungsprozessen wurde bei der Bewertung nicht berücksichtigt.

Wegen der Lage des Untersuchungsgebietes auf der Nordabdachung des Rakaposhi-Diran-Massivs bietet diese Arbeit sehr gutes Vergleichsmaterial für die regionale Einordnung der eigenen bodenkundlichen Ergebnisse. Während die genannten Untersuchungen vorwiegend in Tallagen bis in ca. 2.500 m Höhe erfolgten, werden in dieser Studie zusätzlich die angrenzenden Höhenstufen (bis 4.300 m Höhe) mit ihren abweichenden Umweltbedingungen in die Analyse einbezogen.

⁵ Dieses GIS wurde auf der Basis der Hunza-Karakorum Karte des Deutschen Alpenvereins im Maßstab 1:100 000 erstellt.

2. Bodengeomorphologische Konzepte

Das Verständnis für Pedogenese und deren räumliche Variabilität ist ohne Berücksichtigung geomorphologischer Grundlagen nicht zu erlangen. Schon früh etablierten sich Methoden und Prinzipien der bodenkundlichen Feldarbeit, die dem Wechselspiel zwischen Relief- und Bodenentwicklung Rechnung trugen: DOKUCHAEV (1895) führte das Konzept „Topographie der Böden“ ein, um die räumliche Verteilung der Böden in Abhängigkeit vom Relief zu kennzeichnen; SIBIRTSEV (1909) erkannte wiederkehrende Kombinationen zwischen Boden und Relief und definierte regelhafte Bodensukzessionen;⁶ NEUSTRUYEV (1915) unterschied Boden-Catenen und -Komplexe in Abhängigkeit vom Relief und verband Bodengenese mit Reliefentwicklung (1922).⁷

Nachfolgend sind anzuführen: ein zyklisches Konzept⁸ der Bodenentwicklung mit „Reifestadien“ von MARBUT (1928, 1935), das „Catena-Prinzip“ von MILNE (1935), „Bodenassoziationen“ und „kartographische Einheiten“ von KELLOGG (1938), die regelhafte Abfolge von eluvialen, kolluvialen und illuvialen Komplexen innerhalb einer Catena von MORISON (1948), „soil geomorphic units“ von RUHE (1956, 1974), der „K-cycle“ von BUTLER (1959), „elementare Bodeneinheiten“ und „Struktur der Bodendecke und ihre Kennzeichnung“ von FRIDLAND (1965, 1974), die „*hypothetical nine unit landsurface*“ von DALRYMPLE et al. (1968) und CONACHER & DALRYMPLE (1977), die „soil landscape bodies“ von SCHELLING (1970) und „soil landscape systems“ von HUGGETT (1975).

Spätestens seit den 70iger Jahren wurden diese Ansätze in der Literatur lebhaft diskutiert⁹ und es entstanden mehrere Monographien,¹⁰ die diesem Themenkomplex gewidmet sind. Es fällt auf, dass seit den 80iger Jahren im Zuge der rasanten Entwicklung neuer Labormethodik und der Focussierung auf die quantitative Erfassung von Umweltsystemen und damit auch von Bodeneigenschaften und -merkmalen, bodengeomorphologische Fragestellungen in den Hintergrund treten.¹¹

Inhaltlich unterscheiden sich die verschiedenen Ansätze vor allem durch ihre Maßstabsebene, ihre zeitliche oder räumliche Zielsetzung und ihre zwei- oder dreidimensionale Sichtweise. Weitere Unterschiede bestehen in der Herangehensweise und in den Erklärungsmustern. Einerseits werden geomorphologische Zusammenhänge mit Hilfe pedogenetischer Erkenntnisse, andererseits pedogenetische Zusammenhänge mit Hilfe geomorphologischer Erkenntnisse erklärt. Zusätzlich erschwert die unterschiedliche Nomenklatur, die entweder dem geomorphologischen oder dem pedologischen Fachvokabular entnommen ist, die Vergleichbarkeit.

⁶ Siehe hierzu FRIDLAND (1974: 36).

⁷ Der Zusammenhang zwischen Bodengenese und Reliefentwicklung wurde später von BUTLER (1959) wieder aufgenommen und weiter entwickelt.

⁸ In Anlehnung an den Erosions-Kreislauf von DAVIS (1899)

⁹ Vgl. u.a. DANIELS et al. (1971), HOLE (1978), HALL (1983), BIRKELAND (1990) und Mc FADDEN & KNUEPFER (1990).

¹⁰ Vgl. hierzu BIRKELAND (1974), GERRARD (1981), (1992), JUNGERIUS (1985), RICHARDS et al. (1985), DANIELS & HAMMER (1992) sowie OLLIER & PAIN (1996).

¹¹ Auch BOCKHEIM & GENNADIYEV (2000: 55) konstatieren den Rückgang der Forschungen über bodenbildende Prozesse.

Allen vorgestellten Ansätzen ist aber die grundlegende These gemeinsam, dass man über die Kenntnis der geomorphologischen Entwicklung einer Landschaft in die Lage versetzt wird, Aussagen über die räumliche Verteilung von Böden ähnlicher Eigenschaften durchzuführen.

Es liegt auf der Hand, dass in Abhängigkeit von gegebenen physischen Landschaftsfaktoren und der Ausprägung geomorphologischer Prozesskombinationen sowie von der Maßstabsebene und der Fragestellung abhängige unterschiedliche Landschaftseinheiten ausgliedert werden müssen. Dementsprechend sind die Kriterien zur Differenzierung dieser Einheiten sehr vielfältig.

2.1 Prinzipien der Differenzierung von Boden-Relief-Systemen

Dreidimensionale Boden-Landschafts-Systeme werden durch Wasserscheide, Erosionsbasis, Boden- bzw. Landschaftsoberflächen und Verwitterungsfront an der Basis der Bodenprofile abgegrenzt (HUGGETT 1975: 7). Die Mächtigkeit der Bodendecke ist aber in der Regel flächendeckend nur schwer zu erfassen, da an der Verwitterungsfront ein fließender Übergang vorliegt und kolluviales Material bereits pedogen überprägt worden ist. Zur Abgrenzung des Untersuchungsraumes dient somit das „zweidimensionale“ Einzugsgebiet des oberen Bagrot-Tales als Einheit.

Wie bereits angedeutet, gab es zahlreiche Versuche, das Relief nach pedogenetisch sinnvollen Einheiten zu gliedern wie z.B. das „nine-unit-landsurface-model“ von DALRYMPLE et al. (1968: 62).

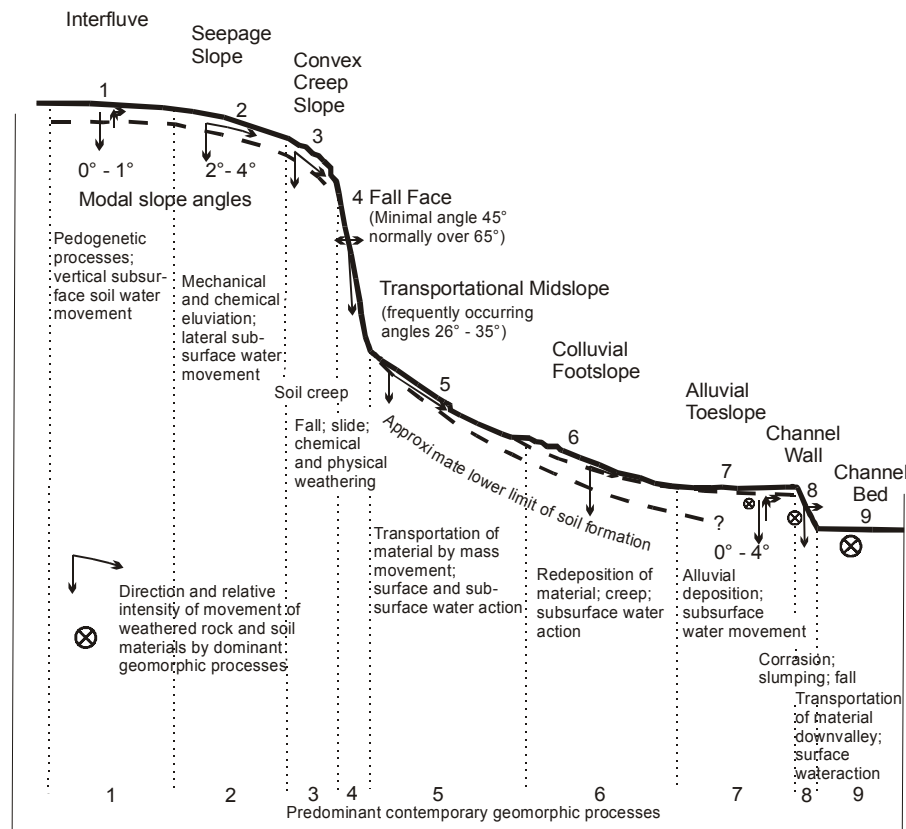


Abb. 2: Das „nine-unit-landsurface-model“; verändert nach DALRYMPLE et al. (1968)

Aus Hochgebirgen sind aber vergleichsweise wenig bodengeomorphologische Arbeiten bekannt. Nach CAINE (1974: 725) können alpine Systeme in zwei Subsysteme differenziert werden: Talhang und Talboden. Weitere Subsysteme werden z.B. durch Wasserscheiden, Steilwände, Hangsegmente, Hangfüße und Terrassenniveaus gegliedert.

BURNS & TONKIN (1982) unterscheiden für die südlichen Rocky Mountains in der alpinen Tundra in Anlehnung an BUTLER's „K-cycle“ (1959) drei elementare Einheiten (vgl. Abb. 3):

- 1) ridge-top-tundra provinces (interfluves) = stabiler Bereich

Hierunter werden relativ stabile, nicht vergletscherte Flächen im Bereich der Wasserscheiden mit kleinem Einzugsgebiet verstanden. Sie sind durch solifluidale Dynamik geprägt und weisen oft alte Bodenbildungen mit hohem Entwicklungsgrad auf.

- 2) valley side tundra province = Abtragungs-, Transformations- und Akkumulations-Bereich

Die Talhänge besitzen demgegenüber eine wesentlich höhere Dynamik, die durch größere Einzugsgebiete, glaziale Übersteilung, die Verringerung der Hangstabilität nach Gletscher-rückzug und fluviale Unterschneidung zu erklären ist. Die hier ablaufenden und reliefformenden Prozesse sind sehr unterschiedlich ausgeprägt und führen zur Vermischung (Homogenisierung) und Schichtung der Ausgangssubstrate, zu Bodenverlagerungen und ständiger Bodenverjüngung. Dadurch entstehen Oberflächen mit komplexen Bodenmustern aus meist relativ jungen, geringmächtigen und geschichteten Bodenprofilen.

- 3) valley bottom tundra province = Akkumulationsbereich

Talböden setzen sich zum einen durch unterschiedlichste Akkumulationen wie Flussterrassenschottern, feinen Seesedimenten und heterogenen Moränen zusammen. Andererseits zeichnen sie sich durch Materialaustag (aus dem alpinen System) aus. Für letzteren sind v.a. fluvialer Transport und Windausblasungen verantwortlich. Alpine Abfluss- und Deflationsprozesse besitzen eine extreme Variabilität, die sich in einer großen Sedimentvielfalt niederschlägt. Neben tageszeitlichen und jahreszeitlichen Schwankungen treten in unregelmäßigen Abständen kurzfristige Flutwellen mit enormer Zerstörungs- und Transportkraft mit entsprechender Materialumlagerung auf. Inneralpine Seen dienen als temporäre Sedimentfallen, die nach Austrocknung häufig als Lössquellen fungieren.

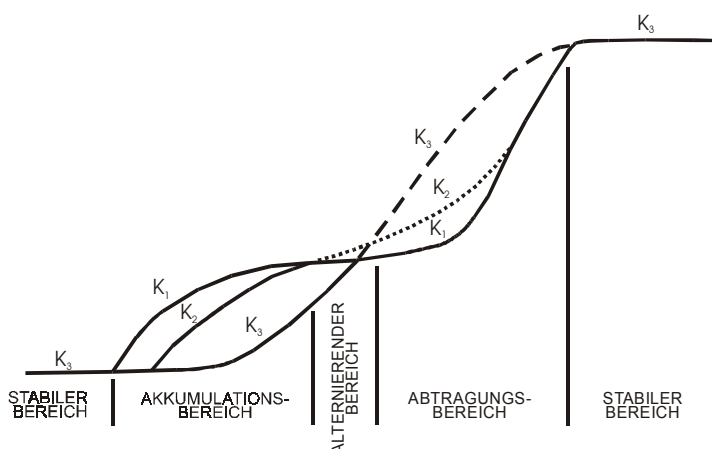


Abb. 3: Der "K-Cycle" von BUTLER (1959); verändert nach BURNS & TONKIN (1982)

Innerhalb dieser und, je nach Umweltbedingungen zahlreicher weiterer Elementareinheiten, ist eine detaillierte Differenzierung in Subsysteme nach geomorphologischen, landschaftsgenetisch-stratigraphischen sowie prozess-, substrat- und geomorphodynamisch-orientierten Gesichtspunkten möglich:

i) prozessorientierte Subsysteme

Die Hangentwicklung setzt sich aus drei interagierenden Prozessen zusammen: Verwitterung (Input), Transport (Erosion) und Zwischenlagerung (Akkumulation/Sedimentation). Innerhalb der Elementareinheiten können somit Erosions-, Transformations- und Akkumulationsbereiche unterschieden werden. In Hochgebirgen spielen vertikale Stoffflüsse eine größere Rolle als der laterale Transport. Gravitative Prozesse folgen strikt der Richtung der Schwerkraft. Für periglaziale und denudative Prozesse ist die Wasserbewegung und –verteilung auf den Oberflächen grundlegend. Neben Oberflächenabfluss und Interflow mit Feststoffverlagerung tritt durch Infiltration und Aszendenz Lösungstransport auf. Mit Ausnahme des äolischen und glazialen Transportes, die auch gefälleunabhängig erfolgen können, herrscht daher die vertikale Transportrichtung vor.

ii) substratorientierte Subsysteme

Hangsedimente und Talbodendepositionen können ebenfalls nach verschiedenen Kriterien differenziert werden. Hierzu zählen Herkunft, Zusammensetzung, Durchmischung, Heterogenität, Vorverwitterung, Mächtigkeit, Lagerung usw. Auch Lössablagerungen spielen in Hochgebirgen für die Pedogenese eine besondere Rolle. BURNS & TONKIN (1982) werfen sogar die Frage auf, ob Löss eine Steuerungsfunktion für die alpine Pedogenese besitzt.¹²

iii) oberflächenformorientierte Subsysteme

Das Relief kann morphographisch in eine Vielzahl von Einheiten differenziert werden. ROESCHMANN & LEHMEIER (1993) liefern auf der Basis der Parameter absolute Höhenlage, Neigungsstärke, Neigungsrichtung, Vertikal- und Horizontalwölbung, Hanglänge, relative Höhen bzw. Tiefen sowie Grundrisslänge und –breite eine Klassifikation morphographischer Relief-Formtypen. Hierbei stellt jeder einzelne Typus streng genommen ein Subsystem dar.

iv) landschaftsgenetisch-stratigraphische Subsysteme

Hierunter werden Reliefgenerationen verstanden, die stratigraphisch in Beziehung gesetzt werden können. Sinnvolle Subsysteme hierfür sind z.B. verschieden alte Moränenzüge, die sich mit Terrassen und Schwemmfächern verzahnen oder Dünenfelder auf ehemaligen Seeböden in Ablationstälern.

v) geomorphodynamisch orientierte Subsysteme

Die Bewegungen an Oberflächen von aktiven Schutthalden betragen durchschnittlich nicht mehr als 20 cm/y, sind aber sehr variabel (z.T.10-100 m/y) (CAINE 1974: 733). Auf Schwemmfächern werden Transportprozesse v.a. durch gering frequente Großereignisse bestimmt (Frequenz in Jahrhunderten abzuschätzen), wodurch deren Signifikanz für die Bodenentwicklung nicht höher als bei ständigem Bodenkriechen einzuschätzen ist. Desweiteren kann auch nach der Amplitude und der Frequenz von Prozessen differenziert werden.

¹² Auch SYERS et al. (1969), THORN & DARMODY (1980), TONKIN & BASHER (1990), DAHMS (1993), DAHMS & RAWLINS (1996), SMITH et al. (1999) und BOCKHEIM & GENNADIYEV (2000) sehen Löss als wichtigen Bestandteil junger Bodenbildungen in verschiedenen Hochgebirgen an.

Schnelle Transportprozesse mit hoher Sedimentfracht sind eher selten und räumlich (meist linear) begrenzt und stehen im Gegensatz zu langsamen Prozessen mit geringer Sedimentfracht, häufigem (kontinuierlichem) Vorkommen und großräumiger Wirkung.

Diese fünf aufgeführten Aspekte zur weiteren Unterteilung der Elementareinheiten in Subsysteme sind nicht immer eindeutig voneinander abgrenzbar, sondern können sich räumlich und zeitlich überschneiden. So sind verschiedene Akkumulationsmilieus (-Systeme) mit bestimmten Sedimenten oder Prozessen verknüpft oder Sedimenttypen korrelieren mit bestimmten Oberflächenformen.

Es bleibt festzuhalten, dass alpine Systeme, nicht nur in Abhängigkeit von ihrer Breitenlage, stark differieren und sehr heterogen ausgeprägt sind. Dadurch können unterschiedliche Modelle zu ihrer Gliederung herangezogen werden, wobei die Definition von Subsystemen sinnvoll ist. Die Flexibilität eines solchen Kriterienkataloges erlaubt die Anpassung an bestehende Prozesskombinationen in der realen Umwelt, in diesem Fall an das obere Bagrot-Tal.

Daher gilt es, zunächst alle Kenntnisse über die pedogenetischen Faktoren im Untersuchungsgebiet zusammenzutragen, um nach deren Analyse durch Kompilation der Informationen und unter Berücksichtigung der relativen pedogenetischen Signifikanz sinnvolle geomorphologische Einheiten auszuscheiden (OLSON 1997: 417). Die Abbildung vier verdeutlicht die Konzeption und den Verlauf der vorliegenden Arbeit.

Auswertung bodengeomorphologischer Vorinformationen

Geologisch-tektonische Entwicklung
Klimatologische Grundzüge
Vegetationsgeographische Differenzierung
Der Mensch als geomorphologischer und pedologischer Faktor
Geomorphologische Rahmenbedingungen
Quartäre Reliefentwicklung
Geomorphologische Prozesse
Geomorphologische Formen
Quartäre Sedimente
Geomorphodynamik

Konzeption der geomorphologischen Karte zur Ausweisung geomorphologischer Prozessbereiche

Legende
Satellitenbildinterpretation
Feldkartierung
fotografische Panoramen

Bodengeomorphologische Interpretation der geomorphologischen Karte

Quartäre Landschaftsgenese
Hangentwicklung
Substratdifferenzierung

Pedostratigraphische Kennzeichnung der geomorphologischen Prozessbereiche

Die nordexponierten Talflanken
Die südexponierten Talflanken
Das Talbodenniveau

Ableitung der Geomorphodynamik in den Prozessbereichen

Substratgenese und Substratverteilung

Bodenbildungspotenziale im oberen Bagrot-Tal

Abb. 4: Konzeption und Arbeitsverlauf

3. Bodengeomorphologische Gegebenheiten

3.1 Geologisch-tektonische Entwicklung

Die Orogenese der Gebirgszüge von Karakorum und Himalaya ist eng verwandt und wurde durch die Kollision der indischen mit der eurasischen Platte hervorgerufen. Während COWARD et al. (1984: 71) diesen Vorgang in die Wende zwischen Miozän und Pliozän stellen, geben SEARLE (1991: 279), ZEITLER (1985: 130) sowie MALINCONICO (1989: 237) hierfür das Eozän an. Auch AMANO & TAIRA (1992) legen die initiale Plattenkollision in das frühe Eozän und postulieren die Hauptphase der Kollision im Miozän, wobei sie von zwei getrennten Haupthebungsphasen ausgehen.

Auch die Angaben über Hebungsraten dieses Gebirgskomplexes werden in der Literatur kontrovers diskutiert.¹³ Die umfassendste Studie stammt von ZEITLER (1985: 141), der seit dem späten Tertiär durchschnittliche Hebungsraten von weniger als 0,2 mm/a bis 0,4 mm/a angibt. Diese Raten variierten allerdings lokal und auch zeitlich sehr stark. BROOKFIELD (1993) geht von einem exponentiellen Anstieg der Raten seit der Wende Miozän/Pliozän aus, so dass rezent maximale Werte von 3 bis 4 mm/a durchaus realistisch sind (BUTLER & PRIOR 1988: 247; OWEN 1989b: 227; ZEITLER et al. 1989: 9; WHITTINGTON 1996).

Petrographisch kann nach PAFFEN et al. (1956: 8) das Gebirge von Norden nach Süden in fünf große Komplexe untergliedert werden, deren Grenzen sich an der NW-SE verlaufenden Hauptstreichrichtung orientieren und nach COWARD et al. (1984: 72) den drei tektonischen Einheiten der eurasischen Platte, der Kohistan-Sequenz und der indischen Platte zugeordnet werden können.

Tethys-Karakorum	eurasische Platte
Kristalline Hauptmasse	
-----	MKT
hochmetamorphe Schieferhülle	Kohistan-Sequenz
schwach metamorphisierter Sedimentkomplex	
-----	MMT
Kristallin des Saltaro-Karakorum	indische Platte

Das Bagrot-Tal ist tektonisch der Kohistan-Sequenz (Kohistan-Ladakh-Batholith), die im Norden durch die "*Main Karakorum Thrust*" (MKT) und im Süden durch die "*Main Mantle Thrust*" (MMT) begrenzt wird, zuzuordnen. Dieser Batholith wird durch die Gneise der Nanga Parbat-Haramosh-Syntaxis unterteilt (Abb. 5). Für die MKT wird gelegentlich das Synonym "*Shyok Suture Zone*" (SSZ) verwendet und die MMT bildet die westliche Verlängerung der "*Indus Suture Zone*" (ISZ). Hierbei handelt es sich um großräumige tektonische Störungen, die die Nahtstellen der kollidierten Platten repräsentieren.

¹³ Es existieren unterschiedliche Vorstellungen über den Verlauf der Hebung: Einheitlich zunehmende Hebung über kurze Zeit (ZEITLER 1985), episodische oder mehrphasige Hebung (AMANO & TAIRA 1992; FRANCE-LANORD et al. 1993), erosionskontrollierte Dekompressions-Schmelzen in der Tiefe (ZEITLER et al. 1993), relativ rezente isostatische Hebung (MOLNAR & ENGLAND 1990). Siehe hierzu auch COWARD et al. (1984: 72), MADIN et al. (1989: 180), SEARLE (1991: 291), SHRODER et al. (1998: 276), SHRODER (1993b: 16), OWEN & DERBYSHIRE (1993: 113) und ZEITLER et al. (1989: 144).

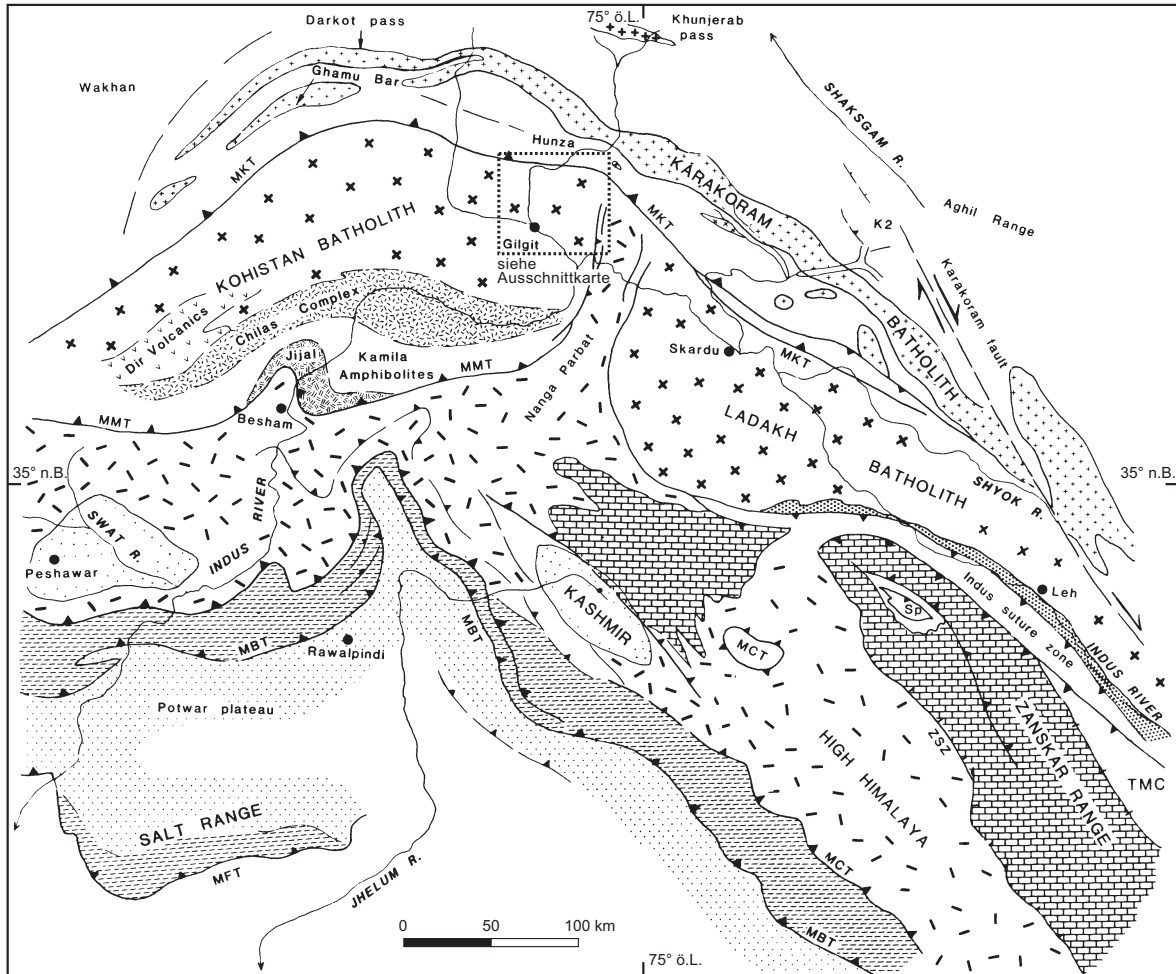


Abb. 5: Großräumige geologische Skizze von Westhimalaya und Karakorum; verändert nach SEARLE (1991)

Der Kohistan-Ladakh-Batholith geht auf den sogenannten Kohistan-Dras-Inselbogen zurück, der vor der Himalaya-Orogenese eine eigenständige „Miniplatte“ (Terrane) darstellte, die präkollisional zwischen der indischen und eurasischen Platte gelegen war.¹⁴ Es handelt sich um einen Inselbogen, dessen Aufbau im späten Jura durch die nach Norden gerichtete intraozeanische Subduktion des ozeanischen Teils der indischen Platte begann und im Paläozän endete (TAHIRKHELI & JAN 1984: 68). Im rückwärtigen Becken dieses Inselbogens entstand eine große Melange, die sich aus Gesteinen unterschiedlichster Herkunft zusammensetzte, wobei der größte Teil von Süden her sedimentiert wurde und somit vulkanischen Ursprungs (Inselbogenvulkanismus) war. Es handelte sich um Serpentinite, quarzitische Sandsteine, submarine Laven, vulkanische Konglomerate, Tuffe und Kalkstein-Konglomerate, die in einer graphitischen Schiefermatrix mit lokalen Biotit- und Chloritvorkommen eingelagert waren.

Im Übergang von Unter- zu Oberkreide kollidierte der Kohistan-Dras-Inselbogen mit der eurasischen Platte (Karakorum-Platte), und die Tethys wurde entlang des MKT geschlossen.

¹⁴ Vgl. hierzu TAHIRKHELI (1979 a+b), CHAMBERLAIN et al. (1989), MADIN et al. (1989), MALINCONICO (1989), PETTERSON et al. (1991), SHRODER et al. (1989) und ZEITLER et al. (1989).

Bei diesem Vorgang wurden die Gesteine der Melange mehr oder weniger stark metamorph überprägt und bilden das rezente Ausgangsgestein, wobei der Metamorphosegrad von Süden nach Norden ansteigt.

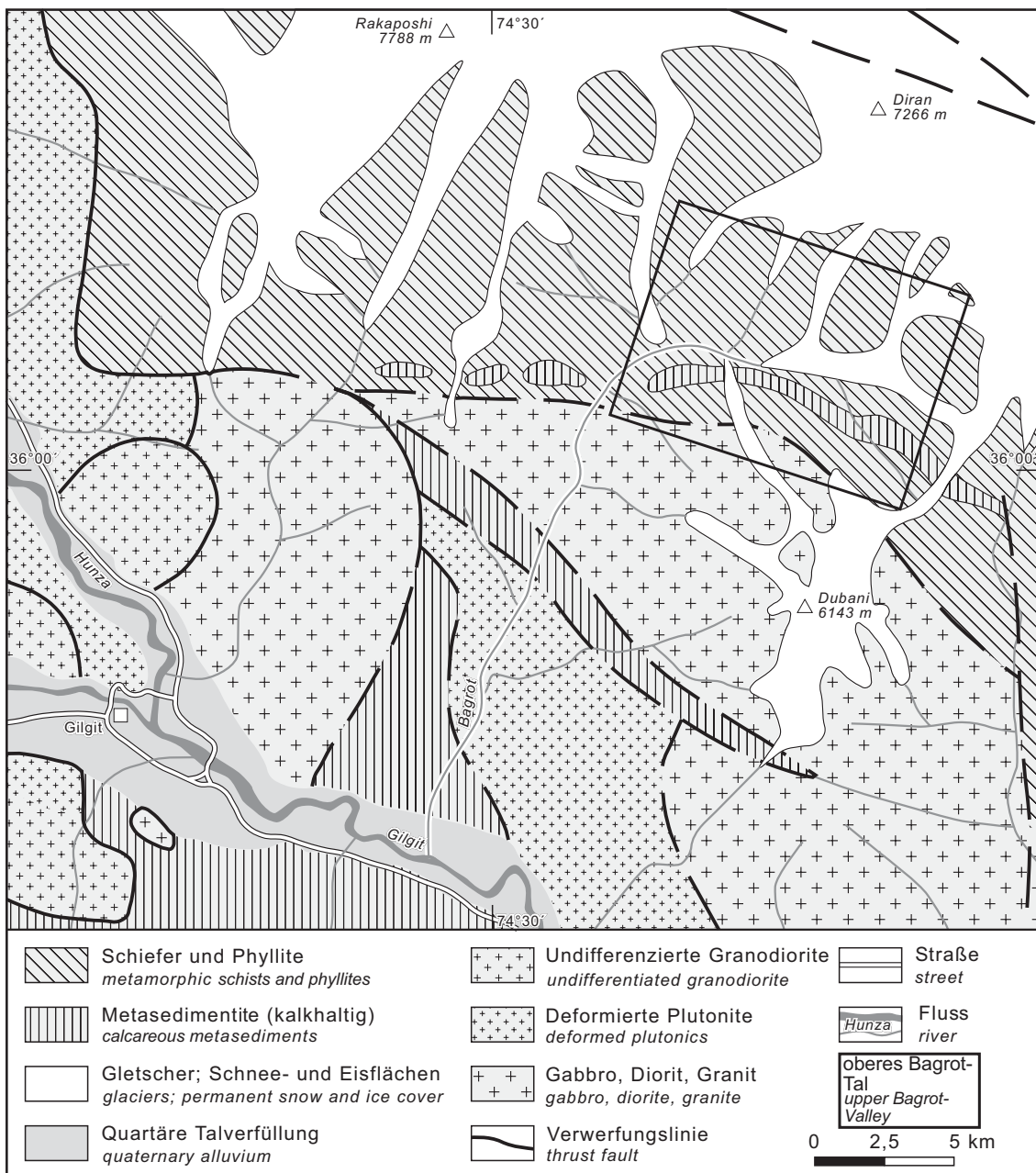


Abb. 6: Geologische Karte des Bagrot-Tales; verändert nach SEARLE (1991)

SEARLE (1991) unterteilt den Kohistan-Ladakh-Komplex in verschiedene geologische Einheiten, wobei das Bagrot-Tal fast ausschließlich der "*Chalt Volcanic Group*" mit basischen Schiefen und Phylliten zuzuordnen ist (vgl. Abb. 6). In diesem Bereich wurden die submarinen Laven und Tuffe sowie die klastischen, vulkanischen Konglomerate zu Grungesteinsserien der Epidot- und Amphibolitfazies metamorphisiert. Die charakteristischen Minerale dieser Gesteine sind Amphibole, Pyroxene, Plagioklase, Epidote und Chlorite (SEARLE 1991: 309). Die zweite geologische Einheit im Untersuchungsgebiet bilden metamorphisierte Sedimentite (Paragesteine bzw. Metasedimentite) der Kalk- bis Sandfazies, die den Chalt-Vulkaniten zwischengelagert sind.

PETTERSON et al. (1991: 23) legt für die Petrographie der Chalt-Vulkanite folgende chemische Zusammensetzungen vor (vgl. Tab. 1), wobei vor allem der hohe SiO₂-, MgO-, Fe₂O₃- und CaO- Gehalt sowie der niedrige K₂O- und P₂O₅- Gehalt auffallen.

Tab. 1: Chemische Analyse der Chalt-Vulkanite; nach PETTERSON et al. (1991)

	N146	N138	N158	IK681	IK707	IK606	IK603
SiO ₂	48,70	59,80	53,00	54,20	54,40	74,30	75,70
TiO ₂	0,42	0,23	0,21	0,62	0,78	0,34	0,27
Al ₂ O ₃	11,60	11,80	9,40	16,60	16,90	12,90	11,60
Fe ₂ O ₃	12,00	7,90	9,20	9,90	10,90	3,50	3,20
MnO	0,19	0,18	0,16	0,19	0,18	0,06	0,04
MgO	13,40	8,70	14,40	4,90	5,80	1,20	0,50
CaO	11,80	10,10	10,90	7,40	6,20	2,50	2,20
Na ₂ O	1,60	0,70	1,90	3,50	3,90	3,40	4,80
K ₂ O	0,25	0,20	0,11	2,01	0,53	2,22	0,23
P ₂ O ₅	0,03	0,40	0,03	0,21	0,13	0,10	0,07
Total [%]	99,99	99,65	99,31	99,53	99,72	100,52	98,61

Die Gesteinsserien im Untersuchungsgebiet weisen hinsichtlich der pedogenetischen Verwitterungspotenziale folgende Merkmale auf. Da sie aufgrund der feinen Schieferung der phyllitischen Schiefer und der Klüftung der Paragesteine gegenüber der Frostwechselferwitterung stark anfällig sind, werden die Gesteinsserien durch Kryoklastik tiefgründig zerteilt und aufgelockert. Das Endprodukt der physikalischen Aufbereitung dieses Materials besteht daher zu einem Großteil aus der Schlufffraktion. Die basische Mineralzusammensetzung der Grüngesteinsserien lässt eine rasche chemische Silikatverwitterung zu, wodurch die Freisetzung von Nährstoffen im Boden begünstigt wird. Die karbonathaltigen Metasedimente lassen demgegenüber ein hohes Puffervermögen der Verwitterungsprodukte erwarten.

3.2 Klimatologische Grundzüge

Das Karakorumgebirge stellt die Übergangsregion zwischen dem im Süden gelegenen monsunal beeinflussten Tiefland - gefolgt von den Himalayavorgebirgszügen - und dem im Norden anschließenden kontinental-trockenen zentralasiatischen Hochland dar. Großräumig liegt ein von Süden nach Norden gerichteter negativer Niederschlagsgradient vor, der auf die Abschwächung des monsonalen Einflusses durch die abriegelnde Wirkung der ansteigenden Gebirgsketten zurückzuführen ist.¹⁵

Der gewaltige Gebirgskomplex, den Hindukusch, Pamir, Kunlun Shan, Karakorum und Himalaya bilden, besitzt einen weitreichenden Einfluss auf die atmosphärische Zirkulation bzw. die synoptische Situation (FLOHN 1954; WEIERS 1995). Dieser Einfluss wird zum einen in dem jahreszeitlichen Wechsel der außertropischen Höhenwestwinddrift von der südlichen zur nördlichen Seite des Gebirgskomplexes (Sommeranfang) deutlich und zum anderen in der Ausbildung von Rossby-Wellen im 500-hPa-Niveau (Jetstream) sowie den

¹⁵ Vgl. hierzu die Karte „Climatic Diagram Map of High Asia“ im Maßstab 1 : 4.000.000 (MIEHE et al. 2001).

damit verbundenen ganzjährigen Störungen, die in den Sommermonaten das Vordringen feuchter monsunaler Luftmassen aus dem Tiefland bis in den Zentralkarakorum ermöglichen. Diese Konstellation führt nach WEIERS (1995) zu einem Anteil von 20 – 25 % des Sommerniederschlags im Karakorum mit hoher ökologischer Relevanz. SCHICKHOFF (1995b: 70; 1998: 69) hält monsunale Einflüsse bis in das Ishkoman-Tal, ca. 80 km nördlich von Gilgit, für möglich und begründet dies mit der nördlichen Verbreitungsgrenze von *Pinus wallichiana*. Das Vordringen feuchter monsunaler Luftmassen ist an orographische Leitbahnen wie Täler, niedrige Pässe und Plateaus mit weniger als 4.000 m Höhe gekoppelt.

Die Winter- und Frühjahrsniederschläge korrelieren dagegen mit außertropischen westlichen Höhenwinden des 500-hPa- und 300-hPa-Niveaus, welche zur ausgedehnten Vergletscherung und mächtigen winterlichen Schneedecken der Hochlagen führen. Das Klima des Karakorum kann somit nicht als Monsunklima bezeichnet werden, da die für den pakistanischen SW-Monsun typische Dämpfung der Juli- und Augusttemperaturen nicht zu erkennen ist (WEIERS 1995: 21, 22).¹⁶

Das Lokalklima wird dagegen v.a. durch reliefbedingte Effekte,¹⁷ wie die ausgeprägten vertikalen negativen Temperatur- und positiven Niederschlagsgradienten, lokale Tal- und Hangwindzirkulationen mit dem Auftreten typischer tageszeitlicher Hangcumuluswolkendecken (WEIERS 1995: 21, 70), Expositionseffekte, Luv- und Lee- Effekte, Düseneffekte, katabatische Gletscherfallwinde mit Kaltluftansammlungen sowie den Massenerhebungseffekt gesteuert (REIMERS 1992: 13, 14). Lokale Hangwindzirkulationen führen dazu, dass Niederschläge, bis auf *Tracer*, die Talstufe nicht erreichen, da die Wassertropfen mit den absteigenden Luftmassen über der Talmitte verdunsten (vgl. hierzu TROLL 1967: 377; SCHWEINFURTH 1983: 537).

Im Rahmen des CAK-Projektes wird im Bagrot-Tal in Tief- und Hochlagen seit Herbst 1990 ein dichtes Messnetz aus automatischen und mechanischen Klimastationen unterhalten, so dass die wichtigsten Klimaparameter des Untersuchungsgebietes dargestellt werden können. Die Klima-Diagramme in Abb. 7 belegen im Bagrot-Tal den vertikalen Wandel von ariden Tieflagen bis hin zu humiden Verhältnissen in den Hochlagen. Während die mittlere Jahreslufttemperatur von 11,6 °C bei 2.210 m ü.M. (Station Sinakker) auf –2,2 °C in 4.030 m ü.M. (Station Diran) abnimmt, erhöht sich der Jahresniederschlag in gleicher Richtung von 142 mm um das 5-fache auf 721 mm. Unterschiedliche und relativ geringe Messzeiträume, der extrem hohe geländeklimatologische Einfluss, die enorme Variabilität v.a. der Sommerniederschläge sowie zahlreiche methodische Probleme bei der Erhebung von festen Niederschlägen in Hochlagen erschweren die Ableitung vertikaler Gradienten. Bereits REINEKE (1995: 47) und MIEHE, S. et al. (1996: 195) betonen den Unterschied zwischen den Stationen mit relativer monsunaler Beeinflussung an der Südabdachung des Diran (Sat, Diran) und den anderen Stationen des oberen Bagrot-Tales, die hiervon weitestgehend abgeschirmt sind.

¹⁶ Zur Reichweite des Monsuneinflusses siehe auch: WAGNER, A. (1934: 276), WIEN (1936a: 27, 32, 1936b: 79, 82), FINSTERWALDER (1936: 323), TROLL (1939: 158), FLOHN (1954: 247), WAGNER, H.-J. (1970: 191), REIMERS (1992: 4-5), SCHICKHOFF (1995b: 69-70), WEIERS (1995: 19-21; 1998: 89-90).

¹⁷ Detaillierte Darstellungen zu reliefbedingten klimaökologischen Effekten, insbesondere lokaler Windsysteme, finden sich bei FLOHN (1954), SCHWEINFURTH (1956), TROLL (1967), HAFFNER (1984), HASERODT (1984b), WHITEMAN (1985), SHAMSHAD (1988), SCHICKHOFF (1993a), MIEHE, S. (1994), WEIERS (1995), MIEHE, S. et al. (1996), CRAMER (2000).

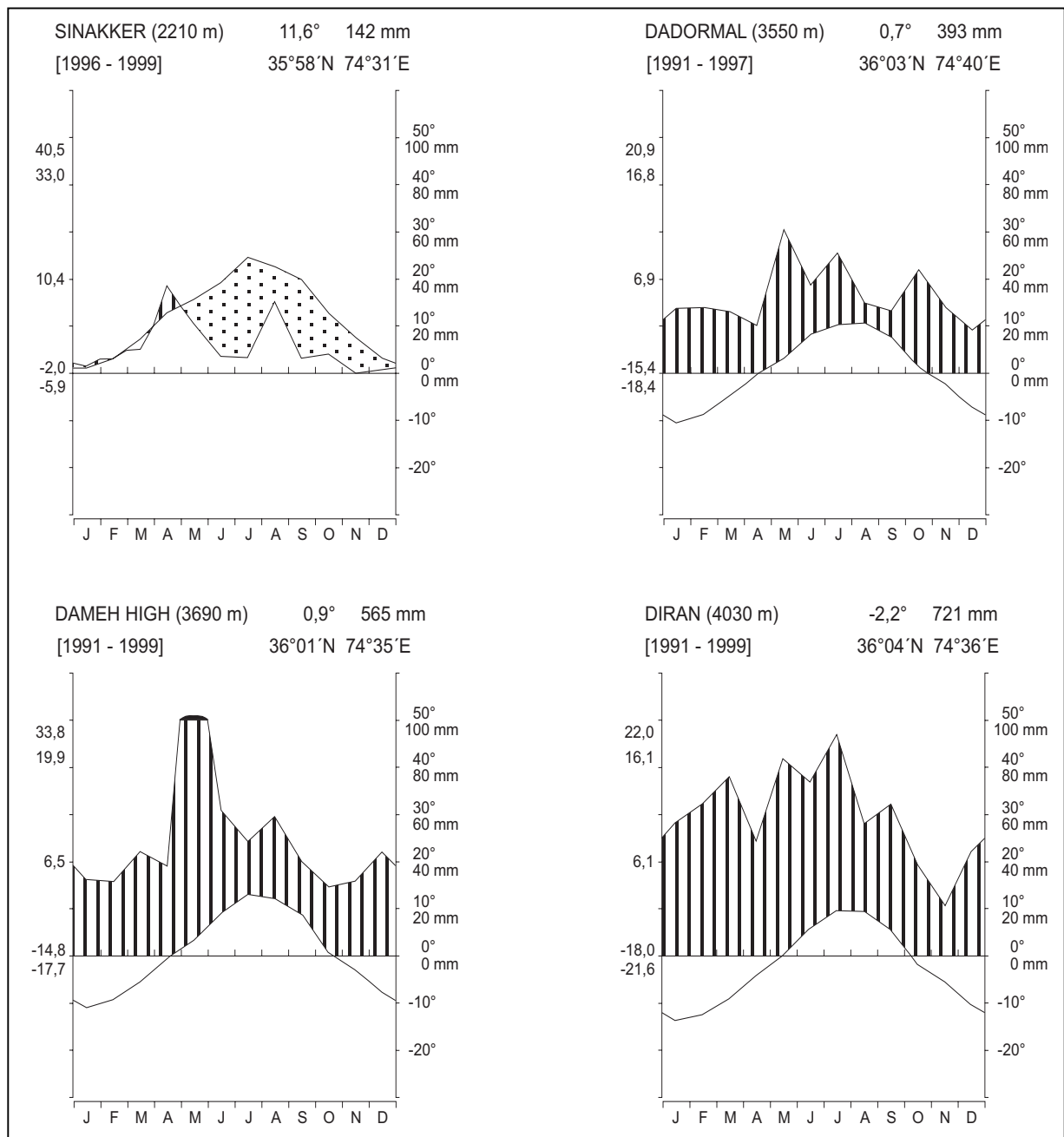


Abb. 7: Klima-Diagramme für das obere Bagrot-Tal

CRAMER (2000: 180) errechnete eine durchschnittliche Temperaturabnahme von $-0,63\text{ }^{\circ}\text{C}$ je 100 m und eine statistische Zunahme des Niederschlages um $+17,6\text{ mm}$ je 100 m, der in der Realität nicht linear verläuft, sondern zwischen ca. 2.700 m und 4.000 m ü.M. exponentiell ansteigt und sich bis mindestens 5.000 m ü.M. etwas abgeschwächt fortsetzt (WEIERS 1995: 72). Auch KUHLE (1988b: 414) belegt auf dem K2-Gletscher anhand von Schneeprofilen eine exponentielle Niederschlagszunahme zwischen 4.000 und 5.500 m ü.M. Ein maximales Niederschlagsniveau ist demnach oberhalb von 5.000 m ü.M. in fester Form zu erwarten. FLOHN (1969: 210) extrapoliert anhand des Abflusses des Gilgit-Flusses die Niederschläge der Hochlagen auf 1.500 bis 2.000 mm pro Jahr.

Damit wird der Wasserhaushalt, neben den flüssigen Niederschlägen, wesentlich durch die Ablation der akkumulierten Schnee- und Eismassen in den Höhenlagen beeinflusst, zumal ca. 50 % der Niederschläge im Winter und Frühjahr auftreten (CRAMER 2000: 116). Der Vergleich von Jahresniederschlag und potenzieller Evapotranspiration belegt zusätzlich die Verbesserung der Wasserhaushaltsbilanz mit zunehmender Höhe (CRAMER 2000: 155).

Unter ökologischen Gesichtspunkten ist, neben der unteren klimatischen Trockengrenze, für die Verbreitung der Wälder die Abnahme der Vegetationsperiode mit der Höhe und damit die Ausprägung einer oberen Wärmemangelgrenze bedeutend. Hierdurch wird ein Optimumbereich der natürlichen Biomassenproduktion auf ein bestimmtes Höhenniveau beschränkt, welches durch die Exposition modifiziert wird.¹⁸ Die errechnete Trockengrenze, bei der sich Niederschlag und potenzielle Evapotranspiration die Waage halten, verläuft in Nordexposition bei 3.300 m ü.M. und in Südexposition bei 3.500 m ü.M. (CRAMER 2000: 154).

Die hygrische Ungunst der Südexpositionen wird zusätzlich durch die höhere Ablationsdynamik verstärkt, die von der direkten Einstrahlung, der Lufttemperatur, der Zufuhr latenter Wärme sowie der Albedo abhängt (WEIERS 1995: 81). Darum apert die südexponierten Hänge wesentlich früher und v.a. schneller aus als die nordexponierten Hänge, so dass in Südexpositionen ein Großteil des Wassers oberflächlich abfließt und dem Wasserspeicher im Boden verloren geht. Nordhänge apert sehr langsam und erst ca. drei Monate später vollständig aus - das Wasser kann somit bis zur Vegetationsperiode im Boden gespeichert werden (CRAMER 2000: 63, 156).¹⁹ Bereits TROLL (1938a: 18) weist auf die extremen Expositionsunterschiede in der Vegetationshöhenstufung subtropischer Hochgebirge hin und erklärt dies mit dem geringen Anteil diffuser Himmelsstrahlung, der ansonsten für nordexponierte Lagen aufgrund geringer direkter Einstrahlung ökologisch relevant ist.

Die thermische Konvektion von feuchten Luftmassen führt, durch tageszeitliche Hangaufwinde angetrieben, zu Hangcumulusbewölkung. Diese Wolkengirlanden im Kondensationsniveau bieten einen wirksamen Verdunstungsschutz und werden zu einer Steuerungsgröße des Strahlungs- und Temperaturhaushaltes (WEIERS 1995: 122) mit einem nicht zu unterschätzenden Einfluss auf den Wasserhaushalt. Das Kondensationsniveau liegt im Bagrot-Tal von Juli bis August im Mittel in 3.400 m Höhe und unterschreitet im Tagesgang selten 2.000 m (CRAMER 2000: 149, 150).

Über den Jahrgang des ökologisch bedeutsamen Bodenfeuchtezustands und dessen vertikale und expositionsbedingte Differenzierung liegen keine zuverlässigen Messwerte vor. Aufgrund der Niederschlagsverteilung und der Einstrahlungsverhältnisse muss davon ausgegangen werden, dass sowohl Anzahl als auch Dauer feuchter bis stark feuchter Bodenzustandsperioden (Klassifikation nach AG Boden 1994: 114) mit der Höhe zunehmen und in Nordexposition größer sind als in Südexposition.

Die Bodentemperaturen werden durch die Einstrahlungsverhältnisse, die v.a. von der Exposition, der Vegetationsbedeckung und der Dauer der Schneebedeckung abhängen sowie durch den substrat- und niederschlagabhängigen Bodenwassergehalt und die Höhenlage bestimmt. Nach AULITZKY (1961: 166) ist die Dauer der Schneebedeckung der ausschlaggebende Faktor für das Bodentemperaturklima von Hochgebirgsstandorten oberhalb der Waldgrenze. Vor allem Vegetations- und Schneebedeckung führen zu einer typischen Dämpfung der tages- und jahreszeitlichen Bodentemperaturamplituden.

Neben den zu erwartenden Phasenverzögerungen und Amplitudendämpfungen mit der Bodentiefe stellt WEBER (2000: 39, 108) am Beispiel des nordexponierten Dameh-Hanges heraus, dass die Abnahme der Bodentemperaturen mit der Meereshöhe nicht linear verläuft,

¹⁸ Siehe hierzu auch RICHTER (1996), der klimatologische mit pflanzenmorphologischen Vertikalgradienten in Hochgebirgen verschiedener Breite vergleicht.

¹⁹ Vgl. auch TROLL (1938: 189; 1967: 378) und SCHICKHOFF (1993a: 116; 1996a: 178; 1996b: 567).

sondern dass im Bereich der oberen Waldgrenze eine Inversion vorliegt. Ferner scheint die Lufttemperatur einen größeren Einfluss auf die Bodentemperaturen zu besitzen als die Globalstrahlung, was durch den Luftaustausch in der bodennahen Grenzschicht erklärt werden kann (WEBER 2000: 43).

Im Bagrot-Tal untersuchte WEBER (2000: 69ff.) zwischen 1.500 und 4.700 m ü.M. ein Bodentemperatur-Vertikalprofil unter Berücksichtigung von Jahresmittelwerten und verglich die Höhengradienten mit denen der Lufttemperatur. Auf der Basis der thermischen Abweichungen zwischen Luft- und Bodentemperaturen können drei Höhenstufen ausgewiesen werden, die letztendlich den Waldgürtel mit seinem ausgleichenden Bestandesklima reflektieren:

- Stufe A: unterhalb des geschlossenen Waldgürtels < 2.900 m ü.M. $\Delta 5\text{ }^{\circ}\text{C}$
 Stufe B: innerhalb des Waldbestandes 2.900 – 3.500 m ü.M. $\Delta 0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$
 Stufe C: oberhalb des geschlossenen Waldgürtels > 3.500 m ü.M. $\Delta 4\text{ }^{\circ}\text{C}$

Während das thermische Gefälle in Stufe A auf die extreme sommerliche Aufheizung und winterliche Auskühlung der Oberflächen zurückzuführen ist, bleibt dieses Gefälle in Stufe C durch den Schutz der winterlichen Schneedecke vor Ausstrahlung und damit vor extremer Auskühlung des Bodens hinter dem Wert aus Stufe A. Stufe B zeichnet sich demgegenüber durch stark gedämpfte Bodentemperaturen aus und spiegelt das Bestandesklima deutlich wider.

Da der Boden an der Station Khunjerab (4.700 m ü.M.) bis mindestens 60 cm Tiefe in den Sommermonaten Juni bis September frostfrei bleibt (WEBER 2000: 72, 104), kann man für das Bagrot-Tal davon ausgehen, dass die rezente Pedogenese nicht durch kontinuierlichen Permafrost, sondern höchstens durch saisonalen Permafrost beeinflusst wird (vgl. hierzu AHNERT 1996: 139). Auf der Basis der Daten von WEBER lässt sich das Untersuchungsgebiet vertikal in folgende Bodentemperaturregime nach der *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff 1999) gliedern:

Tab. 2: Bodentemperaturregime im oberen Bagrot-Tal

Höhe m ü.M.	Bodentemperaturregime	Jahresmitteltemperatur in 50cm Tiefe	Jahresamplitude in 50cm Tiefe
3.000 – 4.700	cryic	< 8 °C	?
2.500 – 3.000	mesic	< 15 °C	> 6 °C
1.500 – 2.500	thermic	< 22 °C	> 6 °C

Tabelle 3 basiert auf Daten von Dezember 1990 bis Februar 1993 und verdeutlicht die Bodentemperaturverhältnisse etwas oberhalb der Waldgrenze in der sub-alpinen Mattenstufe in verschiedenen Bodentiefen.

Für die Tropen mit Tageszeitenklima wird in der Literatur angenommen, dass Bodentemperaturen in 50 - 60 cm Tiefe im Jahresmittel nicht 7 - 8 °C unterschreiten dürfen, um Baumwuchs zu ermöglichen.²⁰ Dieser Zusammenhang kann für das Bagrot-Tal, bei 36° N,

²⁰ Vgl. hierzu WALTER & MEDINA (1969), LAUER & KLAUS (1975), FRÖHLICH & WILLER (1977), WINIGER (1979), DRONIA (1983), OHSAWA (1990), MIEHE, G. & S. MIEHE (1994), KÖRNER (1999), KESSLER & HOHNWALD (1998).

mit Jahresmitteltemperaturen von 3,1 °C bzw. 3,9 °C an der oberen Waldgrenze nicht gestützt werden. Die Werte verdeutlichen für die Mattenstufe eine im Winter durchgängige Bodenfrostperiode, während der die mikrobielle und bodenchemische Aktivität zum Erliegen kommt. CRAMER (2000: 199) gibt an, dass die Anzahl der Monate mit mittleren Bodentemperaturen über dem Gefrierpunkt in 5 cm Tiefe von 3.560 m bis auf 3.780 m Höhe um zwei Monate abnimmt.

Tab. 3: Bodentemperaturen der Station "Dameh hoch" in 3.690 m ü.M.

Bodentiefe	5 cm	20 cm	50 cm
Jahresmittel [°C]	3,6	3,9	3,1
Wintermittel [°C]	-3,1	-2,2	-1,1
Wintermin. [°C]	-5	-3,4	-1,3
Wintermax. [°C]	-2,2	-1,7	-0,1
Sommermittel [°C]	13,5	12,5	9,3
Sommermin. [°C]	7,2	4,2	0,7
Sommermax. [°C]	23,9	22,4	18,3

Die physikalische Verwitterung wird mit zunehmender Meereshöhe v.a. durch die Frostwechselaktivität gesteuert, bei der, neben tages- und jahreszeitlichen Temperaturgängen, der Bodenfeuchte eine besondere Rolle zukommt. WEBER (2000: 85) legt für die Mattenstufe in 3.600 m ü.M. expositions-differenziert die Frostwechselaktivität in 5 cm Tiefe dar. Während der nordexponierte Hang im Winter 1998/99 lediglich zwei Frostwechseltage aufweist, sind am südexponierten Standort 42 Frostwechseltage zu verzeichnen, die fast ausschließlich im Herbst auftreten. Im Frühjahr erfolgt der Übergang von Frosttagen, mit Isothermie von – 0,3 °C unter einer geschlossenen Schneedecke, zu frostfreien Tagen mit der Ausaperung der Schneedecke extrem abrupt innerhalb nur einer Stunde (WEBER 2000: 85). Im Messzeitraum 1991 - 1999 wurden an der nordexponierten Station „Dameh hoch“ im Jahresmittel in 5 cm Tiefe 73 Frostwechseltage registriert, was einer Frostwechselfrequenz von ca. 20 % entspricht. Diese nimmt mit der Profiltiefe schnell ab und beträgt bereits ab 30 cm nur noch 1 %. In 50 cm Tiefe können positive Temperaturen herrschen, während an der Bodenoberfläche extreme Minusgrade auftreten, so dass Rhizome höherer Pflanzen mit zunehmender Durchwurzelungstiefe besser vor Frost geschützt sind.

Insgesamt kann festgehalten werden, dass die thermischen und hygrischen Voraussetzungen für die chemische und mikrobielle Aktivität im Boden in einem bestimmten Höhenniveau ihre Maxima erfahren, während die Bedeutung periglazialer Prozesse, neben Niederschlags- und Frostwechselaktivität, von Expositionseffekten, der Substratbeschaffenheit und der Bodenfeuchte abhängig sind.²¹ Daher variieren die Voraussetzungen für geomorphologische Frostodynamik wie Gelifluktion, Kammeisbildung, Kryoturbation und Frostsprengung v.a. im Bereich der Waldgrenzökotone.

²¹ Vgl. hierzu auch LEHMKUHL & KLINGE (2000: 86, 87).

3.3 Vegetationsgeographische Differenzierung

PAFFEN et al. (1956: 24) stellten bereits fest, dass die Artenzahl der Gefäßpflanzen auf der etwa 100 km betragenden Distanz vom Nanga Parbat bis zum Hunza-Karakorum um mehr als ca. 50 % zurückgeht und dass westhimalayaische Florenelemente zugunsten zentralasiatischer Florenelemente, wie z.B. xerophytische Steppengräser, zurücktreten (vgl. DICKORÉ & NÜSSER 2000: 228). Großräumig orientiert sich die Vegetationszusammensetzung der verschiedenen Höhenstufen im Überschneidungsbereich der irano-turanischen, zentralasiatischen und sino-himalayischen Florenregion (DICKORÉ 1995: 238-246) v.a. an dem von SSW nach NNO verlaufenden hygrischen Gradienten.²² Die lokale Ausbildung der Vegetationsstufung wird dagegen durch vertikale Gradienten verschiedener Klimaparameter sowie Expositionseffekte (vgl. Kap. 3.2) bestimmt. Das Bagrot-Tal liegt an der Südabdachung der südlichsten Hauptkette des Karakorum, so dass dort eine relativ feuchte Variante der Höhenstufung festgestellt werden kann, die von MIEHE, S. et al. (1996: 196) als sub- bis semihumid eingestuft wird. Die Abb. 8 verdeutlicht die regionale Einordnung der humiditätsbedingten Vegetationshöhenstufung in Bagrot.

SCHICKHOFF (1998: 44) weist darauf hin, dass Expositionseffekte innerhalb der Humiditätssequenzen erst oberhalb der kollinen Talstufe verstärkt einsetzen und sich oberhalb der Baumgrenze wieder angleichen. Dagegen ist die Vegetationszusammensetzung der ariden Talböden und der subnivalen Schuttfluren über alle Höhenstufensequenzen hinweg vergleichbar (MIEHE, S. et al. 1996: 199).

Die folgende Darstellung der Vegetationshöhenstufung basiert im Wesentlichen auf den Arbeiten von S. MIEHE (1994) und S. MIEHE et al. (1996) sowie der Vegetationsaufnahme von SCHICKHOFF (1998: 46-48). Neben ergänzenden Beobachtungen des Verfassers wurden Arbeiten von TROLL (1939), PAFFEN et al. (1956), SCHWEINFURTH (1957), REPP (1963), G. MIEHE (1991), SCHICKHOFF (1993a, 1995b, 1998), S. MIEHE (1994), BRAUN (1993), NÜSSER (1998), RICHTER et al. (1999) und DICKORÉ & NÜSSER (2000) aus benachbarten Räumen vergleichend hinzugezogen. Die Bezeichnung der vertikal differenzierten Pflanzenformationen erfolgt nach einem Vorschlag von MIEHE, G. & S. MIEHE (1995).

In den Haupttälern beginnt die vollständige Abfolge der Vegetationshöhenstufung mit der Chenopodiaceen-Steppe (extrem offenes Chenopodiaceen-Zwerggesträuch), deren Obergrenze im West-Karakorum feuchtigkeitsbedingt von S nach N von 1.900 m auf 3.300 m ü.M. ansteigt und im Bagrot-Tal bei 2.000 m ü.M. liegt. Der Talboden im Untersuchungsgebiet liegt zwischen 2.400 m und 3.200 m ü.M. und damit oberhalb dieser Höhenstufe. Die Chenopodiaceen-Steppe wird durch Trockengesellschaften geprägt, die sich in wenig beweideten Gebieten aus Büschelgräsern wie *Aristida*, *Cymbopogon* und *Stipagrostis* spp. zusammensetzt. Einjährige Chenopodiaceen treten vermehrt in unmittelbarer Umgebung von Ortschaften auf, während *Artemisia*, *Salsola*, *Ephedra*, *Echinops*, *Capparis* u.a. Arten nur vereinzelt vorkommen (MIEHE, S. et al. 1996: 197). Der Vegetationsdeckungsgrad liegt bei durchschnittlich ca. 10 % und erreicht die 30 % -Marke nicht.

²² RICHTER et al. (1999) bestätigen dies mit einem vegetationskundlichen Transekt vom Westhimalaya über den Karakorum bis in den Tian Shan.

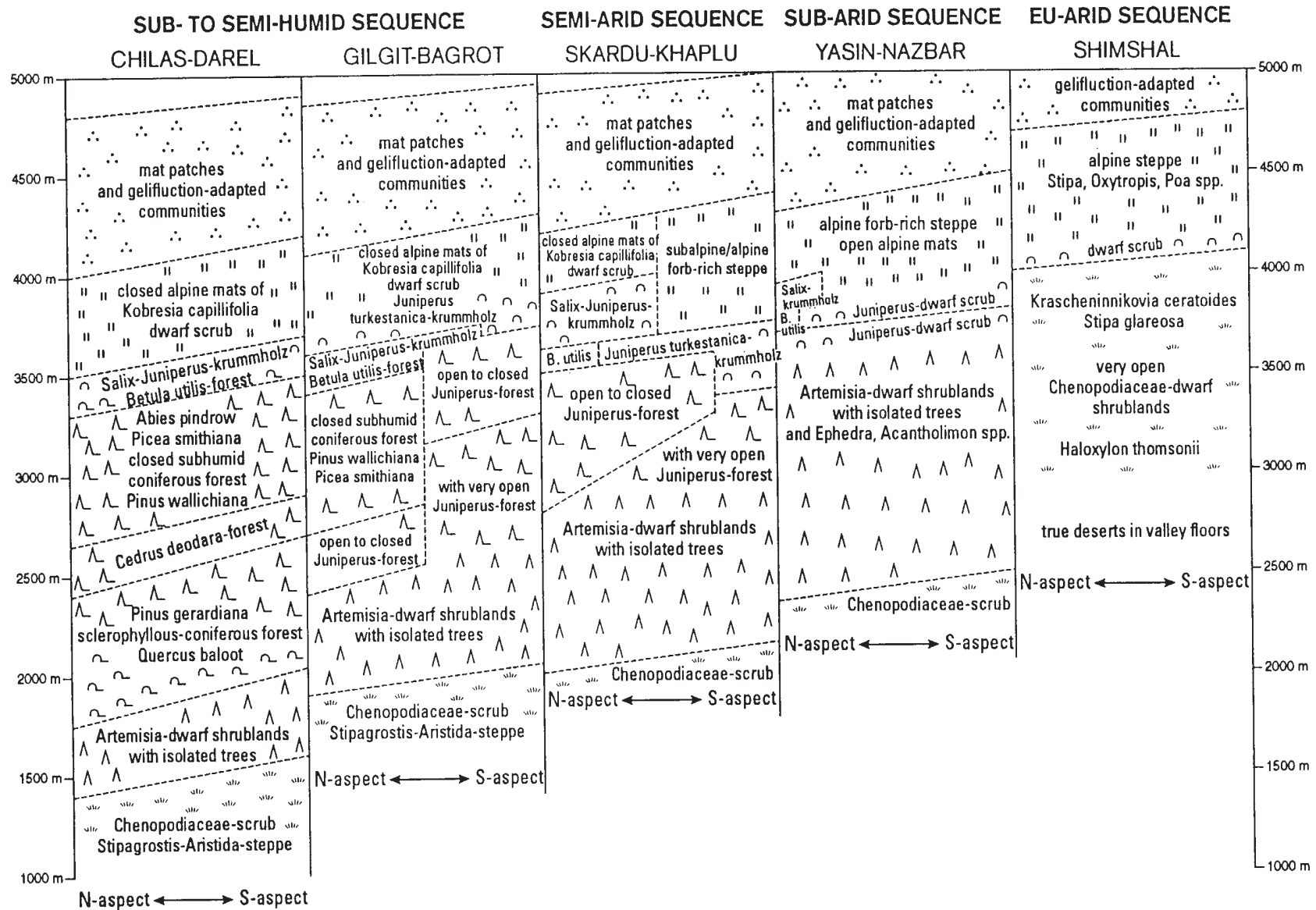


Abb. 8: Humiditätsbedingte Vegetationsstufen-Sequenzen in Nordpakistan; verändert nach SCHICKHOFF (1998)

Im oberen Bagrot-Tal bildet *Artemisia*-Zwerggesträuch die unterste Vegetationshöhenstufe, deren bestandesprägende Arten *Artemisia brevifolia*, verschiedene Chenopodiaceen wie *Krascheninnikovia ceratoides* und Gräser wie *Poa sterilis*, *Piptatherum gracile*, *Koeleria cristata* und *Elymus cognatus* sind. Der Deckungsgrad beträgt ca. 30 % und dieser ist, neben der Artenzusammensetzung, ein wesentliches Kriterium zur Unterscheidung von der Chenopodiaceae-Steppe. Charakteristisch ist zwischen 2.300 m und 2.500 m ü.M. das erste Auftreten kleiner Zwergbäume wie *Fraxinus xanthoxyloides* und *Juniperus excelsa* sowie *Juniperus semiglobosa*, deren Bestand sich zur Obergrenze hin langsam verdichtet. MIEHE, S. & G. MIEHE (1998: 121) charakterisieren diese Höhenstufe feuchtigkeitsbedingt mit drei bis vier ariden Sommermonaten und Jahresniederschlagssummen zwischen 200 und 400 mm.

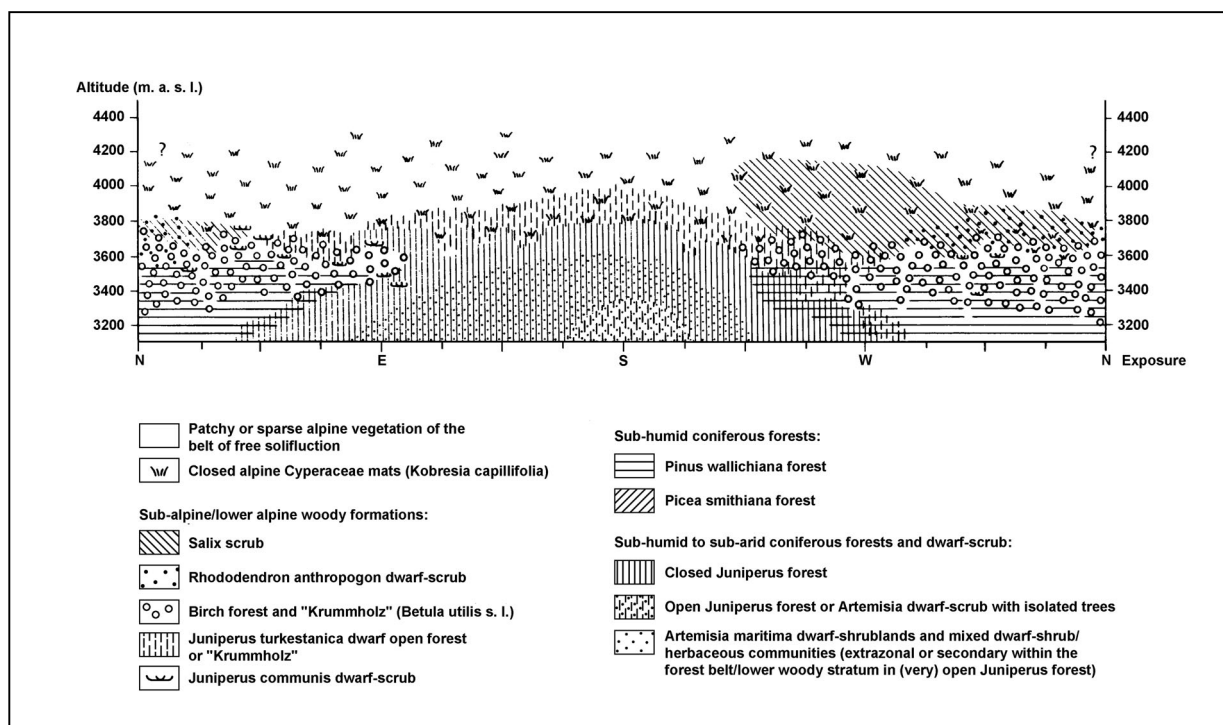


Abb. 9: Vertikale und expositionbedingte Verteilung subhumider Pflanzenformationen im Bagrot-Tal; verändert nach S. MIEHE et al. (1996)

Der Übergang zum Koniferenwald findet auf Schatthängen (W bis NE exponiert) in ca. 2.800 m ü.M. und auf Sonnhängen (E bis SW exponiert) in ca. 3.200 m ü.M. statt. Auf den trockeneren südexponierten Hängen bilden *Juniperus semiglobosa*²³ mit vereinzelt *Pinus wallichiana* 8 – 10 m hohe, meist stark aufgelichtete Bestände (S. MIEHE et al. 1996: 198) mit einem durchschnittlichen Bedeckungsgrad von ca. 50 %. Die charakteristischen Arten dieser Vegetationshöhenstufe sind *Juniperus semiglobosa*, *Daphne* sp., *Artemisia brevifolia*, *Salvia nubicola*, *Stachys tibetica*, *Rosa webbiana*, *Berberis orthobotrys*, *Ribes orientale*, *Thymus linearis*, *Leontopodium campestre* und *Heteropappus holohermaphroditus*. Hierbei handelt es sich um eine trockene Variante des Koniferenwaldes, die im folgenden als *Juniperus*-Wald bezeichnet wird.

²³ Zur Verbreitung und Taxonomie von *Juniperus*-Arten siehe DICKORÉ & NÜSSER (2000: 37-38).

In den Südexpositionen liegt die Obergrenze des *Juniperus*-Waldes, der hier v.a. durch *Juniperus excelsa*, *Juniperus turkestanica*, und *Ribes* spp. sowie *Lonicera* spp. als offene Strauchschicht gebildet wird, in 3.800 m bis 3.900 m Höhe. Dort tritt *Juniperus turkestanica* nur noch in Form von 0,5 - 2 m hohem Krummholz auf, an feuchteren Standorten gesellt sich vereinzelt *Betula utilis* dazu. Die Krautschicht wird v.a. durch *Bistorta affinis*, *Thymus linearis* sowie durch Arten der Gattungen *Astragalus*, *Potentilla*, *Carex*, *Androsace*, *Leontopodium* und *Bupleurum* vertreten.

Die feuchtere Ausprägung des Koniferenwaldes mit Vegetationsdeckungsgraden von 70 bis 80 % gedeiht nur in Nordexpositionen und löst den trockeneren *Juniperus*-Wald zwischen 2.900 m und 3.000 m ü.M. ab. SCHICKHOFF (1996a: 178; 1998: 40) führt diesen Expositionsgegensatz, neben dem bereits erwähnten Wassermangel in Südexposition, auf die größere Gefahr der Frosttroknis infolge der wesentlich früheren Ausaperung südexponierter Hänge zurück. Die bestandesbildenden Arten sind *Pinus wallichiana*, *Picea smithiana* und *Juniperus semiglobosa*, während *Abies pindrow* nur vereinzelt auftritt. Letztere zählen zu den nördlichsten Einzelstandorten der Tanne und stellen möglicherweise Reliktstandorte feuchterer Klimaphasen dar (SCHICKHOFF 1998: 82). In der vorliegenden Arbeit wird diese Vegetationshöhenstufe als *Picea-Pinus*-Wald bezeichnet. An seiner Obergrenze gesellt sich immer häufiger *Betula utilis* dazu, die eine bis zu 12 m hohe, offene zweite Baumschicht bildet. In der Strauchschicht herrschen *Ribes alpestre*, *Rosa webbiana* und *Berberis orthobotrys* vor. Die Krautschicht setzt sich v.a. aus *Salvia nubicola*, *Stipa brandisii*, *Erichium fruticosum*, *Scorzonera virgata*, *Impatiens brachycentra*, *Brachyactis roylei*, *Picris nuristanica*, *Cynoglossum glochidiatum*, *Fragaria nubicola*, *Thymus serphyllum* und *Berberis orthobotrys* zusammen. Für die geschlossenen Koniferenwälder auf Nord- und den offenen *Juniperus*-Beständen auf Südhängen sind weniger als drei aride Sommermonate und Jahresniederschläge von ca. 400 mm typisch.

In Nordexposition bildet *Betula utilis* ab ca. 3.500 m ü.M. eine eigene Vegetationshöhenstufe (*Betula*-Wald), in dem niedrige Sträucher wie *Salix* spp., *Sorbus tianshanica* und *Juniperus communis* auftreten. Die Krautschicht wird von *Geranium* sp., *Carex* sp., *Silene vulgaris* und *Arenaria arbiculata* dominiert. Im Übergang zwischen oberer Waldgrenze und Mattenstufe tritt in ungestörten Bereichen ein gut ausgeprägter Krummholzgürtel aus 0,5 bis 2 m hohen *Salix karelinii*, *Sorbus tianschanica* sowie *Rhododendron anthopogon* auf. Für den Birken-gürtel sind über den gesamten Sommer humide Bedingungen mit Niederschlagssummen zwischen 400 und 500 mm notwendig.

Die alpine Mattenstufe setzt in Nordexposition in ca. 3.700 m ü.M. und in Südexposition in ca. 3.900 m ü.M. ein und weist ganzjährig humide Verhältnisse mit Jahresniederschlags-summen zwischen 620 und 950 mm auf (MIEHE, S. & G. MIEHE 1998: 122). Hier ist die Seggenart *Kobresia capillifolia* bestandesprägend, wobei vereinzelte *Salix flabellaris* charakteristisch sind. Außerdem findet man *Bistorta affinis*, die z.T. dichte Mattenbestände bilden, sowie *Leontopodium leontopodium*, *Gentiana tianschanica*, *Pedicularis cheilanthifolia*, *Poa alpina*, *Carex stenocarpa*, *Festuca alatavica* und *Swertia petiolata*. Der hohe Anteil an rosettenartigen Kräutern ist ein Indiz für Überweidung.²⁴

²⁴ Vgl. hierzu NÜSSER (1998: 159-166).

Die alpinen Matten mit einem durchschnittlichen Deckungsgrad von 95 % lösen sich zwischen 4.200 m ü.M. und 4.300 m ü.M. auf und gehen in die Stufe der Frostschuttfleuren mit polsterförmigen Hemikryptophyten (*Androsace*, *Potentilla*, *Saxifraga* und *Sibbaldia* spp.) und Rosettenpflanzen (*Saussurea* und *Waldheimia* spp.) sowie Rhizom-Hemikryptophyten wie die Endemiten *Corydalis crassissima* und *Lagotis globosa* über.

Die unterschiedlichen Höhen der einzelnen Vegetationsstufen und das Ausfallen des *Picea-Pinus*-Waldes in Südexposition spiegeln klimaökologische Expositionsunterschiede wider (vgl. 2.2). Die klimatischen Verhältnisse führen zur Ausprägung eines Optimumbereiches der Phytomassenproduktion in Nordexposition,²⁵ welcher den Vegetationshöhenstufen des *Picea-Pinus*- und *Betula*-Waldes zwischen 2.900 m und 3.700 m ü.M. entspricht. Dies ist mit den Angaben von NÜSSER (1998: 49-50) vergleichbar, der am Nanga Parbat zwischen 3.000 m und 4.000 m ü.M. ein Höhenintervall mit der größten Anzahl auftretender Arten und zwischen 3.250 m und 3.500 m ü.M. eine Stufe maximaler Diversität nachweist.

Neben der vertikalen und expositionsbedingten Vegetationsverteilung werden innerhalb einzelner Höhenstufen die Artenspektren durch kleinräumige topo- und bestandesklimatische, geomorphologische und edaphische sowie durch anthropogene Einflüsse modifiziert. So führen z.B. Schneelawinen zu linearen Schneisen, die bis 2.800 m hinab reichen und vorrangig mit *Betula* - sogenannte „Umleighbirken“ nach TROLL (1939: 157) - und *Salix* bewachsen sind. TROLL (1967: 377) bezeichnet dieses Phänomen als Vegetationsinversion.

3.4 Der Mensch als geomorphologischer und pedologischer Faktor

Es ist unumstritten, dass eine intensiv und über Generationen fortdauernde Landnutzung durch den Menschen nicht ohne Auswirkungen auf das Ökosystem bleibt. SCHICKHOFF (1998: 49) belegt, dass die Vegetation Nordpakistans nahezu flächendeckend anthropogen überprägt worden ist. Dies stellt generell und, aufgrund der Beeinträchtigung der Schutzfunktion gegenüber Abtragungsprozessen, insbesondere im steilen Hochgebirgsrelief eine potenzielle Beeinflussung der Pedogenese dar. An dieser Stelle sollen, so weit möglich, die Fragen nach dem Beginn der anthropogenen Einflussnahme, deren Wirkungsmechanismen, Rückkoppelungen, Ursachen sowie deren Auswirkungen beantwortet werden.

Die Frage nach den ersten Siedlern im Karakorum, wann und wo sie sich ansiedelten, woher sie stammen und wovon sie lebten, ist bis heute nicht eindeutig geklärt. JACOBSEN & SCHICKHOFF (1995: 52ff.) schränken den frühest möglichen Besiedlungszeitraum mit dem Ende des letzten größeren Gletschervorstoßes vor 2.200 Jahren ein und belegen menschliche Aktivität mit ¹⁴C- und Pollenanalysen zwischen dem 2. Jahrhundert v. Chr. und dem 1. Jahrhundert n. Chr.

Prähistorische Petroglyphen und Inschriften in der Nähe alter Pilgerpfade entlang des Indus gelten als die ersten Zeugnisse menschlicher Aktivität im NW-Himalaya und werden demgegenüber in das 2. Jahrtausend v. Chr. datiert (JETTMAR 1993: 34). Ein Großteil der Felsbilder am Indus (z.B. bei Chilas) liegt nur wenige Meter oberhalb des sommerlichen Abflusspegels, so dass episodisch auftretende Flutkatastrophen diese wenige Millimeter tiefen Ritzungen durch Sedimentabrieb wahrscheinlich zerstört hätten (vgl. Kap. 3.5.3). So gehen die Relativedatierungen über Schriftvergleiche auch nur bis in das 1. Jahrhundert

²⁵ Vgl. auch SCHICKHOFF (1998: 46).

n. Chr. zurück (JETTMAR 1980: 189).²⁶ Die Mehrzahl dieser Zeugnisse dürfte von Reisenden, wie Pilgern, Händlern oder Kriegern stammen, die bei ihrer Gebirgsdurchquerung gezwungen waren, dort zu überwintern (JETTMAR 1993: 36), so dass in dieser Phase keine nennenswerte anthropogene Beeinträchtigung des Landschaftshaushaltes stattgefunden haben dürfte. Aus dem Bagrot-Tal sind ebenfalls Petroglyphen bekannt, die aber zeitlich nicht eindeutig zugeordnet werden können.²⁷

JETTMAR (1993: 32ff.) geht davon aus, dass die ersten Gebirgsbewohner Jäger waren, die bereits in geringem Ausmaß Feldbau praktizierten und das Buckelrind als Haustier hielten. Ferner postuliert er einen seit 3.000 Jahren währenden Einfluss des Menschen auf den Naturraum durch Bergnomadismus und Transhumanz. SCHLÜTZ (1998: 151) belegt im mittleren Bereich eines Pollenprofils mit einem ¹⁴C - Basisalter von 3.630 – 3.980 v. Chr. für die Talschaft Yasin westlich von Gilgit die Weidezeiger *Eremurus*, *Acantholimon*, *Plantago* und *Urtica*. Trotzdem muss davon ausgegangen werden, dass mindestens bis zur Zeitenwende aufgrund geringer Bevölkerungsdichten ein vernachlässigbarer anthropogener Nutzungsdruck auf den Naturraum herrschte.

Kriegerische Auseinandersetzungen²⁸ und politischer Druck führten nach der Zeitenwende immer wieder zu umfangreichen Ab- und Zuwanderungen, die eine Wiederbesiedlung von Süden her ermöglichten wie z.B. um 1.000 n. Chr. das Vordringen von Shina-Sprechern (vgl. LORIMER, D.L.R. 1935-1939, III: 384; JETTMAR 1975: 190; 1977: 429; STELLRECHT 1992: 433; KREUTZMANN 1996a: 179). So stammt die shinasprachige Bevölkerung Bagrots aus den südlichen Tälern Darel, Gor und dem unteren Gilgit-Tal sowie aus dem östlichen Baltistan (SNOY 1975: 58). Die schwer zugänglichen Hochtäler dienten als Rückzugsräume,²⁹ in denen für Siedlungs- und Ackerflächen zunächst Wald gerodet werden musste (KHATTAK 1976: 105). Nach SCHICKHOFF (1998: 153) verursachten aber auch diese Maßnahmen bis etwa zur Mitte des 19. Jahrhunderts keine gravierende Schädigung des Naturwaldes.

Dem Bagrot-Tal wurde politisch und wirtschaftlich kaum Interesse gezollt, da es keinen Pass in Richtung Norden über die Rakaposhi- und Diran-Gruppe besitzt.³⁰ Lediglich 1843 wurde das Tal nachweislich Ziel eines militärischen Angriffes durch Gohar Aman, dem Herrscher von Yasin (BIDDULPH 1880: 138). Auf der Grundlage von Genealogien schätzt SNOY (1975: 48) den spätesten Beginn der Besiedlung des Bagrot-Tales auf die erste Hälfte des 17. Jahrhunderts. Hierbei handelt es sich um ein Mindestalter, da insgesamt drei Besiedlungsphasen unterschieden werden können und davon ausgegangen werden muss, dass

²⁶ Zur Besiedlung im Wakhan seit dem 1. Jhd. n. Chr. vergleiche BORTENSCHLAGER & PATZELT (1978) und in Swat STACUL (1987).

²⁷ SNOY (1975: 223-227) beschreibt Felsbilder oberhalb und unterhalb von Sinakar und belegt, dass diese bis in die Neuzeit angefertigt werden.

²⁸ Z.B. der Einfall zentralasiatischer Stämme um 500 n. Chr., der Untergang des tibetischen Großreichs im 9. Jhd. n. Chr. (JETTMAR 1993) oder Kriegszüge des Wazir Resho im 17. Jhd. n. Chr. (SNOY 1975: 59).

²⁹ KREUTZMANN (1996b: 73-79) skizziert verschiedene Modellvorstellungen zu Bevölkerungsbewegungen, Mobilität und Wanderungen im Hochgebirge.

³⁰ Neben Reiseberichten und Aufzeichnungen englischer Kolonialbeamter existieren nur wenige Quellen zur älteren Geschichte und Entwicklung des Bagrot-Tales, so z.B. BIDDULPH (1880), MOORCROFT & TREBECK (1841), LEITNER (1873, 1877, 1893), ECKENSTEIN (1896: 84), DURAND (1899), E.O. LORIMER (1939) und SCHOMBERG (1947: 72).

rezente mündliche Überlieferungen sich nicht auf die erste dieser Phasen beziehen (SNOY 1975: 60).

Erst in Folge der Herrschaft der *Dogra-Dynastie* in Kaschmir (1860) und später der *Pax Britannica* mit der Errichtung der *Gilgit Agency* (1889) erfolgte unter relativ stabilen politischen Verhältnissen eine nennenswerte Zunahme der Bevölkerung (GRÖTZBACH 1984: 306). Nach EHLERS (1995: 108) und M. SCHMIDT (1995: 32) liegt heute in Bagrot mit mehr als 6.000 Einwohnern, bezogen auf die landwirtschaftlich nutzbare Fläche, eine sehr hohe Bevölkerungsdichte vor.

In langandauernden friedvollen Phasen entwickelten die Bergbewohner Techniken und Strategien, um sich den extremen Umweltbedingungen besser anzupassen und ihr Überleben zu sichern (JETTMAR 1993: 33ff.). Dies führte zu einer kombinierten und höhenge-staffelten feld- und viehwirtschaftlichen Nutzung („mixed mountain agriculture“ nach RHOADES & THOMPSON (1975) und „combined mountain agriculture“ nach EHLERS & KREUTZMANN 2000) mit bestimmter jahreszeitlicher Abfolge, welche für Bagrot zuerst von GRÖTZBACH (1984: 312-318) beschrieben wurde.³¹ Im oberen Bagrot-Tal liegen die periodisch genutzten Sommerdörfer mit Anbau- und Weidewirtschaft sowie die sommerlich frequentierten Hochweiden.³²

Ackerbau kann in der ariden Talstufe nur durch künstliche Bewässerung und Terrassierung der Felder erfolgen.³³ Neben den topographischen Verhältnissen, die die Anlage von Feldern nur auf relativ ebenen und vor *natural hazards* geschützten Flächen vorrangig im Talbodenniveau gestattet,³⁴ ist die Verfügbarkeit von Wasser der entscheidende limitierende Faktor für den Feldbau. Das Irrigationswasser stammt aus Seitentalbächen, Quellen und z.T. aus Schmelzwässern von wenig ergiebigen Schneefeldern oder Schneeakkumulationen, die alljährlich durch Lawinen geschüttet werden. Der ganzjährig wasserführende Bagrot-Fluss hat sich tief in die mächtigen Lockersedimente der Talverfüllungen eingeschnitten. Sein Wasser kann daher nur in seltenen Fällen, wie z.B. oberhalb von Chirah, zur Bewässerung der in der Regel hoch über dem Flussniveau gelegenen Schwemmfächer herangezogen werden.³⁵ Die Ressourcenknappheit von Wasser und geeigneten Anbauflächen „hat in Verbindung mit Realteilung schon früh die Größe der individuellen landwirtschaftlichen Betriebe auf eine auch bei niedrigen Bedürfnissen unterhalb der Ackernahrungsgrenze anzusetzenden Mindestgröße reduziert“ (EHLERS 1995: 108).

Während in den Einfacherntegebieten des oberen Bagrot-Tales vorwiegend Sommerweizen angebaut wird (EHLERS 1995: 112), sind in den Doppelerntegebieten des unteren und in den Übergangsbereichen des mittleren Talabschnittes zusätzlich Gerste, Hülsenfrüchte,

³¹ Siedlungs- und Wirtschaftsstaffeln werden im Karakorum, Hindukusch und NW-Himalaya u.a. von TROLL (1973), SAUNDERS (1983), GRÖTZBACH (1984), WHITEMAN (1985), KREUTZMANN (1989), CLEMENS & NÜSSER (1994, 1995), DITTRICH (1995), EHLERS (1995, 1996), PILARDEAUX (1995), NÜSSER & CLEMENS (1996 a+b), HERBERS (1998), NÜSSER (1998) und EHLERS & KREUTZMANN (2000) beschrieben.

³² EHLERS (2000: 83, 84) betont die zahlreichen symbiotischen Vernüpfungen zwischen Feldbau und Weidewirtschaft sowie die Notwendigkeit diversifizierter Wirtschaftsweisen, um den zahlreichen natürlichen Risiken am Rande der Ökumene sinnvoll begegnen zu können.

³³ Zu Bewässerungstechniken in N-Pakistan siehe KREUTZMANN (1989, 1990) und SIDKY (1993).

³⁴ KREUTZMANN (1994) diskutiert den Einfluss von *natural hazards* auf Siedlungsprozesse in den Tälern Hunza und Ishkoman. Vgl. auch Kap. 3.5.5.

³⁵ Ein langfristig angelegter Kanalbau soll künftig über eine Strecke von mehreren Kilometern Schmelzwasser des Hinarche-Gletschers auf bisher ungenutzte Flächen unterhalb von Datuchi leiten.

Mais und die erst kürzlich als *cash crop* eingeführte Kartoffel die präferierten Anbauprodukte. Gartenbau mit vorwiegend Gemüse sowie Obstgärten und Laubbaumpflanzungen der Bewässerungsoasen ergänzen das Anbauspektrum³⁶ und stellen zudem Bau- und Brennholz sowie Viehfutter bereit. Während die Bewässerungsfelder im unteren und mittleren Bagrot-Tal (vgl. Kap. 1.1) unterhalb der natürlichen unteren Waldgrenze liegen, muss im oberen Talabschnitt, zumindest für die mittlerweile brachliegenden Flächen oberhalb von Dar und Gossunar, davon ausgegangen werden, dass Wald für die Errichtung von Bewässerungsterrassen gerodet worden ist.

Der zweite wichtige Nutzungstyp ist die Viehhaltung, die v.a. vor dem Hintergrund zunehmender außeragrarischer Einkommensquellen in jüngster Vergangenheit an Bedeutung verloren hat (EHLERS 1995: 112; M. SCHMIDT 1995: 37).³⁷ Dabei wird sowohl Almwirtschaft, mit winterlicher Stallhaltung, als auch Transhumanz betrieben. Die Herden setzen sich v.a. aus Ziegen und Schafen sowie untergeordnet aus Rindern zusammen.³⁸ Yaks oder Yak-Rind-Kreuzungen wurden erst vor wenigen Jahren eingeführt. Der limitierende Faktor der Weidewirtschaft ist nach wie vor die Überwinterung der Tiere durch Stallfütterung bzw. ihre Verlagerung auf Winterweiden (EHLERS 2000: 81).³⁹

Die Artenzusammensetzung der Gräser und Kräuter in der Mattenstufe wird zwar durch die Beweidung beeinflusst und ist vom Beweidungsgrad abhängig,⁴⁰ dennoch kommen EHLERS (1995: 112) und SCHMIDT, M. (1995: 37) zu dem Schluss, dass es im Bagrot-Tal bisher zu keiner nennenswerten weidewirtschaftlichen Schädigung des Naturhaushaltes gekommen ist und somit eine angepasste Nutzung der Weidepotenziale erfolgt.⁴¹ EHLERS (2000: 83) räumt lediglich in unmittelbarer Nähe von Ortschaften und Feldern die nachweisliche Schädigung von Jungwuchs und Bäumen ein. Der Verfasser beobachtete zusätzlich zahlreiche Degradationsspuren wie Weidezeiger, Viehgangeln und Blaiken v.a. in unmittelbarer Nähe der Almen, entlang täglicher Beweidungsrouten und auf saisonal bevorzugten Hochweiden.

Nach vorliegenden Erkenntnissen ist im Karakorum die Nutzung der Wälder ein zentraler Aspekt im Hinblick auf die anthropogene Veränderung des Ökosystems.⁴² Der Wald stellt neben Acker- und Weideland sowie Wasser die wichtigste Ressource dar.⁴³ So wird im Bagrot-Tal der Energiebedarf fast ausschließlich durch Holz gedeckt,⁴⁴ während andere Brennstoffe wie Petroleum und Gas nur zur Zimmerbeleuchtung und zum Kochen verwendet

³⁶ Hier spielen Walnüsse, Maulbeeren, Aprikosen sowie Äpfel, Birnen und Mandeln die größte Rolle. Detaillierte Untersuchungen zur Ernährungssituation in Norpakistan liefern DITTRICH (1995, 1997a+b) und HERBERS (1995, 1998).

³⁷ CLEMENS & NÜSSER (1994) und NÜSSER & CLEMENS (1996a) belegen dagegen einen Anstieg der Viehstückzahlen im Rupal-Tal am Nanga Parbat.

³⁸ EHLERS (2000: 82-84) erläutert ausführlich die ökonomischen Vor- und Nachteile dieser Tierarten.

³⁹ EHLERS (2000: 76) diskutiert weitere Faktoren, die zur Diversifizierung der Weidewirtschaft führen.

⁴⁰ Die großflächige Verbreitung von *Bistorta affinis* sowie Konzentrationen von *Iris hookeriana* und *Verbascum thapsus* in der Mattenstufe gehen z.B. auf negative Weideselektion zurück und deuten auf hohe Weideintensität hin (NÜSSER, 1998: 51-77, 160).

⁴¹ Vgl. auch GRÖTZBACH (1984: 316) sowie CLEMENS & NÜSSER für das Rupal-Tal (1994: 385).

⁴² M. SCHMIDT (1995) legte eine Studie zu sozioökonomischen Aspekten der Walddegradation im Bagrot-Tal vor und SCHICKHOFF (1998) untersuchte umfassend die Degradierung der Gebirgswälder Nordpakistans.

⁴³ Nur die Kombination aus Feldbau und Viehhaltung sowie Waldnutzung für Feuer- und Bauholz ermöglichte bis in die 1970iger Jahre eine nachhaltige Subsistenzwirtschaft im Bagrot-Tal (EHLERS 2000: 73-74).

werden. Seit 1994 sind die Dörfer des Haupttales zwar mit Elektrizität versorgt (EHLERS 1995: 107), doch ist das Netz sehr labil und bricht häufig in den Abendstunden in Folge von Überlastung zusammen.

Als Brennholz wird aufgrund der guten Brenneigenschaften traditionell fast ausschließlich *Juniperus* verwendet,⁴⁵ während *Pinus* das bevorzugte Bauholz ist und z.T. selektiv eingeschlagen wird (SCHICKHOFF 1998: 76, 90; M. SCHMIDT 1995: 60f.). M. SCHMIDT legte dar, dass der Brennholzverbrauch in Bagrot mittlerweile das Regenerationsvermögen der *Juniperus*-Bestände übersteigt und dass diese in dorfnahen Bereichen stark degradiert bzw. bereits zerstört worden sind (1995: 41ff.).⁴⁶ Auch die subhumiden Koniferenwälder werden traditionell durch Holzeinschlag genutzt, während sich die Waldweide weitestgehend auf die Übergangszeiten während des Almauf- und Abtriebs beschränkt. Das Schneiteln zur Futter- und Streugewinnung spielt in der Waldstufe Bagrots dagegen keine Rolle. Ein ebenfalls untergeordneter Aspekt der Holznutzung ist die Anfertigung von Gebrauchsgegenständen, die mit dem regelmäßigen Zugang zu überregionalen Märkten an Bedeutung verloren hat.

Dieser Zugang erfolgte über die Fertigstellung einer Jeep-Piste, die das Bagrot-Tal bis Sinakker seit 1971 und bis Chira seit 1976 mit dem *Karakorum Highway* (KKH) verbindet.⁴⁷ Nicht zuletzt hierdurch wandelte sich die vormals reine Subsistenzwirtschaft hin zu einer monetären Marktwirtschaft. So gewannen außeragrare Einkommensquellen und die Deckung des Nahrungsmittelbedarfes durch Zukauf von Weizen an Bedeutung. Der zunehmende Bargeldbedarf, u.a. zur staatlich verordneten Schulausbildung der Kinder, wird heute durch den Verkauf von Wolle, Kartoffeln, Fleisch, Milchprodukten, Gletschereis und, trotz eines 1989 verhängten Einschlagverbotes seitens der Regierung, v.a. von Holz gedeckt.⁴⁸ Die Entwicklung in Bagrot von einer nachhaltigen Subsistenzwirtschaft hin zu einer marktorientierten (Austausch-) Kapitalwirtschaft verändert nicht nur die Konsumgewohnheiten, sondern birgt zusätzlich die Gefahr des Verlustes von traditionellem Umweltwissen und Normsystemen und zeigt die Grenzen der Belastbarkeit des fragilen Ökosystems auf (EHLERS 1995: 118; 1996: 44ff.).⁴⁹

Vor diesem Hintergrund ist die rezente kommerzielle Nutzung der subhumiden Koniferenwälder besonders brisant. Nach SCHICKHOFF (1998: 110) liegt das Verhältnis von lebenden Bäumen zu Baumstöcken auf vier Testflächen im Bagrot-Tal bei 40 zu 60 %, was als Beleg für den Raubbau zu bewerten ist (JACOBSEN & SCHICKHOFF 1995: 57; M. SCHMIDT 1995: 66).⁵⁰ Die vier Testflächen setzen sich aus zwei *Picea-Pinus*-Gesellschaften

⁴⁴ Die Haushalte (einschließlich städtischer) in den Northern Areas decken ihren Energiebedarf zu ca. 80% mit Holz (GOVERNMENT OF PAKISTAN 1992: 1-2).

⁴⁵ *Juniperus* besitzt sehr gute Brennwerte und entwickelt relativ wenig Rauch.

⁴⁶ Diese Degradation ist entsprechend der Verfügbarkeit und Erreichbarkeit von *Juniperus*-Beständen der jeweiligen Gemeinden unterschiedlich weit vorangeschritten.

⁴⁷ Die Öffnung Bagrots hatte die Verbesserung der Infrastruktur und die Etablierung von Entwicklungsprojekten zur Folge. Weitere materielle und geistige Veränderungen durch die Anbindung an den KKH beschreiben M. SCHMIDT (1995: 46-51), SCHNEID (1995) und EHLERS (2000: 84-86).

⁴⁸ Nach DITTRICH (1995: 155) beträgt der Anteil nichtagrarischer Einkünfte durch Holz- und Gletschereisverkauf am monetären Gesamteinkommen in Bagrot über 80 %.

⁴⁹ KREUTZMANN (1994) kommt zu dem Schluss, dass v.a. das stetige Bevölkerungswachstum und der Verlust indigenen Wissens über Risikofaktoren durch kulturelle und ethnische Durchmischung zur Besiedlung von vormals gemiedenen Flächen führt.

⁵⁰ Vgl. GRÖTZBACH (1984: 317) zu schweren ökologischen Schäden in der Waldstufe Bagrots.

sowie zwei *Juniperus*-Gesellschaften zusammen und werden auf der Grundlage verschiedener Indizes für die Intensität der anthropogenen Beeinträchtigung den Störungsklassen III bis V zugeordnet.⁵¹ Die *Juniperus*-Gesellschaften weisen dabei sehr hohe und die *Picea-Pinus*-Gesellschaften hohe Störungsparameter auf (vgl. Tab. 4). Auf der Testfläche Bagrot II weist SCHICKHOFF (1998: 111) sogar eine einschlagsbedingte Abnahme des Holzvolumens von 411 auf nur 4 m³/ha nach, was praktisch einem radikalen Kahlschlag gleichkommt.⁵² Die massive Verwüstung der hochgelegenen und exponierten Flächen auf dem Moränenkomplex oberhalb von Dar, mit ursprünglich vorwiegenden *Juniperus*-Beständen, geht demgegenüber auf ein singuläres Ereignis durch Winddruck zurück.⁵³

Die Testfläche Khaltaro aus dem östlich von Bagrot gelegenen Haramosh-Tal ist hinsichtlich der ökologischen Ausgangsbedingungen vergleichbar und dient hier, aufgrund der geringen Schädigung und plenterwaldartigen Strukturausprägung, als Vergleichsfläche.

Tab. 4: Eingriffsindizes für Testflächen im Bagrot-Tal sowie die Vergleichsfläche Khaltaro; nach SCHICKHOFF (1998)

Testfläche	Bestandestyp	Störungsklasse (SK)	Dezimierung							
			der Bestandesdichte		der Stammzahl		der Bestandes-Grundfläche		des Holzvolumens	
			in %	SK-Ø	in %	SK-Ø	in %	SK-Ø	in %	SK-Ø
Khaltaro	Picea-Pinus	SK I	0	4,2	0	6,9	0	3,5	0	5,1
Bagrot IV	Picea-Pinus	SK III	36	35,6	42	33,4	41	33,6	41	42,4
Bagrot III	Picea-Pinus	SK IV	52	52,5	47	52,6	54	52	61	64,3
Bagrot I	Juniperus	SK IV	59	52,5	56	52,6	63	52	78	64,3
Bagrot II	Juniperus	SK V	77	73,3	68	59	76	73	99	85,3

SK-Ø: Durchschnittswerte der jeweiligen Störungsklasse

Zusätzliche Parameter wie Stammdurchmesserverteilung, Bestandeshöhe, Vertikalstruktur und Kronenschirmfläche belegen in den Störungsklassen ebenfalls den Wandel von stabilen nachhaltigen Bestandesstrukturen hin zu instabilen Beständen ohne kontinuierliche Verjüngung und nur geringem Entwicklungspotenzial (SCHICKHOFF 1998: 128). Der Beschirmungsgrad kann als Maß für die Deckung des Bodens durch das Kronendach herangezogen werden und nimmt auf der Testfläche Bagrot II im Vergleich zu Khaltaro mit mehr als 80 % auf weniger als 20 % der Bezugsfläche ab (ebd. 1998: 139). Zieht man nun zusätzlich die Kennwerte für die Altersstruktur heran, wird im Extremfall die Herabsetzung des Bestandesalters um 40 bis 50 % deutlich (ebd. 1998: 148).⁵⁴ ESPER (2000: 29, 30) führte im im Bagrot-Tal dendrochronologische Untersuchungen durch und ermittelte ein durchschnittliches Baumalter von 100 bis 300 und ein maximales Alter von 760 Jahren.

⁵¹ Grundlage hierfür bildet der Stand Density Index [SDI], welcher die Beziehung zwischen Grundflächenmitteldurchmesser und Stammzahl quantifiziert. Näheres zur Indizierung siehe SCHICKHOFF (1998: 99ff.).

⁵² Insgesamt geht SCHICKHOFF (1998: 242) in den *Northern Areas* von einem Rückgang der Waldfläche um durchschnittlich 50 % aus.

⁵³ Vgl hierzu auch GRÖTZBACH (1984: 318) und M. SCHMIDT (1995: 95-98).

⁵⁴ Der Einfluss der Waldweide durch Verbiss und Trittschäden auf die Regeneration wird entgegen allen Erwartungen weitestgehend ausgeschlossen (SCHICKHOFF 1998: 158ff.).

Inwiefern die obere Waldgrenze anthropogen gesenkt worden ist, kann hier nicht eindeutig geklärt werden. Für das Kaghan-Tal im Westhimalaya belegt SCHICKHOFF (1993a: 128) die Degradation des Birkengürtels durch anthropogene Nutzung.⁵⁵ MIEHE, G. & S. MIEHE (2000: 44, 48) schließen sogar nicht aus, dass in Gebirgen Hochasiens der Expositionsaspekt anthropogenen Ursprungs sein könnte. Als mögliche Ursache wird von ihnen das Brennen der südexponierten Wälder zur Schaffung von Winterweideflächen genannt.

Zahlreiche Schürfe, Profilgruben und natürliche Aufschlüsse weisen jedoch an der oberen Waldgrenze des Bagrot-Tales weder auf Sonn- noch auf Schatthängen Belege für großflächige Feuer auf und Baumstümpfe sind dort nur vereinzelt verbreitet. Das Schlagen der Birken v.a. auf Schatthängen erfolgt nur sporadisch zur Deckung des Holzbedarfes für die Geräteherstellung (s.o.). Dagegen werden die Birken von den Bergbauern regelmäßig geschält, da Birkenrinde ein begehrtes Material darstellt und vielseitig Verwendung findet.⁵⁶ Auch NÜSSER (1998: 67) und SCHICKHOFF (1998: 231ff.) konnten keine nennenswerte anthropogene Verschiebung der oberen Waldgrenze im Karakorum erkennen. Letzterer räumt Auflichtungen in *Betula*-Beständen und in Einzelfällen deren Vernichtung ein (1998: 248), was aber nicht auf das Bagrot-Tal zutrifft.

Lediglich an der unteren Waldgrenze in Nordexposition sind häufig Holzkohlereste nachzuweisen, die allerdings auf kleinere, kontrollierte Lagerfeuer von Waldarbeitern und Hirten zurückzuführen sind. Außerdem befinden sich auf topographischen Gunststandorten im Bereich der unteren Waldgrenze gerodete Flächen ehemaliger Bewässerungsterrassen, die nach dem Versiegen lokaler Wasserquellen⁵⁷ brach fielen. So ist die untere Trockengrenze der Waldstufe v.a. durch Einschlag für Feuer- und Bauholz nach oben verschoben worden, zumal sie von den Sommersiedlungen aus gut erreichbar ist.⁵⁸

Die ökologischen Folgen dieser Walddegradation sind nur schwer einzuschätzen und können hier nur hypothetisch formuliert werden. Generell bewirkt das Fällen von Bäumen eine Auflichtung und damit zeitversetzt einen höheren Deckungsgrad von Strauch- und Krautschicht (SCHICKHOFF 1998: 199). Die zusätzliche Veränderung von Vitalität, Stabilität und Mortalität sowie der Baumartenanteile durch den selektiven Einschlag von *Pinus* kann zur Verschiebung der Artenspektren führen (SCHICKHOFF 1995b: 81). Auf der Probefläche Bagrot II hält SCHICKHOFF (1998: 180) durch den Verlust der Samenproduktion bisher dominanter *Juniperus semiglobosa* eine regressive Sekundär-Sukzession für wahrscheinlich. Bis zu einer bestimmten Eingriffsintensität wird die Diversität - Artenreichtum und Arten-

⁵⁵ Dagegen halten MIEHE & MIEHE (1998: 163) für Tibet es sogar für möglich, dass die Waldgrenze hinaufrückt, wenn die Rohhumusdecke zerstört wird, da letztere reliktsch aus kälteren Klimaphasen mit einer niedriger liegenden Waldgrenze stammt und *Juniperus* an Offensubstrate ohne rasenbedeckten Rohhumus gebunden scheint.

⁵⁶ SCHMIDT, M. (1995: 43) erwähnt die Verwendung von Birkenrinde als Verpackungsmaterial für Lebensmittel wie z.B. Butter sowie traditionell als Schreib- und Zigarettenpapier. Ferner wird sie als Dachdeckmaterial genutzt; dass Birkenholz hierzu herangezogen wird, wie es REPP (1963: 218) für das Naltar-Tal beschreibt, kann für das Bagrot-Tal nicht bestätigt werden.

⁵⁷ Wahrscheinlich handelte es sich hier um Schneeakkumulationen durch Lawinen oder episodisch schüttende Schichtquellen.

⁵⁸ „Durch das Sammeln und Schlagen von Wacholderholz erscheint die *Juniperus*-Stufe heute vielerorts stark gelichtet und zurückgedrängt“ (M. SCHMIDT 1995: 40). Ähnliche Hinweise für Nachbarregionen finden sich bei TALBOT (1916: 23), SINGH (1917: 61), TROLL (1939: 169-170), HASERODT (1989a: 69), CLEMENS & NÜSSER (1995) und SCHICKHOFF (1998: 234, 248).

struktur - begünstigt, bevor sich die extremen Umweltbedingungen und Konkurrenzbeziehungen negativ auswirken (ebd. 1998: 201).

Zusätzlich ist davon auszugehen, dass die fluviale und äolische Erosion an den steilen Hängen zunimmt, so dass Humusprofile und die fruchtbaren Oberböden abgetragen werden können. Auch wenn diese Profilkappung unter den extremen Reliefbedingungen durch natürliche morphodynamische Prozesse erfolgen kann,⁵⁹ werden Erosionsprozesse und Bodendegradierung durch die Verringerung des Beschirmungsgrades sowie durch Rückearbeiten beschleunigt (REINEKE 1995: 37; M. SCHMIDT 1995: 73). So führt das hangabwärtige Rollen und Schleifen von Baumstämmen zu großflächiger Zerstörung von Humusprofilen, Beschädigung benachbarter Bäume und Jungwuchs sowie zu mechanischem Abtrag der Oberböden. Neben dem Aufreißen der Bodendecke, einer Bodenverdichtung und Bodenabtrag werden durch die Beseitigung des Humus- und Bodenkörpers die Nährstoff- und Wasserversorgung, die Bodenfauna sowie das Abflussregime ganzer Gebirgslandschaften negativ beeinflusst (SCHICKHOFF 1998: 221).

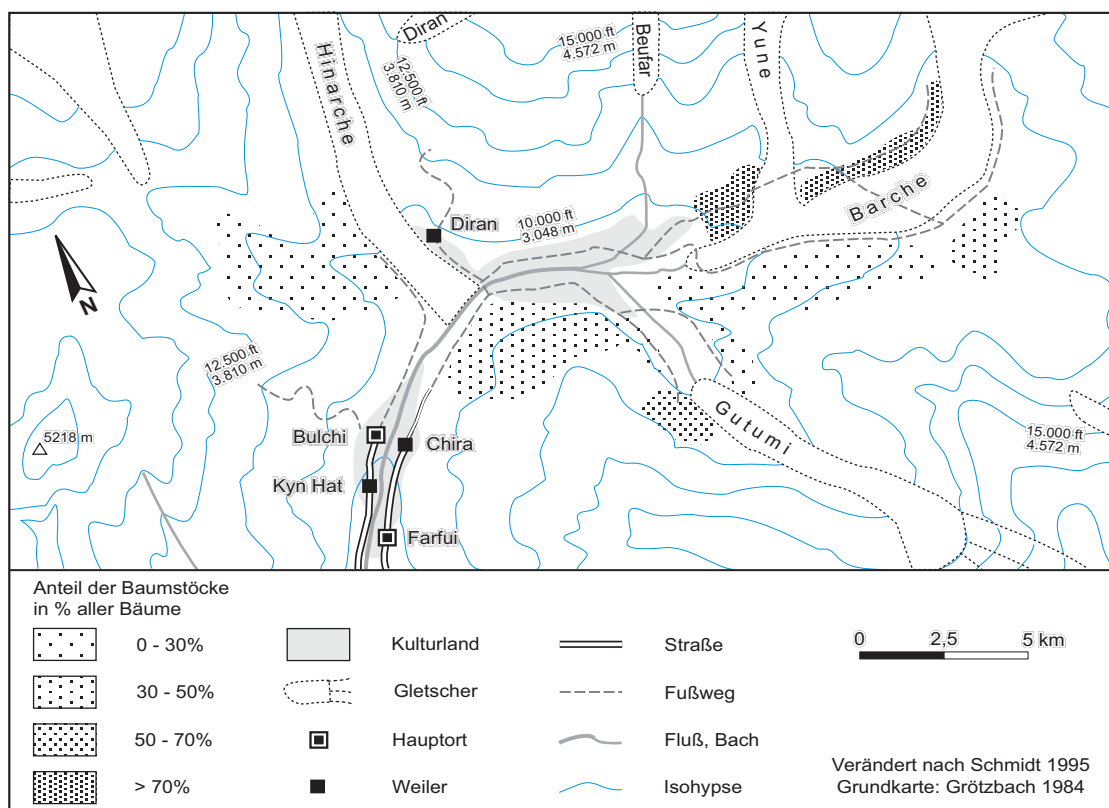


Abb. 10: Räumliche Differenzierung der Walddegradation im oberen Bagrot-Tal; verändert nach M. SCHMIDT (1995)

Auch wenn für das Arbeitsgebiet nur wenig mikroklimatische und keine detaillierten forsthydrologischen Langzeituntersuchungen existieren, liegt es nahe, dass gerade in subtropischen Gebirgswäldern auf Rodungsflächen im unteren Waldgrenzökoton das Lokalklima und nach Abtrag der Oberflächensubstrate auch der standortspezifische Wasserhaushalt entscheidend verändert wird (REINEKE 1995: 104).

⁵⁹ Vgl. hierzu auch ELLIS et al. (1994), die Gebirgsböden der Murree Hills hinsichtlich ihrer Erosionsanfälligkeit untersuchten und diese aufgrund ihrer Textur und organischen Charakteristik als besonders gefährdet einstufen.

Neben der Austrocknung hygrophilen Baumjungwuchses führt die direkte Einstrahlung zu Oberflächentemperaturen von 50 °C (CRAMER 2000) und zur Überschreitung von Hitzeletalgrenzen. Die ungehinderte Ausstrahlung birgt demgegenüber die Gefahr von Frostschäden (SCHICKHOFF 1998: 225).

Dies wirft die Frage nach den Erfolgsaussichten von Aufforstungsmaßnahmen auf: Falls die subhumiden Koniferenwälder einem Klimaxstadium humiderer holozäner Klimaverhältnisse entsprechen und rezent nur durch ihr selbstgeschaffenes Bestandesklima in einen ökologisch stabilen Zustand versetzt werden, verlieren diese Bestände durch die Auflichtung irreversibel ihre Existenzgrundlage.⁶⁰ MIEHE, S. et al. (1996: 199) stellen fest, dass *Kobresia capillifolia* auch auf beweideten Flächen dominant ist und dass sie dort, wo im oberen Waldgrenzökoton Bäume entfernt worden sind, besser an die lokalen hygrischen Bedingungen angepasst ist, als die Baumarten des Waldgürtels. Die Ursachen für die räumlichen Unterschiede der Walddegradation innerhalb des Bagrot-Tales (vgl. Abb. 10) sind v.a. unterschiedliche Waldnutzungsrechte, welche an die Weiderechte gekoppelt sind,⁶¹ die verschiedenen Höhenlagen der Wälder und damit die Länge der jährlichen Einschlagssaison sowie die unterschiedlichen Bestandesstrukturen (insbes. der Anteil von *Pinus wallichiana*), während die Erreichbarkeit innerhalb der Talkammer sowie die Entfernung zur Jeep-Piste bei Bulchi keine Rolle zu spielen scheinen (M. SCHMIDT 1995: 72, 73).

Bei der sozio-ökonomischen Analyse der Ursachen der Waldzerstörung muss prinzipiell zwischen privaten (78 % der Waldfläche der Northern Areas) und staatlichen Wäldern (22 % der Waldfläche) unterschieden werden. Während in den Privatwäldern schon ab ca. 1850 die Ausbeutung einsetzte, mit deutlicher Intensivierung nach der Jahrhundertwende, begann die bis heute illegale kommerzielle Nutzung der Staatswälder, so auch in Bagrot, zeitversetzt erst in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts (SCHICKHOFF 1998: 253, 292ff.).⁶²

Diese Entwicklung stand zunächst im Zusammenhang mit der talinternen Bevölkerungszunahme und nachfolgend mit der Erschließung durch die Jeep-Piste, die Transport und Schmuggel größerer Holzmengen ermöglichte.⁶³ Staatliche Restriktionen bleiben weitgehend unbeachtet. Gründe hierfür sind u.a. die politische Instabilität Pakistans, die durch die Sonderstellung der *Northern Areas* innerhalb Pakistans hervorgerufene mangelnde Akzeptanz staatlicher Autoritäten, die Persistenz lokaler Nutzungsrechte, die unzureichenden Kontrollmechanismen infolge personeller Unterbesetzung und Unterbezahlung der Forstbehörden, Korruption der Forstbeamten und die wirtschaftliche Notwendigkeit für die Bergbauern, Bargeld zu erwirtschaften (vgl. hierzu M. SCHMIDT 1995: 88ff. und SCHICKHOFF 1998: 274, 298ff.).

Unter Berücksichtigung der gegenwärtigen politischen, sozio-ökonomischen und ökologischen Dimension von nachhaltiger Waldressourcennutzung kommt SCHICKHOFF (1998: 389) zu dem Schluss, dass sich die fortschreitende Degradierung der Gebirgswälder Nordpakistans nicht aufhalten lässt.

⁶⁰ Vgl. auch REINEKE (1995: 101) und SCHICKHOFF (1998: 230).

⁶¹ Detaillierte Beschreibung von Weiderechten und Bestoßungszeiten im Bagrot-Tal finden sich bei EHLERS (1995: 112, 114; 2000: 76-81) und M. SCHMIDT (1995: 37). Vgl. auch HERBERS & STÖBER (1995) und NÜSSER (1998).

⁶² Über 70% des Holzeinschlags erfolgte in den letzten 30 – 40 Jahren (SCHICKHOFF 1998: 245).

⁶³ M. SCHMIDT (1995: 62, 63) weist zusätzlich auf den erhöhten Holzbedarf und –einschlag nach den zerstörerischen Unruhen von 1988 zum Wiederaufbau der benachbarten Siedlung Jalalabad hin.

3.5 Die geomorphologischen Rahmenbedingungen

Zur Differenzierung pedogenetisch relevanter Reliefeinheiten sind geomorphologische Kenntnisse unabdingbar (vgl. Kap. 2). Daher werden im Folgenden neben einer allgemeinen geomorphologischen Charakterisierung der Region die für die Bodenbildung relevanten Aspekte der Quartärentwicklung, geomorphologischen Prozesse, Formen und Sedimente sowie der Geomorphodynamik hinsichtlich pedogenetischer Potenziale bewertet.

Das Gebirgssystem des Karakorum ist durch nahezu parallel angelegte Längstäler symmetrisch strukturiert. Diese trennen, entsprechend der petrographischen und strukturgeologischen Gliederung (vgl. Kap. 3.1), die drei von WNW nach ESE verlaufenden Hauptketten voneinander. Lediglich das Hunza-Tal, mit dem Hunza-Fluss als Hauptentwässerungsader des NW-Karakorum, durchbricht diese Ketten antezedent (PAFFEN et al. 1956: 12). Die ursprüngliche Talanlage wurde somit präpleistozän, wahrscheinlich bereits im Tertiär als Rumpfflächensystem nach dem Typus der stark zugefirsteten Hochgebirgs-Rumpftreppe angelegt. Es können zwei Rumpfflächen-Niveaus in einer Höhe von 5.200 m ü.M. (OWEN 1988: 326) und zwischen 4.100 und 4.200 m ü.M. (PAFFEN et al. 1956) angenommen werden, welche OWEN & DERBYSHIRE (1993: 113) in das späte Tertiär stellen. Das etwas niedrigere Niveau bei etwa 4.100 m ü.M. steht nach OWEN (1989a: 141) mit der ersten Vergletscherung des Gebirges in Zusammenhang.

Im Pleistozän verstärkten sich durch Absenkung geomorphologischer Höhengrenzen die glazialen und periglazialen Prozesse, was in einer insgesamt höheren Morphodynamik bis in die Talregionen resultierte.⁶⁴ Hierdurch wurde das tertiäre Relief akzentuiert und tief eingeschnitten. Im Holozän, mit veränderter Prozessdynamik, führten die bereits erwähnten Hebungsprozesse und die sich gleichzeitig vollziehenden Einschneidungs- bzw. Abtragungsprozesse zur rezenten Hochgebirgslandschaft mit den höchsten relativen terrestrischen Höhenunterschieden der Erde (OWEN 1991: 402).

Die Talböden liegen auf einer durchschnittlichen Höhe von 1.500 m ü.M. und die umliegenden Gipfel erreichen Höhen zwischen 7.000 und 8.000 m ü.M. Daraus ergibt sich eine Vertikaldistanz von fast 6.000 m, wie z.B. zwischen dem Rakaposhi (7.788 m ü.M.) und dem Hunza-Fluss (1.850 m ü.M.) bei lediglich 10 km Horizontaldistanz. Weitere Charakteristika sind das Nebeneinander von ariden, wüstenhaften Talbereichen und vergletscherten Hochlagen sowie die Omnipräsenz umfangreicher und unterschiedlichster Schuttmassen.⁶⁵ Nach v. WISSMANN (1959: 1125) nehmen die Gletscher der Höhenlagen 37 % der gesamten Gebirgsoberfläche ein, was bereits auf den erheblichen geomorphologischen Einfluss der Glazialdynamik hinweist. Nach VISSER (1935) kann der vergletscherte Flächenanteil lokal sogar bis zu 48 % betragen. Über 100 Gletscher mit einer Länge von jeweils mehr als 10 km (OWEN & DERBYSHIRE 1989: 34) dringen weit in die Talregionen vor.

⁶⁴ HEWITT (1989: 29) weist zu Recht auf das Problem hin, dass die vertikale Verschiebung klima-geomorphologischer Höhenstufen vor dem Hintergrund hoher Hebungsraten und der Veränderung reliefabhängiger Klimasysteme, wie z.B. das Vordringen des Monsuns, nur schwer zu rekonstruieren ist.

⁶⁵ SCHULTZ (1924: 167): „Man wundert sich tatsächlich wie in den innerasiatischen Hochwüsten auf das Nächstliegende eigentlich am allerwenigsten geachtet worden ist. Das, womit der Reisende am meisten in Berührung kommt, ist der Schutt...“

Die Abflussregime der nordpakistanischen Flüsse können v.a. durch den Vergletscherungsgrad der Einzugsgebiete und die zeitliche Abfolge der maximalen monatlichen Abflüsse (KOLB 1994: 68) charakterisiert werden. Mit prägnanten Jahregängen und höchsten Abflüssen in den Sommermonaten unterliegen die Flüsse des NW-Karakorum einem eindeutig glazialen Abflussregime mit extremen sommerlichen Tageszeitschwankungen der Tributäre.

3.5.1 Quartäre Reliefentwicklung

Das Ausmaß und die zeitliche Zuordnung der Vereisungsphasen im Pleistozän ist für den Karakorum als auch für den Westhimalaya noch sehr umstritten (vgl. u.a. FINSTERWALDER 1937, TROLL 1938a+b, SCHNEIDER 1959, DERBYSHIRE et al. 1984, HASERODT 1989b, SHRODER 1989a, KUHLE 1986, 1988a+b+c, 1996, KICK 1996, MEINERS 1996, OWEN 1989a, OWEN et al. 2000, KAMP 1999). ITURRIZAGA (1999a: 18) gibt als Grund für diese konträren Auffassungen das Fehlen eindeutiger Kriterien für die Differenzierung hangialer und glazialer Schuttakkumulationen an.⁶⁶ Ein weiteres, meist unberücksichtigtes Problem ist, dass nicht jede klimatische Veränderung durch Eisvorstöße und –rückzüge mit korrespondierenden Sedimenten dokumentiert wird, da die z.T. extrem langen Gletscher v.a. im Mittelteil in der Lage sind, den Massenhaushalt des Eiskörpers auszugleichen.⁶⁷

KAMP (1999: 181ff.) stellt unterschiedliche Chronologien des Quartärs für die nordpakistanischen Gebirgsräume sowie die von den jeweiligen Autoren ermittelten Schneegrenzdepressionen zusammen. Danach schwanken diese seit dem letzten glazialen Maximum (LGM) zwischen 950 m und 1.200 m.⁶⁸

Das Bagrot-Tal befindet sich südlich des mittleren Hunza-Tales und nördlich des Nanga-Parbat-Massivs, so dass sich ein Vergleich mit den Ergebnissen der Arbeiten aus diesen benachbarten Gebieten anbietet (Abb. 11).

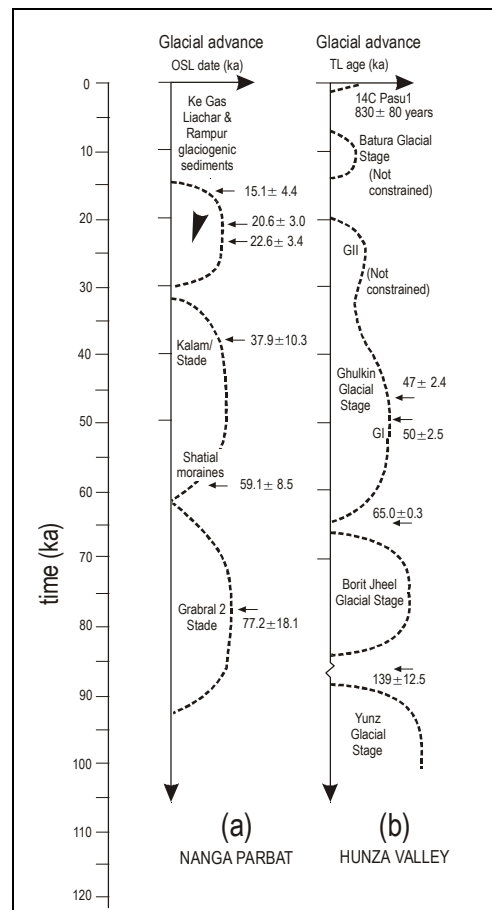


Abb. 11: Hunza- und Nanga Parbat-Vergletscherungschronologie; verändert nach OWEN et al. (2000)

⁶⁶ KAMP (1999: 179) betont zusätzlich die Unsicherheit bei der Datierung eben dieser Sedimente.

⁶⁷ Vgl. hierzu auch HASERODT (1989b) und RÖTHLISBERGER (1986).

⁶⁸ Vgl. hierzu u.a. PAFFEN et al. (1956), XU (1991), OWEN (1988) HOLMES (1993), DERBYSHIRE (1996) und KUHLE (1996).

Nach DERBYSHIRE et al. (1984: 489-492) sind für das Hunza-Tal drei ausgedehnte pleistozäne Vereisungen (Shanoz, Yunz, Borit Jheel) und fünf schwächere Vorstöße (Ghulkin I u. II, Batura, Pasu I u. II), die sich auf die Seitentäler beschränken, nachweisbar. Während für die älteste Vereisung (Shanoz) mit einem Indus-Haupttalgletscher, der wahrscheinlich bis zur Ortschaft Chilas hinabreichte, keine zuverlässigen Altersangaben vorliegen, wird das Ende des Yunz-Glazials auf $139 \pm 12,5$ ka datiert. SHRODER et al. (1993: 156) rekonstruieren diesen Indusgletscher anhand glazialer Sedimente bis Shatial auf eine Höhe von 850 m ü.M.

Das Borit-Jheel-Glazial lässt sich nach DERBYSHIRE et al. (1984) in das frühe Borit Jheel-Stadial mit maximaler Eisausdehnung (LGM) und die beiden Ghulkin - I und - II Stadiale unterteilen.⁶⁹ Im Borit Jheel-Stadial ($> 65 \pm 0,3$ ka) drangen die Eismassen im Industal mindestens bis zur Astor-Taleinmündung vor. KUHLE (1996: 153) postuliert die letztglaziale Vereisung sogar bis zur Ortschaft Sazin auf 980 m ü.M. Er setzt voraus, dass der gesamte glaziale Formenschatz älter als 120 ka bereits zerstört worden ist und somit alle heute überlieferten glazialen Formen dem Borit-Jheel-Glazial zuzuordnen sind.

Neuere Datierungen der oben genannten yunzeiszeitlichen Moränen bei Shatial (RICHARDS et al. 2000) belegen nun ein Alter von $59,1 \pm 8,5$ ka und sind dementsprechend dem letzten Hochglazial zuzuordnen. Im Gegensatz zu KUHLE, der hier von einem geschlossenen Eisstromnetz ausgeht, führen RICHARDS et al. (2000: 291) die beprobte Moräne auf einen regionalen Hochstand zurück, in dessen Verlauf Gletscher aus den Seitentälern Darel und Tangir mit dem Hauptgletscher im Indus-Tal zusammenflossen und die Sedimente aufschütteten.

Ein weiterer Vorstoß (Ghulkin I Stadial) vor $47 \pm 2,4$ bis $50 \pm 2,5$ ka war weniger intensiv und das Ghulkin II Stadial beschränkte sich weitestgehend auf die Seitentalgletscher. Im Holozän konnte ein neoglazialer Stand (Batura), ein Little Ice Age–Stand (Pasu I) und ein historischer Stand (Pasu II) ausgegliedert werden.

Strittig ist weiterhin, ob die Ghulkin-Vorstöße als spätglaziale Stadiale oder als neoglaziale Stände des Holozäns einzuordnen sind (vgl. SHRODER et al. 1993: 155 und KAMP 1999: 185). Während OWEN (1989a: 124) zunächst das Ende des Ghulkin II Vorstoßes auf 8.300 b.p. datierte (^{14}C), setzen in einer jüngeren Veröffentlichung OWEN et al. (2000: 64) dieses Stadial ohne nähere Datierungsangaben zwischen 20 und 30 ka fest. Für die vergletscherten Gebiete kennzeichnet dieser Zeitraum somit den frühest möglichen Beginn pleistozäner Bodenbildungen. Jüngere, neoglaziale Vorstöße erreichten das Vergletscherungsniveau des Ghulkin II Vorstoßes nicht mehr, so dass die hiervon betroffenen Oberflächen noch jüngere Bodenbildungen aufweisen müssen.

3.5.2 Prozesse

Die bereits oben erwähnten immensen Schuttmassen werden v.a. in den obersten Höhenstufen (glazial, nival bis periglazial) aufbereitet und dem komplexen Transportsystem zugeführt. Neben physikalischer Verwitterung durch Frost, Insolation und mechanische Gesteinsaufbereitung durch unterschiedliche Transportarten zu schluffigen Feinsedimenten

⁶⁹ Sowohl das letzte Glazial als auch das erste Stadial des letzten Glazials wird als „Borit Jheel“ bezeichnet. Dementsprechend ist in dem jeweiligen Zusammenhang eine terminologische Spezifizierung erforderlich.

spielt die chemische Verwitterung durch z.B. Salz eine nicht zu unterschätzende Rolle.⁷⁰ Anhand des Flechtenwachstums auf moränischen Felsblöcken belegt WARAGAI (1998: 190) am Batura-Gletscher unterschiedliche Intensitäten der Verwitterung durch Exfoliation, Salzkristallisation, Wüstenlackbildung und biochemische Verwitterung durch Flechten in Abhängigkeit von der Exposition, Windrichtung und Feuchtigkeitsverhältnissen.⁷¹ Die extremen topographischen Verhältnisse bedingen zum einen die überaus hohe Reliefenergie als Hauptursache für Massenbewegungen und zum anderen die klimatisch bedingte vertikale Abfolge unterschiedlicher geomorphologischer Prozesse. Hierzu zählen v.a. glaziale und fluviale Erosion, flächenhafte und Tiefenerosion sowie eine Vielzahl von gravitativen Massenbewegungen.

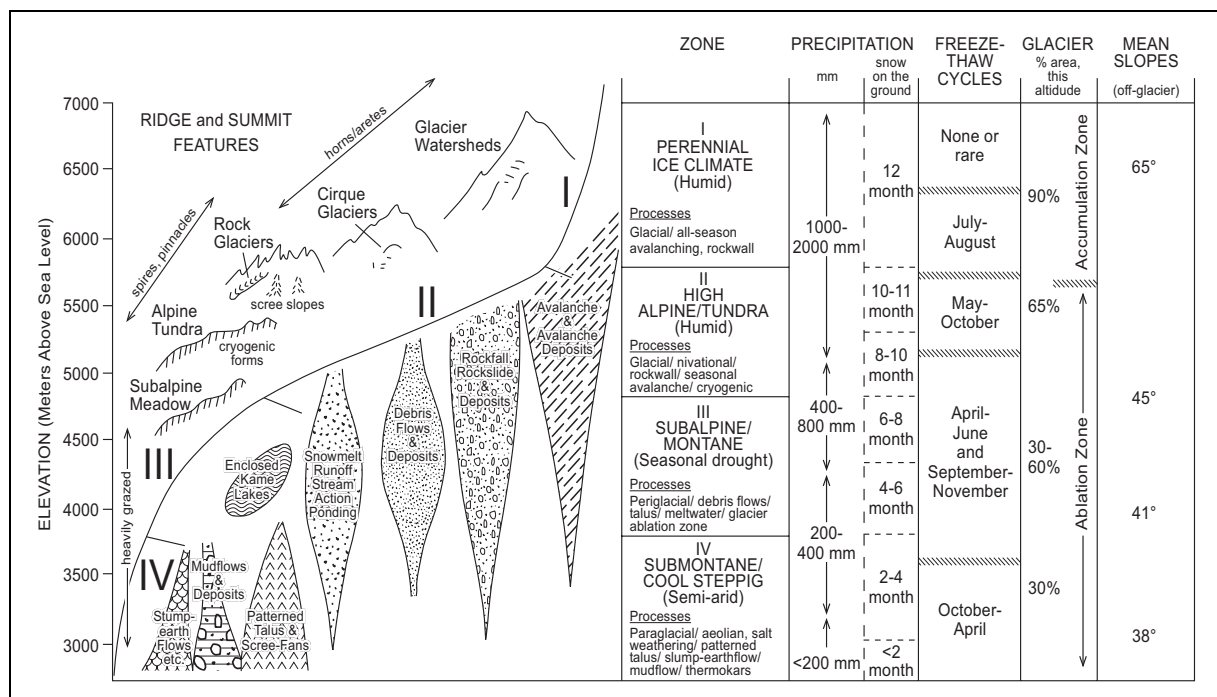


Abb. 12: Schema der höhenabhängigen Verteilung geomorphologischer Prozesse im Zentralkarakorum; verändert nach HEWITT (1989)

Nach HEWITT's Schema der vertikalen Abfolge geomorphologischer Prozesse (Abb. 12) ist die rezente Morphodynamik unterhalb von 3.000 m ü.M. durch Trockenheit gehemmt. Trotzdem treten, insbesondere nach längeren Trockenphasen durch Starkregenereignisse ausgelöst, Massenbewegungen mit z.T. katastrophalen Folgen auf, die sich bis in die Talstufen erstrecken.⁷² Zwischen 3.000 und 5.500 m ü.M. wirken Steinschläge, Hangrutschungen und Muren, während die Prozesse der Hochlagen v.a. auf Steinschlag und ganzjährige Lawinentätigkeit beschränkt sind. Da Niederschläge v.a. oberhalb von 5.500 m Höhe in fester Form fallen und Lawinen die Firnkesselgletscher nähren, gelangt ein Großteil der morphodynamisch aktiven Feuchtigkeit stark verzögert, in Form von Gletschereis, in die Täler. Dort wo Lawinenschnee nicht auf Gletschern sondern auf den Hängen akkumuliert wird, werden im Frühsommer durch rasche Ablation fluviale Prozesse induziert, die mit vermehrter Muraktivität (Schutt- und Schlammströme) einhergeht (HEWITT 1989: 16).

⁷⁰ Vgl. hierzu WARAGAI (1998), De SCALLY & GARDNER (1989), GOUDIE (1984) und WHALLEY (1984).

⁷¹ Frostverwitterung kann dort aufgrund geringer Niederschlagsmengen vernachlässigt werden.

Das von HEWITT vorgelegte Schema verdeutlicht sowohl die, entsprechend der Schwerkraft, abwärts gerichteten Prozesse, als auch die sich zwischen 3.500 und 5.000 m ü.M. überlagernden Massenbewegungen. Dagegen wird der z.T. aufwärts gerichtete äolische Transport zwar in der Stufe IV ohne nähere Erläuterung (z.B. als Schluffquelle) erwähnt, aber die pedogenetisch bedeutsame Akkumulation äolischer Sedimente⁷³ in den Stufen II und III wird nicht berücksichtigt. Der aufgrund seiner hervorragenden Bedeutung evt. als selbstverständlich erachtete, glaziale Transport sowie die glaziale Erosion⁷⁴ wird zwar den Stufen I und II zugeordnet, müsste aber als durchgängige Einzelsignatur in allen Höhenstufen nachgetragen werden (*glacial transport and deposits*). Das gleiche gilt für die morphogenetisch relevanten Prozesse wie fluviale Einschneidung, Gully-Bildung oder flächenhafte Abspülung. Der Lösungstransport und evt. resultierende Ausfällungen als Folge von chemischer Verwitterung werden ebenfalls nicht benannt.

Die vorherrschenden Massenbewegungsprozesse werden im Folgenden, unter Berücksichtigung von Übergangs- bzw. Mischprozessen, nach Bewegungstypen aufgereiht:

Fallen:	Steinschlag, Felssturz, Bergsturz
Fallen / Gleiten:	Schnee- und Eislawinen
Gleiten:	Schuttrutschungen (Translokationsrutschungen)
Rutschen:	Blockrutschungen/Sackung (Rotationsrutschungen)
plastisches / viskoses Fließen:	Muren (Schutt-, Erd- und Schlammströme), Sturzströme
Kriechen:	Gekriech, Solifluktion

Entsprechend Abb. 12 werden Ablagerungen eines bestimmten Prozesses durch weitere Massenbewegungsprozesse erneut verlagert und überarbeitet, so dass die meisten Sedimente in den Tälern einen polygenetischen Ursprung besitzen. Typisch für diesen Sachverhalt ist die Tatsache, dass von den ehemals mächtigen Ufermoränen der pleistozänen Gletscherhöchststände, wenn überhaupt, nur noch Relikte vorhanden sind, da sie an den steilen Hängen im Postglazial sehr schnell abgetragen werden konnten.

Bereits BRUNSDEN et al. (1984) weisen im Rahmen des „*International Karakoram Project*“ (IKP) auf die Mehrphasigkeit von Depositionen hin. So geht die Komplexität bestimmter Schutthaldentypen auf die Variabilität der Prozesse sowie die mit der Zeit sich verändernden Randbedingungen⁷⁵ zurück. Hier spielen sowohl erosive als auch akkumulative Prozesse eine Rolle. Das bedeutet, dass auf ehemals gravitativ entstandenen, z.T. noch heute das Erscheinungsbild von Landschaften prägenden Hangformen, rezent andere Prozesse wirken können.

OWEN & DERBYSHIRE (1993: 124) berücksichtigen zusätzlich äolische Prozesse und skizzieren einen „Lösskreislauf“ (vgl. Abb. 13), in dem die Schluffproduktion, der fluviale und äolische Schlufftransport und die Schluffdeposition in Form von lakustrischen Sedimenten

⁷² Vgl. hierzu BOHLE & PILARDEAUX (1993), HEWITT (1993), REIMERS (1994) und DERBYSHIRE et al. (2001).

⁷³ Siehe hierzu SYERS et al. (1969), THORN & DARMODY (1980), BURNS & TONKIN (1982), LITAOR (1987), TONKIN & BASHER (1990), DAHMS (1993), DAHMS & RAWLINS (1996).

⁷⁴ Die glazialerosiven Prozesse Detersion, Detraktion und Exaration, die im Zusammenhang mit dem basalen Gleiten und Rutschen der Gletscher stehen, formen den Untergrund und beeinflussen die Hangentwicklung.

⁷⁵ Wie z.B. das Klima, die Erosionsbasis oder der Vegetationsbedeckungsgrad.

oder als Löss sowie seine erneute Verlagerung und Akkumulation als Schwemmlöss aufgezeigt wird.⁷⁶

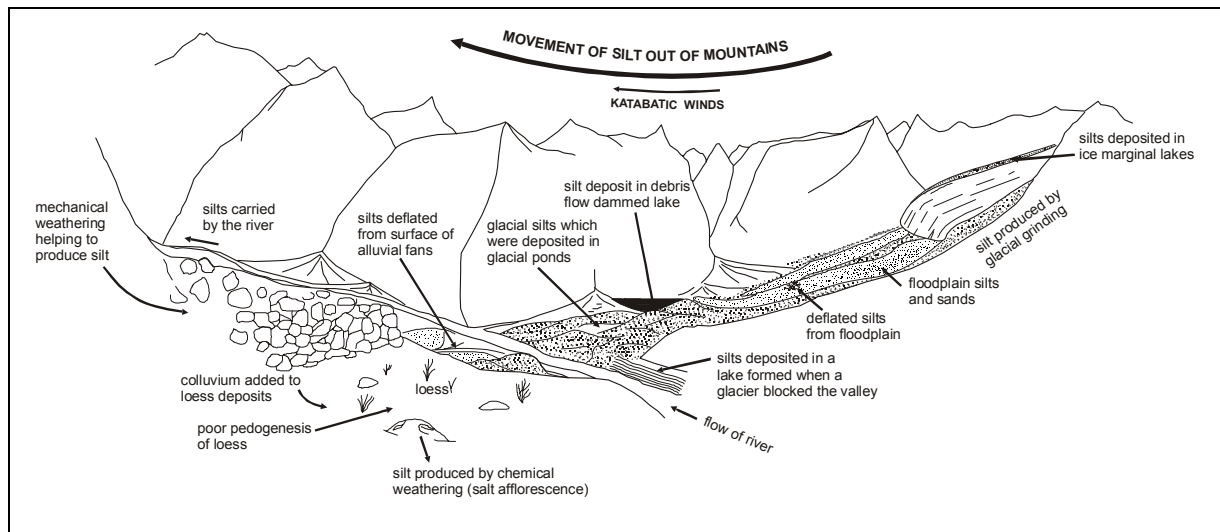


Abb. 13: Schema der wichtigsten Schluffquellen, -verlagerungen und -ablagerungen im Karakorum; verändert nach OWEN & DERBYSHIRE (1993)

Für die potenziellen pedogenetischen Voraussetzungen ist in diesem Zusammenhang relevant, dass im Untersuchungsgebiet vorrangig hangabwärtiger Transport und Resedimentation vorherrscht und lediglich der Lösskreislauf z.T. in entgegengesetzter Richtung verläuft.

3.5.3 Formen

Die Vielzahl geomorphologischer Prozesse führt zu **Abtragungsformen** in den Hochlagen und zu **Akkumulationsformen** mit bis zu 700 m Mächtigkeit in den Talregionen (OWEN 1991: 402). Für die zumeist polygenetischen Talverfüllungen zeichnen OWEN & DERBYSHIRE (1993: 114) insgesamt sechs verschiedene Sedimentations-Systeme bzw. Sedimentations-Milieus verantwortlich:

- das glaziale System
- das glazifluviale und fluviale System
- das lakustrische System
- das rein gravitative Transportsystem
- das Schuttstrom-Murfächer-System
- das äolische System

Im glazialen System des Karakorum⁷⁷ lassen sich, v.a. für die rezenten und spät- bis neoglazialen Vereisungen, langgestreckte und z.T. gestaffelte Lateral- oder Ufermoränen, gestauchte Endmoränen, Obermoränen sowie relativ geringmächtige (< 2 m) basale Geschiebe, höckerige Grundmoränen mit bis zu über zehn Meter Höhenunterschieden und subglaziale Formen unterscheiden. Ferner sind Einzelformen wie Erdpyramiden und

⁷⁶ Zum Lösskreislauf und zur Bedeutung lakustrischer Schluffquellen für Gebirgslöss vergleiche auch GARDNER & RENDELL (1994: 178, 181), LEHMKUHL (1997: 103), LEHMKUHL et al. (2000: 130) und WRIGHT (2001).

⁷⁷ Siehe hierzu DESIO (1954), NORIN (1925), TRINKLER (1930), DE TERRA & PATERSON (1939), WICHE (1960), HEWITT (1961, 1964, 1967, 1969, 1989), BATURA GLACIER INVESTIGATION GROUP (1976, 1979), MILLER (1984), DERBYSHIRE et al. (1984), GOUDIE et al. (1984), ZHANG (1984), JIJUN et al. (1984), GARDNER (1986), OWEN (1988) sowie OWEN & DERBYSHIRE (1989, 1993).

Blockgletscher sowie Exarationsformen wie Trogtäler, Nunatakker, Rundhöcker und Schlibborde zu nennen. OWEN & DERBYSHIRE (1989) klassifizieren zwei Typen von Formenassoziationen: den Ghulkin-Typ mit Kontakt der Gletscherzunge zum Endmoränenkomplex und den Pasu-Typ ohne Eiskontakt (ebd.: 38ff., 1993: 114ff.).

Es existieren zwei Varianten von Lateralmoränen. Entweder liegt die Moräne direkt dem Hang als Moränenhangverkleidung auf,⁷⁸ oder sie ist vom Talhang getrennt und bildet bis zu mehrere hundert Meter hohe Wälle mit ca. 30° steilen Moränenflanken aus. In letzterem Fall entstehen zwischen Talflanken und Moränenaussenhängen Ufertäler (Ablationstäler),⁷⁹ die z.T. mit Schuttfächern, Murkegeln, Lawinen, lakustrischen Sedimenten und paraglazialen Fächern verfüllt werden und dementsprechend als ein eigenständiges geomorphologisches Subsystem betrachtet werden können.

Die **Obermoränen** stammen v.a. von Steinschlägen und Lawinen, die von den übersteilten Hängen auf die Gletscher stürzen. Sie schützen als geschlossene Auflage das Eis bereits ab einer Mächtigkeit von nur drei Zentimetern vor Abschmelzen (MATTSON & GARDNER 1989). Paraglaziale Formen sind jene, die durch die Resedimentation glazialer Sedimente durch fluviale und Massenbewegungsprozesse hervorgegangen sind und somit unter den Schuttformen (s.u.) subsumiert werden.⁸⁰

Das fluviale System wird durch glaziale Schmelzwässer bestimmt, wobei der supraglaziale Transport dominiert (OWEN & DERBYSHIRE 1993: 119). Glazifluviale Formen befinden sich vor allem im Talbodenniveau im Gletschervorfeld etwas oberhalb der Auswaschungsebenen mit Wildbächen (*braided river*) und treten als Eiskontakt-Fächer (*ice-contact fans*), glazifluviale Schmelzwasserablagerungen sowie als fluvial angeschnittene Terrassen in Erscheinung. Rein fluviale Formen im Bereich der rezenten Abflüsse spiegeln sich demgegenüber vorwiegend in bis zu mehrere Meter hohe Aufschüttungs-Terrassen wider. Diese werden aufgrund der sich ständig verändernden Wasserführung häufig verlagert.

Lakustrische Formen sind ehemalige Seeböden, die in der Regel fluvial angeschnitten wurden und rezent ebenfalls als Terrassen vorzufinden sind. Man kann glaziale Seen von solchen, die durch Massenbewegungen induziert worden sind, unterscheiden. Zu der ersten Kategorie zählen Eisstauseen sowie proglaziale und englaziale Seen. Die z. T. riesigen Eisstauseen⁸¹ entstehen entweder durch die Blockade eines Flusses durch einen Gletscher (Haupttalgletscher blockiert einen Seitentalabfluss oder Seitentalgletscher blockiert einen Haupttalabfluss) oder aber im Konfluenzbereich zweier Gletscher im Zwickel kon-

⁷⁸ Bei fehlender Vegetationsdecke sind diese Moränenhangverkleidungen meist durch erosive Prozesse stark zerrachelt (Gullys). Handelt es sich um konsolidiertes Material, können Hänge mit mehr als 40° Neigung entstehen.

⁷⁹ Der Begriff Randschlucht stammt von OESTREICH (1906) und das Synonym Ablationstal von VISSER (1935). Die ursprüngliche Bedeutung ist ein Tal, welches zwischen Gletschereis und Innenseite von Lateralmoränen bzw. Felshängen durch erhöhte Wärmestrahlung und resultierende Ablation unter subtropischen Bedingungen entsteht und dementsprechend nicht mit den Ufertälern zwischen Hangflanke und Moränenaussenflanke zu verwechseln sind. Bereits KICK (1956: 335-347) und von WISSMANN (1959: 30) weisen auf die Begriffsverwirrung in der Literatur hin. Mittlerweile werden, trotz kontroverser Diskussion (z.B.: RÖTHLISBERGER 1986: 89, HEWITT 1989: 22, BENN & EVANS 1998: 476), diese Begriffe im Sinne des Ufertales synonym verwendet.

⁸⁰ Vgl. hierzu OWEN & SHARMA (1998: 171).

⁸¹ DERBYSHIRE et al. (1984) und OWEN (1989a: 131) rekonstruieren durch den letztkaltzeitlichen Vorstoß (Borit Jheel) des Hunza-Gletschers in das Gilgit-Tal einen Eisstausee, der das Tal auf einer Strecke von ca. 20 km überflutete. Weitere Beispiele für Eisstauseen liefern GOUDIE et al. (1984) im oberen Hunza-Tal sowie BURGISSER et al. (1982) im mittleren Indus-Tal.

vergierender Lateralmoränen.⁸² Die Persistenz solcher Stauseen variiert in Abhängigkeit von der Größe der Schuttmassen und der Wasserführung sowie dem Wasserdruck. OWEN (1996: 482) gibt für Aufstauungen durch Massenbewegungen (1989a: 143) Lebensalter von wenigen Stunden bis Tagen und für Eisstauseen von wenigen Jahren bis zu mehreren Jahrzehnten an.

Häufiger ist die Bildung von Seen durch Massenbewegungen, die aber nur selten so große Dimensionen erhalten wie Eisstauseen.⁸³ OWEN (1989a: 132) beschreibt für das mittlere Bagrot-Tal in der Nähe der Ortschaft Hope an drei Stellen mehrere Zehner von Metern mächtige Seesedimente, die auf Stauseen durch Schuttrutschungen zurückzuführen sind. Der plötzliche Ausbruch dieser aufgestauten Seen führt zu Flutwellen mit enormer Erosionskraft und kann katastrophale Ausmaße annehmen.⁸⁴

OWEN & DERBYSHIRE (1993: 115) liefern mit folgendem Schema einen geeigneten Überblick über die verschiedenen Reliefformen und Formenassoziationen im glazialen System des Karakorum (Abb. 14).

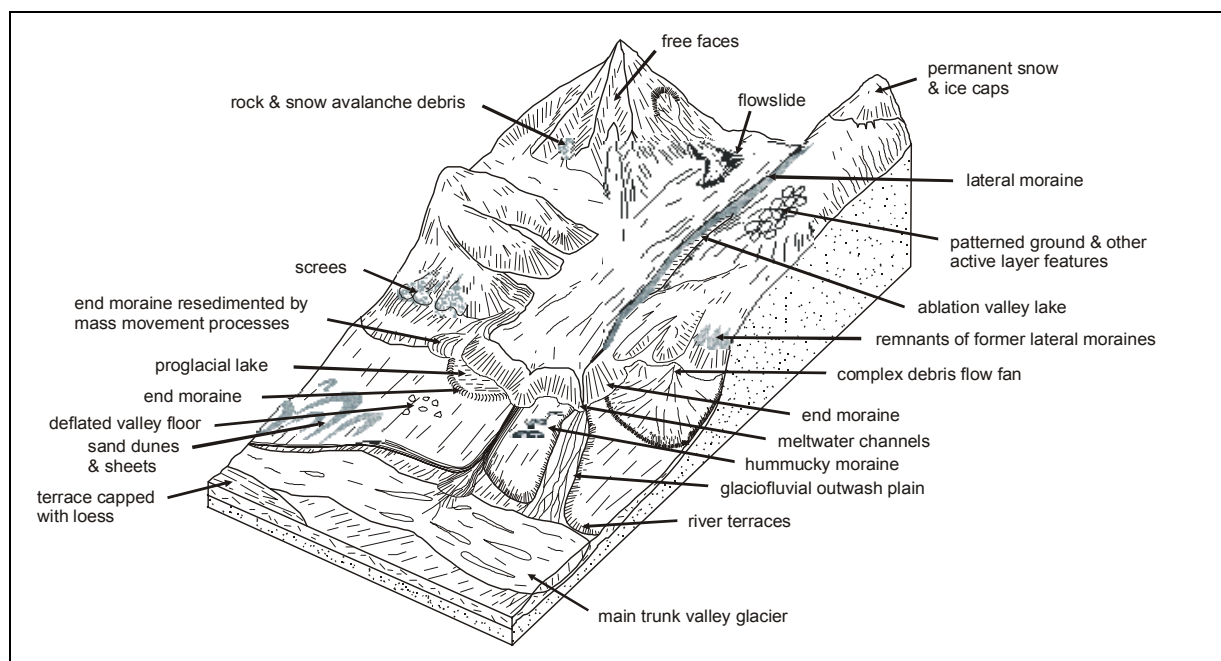


Abb. 14: Typische Formenassoziationen im glazialen System; verändert nach OWEN & DERBYSHIRE (1993)

Neben dem glazialen Formenschatz sind die **Schuttformen** verschiedener Massenbewegungen landschaftsprägend. Schutthänge können raum-zeitlich differenziert betrachtet werden. Auf ihren Oberflächen treten oft lineare Erosionsbahnen mit Dammschüttungen auf. Durch die Fluktuation dieser Erosionsbahnen entsteht ein komplexes Mikorelief mit Gullies und Wällen von Schlammströmen. Hier wirken Schlamm, Wasser, Schnee oder eine Mischung aus diesen als Transportagens. Schutthänge können durch Steinschlag (Schutthalde), Spülvorgänge (Schwemmformen) oder durch Lawinen (Halden, Kegel, Fächer) entstanden sein. Sie sind in Abhängigkeit von Prozesswechselwirkungen

⁸² Zu genetisch verschiedenen Seetypen vergleiche auch OWEN (1996: 463).

⁸³ BIDDULPH (1880) berichtet von einem Bergsturz, der das Indus-Tal 1841 für sechs Monate blockierte und zu einem 30 km langen Rückstau führte.

⁸⁴ Vgl. hierzu u.a. MASON (1929), SHRODER (1989a+b), KREUTZMANN (1994), HEWITT (1964, 1998a).

geradlinig, konkav oder konvex ausgebildet und können regelhafte, aber auch zufällige Texturwechsel aufweisen.

ITURRIZAGA (1999a: 18) versucht eine Inventarisierung des Schuttkörperformenschatzes im Hindukusch, Karakorum und Himalaya, um auf dieser Grundlage für die drei klimatisch differierenden Untersuchungsgebiete Schuttkörperleitformen zu definieren und eine Schuttkörpertypologie zu erstellen, mit der dann u.U. glaziale von rein hangialen Formen unterschieden werden können. Unter Schuttkörpern werden hier Akkumulationen von mehr oder weniger konsolidierten Gesteinsfragmenten verstanden und folgendermaßen bezeichnet (ebd.: 27-30):

- Sturzschtthalde, Sturzhalde: rein gravitativ, unterhalb von flächig abwitternden Wänden, mit kohäsionslosem Schutt mit maximaler Böschung;
- Sturzschtkegel, Sturzkegel: linearer gravitativer Transport durch Rinnen mit Kegelbildung unterhalb der Wand, (Eis-) Lawinenkegel mit analogen Formen;
- Schuttschleier: geringmächtige Ansammlung von Sturzscht auf Hängen;
- Schuttdecken: nach Verwitterung in situ auf dem Hang verbleibender Residualschutt.

Ferner differenziert sie nach

- Neigungswinkeln (max. Böschungswinkeln),
- Größe der Formen in z.B. Steinschlag- / Felssturzhalden und Bergsturzakkumulationen,
- konvexen, gestreckten oder konkaven Längsprofilen,
- einfachen und zusammengesetzten Formen,
- jungen und alten Formen,
- der Lage innerhalb vertikaler und horizontaler Sedimentationsabfolgen
- konsolidierten und unkonsolidierten Substraten,
- geschichteten und ungeschichteten Substraten,
- sortierten und unsortierten Substraten,
- dem Rundungsgrad der Grobsedimente,
- kontinuierlichen und episodischen Schüttungen sowie
- Formen feuchter und trockener Massenbewegungen (Schwemm-, Mur-, Sturz-Formen).

Vor dem Hintergrund konvergenter Formen von Schuttkörpern, deren prozessualer Polygenese sowie deren Mehrphasigkeit ist eine eindeutige Bestimmung äußerst problematisch (ebd.: 39).⁸⁵ Zum Großteil handelt es sich bei den Schuttkörpern um Misch- bzw. Übergangsformen und daher existiert kein Formenschatz mit eindeutig und exakt festlegbaren Typen (ebd.: 229). Ausgehend von einem Kontinuum von Schuttkörpervarianten oder Mischschuttkörperformen erfolgt die Schuttkörperbenennung letztendlich auf der Grundlage der am Aufbau beteiligten dominierenden Prozesse (ebd.: 238) und kann nicht (allein) aus dem Formentypus abgeleitet werden.

BRUNSDEN et al. (1984: 538) differenzieren demgegenüber Schutthalden, die durch Steinschlag entstanden sind (*rockfall scree*s) von solchen, die durch Lawinen, Murgänge oder trockenes Kornfließen überprägt worden sind (*patterned scree*s und *striped scree*s) und benennen Übergangsformen zwischen Fächern und Halden, die sogenannten Fächer-Halden (*fan-scree*s). Zusätzlich liefern sie für den NW-Karakorum konkrete Neigungswerte für Sturzkegel (32°-37°), für durch Murgänge überprägte Schuttkegel (15°-30°) und für

⁸⁵ ITURRIZAGA (1999a: 108) betont in diesem Zusammenhang die Möglichkeit der Verlagerung von Vegetationshöhenstufen und die Bedeutung der Vegetation für die Schuttkonsolidierung.

Schwemm- und Murkegel (5°-10°). Die häufigsten Formen sind polygenetische Schutthänge mit ca. 1000 m Länge, relativen Höhen von ca. 600 m und Hauptneigungen von 25°-35°, die bis zu 40° steil werden können.

WASSON (1979) differenziert für den Hindukusch, je nach vorherrschender Genese und resultierenden Neigungswinkel, zwei Typen von Schutthängen:

- a) 30°-38°: 30-350 m lang, polygenetische Form, Grobblöcke von Steinschlag oder Gleitungen, viskose Schuttfließungen mit dünnen Lagen von Fein- und Grobmaterial, gravitativer Transport überwiegt
- b) 9°-30°: 2-20 m lang, Hangspülungsprozesse und Bodenfließen, feine Schichtung mit Blockwerktagen von Steinschlägen, denudativer Transport überwiegt

Auch GOUDIE et al. (1984: 378-383) differenzieren verschiedene Hangtypen nach ihren Neigungswinkeln:

- a) Schnee- und eisbedeckte Lawinhänge mit bis zu 40° Neigung
- b) Felswände mit 40°-90° Neigung, v.a. gesteinsabhängig
- c) Hochgelegene (2600–3600 m ü.M.) relativ flache (ohne Neigungsangabe) glazial geformte Hangschultern
- d) Schutthalden mit 25°-35°, z.T bis zu 40° steil (s.o.)
- e) Schuttkegel aus unterschiedlichen Schlammrutschungen hervorgegangen mit Neigungen zwischen 7° und 20°
- f) Schwemmfächer mit 2°-7° Hangneigung

Ein weiterer weitverbreiteter Hangformtyp ist der **Glatthang**, der sich vom Schutthang v.a. dadurch unterscheidet, dass er keine Runsen und Kerben aufweist. Nach SPREITZER (1960) ist ein Glatthang ein ungegliederter Hang mit geradem Querprofil und einer Neigung von 27°-35° und kann mit dünnen Schuttdecken überzogen sein oder als nackter Fels auftreten. Desweiteren existieren Glatthänge vornehmlich in südlicher bis westlicher Exposition und werden häufig aus Gneisen, Glimmerschiefern oder Sedimentgesteinen herauspräpariert. Dieser Formtypus kommt nicht in fluvialen Prozessbereichen vor und ist auf die rezente und letzteiszeitliche periglaziale Höhenstufe beschränkt. Seine Genese geht nach SPREITZER (1960: 229) auf die physikalische Verwitterung und den Transport des aufbereiteten Materiales v.a. durch Solifluktion und Abspülung zurück.⁸⁶ WICHE (1960: 198) beschreibt Glatthänge v.a. in den Gebirgen subtropischer Breiten vom Atlas bis zum Karakorum und zeichnet semiaride Bedingungen für die Erhaltung dieser Hangform verantwortlich.

Auch HAGEDORN (1979) beschreibt glatte Schutthänge mit Neigungen um 30° in subtropisch-semiariden Gebirgen. Es liegt der Schluss nahe, dass Schutthänge als „tertiäre“ Vorformen der Glatthänge dienten. Das wiederum würde bedeuten, dass Glatthänge nicht auf den Periglazialbereich beschränkt sind, sondern dort erhalten geblieben sind, weil die rückschreitende Erosion noch nicht in diese Höhenlagen vorgedrungen ist oder weil sich aufgrund der Durchlässigkeit des Schuttmaterials keine lineare Erosionsformen bilden konnten oder weil es sich um isolierte Dreiecksfacetten mit geringer Wasserzufuhr von den

⁸⁶ Dies wird von KLAER (1962a+b) bestätigt, der Glatthänge als eine typische Form der periglazialen Region bezeichnet.

Oberhängen handelt.⁸⁷ Also ist das Fehlen der fluvialen sowie der nivalen und glazialen Erosion Voraussetzung dafür, dass die flächenhafte Abtragung die Formung der Glatthänge beherrscht. Trotz kontroverser Diskussion wird heute überwiegend angenommen, dass die typische Glatthang-Genese auf den periglazialen Formungsbereich beschränkt ist (FICKERT 1998: 26).

Die bereits mehrfach erwähnten **Terrassen** wurden von OWEN (1988, 1989a) und KAMP (1999) eingehend untersucht und für die Rekonstruktion der Talentwicklung und damit indirekt auch der quartären Klimaentwicklung genutzt. OWEN (1989a: 117) unterscheidet entsprechend der am Aufbau beteiligten Prozesse und Substrate sechs Terrassen-Typen: Moränen-Terrassen, glazifluviale Terrassen, fluviale Terrassen, lakustrische Terrassen, Schutt-Terrassen und Fächer-Terrassen.⁸⁸ Abgesehen von den rein fluvialen Terrassen (Aufschüttungstyp) handelt es sich in der Regel um sekundäre bzw. zweiphasige Formen, da sie durch die lineare Einschneidung unterschiedlichster Talsedimente herauspräpariert worden sind.

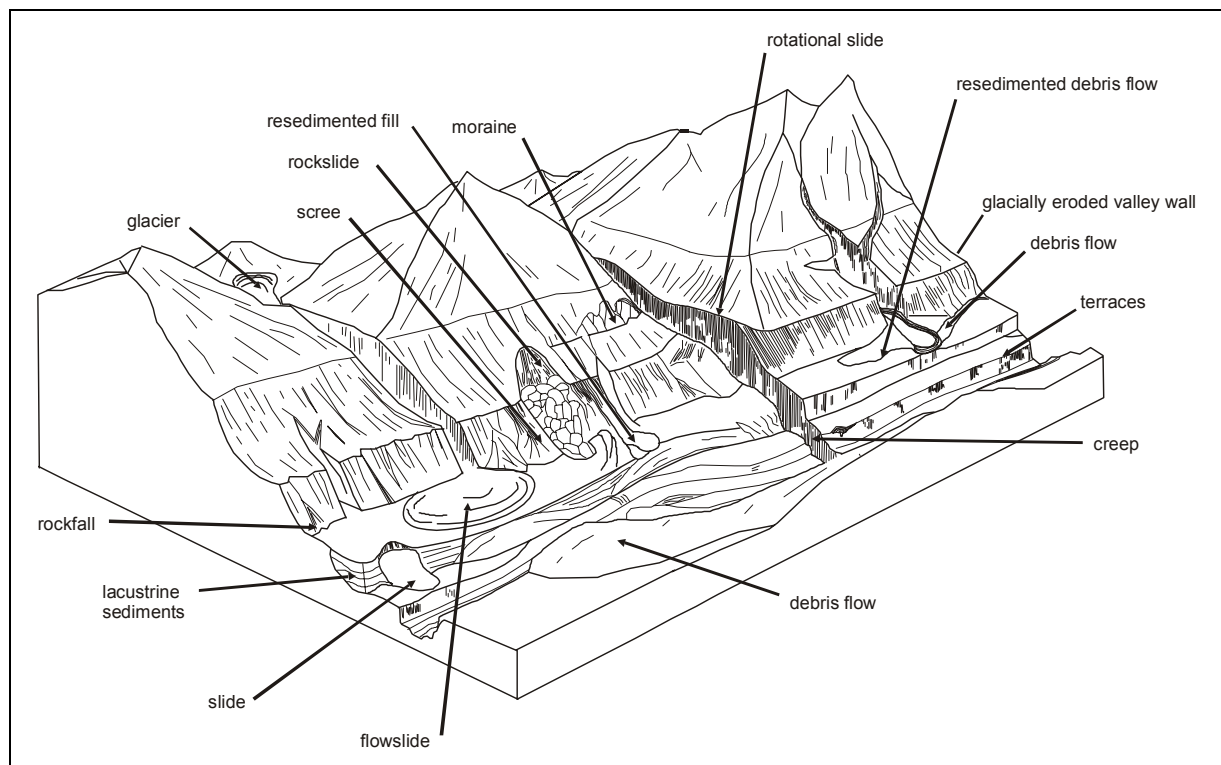


Abb. 15: Massenbewegungen und resultierende Formen;
verändert nach OWEN (1991)

Ein Großteil der im Karakorum bereitgestellten Schuttmassen ist somit periglazialen und glazialen Ursprungs und wird im Verlauf der Deglaziation durch Druckentlastung auf den

⁸⁷ Nach BÜDEL (1977: 72ff) sind „Dreieckshänge“ die Mittelhänge seiner „dreiteiligen Frosthänge“, die vom stark zerrunsten Oberhang keine Zufuhr an Wasser und Feinmaterial erhalten, so dass er kaum Erosionsrinnen aufweist und Glatthangcharakter besitzt. Diese „dreiteiligen Frosthänge“ setzen sich aus einem 40° geneigten Oberhang und einem 19°-26° geneigten Mittelhangdreieck bzw. Dreieckshang sowie einem 11°-13° geneigten Unterhang zusammen. Der Transport der Verwitterungsprodukte der Oberhänge vollzieht sich über die Kerben, die die Dreieckshänge trennen. Diese Neigungsangaben weichen allerdings von den Verhältnissen im Untersuchungsgebiet ab, so dass dieses Konzept nicht ohne Modifikationen übertragbar ist.

⁸⁸ KAMP kartierte in der Talschaft Chitral diese Terrassen-Typen und konnte insgesamt drei Generationen differenzieren: Ober-, Mittel- und Niederterrasse (1999: 103ff.).

übersteilten Hängen und Moränen mobilisiert. OWEN (1991: 404) wird dieser Tatsache gerecht und liefert ein Modell, in dem er in einer glazial geformten Landschaft die Spannbreite an Massenbewegungsprozessen und resultierenden Landformen zusammenfasst (vgl. Abb. 15).

Während glaziale Vollformen und unterschiedliche Terrassentypen im Landschaftskontext genetisch eindeutig differenziert werden können, ist die Typisierung von Schuttformen aufgrund konvergenter Formen und meist sehr komplexer Genese problematisch. Letztere sind somit nicht ohne weiteres als Kriterium zur Differenzierung von pedogenetisch relevanten Raumeinheiten heranzuziehen.

3.5.4 Sedimente

Die sedimentologische Ausprägung **glazialer Depositionen** ist von der Lithologie des Herkunftgebietes, der Gletscherdynamik, der Länge des Transportweges, geomorphodynamischen Prozessen des gesamten Einzugsgebietes (v.a. der angrenzenden Talflanken), primären und sekundären Sedimentationsprozessen sowie vom Alter abhängig. Deshalb variieren glaziale Sedimente in Körnung, Gesteins- und Mineralzusammensetzung, Gefüge, Feuchtigkeitsgehalt, Porenvolumen und Dichte. Ein weiterer Grund für die auf engem Raum variierenden Sedimentationsbedingungen sind die zahlreichen Wechselwirkungen zwischen glazialen, paraglazialen, proglazialen und periglazialen Milieus.

Lateralmoränen bestehen aus, z.T. durch sekundäre Salz- und Carbonatausfällung⁸⁹ verdichtetem, Geschiebe, deren Klaster mit ihren Längsachsen entsprechend der Geländeoberfläche eingeregelt sind. Diese Formen werden in der Regel durch fluktuierende glazifluviale und tributäre Bäche, Ausschmelzprozesse, Rutschungen, Fließungen und Schmelzwasserfächer überprägt. Grundmoränen bestehen demgegenüber aus chaotisch verschachteltem Geschiebe aus supraglazialen Ausschmelzschutt ohne erkennbare Einregelungen. Häufig sind in Moränen Sand-, Grus- und Steinlinsen eingeschaltet, die als Füllungen subglazialer Rinnen gedeutet werden.

JIJUN et al. (1984) befassten sich mit der granulometrischen Zusammensetzung glazialer und paraglazialer Sedimente des Hunza-Tales. In Dreiecksdiagrammen (vgl. Abb. 16) wurden die Korngrößen Skelett, Sand sowie Schluff plus Ton für supraglaziale, eluviale, glazifluviale, lakustrische und fluviale Sedimente eingetragen und zu Sedimentgruppen generalisiert (ebd.: 526, 531). Es konnte eine Gradierung von groben zu feineren Sedimentgruppen festgestellt werden: subglaziale Sedimente aus Grundmoränen, subglaziale und supraglaziale Sedimente von Ausschmelzschutt mit diffusem Gefüge und lockerer Matrix (*melt out till*), sehr schlecht sortierter, sandiger und eckiger glazifluvialer Schutt, gut gerundete distale glazifluviale Sedimente bis hin zu proximalen und distalen glaziolakustrischen Schluffen. Für diese Gradierung sind v.a. die stetige Auswaschung von Feinschluff und Ton durch glaziale Schmelzwässer sowie glazifluviale Einschneidung und Sortierung in proglazialen Fächern und Ebenen verantwortlich (ebd.: 531). Modifikationen entstehen durch Auswehung und oberflächliche Oxidation, Wüstenlackbildung und Vergrusung. Die Zementierung der Matrix durch sekundäre Carbonate (Calcrete) findet in älteren Ablagerungen in bis zu > 2 m und in Schuttfächersedimenten in bis zu 50 cm Tiefe

⁸⁹ Vgl. hierzu HEWITT (1989: 24) und OWEN & DERBYSHIRE (1989: 62).

statt. Die Verteilung dieser Sedimente wird durch extreme Variationen auf kurzen Distanzen sowie komplexe Schichtungen und Einschaltungen gekennzeichnet (ebd.: 533).

Auch OWEN & DERBYSHIRE (1989: 60 und 1993: 118) postulieren eine Gradierung der Sedimente, wobei der Feinmaterialanteil (Feinschluff und Ton) von subglazialen Geschiebe des Grundmoränentyps über subglazial und supraglaziale Ausschmelzgeschiebe bis hin zu resedimentierten moränischen Substraten abnimmt. Sie (ebd.: 58) begründen dies mit der stärkeren Verfestigung und der damit einhergehenden geringeren Porosität und Permeabilität subglazialer Depositionen. Dementsprechend steigt die Lagerungsdichte von Ablagerungen in der Reihe resedimentierte Geschiebe über höckerige Grundmoräne bis subglaziale Geschiebe an. Die Korngrößenzusammensetzungen glazialer Substrate aus End- und Lateralmoränen, basalem Geschiebe und höckerigen Grundmoränen sind dagegen sehr heterogen und ähneln sich sehr (ebd. 1989: 58).

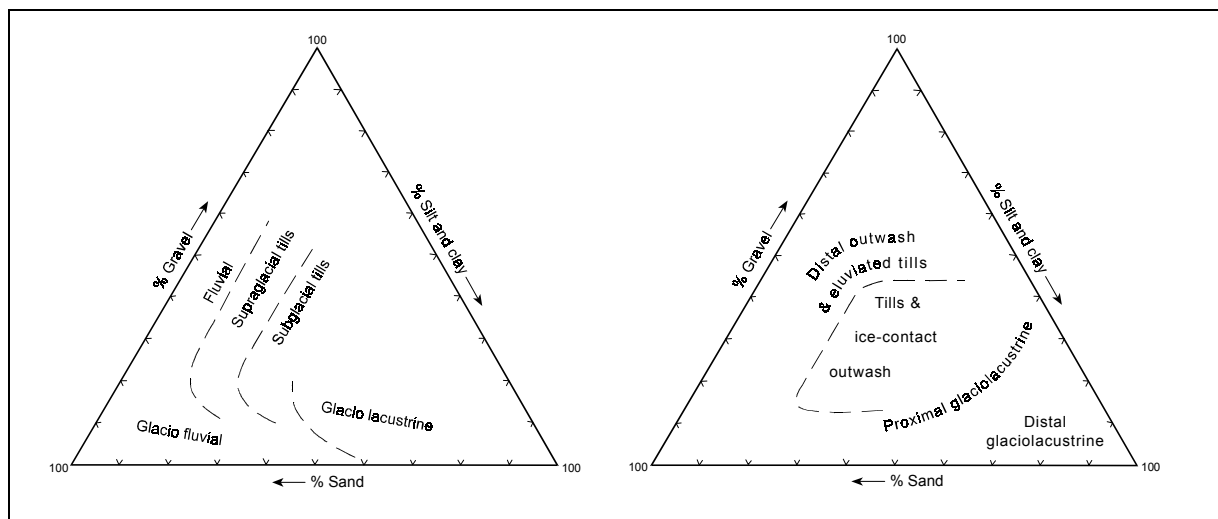


Abb. 16: Körnung unterschiedlicher Sedimente; verändert nach JIJUN et al. (1984) und OWEN & DERBYSHIRE (1989)

Die durchweg polymikten glazialen Sedimente besitzen diffuse Gefüge und ähneln sich bzgl. ihrer Sortierung, Schiefe und mit weniger als 10 % Ton auch hinsichtlich ihrer Tonauswaschung. Mineralogisch setzen sie sich v.a. aus Chlorit, Glimmer, Quarz, Plagioklasen, Orthoklasen und Kaolinit zusammen, während sekundäre Minerale wie Smekтите oder Vermikulite nicht oder nur in Spuren nachzuweisen sind. Lediglich Calcrete sowie vereinzelte Eisenoxid-Beläge konnten identifiziert werden (ebd.: 62).

Glazifluviale und fluviale Sedimente unterscheiden sich von glazialen Substraten v.a. durch den Rundungsgrad der Gerölle, deren unterschiedlich ausgeprägte Einregelungen und die bessere Sortierung der Feinsedimente. Die Korngrößenzusammensetzung der Feinböden aus glazifluvialen Depositionen sind in der Regel feinkörniger als jene aus rein fluvialen Sedimenten (OWEN & DERBYSHIRE 1989: 67; KAMP 1999: 56). Die fluvialen Sande sind demgegenüber besser sortiert als die glazifluvialen Feinsedimente.

Die feinkörnigen **lakustrischen Substrate** der unterschiedlichen Seetypen im Karakorum unterscheiden sich nur geringfügig (OWEN 1996: 477-482). Es handelt sich in der Regel um schlecht sortierte Schluffe, die dezimeter- bis metermächtige planar geschichtete Bänke bilden. Diese Schluffe besitzen eine positive Schiefe und setzen sich aus Quarz, Muskovit, Orthoklas und Plagioklas, eisenreichen Chloriten, Kaolinit und Illit zusammen. Sekundäre

Tonminerale oder Carbonate konnten nicht nachgewiesen werden und der geogene Carbonatgehalt schwankt zwischen 5 und 15 %.

Teilweise wird der regelmäßige Schichtaufbau durch kreuzgeschichtete, gröbere Sande, Kiese und Schotter unterbrochen und es treten synsedimentäre Deformationsgefüge wie Ballenstrukturen und *dropstones* auf. Das Gefüge der lose gepackten Körner ist nur schwach isotrop und durch hohe Porosität gekennzeichnet. Selten sind feine Bänderungen farblich zu differenzieren. Es handelt sich um Sand-Schluff-Wechselagerungen, die sich durch unterschiedliche Porosität und Mikrogefüge manifestieren. Diese Variationen sind wahrscheinlich Ausdruck geringfügig fluktuierender Energiezustände der Flüsse und nicht mit jahreszeitlicher Schichtung, ähnlich der in Tonen existierenden Warvenbildung, zu verwechseln (ebd.: 479).

Die **Schuttsedimente der Massenbewegungen** sind schlecht bis sehr schlecht sortiert und setzen sich aus mehr oder weniger eckigen bis kantengerundeten Klasten zusammen. JIJUN et al. (1984: 531) betonen die extreme Variabilität der Korngrößenzusammensetzungen von Schutten aus Muren (*debris flow*). KAMP (1999: 64) unterscheidet auf der Basis von Korngrößenzusammensetzungen für den Raum Chitral insgesamt vier unterschiedliche Schuttsedimenttypen (siehe Tab. 5) und stellt deren sedimentologische Ähnlichkeit zu sub- bzw. supraglazialen Sedimenten heraus. Zusätzlich konstatiert er (ebd.: 56) eine sedimentologische Konvergenz der Feinsedimente aus fluvialen und glaziofluvialen Schotterlagen mit denen aus Schuttkörpern. Dieser Sachverhalt ist v.a. auf die weite Verbreitung von resedimentiertem Moränenmaterial unter den Schuttsedimenten zurückzuführen.

Tab. 5: Granulometrie unterschiedlicher Sedimenttypen; verändert nach KAMP (1999)

Korngröße	Schuttsedimente				Lakustrische Sedimente		Glazigene Sedimente	Löss
	Typ 1	Typ 2	Typ 3	Typ 4	Typ1 (U)	Typ2 (S)		
Kies	0-20	20-40	40-60	60-80	0	0	5-20	0-5
Sand	20-60	30-50	20-50	10-25	0-40	40-95	25-45	5-25
Schluff	30-70	20-40	5-25	5-20	55-90	5-45	35-55	60-90
Ton	0-5	0-10	0-10	0-10	5-25	0-5	0-5	5-25

Angaben in %

BRUNSDEN et al. (1984) untersuchten im Hunza-Tal, warum Korngrößenverteilungen zwischen repräsentativen Schutthaldentypen (s.o.) variieren und welche Prozesse für mögliche Variationen verantwortlich sind. Sie zeigten, dass die Materialverteilung auf Schutthängen je nach Alter und beteiligten Prozessen sehr unterschiedlich sein kann. Im einfachsten Fall, den rezenten rein durch gravitative Verlagerung akkumulierten Schutthalden, entsprechen die Ergebnisse den Modellvorstellungen und älteren Untersuchungen. Die Korngrößenverteilung des Materials besitzt hohe Variationskoeffizienten und ist unsortiert. Hangabwärts konnte eine lineare Zunahme der Korngrößen nachgewiesen werden. Bei weiteren Haldentypen wird die ursprünglich regelhafte räumliche Verteilungen von Steingrößen durch kleinere Schlammströme und Murgänge auf den Schutthalden

zerstört bzw. überdeckt. Bei Schlammströmen nehmen die Korngrößen durch die Verringerung der Transportkraft hangabwärts ab.

Über die **Sedimentologie von Lössen**⁹⁰ im Karakorum ist bisher relativ wenig bekannt. Die Lösser der benachbarten Regionen Swat-Kohistan (PORTER 1970), Potwar Plateau (DE TERRA & PATERSON 1939, RENDELL 1989, 1993), Kashmir-Becken (FRANZ 1980, BRONGER et al. 1986 und 1987, GARDNER 1989, RENDELL et al. 1989), Peshawar-Becken (RENDELL 1989) sowie das tibetische Hochland (LEHMKUHL 1997, LEHMKUHL et al. 2000) fanden dagegen breites Interesse.

OWEN et al. (1992) beschreiben lössähnliche Substrate im Westhimalaya (Swat) und des Karakorum, unter anderem auch im oberen Bagrot-Tal. Bei den untersuchten Substraten handelt es sich nur selten um autochthonen, originären Löss, sondern vielmehr um kolluviale lösshaltige Sedimente bzw. Schwemmlöss (ebd.: 508). Dieser, kurz nach seiner Deposition verlagerte Löss, ist nur geringfügig pedogen überprägt, mit skelettreichem Hangschutt vermengt und wird in der englischsprachigen Literatur als *colluvial loess*, *loessic silt*, *loessic sediments* oder *loessic colluvium* bezeichnet.⁹¹

Im oberen Bagrot-Tal befinden sich bis zu 3 m mächtige lösshaltige Depositionen ohne erkennbares Gefüge auf der untersten Terrasse, die denen des Skardu-Beckens vergleichbar sind.⁹² Sie sind schwach sortiert, bestehen zu 60 % aus Grobschluff und weisen mit 0,63 eine positive Schiefe auf. Mineralogisch setzen sie sich v.a. aus Illit, Kaolinit, Muskovit, Quarz, Plagioklasen und Orthoklasen sowie in geringerem Maße aus Chlorit zusammen (ebd.: 505). Pedogene Tonminerale und sekundäre Carbonate sind, analog zu den oben beschriebenen Seesedimenten, nicht nachweisbar. Der mit 2 bis 5 % geringe Carbonatgehalt ist dementsprechend auf Kalksteinbruchstücke im Bodenskelett zurückzuführen.

KAMP (1999: 74) beschreibt für Chitral maximal 5 m mächtige Gebirgslösser mit 60 bis 90 % Schluffgehalt, subvertikalen Klüften und einem geringen Anteil an sekundären Mineralen. Das Substrat ist durch wenige Tonbrücken sowie Toncutanen auf größeren Körnern gekennzeichnet und seine Dichte nimmt zur Oberfläche hin zu. Diese Lösser treten insbesondere in den Hoch- und Passlagen⁹³ und auf den flachen Talterrassen auf, sind oft durch Erosionsrinnen tief eingeschnitten und wurden aus schluffhaltigen Landoberflächen, wie Sedimentfächern, Schotter- und Sandbänken, Paläoseen und Periglazialbereichen ausgeblasen. Die hohen Gehalte an Mittel- und Grobschluff unterstreichen die lokale Herkunft des Materials. GARDNER & RENDELL (1994: 175) stützen diese Annahme durch signifikante Unterschiede der nordpakistanischen und Kashmir-Lösser in Körnung, Mineralogie und ihren geochemischen Eigenschaften. Ferner weisen sie auf die hohe räumliche Variabilität der pakistanischen Lösser hin (ebd.: 176).

GARDNER & RENDELL (1994: 183) gehen davon aus, dass die Akkumulation und Erhaltung von Lössdecken in geschützten Lagen des Karakorums möglich ist. Eine Voraussetzung für die Lösserhaltung war die Abschwächung des Monsuns während der

⁹⁰ PYE (1996: 654) definiert Löss als ein terrestrisches, klastisches Sediment, welches vorwiegend aus Schluffkomponenten zusammengesetzt ist und im Wesentlichen äolisch transportiert worden ist.

⁹¹ Zur Nomenklatur-Diskussion vgl. auch HAUSHOFER (1928: 284) und WEIDENBACH (1952: 31).

⁹² Ferner konstatieren OWEN et al. (1992: 508), dass die Korngrößenzusammensetzung der Karakorum-Lösser und der Lössdecken des Tarim-Beckens im nordwestlichen China identisch sind.

⁹³ Dies steht im Widerspruch zu GARDNER & RENDELL (1994: 177), die, mit Bezug auf OWEN et al. (1992), die Lössverteilung Pakistans auf niedrig liegende Beckenlandschaften beschränken.

Eiszeiten, da ansonsten die jahreszeitlichen Starkniederschläge die schnelle Erosion des Materials bewirkt hätten. Weitere Voraussetzungen waren eine hinreichend ergiebige, meist lokale Schluffquelle, periodisch auftretende und richtungsstabile Winde und eine geringe Vegetationsbedeckung in den Herkunftsgebieten. Durch zunehmende Humidität und ansteigende Temperaturen im Postglazial erfolgte ein Bewuchs der steilen Hänge, wodurch die bereits verlagerten Lössdecken vor weiterer Erosion schützten.⁹⁴ Für die Erhaltung der verlagerten Löss unterstreichen die Autoren die Faktoren Tektonik und Topographie, die indirekt das Klima, aber v.a. die geomorphologische Stabilität eines Hanges bzw. der Hangsedimente beeinflussen.

Für das Potwar-Plateau sowie das Peshawar-Becken kommt RENDELL (1989: 254, 1993: 235) zu dem Schluss, dass die Hauptlössakkumulationsphase zwischen 65.000 und 20.000 ka stattgefunden hat und dass diese Chronologie extrem von der nordwest- und zentraleuropäischen abweicht und nicht mit den O₂-Isotopen Stufen korreliert.⁹⁵

Bereits OWEN (1988:130ff, 1989a: 143) versuchte anhand von Sedimentcharakteristika eine Zuordnung zu speziellen Prozessen zu erreichen. Nicht nur die Resedimentation glazialer und nicht-glazialer Ablagerungen erschwert deren Zuordnung zu spezifischen geomorphologischen Prozessen, sondern auch der Umstand, dass sich die Sedimentcharakteristika der verschiedenen Prozesse, wie Mikrostrukturen, Kornformen und Textur, Korngrößenverteilungen, Tonmineralogie, Verfestigungsgrad oder die Petrographie sehr stark ähneln (OWEN 1991: 419-423).

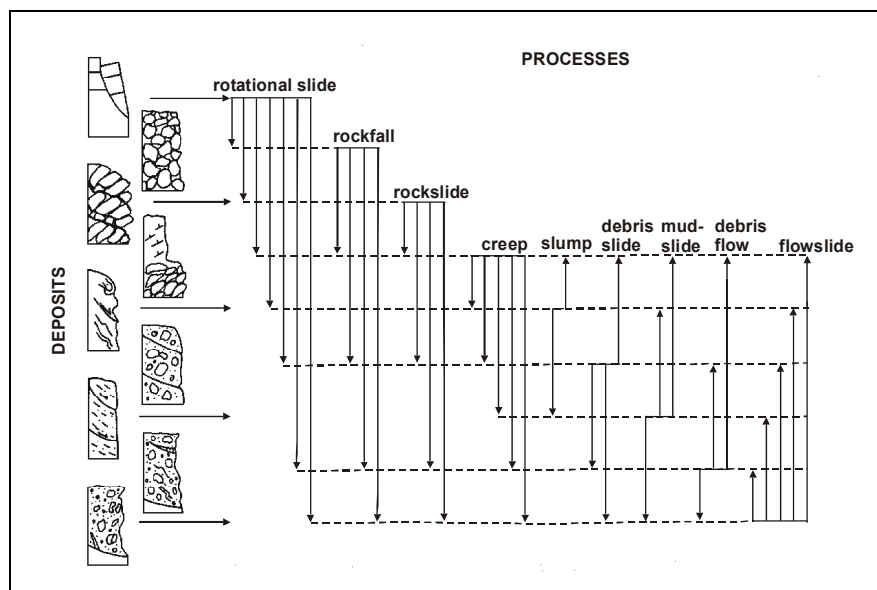


Abb. 17: Verschiedene Resedimentationsprozesse und typische Depositionen; verändert nach OWEN (1991)

Es zeigt sich, dass einseitig genetisch, morphographisch (formal) oder sedimentologisch begründete Sedimentklassifikationen aufgrund polygenetischer Depositionen, konvergenter

⁹⁴ NILSON & LEHMKUHL (2000) sowie WRIGHT (2001) zeigen die Komplexität und raum-zeitliche Variabilität unterschiedlicher Lösszyklen auf, so dass vor monokausalen Interpretationen und paläoklimatischen Schlussfolgerungen gewarnt werden muss.

⁹⁵ FAHU CHEN et al. (2000: 241f) belegen für den Westteil des chinesischen Lössplateaus ebenfalls abweichende Bedingungen zu den Befunden aus den Grönland-Eiskernen und weisen auf ein vergleichbares Missverhältnis bei den Ergebnissen von GASSE et al. (1991) sowie GASSE & VAN CAMPO (1994) hin.

Formen und Sedimentcharakteristika nicht durchzuhalten sind, sondern eine sinnvolle Sedimenttypologie nur unter Berücksichtigung aller Kriterien erfolgen kann.

3.5.5 Geomorphodynamik

Vor dem Hintergrund, dass die an der Geländeoberfläche liegenden Sedimente als Ausgangssubstrate für die rezente Pedogenese dienen, ist zusätzlich zur Sedimentbeschaffenheit das Alter der Substrate sowie die Persistenz der Geländeoberflächen und damit die Dynamik verschiedener Prozesse von besonderem Interesse.

Das Zusammenspiel von Hebung und Erosion führt zur Ausformung eines Gebirgssystems mit großen relativen Höhenunterschieden und somit hoher potentieller Energie. Die zusätzlich enorme seismische Aktivität, starke Verwitterung, vielfältigen Gesteinsformationen, hohe Niederschlagsvariabilität mit starken Stürmen sowie große Schnee- und Eislawinen beschleunigen die Hangentwicklung. Hoch wirksame geomorphologische Prozesse sind aufgrund dieser extremen Umweltbedingungen im Karakorum die Regel (BRUNSDEN & JONES 1984: 388).

Die äusserst vielseitigen Dimensionen geomorphologischer Prozesse führen dazu, dass sie zeitlich und räumlich maßstabsgebunden betrachtet werden müssen.⁹⁶ Aufgrund komplexer Wirkungsgefüge existieren für den Untersuchungsraum bislang kaum Informationen über räumliche und zeitliche Skalen dieser Prozesse (SHRODER & BISHOP 1998: 14). So beeinflussen sich die verschiedenen Transportarten (z.B. glazial, fluvial und gravitativ) gegenseitig.

Die glaziale Erosion führt z.B. zur Eintiefung der Talböden und nach dem Rückgang des Eises zur Ausformung von Trogtälern mit extrem übersteilten Hängen. Die größte Spannung entsteht in den Fußbereichen dieser Steilhänge, so dass v.a. in diesen Positionen der Hangzerfall, -abtrag und -rückschritt einsetzt, was zusätzlich durch aktive Unterschneidung durch Flüsse und weitere Gletschervorstöße verstärkt wird.⁹⁷ Umgekehrt können Massenbewegungen die glaziale Dynamik beeinflussen, wenn z.B. große Gesteinslawinen auf die Gletscheroberfläche treffen und durch die schwerere Auflast den Eisdruck steigern und einen kurzfristigen Eisvorstoss (*surge*) auslösen (HEWITT 1989: 28).

Die rezenten Prozesse werden v.a. durch Gletscherrückzug und Starkregenereignisse hervorgerufen sowie durch das jahreszeitlich determinierte Abflussverhalten der Flüsse. Für die Erarbeitung einer chronologischen Landschafts- bzw. Reliefentwicklung und damit auch der Dynamik von Massenbewegungen ist die Datierung und Interpretation der zumeist polygenetischen Ablagerungen grundlegend. Zur Erfassung der Dynamik müssen daher, trotz aller Unwägbarkeiten (vgl. Kap. 3.5.1 u. 4.5), alle verfügbaren Datierungsmethoden herangezogen werden (BRUNSDEN & JONES (1984: 386).

⁹⁶ In marinen Bereichen erfolgt Sedimentation in der Regel über große Zeiträume hinweg, während im alpinen Bereich geomorphologische Prozesse sehr kurzfristig ablaufen können.

⁹⁷ Die Kontrollfaktoren für stabile Hänge mit bestimmten Neigungswinkeln und Hanglängen sind sehr komplex. So beeinflussen Gesteinhärte, Dichte, tektonische Schwächezonen wie Störungen, Winkel interner Reibung in Abhängigkeit vom Gesteinsgefüge (z.B. Schieferung), Kohäsion, Gesteinstemperatur, Diskontinuitäten von Gesteinen, die Bodenfeuchte sowie die Vegetationsbedeckung usw. die Schwellenwerte für Verlagerungsprozesse und somit die Hangstabilität.

Der direkte Beitrag der glazialen Dynamik zu Abtragung und Sedimenttransport (vgl. HICKS et al. 1990, HARBOR & WARBURTON 1992, 1993 und HALLET et al. 1996) sowie der zeitliche Verlauf (vgl. Kap. 3.5.1) sind noch sehr umstritten. Die häufigen quartären Vor- und Rückstöße der Gletscher führen aber zweifelsohne zu umfangreichen Sedimentbewegungen, die sich nach Alter, Herkunft, Qualität und Quantität unterscheiden.

OWEN & DERBYSHIRE (1989: 34, 35) kennzeichnen die glaziale Dynamik der hoch aktiven Gletscher, die mit bis zu mehreren hundert Metern Mächtigkeit und mit bis zu 8,1° Neigung zu den steilsten der Welt gehören, durch extrem hohen Massenfluss und Bewegungsraten von 100 bis 1000 m/a.⁹⁸ Die meist temperierten Gletscher bewegen sich durch basales Gleiten vorwärts, wobei der Bewegungstypus des *surgenden* Gletschers v.a. von HEWITT (1969, 1988, 1989, 1998b) sowie GARDNER & HEWITT (1990) immer wieder hervorgehoben wird.

Im Einzugsgebiet des Hunza-Flusses führt glazialer und fluvialer Abtrag zu extrem hohen Denudationsraten von 1,8 mm/a (FERGUSON 1984: 587). GARDNER & JONES (1993) geben für das Einzugsgebiet des Raikot-Gletschers auf der Nanga Parbat Nordabdachung, unter Berücksichtigung der Glazialdenudation, einen Abtrag von 1,4 bis 2,1 mm/a an. BHUTIYANI (2000: 91) ermittelte dagegen auf der Basis von Sedimentfrachten des Nubra-Flusses im Ost-Karakorum nördlich von Leh lediglich Erosionsraten von 0,11 bis 0,46 mm/a und führt dies auf die dort anstehenden wesentlich verwitterungsresistenteren Gesteine als im Hunza-Karakorum zurück.⁹⁹

In der Regel handelt es sich bei derartigen Werten um Kalkulationen auf der Basis von Sedimentfrachtmessungen, die auf das gesamte Einzugsgebiet des Vorfluters bezogen sind. Bei genauerer Betrachtung der Einzugsgebiete wird deutlich, dass die Abtragung in der Fläche sehr differenziert vonstatten geht, wobei neben der Glazial- und Fluvialerosion v.a. Massenbewegungen formwirksam und landschaftsprägend sind.¹⁰⁰ Unter Massenbewegungen werden hier sowohl Bergstürze, Sackungen, Muren, Solifluktion und Erosion, als auch z.B. Substratverlagerung durch Kammeisbildung verstanden. Nach SHRODER & BISHOP (1998: 14) existieren drei Maßstabsebenen für Massenbewegungen; die, auf der z.B. Kammeisbildung oder Steinschlag stattfindet, jene mit der Ausbreitung von Rutschungen und Gleitungen und schließlich solche mit der Dimension von Bergstürzen.

Die Denudation führt zu flächenhaft steilen Hängen und Erosion formt lineare Oberflächenstrukturen wie Rinnen und Täler, welche Transportbahnen für Sedimente darstellen (*sediment flux*). Während die Sedimentation, mit Zeitskalen zwischen Jahrhunderten bis Millionen von Jahren, konstruktiv (akkumulativ) ist, ist die Erosion, mit minimaler Aufzeichnung der einzelnen Prozesse, destruktiv, so dass ihre zeitliche Einordnung und Dynamik nur schwer nachzuvollziehen ist (SHRODER & BISHOP 1998: 14). Es liegen einige Arbeiten über Erosionsraten von Festgesteinen vor,¹⁰¹ aber die charakteristische, hoch-

⁹⁸ Vgl. hierzu PILLEWIZER (1957), Batura Glacier Investigation Group (1979).

⁹⁹ OWEN & DERBYSHIRE (1993: 109) liefern tabellarisch eine Gegenüberstellung von Hebungs- und Denudationsraten. SHRODER & BISHOP (1998) fokussiert die Denudation durch Massenbewegungen.

¹⁰⁰ Auch HARBOR & WARBURTON (1992) stellen fest, dass Schätzungen der rezenten Erosionsraten aufgrund methodischer Messfehler und dem kaum quantifizierbaren Einfluss der rezenten glazialen Dynamik ausserordentlich problematisch sind.

¹⁰¹ Z.B. von BURBANK et al. (1996) und PHILLIPS et al. (1996).

frequente und hochwirksame Oberflächenerosion ist nur schwer mittels Datierungen einzuordnen.

Maximale Massenbewegung beobachtet man dort, wo hohe seismische Aktivität und zusätzlich große lithologische Unterschiede herrschen, wie an Grenzen von Terranen. NANSHAN et al. (1987: 160) geben eine enge Korrelation zwischen den Frequenzen von Erdbeben und Murereignissen an, während KAMP (1999: 78) auf die Gefahr der Verwechslung von neotektonisch induzierten Massenbewegungen mit Massenbewegungen ohne tektonische Ursachen hinweist.

Aus Mangel an Datierungen und brauchbaren Datierungsmethoden für junge Sedimente wird bis heute die klassische, aktualistische geomorphologische Forschung zur Erfassung diskontinuierlicher Sedimentation in den Tälern herangezogen. Viele Autoren, wie z.B. WASSON (1979), versuchen Massenbewegungen und deren Dynamik über den Parameter Hangneigung zu kategorisieren (vgl. Kap. 3.5.3). SHRODER (1998: 83) zeigt dagegen für Hangneigung-Morphodynamik-Korrelationen zahlreiche widersprüchliche Informationen auf und fordert mehr Hangneigungsuntersuchungen, um eine Datenbasis zu schaffen, die es erleichtert, die Bedeutung von Massenbewegungen während unterschiedlicher Hanggenerationen verstehen zu lernen.

WASSON (1978) unterscheidet außerdem räumlich kleine Schuttströme mit Wiederkehrintervallen von < 10 Jahren von ausgedehnten mit Intervallen von > 30 Jahren. Auch SHRODER & BISHOP (1998: 23) differenzieren nach Häufigkeiten von Prozessen: Während sich Bergstürze nur sehr selten ereignen, sind Steinschlag und Felsgleitungen die häufigsten Hangprozesse; Schuttströme und -fließungen rangieren dazwischen.

Die Bewegungen an Oberflächen von aktiven Schutthalden betragen durchschnittlich nicht mehr als 20 cm/a, sind aber mit bis zu 100 m/a sehr variabel (CAINE 1974: 733). Auf Schwemmfächern werden Transportprozesse v.a. durch gering frequente Großereignisse bestimmt (Frequenz in Jahrhunderten zu schätzen), wodurch deren Signifikanz für die Bodenentwicklung nicht höher als bei ständigem Bodenkriechen einzuschätzen ist.

BRUNSDEN et al. (1984: 388) stellen im Rahmen des *International Karakoram Project* fest, dass hoch magnitudinale und gering frequente Massenbewegungen die formgebenden Prozesse für die mittel- bis langfristige Landschaftsentwicklung in Hochgebirgen darstellen und dass diese die kleinräumigen geomorphologischen Prozesse mit geringen Raten in den niedriger gelegenen ariden Zonen verschleiern. Die wichtigsten Informationen über die Dynamik dieser und anderer Prozesse sind Frequenzen von Ereignissen unterschiedlicher Magnitude, die Analyse der reliefformenden Ereignisse und die Dauer zwischen unterschiedlichen Systemzuständen (BRUNSDEN & JONES 1984: 383). Das Verhältnis von Relaxationszeiten¹⁰² von Oberflächen und Wiederkehrzeiten zwischen geomorphologischen Ereignissen (TFR: *Transient Form Ratio: mean recovery time/ mean arrival time of formative events*) liefert einen Anhaltspunkt darüber, ob unterschiedlich große Landschaftselemente stabil oder labil sind. Wiederkehrzeiten variieren zwischen 10 und 100.000 Jahren für Lockersubstrate bis hin zu 10.000.000 Jahren für Festgesteine in Abhängigkeit von Umweltbedingungen und geomorphologischen Subsystemen.

¹⁰² Entspannungszeit: Die Zeit, die innerhalb eines Systemes benötigt wird, um nach einem Ereignis erneut Gleichgewichtsbedingungen herzustellen.

Spätere Arbeiten orientierten sich an diesen Vorgaben. SHRODER (1998) untersuchte ebenfalls Denudation durch Massenbewegung und versuchte die Mobilisation der Schuttmassen mit vorhergehendem Abtrag durch glaziale und fluviale Prozesse in Zusammenhang zu bringen. Die typisch frequenten und gravitativ induzierten Störungen führen im Karakorum dazu, dass sich Systemzustände ständig ändern und die Hänge sich permanent in Übergangsphasen befinden bzw. kontinuierlich anpassen (vgl. „TFR-Status in Tab. 6).

Tab. 6: Relief-Stabilitätsindizes; nach GOUDIE et al. (1984)

Typ	Wiederkehrzeit in Jahren	Relaxationszeit in Jahren	Status (TFR*)
Massenbewegungen			
kleine Steinschläge	1:1	10-100	flüchtig (10-100)
kleine Schuttströme	1:1-10	100	flüchtig (10-100)
große Schuttströme	1:5-10	100-1000	flüchtig (10-100)
Seeausbrüche nach Aufstau	1:5-10	1000	flüchtig (100-200)
großräumige Hangrutschungen	1:50	1000	flüchtig (20)
kleinere Gletschervorstöße			
Hangformen	1:10-1000	100-1000	flüchtig (1-10)
Moränen	1:10-1000	10-1000	flüchtig (1)
Hauptvereisung in Eiszeiten			
Hangformen	1:30.000-50.000	5.000	stabil (0,2-0,1)
Talform	1:30.000-50.000	10.000	stabil (0,3-0,2)
Moränen	1:30.000-50.000	10.000	stabil (0,3-0,2)
Talverfüllung	1:30.000-50.000	10.000	stabil (0,3-0,2)

*Transient Form Ratio: \emptyset Relaxationszeit / \emptyset Wiederkehrzeit von formgebenden Ereignissen

Das bedeutet, dass neben der Substratbeschaffenheit und den geomorphologischen Prozesskombinationen die Geomorphodynamik im Untersuchungsgebiet die Bodenbildung entscheidend beeinflusst. Sie bestimmt die Stabilität von Reliefoberflächen und somit auch die Dauer, die für die ungestörte Bodenentwicklung zur Verfügung steht. In diesem geomorphologisch hochdynamischen System müssen daher die pedogenetischen Faktoren Zeit (Oberflächenstabilität) und Ausgangssubstrat (quartäre Sedimente) besonders berücksichtigt werden, um eine für die Erfassung der Pedodiversität geeignete systemare Gliederung des Reliefs zu erhalten.

4. Methodisches Vorgehen

Auf der Basis der in Kapitel 3 gesammelten Hintergrundinformationen gilt es nun, das obere Bagrot-Tal hinsichtlich der geomorphologischen Voraussetzungen für die rezente Pedogenese zu charakterisieren. Die Differenzierung des Reliefs ist nach systemischen, geomorphologischen, landschaftsgenetisch-stratigraphischen sowie prozess- und substratorientierten Gesichtspunkten möglich, wobei die zu unterscheidenden Einheiten sich räumlich und zeitlich überschneiden können. Welches Konzept kann nun für das Bagrot-Tal angewandt werden und welcher Kriterienkatalog ist für die Gliederung dieses Raumes sinnvoll?

In jungen und geomorphologisch aktiven Landschaften wird die Bodenvariabilität v.a. durch die Substratvariabilität bestimmt (DANIELS & HAMMER 1992). Somit ist im Untersuchungsgebiet die Substratgenese und -verteilung in Abhängigkeit vom Relief ausschlaggebend. Ausserdem bestimmt die Substratdynamik als Ausdruck von Stabilitätsphasen und dem Wechsel zwischen Erosions- und Akkumulationsphasen die progressive bzw. regressive Bodenentwicklung (JOHNSON et al. 1990) sowie das Alter bzw. das Reifestadium von Böden. Aufgrund der mit der absoluten Höhe variierenden Klima- und Vegetationsverhältnissen sowie der vorwiegend abwärts gerichteten geomorphologischen Prozesse bildet das „Catena-Konzept“ die Grundlage für die anstehende Analyse. Da für das Catena-Konzept die Wasserbewegung und -verteilung auf den Hängen grundlegend ist (HALL 1983: 127), müssen im Untersuchungsgebiet mit wasserhaushaltlich gravierenden Expositionsunterschieden nord- und südexponierte Hänge gesondert betrachtet werden.

Das primäre Ziel ist somit die Erstellung einer geomorphologischen Karte zur Ausweisung geomorphologischer Prozessbereiche unter Berücksichtigung geomorphologischer Oberflächeneinheiten und assoziierter Substratverteilung als Grundlage für die Auswahl bodengeomorphologisch repräsentativer Reliefeinheiten. Es wird nicht eine geomorphologische Kartierung im engeren Sinne mit dem Anspruch der detaillierten, quantifizierbaren und flächendeckenden Bestandsaufnahme aller grundlegenden geomorphologischen Sachverhalte und Faktoren im Sinne von STÄBLEIN (1980: 14) durchgeführt.

4.1 Methodische Aspekte der Kartenerstellung

Entsprechend der übergeordneten Zielsetzung, das obere Bagrot-Tal in Pedochoren zu gliedern, erfolgt die geomorphologische Kartierung auf der mesoskaligen Maßstabsebene. Als Kartiergrundlage dient das panchromatische Satellitenbild IRS-1C vom 21.08.1997 mit einer Auflösung von 5 x 5 Metern.¹⁰³ Da für ein DGM keine exakten Höheninformationen vorliegen und Passpunkte nicht sicher gesetzt werden können, wird hier auf eine Geokodierung verzichtet, zumal keine geomorphometrischen Berechnungen oder quantitative Aussagen angestrebt werden. Ohne Luftbilder oder digitale topographische Höheninformationen im Maßstab 1:50.000 oder größer ist es nicht möglich, mit Hilfe automatisierter Verfahren eine komplexe morphometrische Reliefanalyse durchzuführen, die zur Ableitung von Rückschlüssen auf Formungsmechanismen und Entstehungszu-

¹⁰³ SHRODER & BISHOP (1998: 28-29) betonen die Notwendigkeit, im Karakorum Satellitenbilder einzusetzen, da hier wenig Kartenmaterial zur Verfügung steht und Luftbilder aus militärischen Erwägungen der Geheimhaltung unterliegen. Vgl. hierzu auch DERBYSHIRE et al. (2001: 53).

sammenhänge erforderlich wäre.¹⁰⁴ Eigene terrestrische Vermessungen sind aufgrund des stark gegliederten und extrem steilen Geländes zu zeitintensiv und vom Aufwand her dem übergeordneten Erkenntnisinteresse nicht angemessen.

Die großmaßstäbigste Karte, die dem Verfasser zur Verfügung steht, ist die sowjetische topographische Karte „Generalni Stab“ im Maßstab 1:100.000, bei der die Isohypsen mit einer Äquidistanz von 40 Metern auffällig gleichsinnig verlaufen und im Höhenbereich zwischen 2.500 und 4.500 m ü.M. teilweise falsch dargestellt sind. Das Gleiche gilt für die noch stärker generalisierte US-amerikanische Karte im Maßstab 1:250.000 (Serie U 502, Edition 1962; Sheet NI 43-2 Gilgit und NJ 43-14 Baltit).

Der Ausschnitt des Satellitenbildes (74°34'50``-74°42'25``E; 36°00'45``-36°04'55``N) oberhalb der Zunge des Hinarche-Gletschers bis zum Kammverlauf östlich des Barche-Gargo-Gletschers umfasst rund 120 km² und ist in der Kartenmitte ungefähr im Maßstab 1:25.000 dargestellt. Es wird nicht das komplette Einzugsgebiet dieses Talabschnittes abgebildet, da oberhalb von 4.500 bis 5.000 m Höhe keine Bodenbildungen mehr zu erwarten sind. So wird der nivale Prozessbereich oberhalb der Schneegrenze, welche je nach Exposition zwischen 4.700 und 5.300 m ü.M. liegt¹⁰⁵, im Kartenblatt nicht mehr berücksichtigt.

Die Arbeitsschritte zur Herstellung der geomorphologischen Karte umfassen die Konzeption einer Arbeitslegende, die Satellitenbildinterpretation als Basis für die Feldkartierung, die Feldkartierung und Evaluation der Satellitenbildinterpretation und schließlich die Synthese der flächendeckenden Informationen des Satellitenbildes mit den Kartierungsergebnissen unter Berücksichtigung der fotografischen Panoramen als Entscheidungshilfe für die flächenhafte kartographische Umsetzung.

4.1.1 Legende

Konzeption und Legende der Karte orientieren sich weitestgehend an der Vorlage für die geomorphologische Kartierung in Hochgebirgen (GMK Hochgebirge) von KNEISEL et al. (1998). Die sinnvolle Gliederung von Hochgebirgslandschaften in geomorphologische Prozessbereiche wurde z.B. bei der Kartierung der Apolobamba-Kordillere (Bolivien) von RAFIQPOOR (1994) sowie der geomorphologischen Karte 1:25.000 des Gasterntales von MANI & KIENHOLZ (1988) vorbildlich durchgeführt und dient ebenfalls als Orientierungshilfe.

Die Fülle an Informationen führt bei geomorphologischen Karten im Maßstab 1:25.000 und kleiner zwangsläufig zu einer Auswahl (Generalisierung) und dies in der Regel nach subjektiven Kriterien bzw. der individuellen Beurteilung und Bewertung des Reliefs (LESER & ZOLLINGER 1987: 10). Der Maßstabsebene und dem oben dargestellten Anspruch an die Karte entsprechend, erfolgten einige Vereinfachungen, wie z.B. das Weglassen von Mikroformen, zumal die Darstellung der im Hochgebirgsrelief auf engstem Raum vorkommenden Formenwechsel jede geomorphologische Karte überlasten würde.

Bei der Konzeption der Arbeitslegende wurden zunächst alle denkbaren geomorphologischen Einzelzeichen und Kleinformen berücksichtigt, um diese nach der Kartierung

¹⁰⁴ Vgl. STÄBLEIN (1980), BÄTZ & DÜRRSTEIN (1989) und McDERMID & FRANKLIN (1995).

¹⁰⁵ Vgl. hierzu Kap. 3.5.1 sowie PAFFEN et al. (1956), WICHE (1960), SCHNEIDER (1969), JACOBSEN & SCHICKHOFF (1995) und CRAMER (2000).

auf die tatsächlich vorhandenen flächenprägenden Merkmale zu beschränken. Es resultierte die Gliederung der Legende in Kanten und Geländestufen, Talformen, geomorphologische Einzelzeichen, Kleinformen, oberflächennahe Festgesteine, Lockersubstrattypen, geomorphologische Prozesse, hydrographische und glaziologische Verhältnisse, geomorphologische Prozessbereiche sowie Sonstiges.

4.1.2 Kartiergrundlage / Satellitenbildinterpretation

Die Satellitenbildinterpretation als Grundlage für die Feldkartierung beschränkte sich auf die Identifizierung und Darstellung von Kammverläufen, Graten, Reliefwechsellinien, das hydrographische Netz und alle eindeutig erkennbaren geomorphologischen Merkmale wie Gletscher, Moränenkämme, Stufen (>20m) und Rinnen etc. Vor allem die Kombination verschiedener Grauwerte, Texturen, Kontraste und Muster sowie etwas eingeschränkt von Formen dienten zur Abgrenzung dieser Einheiten, Strukturen und Objekte.

4.1.3 Feldkartierung

Während der Feldaufenthalte wurde die Kartiergrundlage evaluiert, gegebenenfalls verbessert und u.a. um das Wegenetz, Bewässerungsterrassen und geomorphologische Einzelzeichen ergänzt. Desweiteren wurden alle Hinweise auf unterschiedliche morphodynamische Prozesse kartiert sowie genetische Reliefeinheiten und, soweit möglich, Reliefgenerationen abgegrenzt. Folgende Informationsschichten wurden bei der Kartierung berücksichtigt:

- Reliefwechsellinien wie Kämme, Grate, Kanten oder Stufen
- Talformen wie Kerb- und Muldentäler
- Geomorphologische Einzelzeichen wie Kuppen, Depressionen, Moränen, Kare usw.
- Geomorphologische Kleinformen wie Wanderblock, Solifluktionslobe, Thufur usw.
- Lockersubstrattypen wie Hangschutt, Moränenmaterial usw.
- Geomorphologische Prozesse wie glazialer Transport, linienhafte Abspülung usw.
- Hydrographische und glaziologische Situation wie Flussverlauf, Gletscher, See usw.
- Sonstige Angaben wie Ortschaften, Wege, barometrische Höhenangaben usw.

Die Feldaufnahmen erfolgten entlang der in Abb. 18 dargestellten Routen, wobei von Hoch- (ca. 4.000-4.300 m ü.M.) und Tiefstandorten (zw. 2.800 u. 3.300 m ü.M.) flächendeckend fotografische Panoramen der Gegenhänge und des Talbodenniveaus erstellt wurden. Besonders die relativ dichten Waldbereiche der Nordhänge wurden kartiert, da diese in den Satellitenbildern nur eingeschränkt interpretiert werden konnten.

Ein Schwerpunkt lag in der Kartierung oberflächennaher Substrate unter besonderer Berücksichtigung des Zusammenhangs zwischen Substratverteilung und Vegetationsbedeckung. Die Sedimentmerkmale Bodenart, Skelettgehalt, Gefüge, Carbonatgehalt und Farbe wurden im Gelände nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG Boden 1994) charakterisiert (vgl. Kap. 4.5). Auf der Basis der Kombination dieser Sedimentmerkmale und unter Berücksichtigung der Reliefposition im Landschaftskontext sowie genetisch korrelierter Sedimente wurden die oberflächennahen Sedimente insgesamt sechs Klassen zugeordnet, die in Kap. 5.4 näher gekennzeichnet werden.

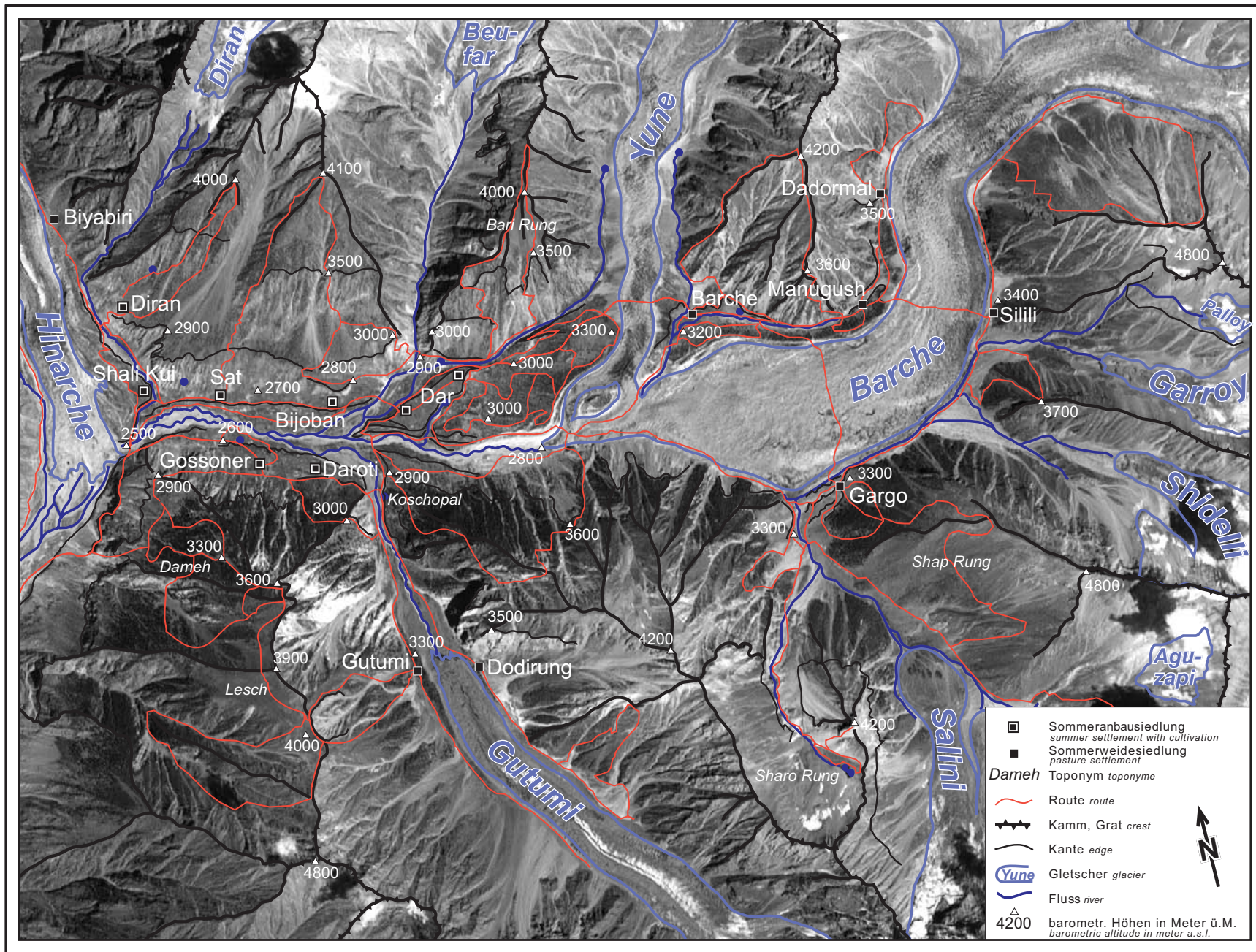


Abb. 18: Das obere Bagrot-Tal mit Kartiererrouten (Maßstab ca. 1:50 000)

The upper Bagrot-Valley with mapping routes (scale ca. 1:50 000)

4.1.4 Auswertung der Feldkartierung unter Berücksichtigung der Panoramen

In einem letzten Schritt wurden die Informationen aus der Kartierung mit den Satellitenbildinformationen verschnitten und unter Zuhilfenahme der Panoramen flächendeckend ausgewertet. Die flächendeckende Identifikation der im Satellitenbild differenzierbaren Strukturen, Einheiten und Objekte ist ohne die Erkenntnisse der Geländekartierung und ohne den Vergleich mit den fotografischen Panoramen nicht möglich. Die Darstellung von Kleinformen konzentriert sich hierbei zwangsläufig auf die entlang der begangenen Routen tatsächlich kartierten Gebiete und Testflächen, während in den interpretierten Bereichen flächencharakterisierende Signaturen vorherrschen. Daher erfolgt in der Karte die Darstellung von Einzelsignaturen (z.B. Steinschlag, flächenhafte Abspülung) nicht lagetreu sondern raumtreu. Demgegenüber stehen lagetreue Einzelsignaturen wie z.B. linienhafte Abspülung, die zumindest für die nicht bewaldeten Flächen im Satellitenbild gut erkennbar sind. Ausserdem muss bei geomorphologischen Einzelzeichen, insbesondere des Mikroreliefs, auf Vollständigkeit verzichtet werden. So werden in der Karte z.B. keine Angaben zu Wölbungsradien, Oberflächenrauigkeit und kleineren Flussverwilderungsarmen mit Uferwällen gemacht, um eine Informationsüberlastung zu vermeiden.

Eine flächendeckende Zuordnung zu Neigungsklassen konnte aus Mangel an Höheninformationen (s.o.) nicht durchgeführt werden. Während STÄBLEIN (1980: 19) für das Hochgebirgsrelief Neigungsklassen mit den Grenzwerten 25°, 45° und 60° befürwortet, wird hier darauf verzichtet, da die Schwellenwerte für verschiedene Prozesse unterschiedlich sind (KNEISEL et al. 1998: 8, 12). Die durchschnittlichen Hangneigungen im Kartenblatt bis 4.500 m Höhe liegen zwischen 25° und 45° und hätten dementsprechend ohne Informationsgewinn einheitlich in einer Neigungsklasse dargestellt werden müssen.

Stufen und Kanten werden nicht quantifiziert und nur bei Stufenhöhen von > 20 m (Wandstufen) sowie mit landschaftsgenetisch besonderer Bedeutung, wie z.B. bei Schliffborden, eingetragen. Die zahlreichen Stufen in den anthropogenen Prozessbereichen der Bewässerungsterrassen bleiben somit unberücksichtigt.

Die Signaturen für die Lockersubstrate wurden in Anlehnung an die GMK (LESER & STÄBLEIN 1980) entworfen. Während nach der Legende für Hochgebirge (KNEISEL et al. 1998: 19) eine Darstellung des oberflächennahen Untergrundes nur erfolgt, wenn eine bestimmte Korngröße mehr als 75 % des Sedimentes ausmacht, werden hier die in der Regel sehr heterogenen Substrate in der gesamten Fläche charakterisiert.

Die Auswertung der Vegetationsverteilung im Satellitenbild und in den fotografischen Panoramen liefert zahlreiche Hinweise zur substanziellen Einordnung der Flächen sowie zur Differenzierung zwischen aktiven (Erosion u. Akkumulation) und stabilen Geländeoberflächen (vgl. Kap. 5.5).

4.1.5 Ausweisung der geomorphologischen Prozessbereiche

Bei der Ausweisung geomorphologischer Prozessbereiche wird weniger Wert auf die Geomorphometrie¹⁰⁶ und Geomorphographie gelegt, sondern vielmehr das Augenmerk auf Einzelphänomene, die als Hinweise für geomorphodynamische Prozesse dienen sowie auf die substantiellen Reliefeigenschaften, also die oberflächennahen Substrate gelenkt. Neben der rezenten hydrographischen und glaziologischen Situation, die die Abtragungs- und Ablagerungsverhältnisse im Bagrot-Tal beeinflussen, werden daher alle Hinweise auf pleistozäne Glazialdynamik, Solifluktion, Rutschungen, lineare und denudative Erosion u.a. Prozesse mit flächencharakterisierenden Symbolen eingetragen.

Schließlich lassen sich unter Berücksichtigung aller oben genannten Kriterien (substantielle Kriterien, Reliefeigenschaften und genetisch-dynamische Phänomene) Prozessbereiche abgrenzen.¹⁰⁷ Diese gehen nach STÄBLEIN (1980: 19) auf eine Kombination von Einzelprozessen zurück, die im gleichen geomorphologischen Milieu entstehen und werden dementsprechend als glazial, periglazial, glazifluvial usw. benannt. Als Entscheidungsleiter diente die Abfolge der nachgestellten Fragen:

Ist eine anthropogene Umgestaltung des Reliefs erkennbar?	Anthropogener Prozessbereich (PB)
Sind die Prozesse endogen, durch Schwerebewegungen oder durch andere Transportmedien verursacht?	Gravitativer PB
	Glazialer PB
	Periglazialer PB
Wie groß ist der Einfluss von Wasser als Transportagens und um welche aquatischen Prozesse handelt es sich?	Glazifluvialer PB
	Fluviolakustrischer PB
Abtragungsbereiche, die keinem geomorphodynamischem Milieu eindeutig zugeordnet werden können, werden unter hangiale bzw. denudative Prozessbereiche subsumiert (STÄBLEIN 1980: 23):	Denudativer PB

Da es sich in der Regel um polygenetische Prozessbereiche mit einer Überlagerung unterschiedlicher Prozesse handelt, wurden bei der Klassifikation zunächst jene Prozesse berücksichtigt, die für die entsprechenden Flächen entweder formgebend waren oder rezent am häufigsten nachgewiesen werden konnten. Abweichungen hiervon treten immer dann auf, wenn die rezenten Prozesse von den formgebenden Prozessen differieren. In diesen Fällen musste entschieden werden, welche Prozesse für die rezente Verteilung der Ausgangssubstrate verantwortlich waren.

¹⁰⁶ RICHARDS (1990) schliesst unter Morphometrie die qualitativ-deskriptive Reliefklassifikation mit ein.

¹⁰⁷ Die Grenzen zwischen den Prozessbereichen, z.B. zwischen dem periglazialen und denudativen Prozessbereich, verlaufen in der Regel fließend und können dementsprechend nicht lagertreu eingezeichnet werden, sondern müssen oft anhand indirekter Kriterien, wie z.B. Vegetation, Substrat oder Relief, eingeordnet werden (vgl. HÖLLERMANN 1985: 263).

4.2 Bodenprofilaufnahme

Die Profilsprache im Gelände erfolgte im Wesentlichen nach den Kriterien der AG Boden (1994). Zunächst wurde jedem Standort eine Profilvernummer zugeteilt und seine Höhe, Exposition, Neigung, Oberflächenrauigkeit und Relieflage bestimmt. Dann erfolgte eine Beschreibung morphologischer Besonderheiten, der Vegetation, wobei die bestandsprägenden Arten identifiziert und die Deckungsgrade der einzelnen Vegetationsschichten abgeschätzt wurden. Gegebenenfalls wurden die Nutzungsverhältnisse dokumentiert.

Zur Bestimmung des Humusprofils wurde, falls erforderlich, ein gesonderter Anstich mit dem Spaten vorgenommen. Das Bodenprofil wurde zunächst in verschiedene Lagen bzw. Horizonte nach Farbe und Gestalt unterteilt. Dann wurde die Horizonttiefe in cm festgestellt und der Verlauf der Horizontgrenzen beschrieben. Die Profile wurden, mit Ausnahme von geringmächtigen Oberböden (< 2 cm) und besonders skelettreichen Unterböden, horizontweise beprobt. Der Skelettgehalt wurde bereits im Gelände quantitativ ermittelt (vgl. MOSIMANN 1985) bzw. geschätzt. Die Ansprache und Untersuchung der jeweiligen Horizonte erfolgte nach folgenden Parametern und Methoden:

Tab. 7: Feldarbeitsmethoden

<u>Parameter</u>	<u>Methoden</u>
effektive Lagerungsdichte:	Eindringwiderstand durch Einstichprobe mit einem Handpenetrometer* der Firma <i>Soiltest Inc.</i>
Bodenfarbe:	Munsell-Farbtafel
Kontraste/Flecken/Minerale:	Bestimmung/Abschätzung der Flächenanteile
Bodenart:	Fingerprobe
Gefüge:	Kennzeichnung der Aggregatformen, -oberflächen und -stabilität
Durchwurzelung:	Ermittlung der Durchwurzelungstiefe und Abschätzung der Wurzeldichte
CaCO ₃ -Gehalt:	Aufbraustest mit 10 %-iger Salzsäure

*Ablesewerte in kg/cm²

Die effektive Lagerungsdichte wurde annäherungsweise über den Eindringwiderstand mit einem Handpenetrometer ermittelt. Diese Werte erreichen teilweise mehr als 4,5 kg/cm², was in der Regel nicht auf die Lagerungsdichte, sondern entweder auf den hohen Skelettgehalt oder die Zementierung durch z.B. Carbonatisierung zurückzuführen ist.

4.3 Laboranalytik

Folgende Parameter der luftgetrockneten Boden- und Sedimentproben (< 2 mm) wurden im Labor physikalischen, chemischen und mineralogischen Untersuchungsmethoden unterzogen:

- Körnung: Kombinierte Sieb- und Pipettmethode nach KÖHN (SCHLICHTING et al. 1995) nach Behandlung mit 35 %-igem H_2O_2 (GEE & BAUDER 1986) und Dispergierung durch 24-stündiges Schütteln in 0,1 M $Na_4P_2O_7$ -Lösung
- pH-Werte: Potentiometrisch in 0,01 M $CaCl_2$ -Lösung (Boden-Wasser-Suspension 1:2,5) (McLEAN 1982)
- Carbonatgehalt: Gasvolumetrisch mit der SCHEIBLER-Apparatur (SCHLICHTING et al. 1995)
- Organischer Kohlenstoff: Glühverlust im Muffelofen (SCHLICHTING et al. 1995)
- C und N Elementaranalyse: C-/N-Analyser Carlo Erber, NA 1400
- pedogenes Eisen: Extraktion der leicht löslichen (amorphen) Eisen-Oxide und Hydroxide (Fe_o) mit NH_4 -Oxalat nach SCHWERTMANN (1964) und Extraktion schwer löslicher (kristalliner) Eisen-Oxide und Hydroxide (Fe_d) mit der Dithionit-Citrat-Bicarbonat-Methode nach MEHRA & JACKSON (1960)
- Elementgesamtgehalte: "Königswasseraufschluß" mit 37 %-iger HCl und 65 %-iger HNO_3 nach DIN Norm 38414 (Abwasser- und Klärschlammverordnung 1983)

Für die Messung der verschiedenen Elementgehalte wurde ein Atomemissionsspektrometer mit induktiv gekoppeltem Plasma (ICP-AES) der Firma ISA-Jobin Yvon, Modell JY 70 PLUS verwendet. Die Elemente Ca, Mg, K und Na wurden mit dem Flammen-AAS der Firma Perkin-Elmer, Modell 1100 gemessen, da die Nachweisgrenzen der Elemente K und Na, auf Grund deren geringeren Elektronendichte, bei diesem Gerät zuverlässiger sind als bei dem ICP-AES.

Wichen die Ergebnisse der Doppelbestimmung um mehr als 5 % ab, wurde die entsprechende Analyse wiederholt.

4.4 Mineralogische Untersuchungen

Die Tonfraktion (< 2 μm) für die Tonmineraluntersuchungen wurde nach Dispergierung mit Natriumpyrophosphat und Ultraschallbehandlung durch Zentrifugieren gewonnen. Die Proben wurden unter ständiger pH-Kontrolle (4,5) durch Zerstörung der Carbonate mit HCl sowie durch Beseitigung der organischen Substanz mit H_2O_2 -Lösung aufbereitet. Von der Mg-gesättigten Tonsubstanz wurden Wasser- und Glycerin-Texturpräparate sowie mit K belegte Präparate hergestellt, anhand derer die Tonminerale mit einem Röntgendiffraktometer (RDM Philips PW 1130 mit $Cu-K\alpha$ -Bestrahlung) identifiziert wurden.

Die unterschiedliche Vorbehandlung von Tonmineralpräparaten sowie verschiedene Bearbeitungstemperaturen (350°, 550°) führen zur mineralspezifischen Verschiebung bzw. Kollabierung zuvor sich überlagernder Interferenzen. Eine Aufstellung der Abfolge

verschiedener Vorbehandlungen und Hitzestufen mit den tonmineralspezifischen Veränderungen der Basisabstände (d-Werte der (001)-Flächen) findet sich bei WHITTIG & ALLARDICE (1986: 352, 353) sowie VEERHOFF (1992: 26-27). Danach ist die röntgendiffraktometrische Identifizierung der Tonminerale Kaolinit, Illit, Smectit, Vermiculit sowie primärer und sekundärer Chlorite möglich.

Die semi-quantitative Zusammensetzung der Tonminerale wurde nach einer Berechnung der Flächenanteile unter den jeweiligen Peakpositionen im Diffraktogramm ermittelt.¹⁰⁸ Diese Differenzierung ist für primäre und sekundäre Chlorite sowie Vermiculite aufgrund der durch unterschiedliche Vorbehandlungen sich verändernden Peakpositionen nicht durchführbar. Daher wurde der Flächenwert unter deren gemeinsamen Peakposition bei 1,4 nm ermittelt und die daran beteiligten Minerale angegeben (vgl. Tab. A44).

4.5 Datierungen

Insgesamt acht **IR-OSL Datierungen** wurden im Labor des Geographischen Institutes der Universität Bonn von Frau Dr. B. Mauz unter der Leitung von Prof. Dr. L. Zöller durchgeführt (vgl. Tab. A42).

Die Aufbereitung der Proben erfolgte nach einem routinemässigen Verfahren für Feinkornproben unter gedämpftem Grünlicht (500 - 600 nm). Die separierte 4 – 11 µm Fraktion wurde in einem Alkohol-Wasser-Gemisch auf die Probenträger sedimentiert.

Die Lumineszenz-Messung erfolgte mit IR Dioden im Wellenlängenbereich 840±30 nm und die Emission wurde im Wellenlängenbereich 390 – 450 nm detektiert. Die Dosisleistung wurde unter der Annahme eines Gleichgewichts zwischen U und Th und eines Sekundär-Gleichgewichts im Sediment berechnet. Der Feuchtefaktor wurde nach der Feuchte der Probe bei Eintritt ins Labor, normiert auf die Trockenmasse der Probe, ermittelt.¹⁰⁹

Die 1σ-Fehler der berechneten Alter, ausser der Probe Ga2, liegen zwischen 16 % und 6 % und somit in einem für den Probentyp typischen Bereich. Die Probe Ga2 hat einen Fehler von 23 % und zeigte eine sehr geringe natürliche Signalintensität. Da die gemessenen Signale nicht deutlich genug über dem Untergrund des Geräts liegen, wird die Altersbestimmung unpräzise. Zwei Ursachen kommen dafür in Frage: (1) eine auffallend geringe Konzentration von U und Th im Sediment und (2) ein geringer Gehalt an Feldspäten in der Probe.

Die Probe DL1 zeigte beim sogenannten Plateau-Test keine ausreichende Dosis-Stabilität über die Dauer der optischen Stimulation. Die Daten erlauben deshalb keine Berechnung eines absoluten Alters. Es kann angenommen werden, dass die Probe nicht älter als 20 ka ist (Maximumalter). Grund dafür könnte eine ungenügende Nullstellung der Probe zum Zeitpunkt der Ablagerung sein.

Der abschliessende Test zur Signalstabilität konnte aus Materialmangel nur an den Proben Sa2, BR1 und CS3 durchgeführt werden. Diese Proben zeigten keinen signifikanten Signalverlust (< 10 %).

¹⁰⁸ Vgl. hierzu auch VEERHOFF (1992: 30-32) und LAVES & JÄHN (1972).

¹⁰⁹ Bei den OSL-Altern handelt es sich um vorläufige Ergebnisse, die sich noch durch Veränderungen institutsinterner Korrekturfaktoren für die Dosisleistung geringfügig ändern können.

Die **¹⁴C-Datierungen** wurden im Labor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung unter der Leitung von Prof. Dr. M.A. Geyh durchgeführt. Bei dem datierten Material handelt es sich um acht Holzkohle- und zwei Holzproben sowie um eine fAh-Probe, an der Huminsäuren datiert wurden. Die in Tab. A43 zusammengestellten konventionellen ¹⁴C-Alter wurden mit der LIBBY-Halbwertszeit von 5.568 Jahren berechnet und der internationalen Radiokohlenstoff-Zeitskala angepasst (vgl. GEYH & SCHLEICHER 1990: 167). Die ¹⁴C-Daten wurden $\delta^{13}\text{C}$ -korrigiert und die Standardabweichungen (\pm -Werte) schließen alle technischen und durch die chemische Aufbereitung entstandenen Fehler ein. Den Unsicherheiten, die bedingt sind durch Art, Wahl, Entnahme, Lagerung, Kontamination sowie Konservierung der Proben, wurde durch Multiplikation mit dem Faktor zwei weitgehend Rechnung getragen.

Das „wahre“ konventionelle ¹⁴C-Alter liegt mit 68%-iger Wahrscheinlichkeit innerhalb des Zeitintervalls, welches durch das ermittelte konventionelle ¹⁴C-Alter und dessen Standardabweichung festgelegt wird. Wird dieses Intervall verdoppelt, erhöht sich die Wahrscheinlichkeit das wahre konventionelle ¹⁴C-Alter zu erfassen auf 95,5.

5. Bodengeomorphologische Interpretation der geomorphologischen Karte

Die potenzielle Bodenentwicklung im Bagrot-Tal ist eng verknüpft mit der Reliefentwicklung, welche durch die glaziale Dynamik gesteuert wird. Die seit dem LGM schwächer werdenden Eisvorstöße, die die jeweils älteren Vereisungsniveaus wahrscheinlich nicht überschritten, führten nach Deglaziation zu immer größeren Hangabschnitten, auf denen Bodenbildung einsetzen konnte (vgl. Kap. 3.5.1). Zunächst wird versucht auf der Basis der rezenten glazialen Situation und zahlreicher geomorphologischer Hinweise (vgl. hierzu die Karte: Geomorphologische Prozessbereiche im oberen Bagrot-Tal; S 198) die Vergletscherungsgeschichte des Tales zu rekonstruieren und in die Chronologien benachbarter Räume (vgl. Abb. 11) einzuhängen.

Daraufhin wird ein Modell der Hangentwicklung aufgezeigt und nach der Kennzeichnung der oberflächennahen quartären Sedimente wird deren räumliche Verteilung untersucht. Schließlich werden auf der Basis der resultierenden geomorphologischen Prozessbereiche die pedogenetisch näher zu untersuchenden Flächen ausgewählt, auf denen potenziell unterschiedliche pedogenetische Voraussetzungen vorliegen.

5.1 Die rezente glaziale Situation

Das rezente glaziale System deckt auf der geomorphologischen Karte des oberen Bagrot-Tales ca. 1/4 der Gesamtfläche ab. Sein Einzugsgebiet geht aber noch weit über das Kartenfeld hinaus und wird durch insgesamt elf zumeist schuttbedeckte Gletscher geprägt, die z.T. bis auf das Talbodenniveau herab reichen und dieses großflächig ausfüllen. Je nach Größe und Exposition der jeweiligen Gletschereinzugsbereiche handelt es sich, mit Ausnahme der vier großen Talgletscher Hinarche (15 km), Barche (10 km) sowie Yune und Gutumi (6 km), um kleinere Kargletscher mit maximal 3 km Länge (Diran, Beufar, Salini, Aguzapi, Shidelli, Garroy und Palloy).

Während SCHNEIDER (1969) für die Rakaposhi-Region rezente Schneegrenzwerte je nach Exposition von 4.500 – 5.400 m ü.M. angibt, liegen diese im Bagrot-Tal zwischen 4.700 und 5.300 m ü.M.¹¹⁰ Die vier kleinen Kargletscher Palloy, Garroy, Shidelli und Aguzapi befinden sich an der das Tal im Osten abgrenzenden Gebirgskette (Sheckey) und weisen mit ca. 4.700 bis 4.500 m ü.M. von Nord nach Süd kontinuierlich sinkende Karschwellen auf. Da sich diese nord- bis westexponierten Kargletscher knapp unterhalb der Schneegrenze befinden, handelt es sich um Lawinenkesselgletscher.¹¹¹ HASERODT (1989b: 212) beobachtete im benachbarten Haramosh-Tal ebenfalls firnfeldlose Lawinenkesselgletscher. Die Karschwellen der südexponierten Gletscher Diran und Beufar liegen dagegen in einer Höhe von ca. 5.300 m ü.M. und damit oberhalb der Schneegrenze, so dass sie als Firnkesselgletscher mit z.T. rückwärtiger Wandvereisung klassifiziert werden müssen.

Der Barche-Haupttalgletscher sowie die drei großen Seitentalgletscher Hinarche, Yune und Gutumi sind als typische Dammgletscher mit Moränenrampen ausgebildet, die auf eigenem

¹¹⁰ Die barometrisch gemessenen Höhenangaben wichen niemals mehr als 20 Höhenmeter von den in der Karte dargestellten Höhenpunkten ab, so dass diese morphogenetisch relevanten Niveauhöhen vereinfacht in einhunderter Schritten angegeben werden konnten.

¹¹¹ Die Gletscherklassifikation erfolgte nach VISSER (1935) und SCHNEIDER (1962). Erste Beschreibungen von asiatischen Gletschertypen finden sich bei VISSER (1928), v. WISSMANN (1959) und KICK (1956).

Schutt aufliegen und ihr Gletscherbett sukzessive erhöhen.¹¹² Sie unterscheiden sich in Abhängigkeit von Länge und Größe der Einzugsgebiete v.a. durch ihre Dynamik. Während die beiden Gletscher Yune und Gutumi relativ schnell auf Massenhaushaltsänderungen reagieren, sind die Talgletscher Barche und Hinarche aufgrund ihrer größeren Eisvolumina in der Lage, kurzfristige Massenzuwächse zu kompensieren.¹¹³ Dieser Kompensationsmechanismus wirkt bis heute fort und wird in der rezenten Zweiteilung des Barche-Eiskörpers ersichtlich. In dem Abschnitt zwischen den Weidesiedlungen Barche und Gargo ist der Gletscher über einen Kilometer breit und lässt sich in eine nördliche, leicht abgesunkene Toteismasse mit z.T. initialer Bodenbildung und Vegetationssukzessionen (mehrjährige *Betula utilis*) auf der Obermoräne und einen noch aktiven südlichen Eisstrom mit deutlichen Bewegungsspalten und Laminarstrukturen gliedern.

5.2 Quartäre Vereisungsspuren

Während die Endmoränen am Talausgang bei der Ortschaft Oshikandas (1.600 m ü.M.) auf eine hochglaziale Ausdehnung des Bagrot-Talgletschers (der ehemals vereinigte Barche- und Hinarche- Gletscher) von mindestens 25 km Länge hinweisen (HASERODT 1989b: 194; OWEN 1989a: 131), treten im Untersuchungsgebiet fast nur spätglaziale bis rezente Moränen auf. Wegen der steilen Flanken in dem engen Tal sind nur vereinzelt hochglaziale Ablagerungen erhalten. Dennoch gibt es zahlreiche Hinweise auf unterschiedliche Eisrandlagen, die ein shanoz-eiszeitliches Flächenniveau in 4.100 bis 4.200 Meter-Niveau (vgl. Kap. 3.5) und eine yunz-eiszeitliche Schliiffgrenze im 4.000-Meter-Niveau andeuten sowie ein letzteiszeitliches Schliiffbord im 3.500-Meter-Niveau (wahrscheinlich des Borit Jheel-Stadials) sowie Grundmoränen im 3.000-Meter-Niveau aufzeigen.

5.2.1 Die shanoz-eiszeitliche Erosionsbasis

In Nordexpositionen befinden sich zwischen 4.000 und 4.200 m ü.M. in den Weidegebieten Lesch und Sharu Rung Hangverflachungen, die in Anlehnung an die Befunde von OWEN (1989a: 141) als Reste eines shanoz-eiszeitlichen Flächenniveaus interpretiert werden können. Bei Sharo Rung liegt in ca. 4.100 m ü.M. ein Karsee. Der etwas nördlich hiervon freistehende und 4.200 m hohe Gipfel könnte dementsprechend als ein yunz-eiszeitlicher Rundhöcker oder letzteiszeitlicher Nunatak angesprochen werden und liefert den höchstgelegenen Befund für eine Vergletscherung. Generell steigen die die Seitentäler trennenden Kämme in diesem Höhenniveau relativ sanft an, bevor sie sich oberhalb von ca. 4.500 m, als Grate zugespitzt, extrem versteilen.

¹¹² HEIM (1933: 71f) und HEIM & GANSSER (1939: 233) prägten den Begriff Dammgletscher.

¹¹³ Die einheimische Bevölkerung differenziert häufig fluktuierende „weibliche“ von relativ konstanten „männlichen“ Gletschern. In einer Legende wird beschrieben, wie durch das gemeinsame Vergraben von weiblichem und männlichem Gletschereis oberhalb der Weidegründe ein neuer Gletscher „gepflanzt“ werden kann.

5.2.2 Die yunz-eiszeitliche Schliiffgrenze

Die oberhalb der Sommersiedlungen Diran, Bijoban, Dar und Barche ausgeprägten Dreiecksfacetten der Hänge laufen alle zwischen 4.000 und 4.200 m Höhe spitz zusammen, wobei die rückwärtigen Kämme relativ flach ansteigen (s.o.). Diese Spitzen kennzeichnen die yunz-eiszeitliche Schliiffgrenze, welche im Folgenden als 4.000-Meter-Niveau bezeichnet wird. Unterhalb des Palloy-Gletschers und um den bereits erwähnten Nunatak herum verlaufen Geländestufen in etwa 4.000 m Höhe, über die Wasserfälle fließen. Auch HASERODT (1989b: 194) beschreibt aus dem mittleren Talabschnitt gegenüber von Bulche und oberhalb von Chirah solche Hängetalschwellen, die aber wesentlich tiefer liegen.

5.2.3 Die borit-jheel-eiszeitlichen Befunde

In der Verlängerung des Grates zwischen Gutumi- und Salini-Gletscher befindet sich in ca. 4.000 m ü.M. ein inaktiver Blockgletscher, der als Relikt eines letztglazialen Kargletschers interpretiert wird. Nördlich des Palloy-Gletschers liegt ein weiteres nahezu komplett mit Frostschutt verfülltes Kar, das an seiner halbkreisförmigen und vergrateten Rückwand zu erkennen ist.

Auf der südexponierten Flanke befindet sich in Verlängerung des Grates zwischen Diran- und Beufar-Gletscher in ca. 4.200 m ü.M. ein Kar. Die rückwärtige Karwand ist zugeschärft und ein mittig ansetzender Sporn gliedert das Kar in zwei kleinere Karbecken, die mittlerweile mit Frostschutt verfüllt sind. Aufgrund des expositions- und strahlungsbedingten Wasserhaushaltes konnte hier kein Blockgletscher überdauern. Unterhalb der Karschwelle setzt eine ca. 1.000 m lange Schutthalde an, die sich im basalen Bereich in Form eines Schuttfächers ausweitet, so dass Moränen nicht erhalten sind.

Oberhalb der Sommersiedlung Diran ist in ca. 3.500 m Höhe eine Schliiffgrenze zu erkennen, deren Verlauf bis zu den Weidegebieten Bari Rung, oberhalb von Dar sowie auf der orographisch linken Beufar-Talseite, nachvollzogen werden kann. Ein korrespondierender Moränenterrassenrest wird außerhalb des Kartenblattes im mittleren Talabschnitt oberhalb der Siedlung Bulchi bewässert und als Sommeranbaufläche genutzt. Oberhalb der Bewässerungsterrassen der Sommersiedlung Diran befindet sich in 3.400 m Höhe eine episodische Quelle, die auf einen Materialwechsel hindeutet. Da sich in den Hangsedimenten nur bis in eine Höhe von ca. 3.500 m ü.M. Moränenmaterial nachweisen lässt, handelt es sich wahrscheinlich um die maximale letztglaziale Eisrandlage (LGM).

Desweiteren befindet sich östlich der rezenten Gutumi-Gletscherzunge ein Sporn, dessen Fläche ebenfalls 3.500 m hoch liegt und mit einer etwas talaufwärts verlaufenden Hangkante korrespondiert. In diesem Talabschnitt drückte der letztglaziale Eisstrom gegen den orographisch linken Hang und intensivierte die Glazialerosion, wovon rezent zahlreiche große Abrissnischen am darüber liegenden Kamm zeugen. Demgegenüber konnte am „Gleithang“ der Sporn überdauern, dessen Fläche evt. einer yunz-eiszeitlichen Erosionsbasis zuzuordnen ist und dessen Kante einen Anhaltspunkt für die letzteiszeitliche Eisrandlage liefert. Das bergsturzähnliche Ereignis auf der einen und die Vollform auf der anderen Seite wurde zudem petrographisch durch die stark geklüfteten Metasedimentite begünstigt.

Eine weitere markante und landschaftsgenetisch bedeutsame Geländekante befindet sich im 3.000-Meter-Niveau, auf die sich die großen Schutfächer oberhalb von Sat und Bijoban eingestellt haben. Unterhalb der Kante steht stark konsolidiertes Moränenmaterial an. Dieser Materialwechsel spiegelt sich in zahlreichen episodisch schüttenden Schichtquellen entlang dieser Niveaulinie wider. Oberhalb von Bijoban zeugt ein kleiner Moränenterrassenrest mit einer Kante in 2.800 m Höhe von einem weiteren Niveau, welches mit der unteren Kante des großen Moränenkomplexes von Dar korrespondiert. Der untere Bereich dieses Komplexes wird bewässert und ackerbaulich genutzt und ist durch ein Tälchen unterhalb einer Schichtquelle von dem oberen Bereich getrennt. Diese Schichtquelle markiert den Übergang zwischen der verdichteten hochglazialen Grundmoräne (LGM) und dem spät- bis neoglazialen End- und Ufermoränenkomplex der hier konvergierenden Yune- und Barche-Gletscher.

Das 3.000-Meter-Niveau korrespondiert mit dem Moränenterrassenniveau bei Koschopal. Die Fläche Koschopal liegt am Talausgang von Gutumi orographisch rechts im Bereich der hochglazialen Konfluenz des Gutumi-Gletschers mit dem Barche-Haupttalgletscher. Nach der Deglaziation konnten, im Zwickel der die beiden Gletscher entwässernden Flüsse, hochglaziale Grundmoränenrelikte in Form von Terrassenfragmenten konserviert werden. Diese Ablagerungen werden zusätzlich durch zwei Bergkämme geschützt, die sich etwas oberhalb von Koschopal zum Bergrücken zwischen den Seitentälern Gutumi und Gargo vereinigen.

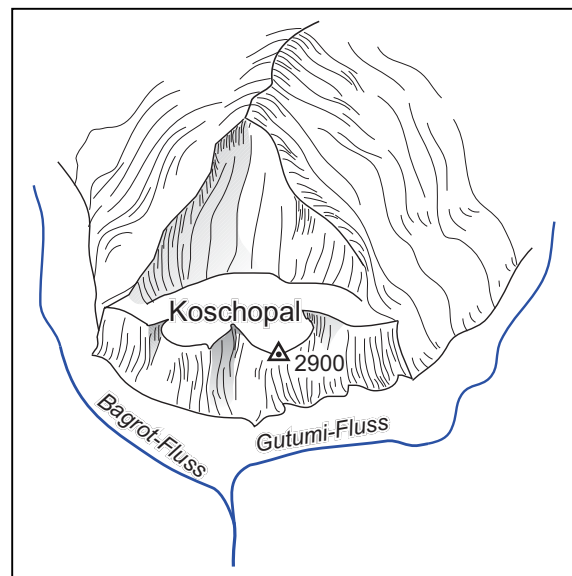


Abb. 19: Reliefsituation Koschopal

Die Hangverflachung im 3.000 m-Niveau des unteren Dameh-Hanges steht im Gegensatz zum hochglazialen Grundmoränenterrassenrest bei Koschopal im Zusammenhang mit der Hinarche- und Barche-Gletscher-Konfluenz. Deren Genese wird wie folgt gedeutet: Am unteren Dameh-Hang drückte der letzteiszeitliche Hinarche-Gletscher frontal gegen den nordexponierten Hang. Unterhalb der Konfluenzstufe wurde die Erosionsbasis tiefer gelegt und der Hangfuß extrem übersteilt. Wahrscheinlich ein spätglazialer Vorstoß (vermutlich das Ghulkin II –Stadial; vgl. Datierung im Profil DL1) hinterließ oberhalb dieser Versteilung eine mächtige Moräne im 3.000 m-Niveau. Das hierdurch hervorgerufene Ufertälchen wurde nach und nach u.a. mit fluviolakustrischen Sedimenten verfüllt, so dass ein Flächenniveau entstand, welches nach dem Eisrückzug nicht komplett abgetragen wurde.

Die Erhaltung der genetisch und zeitlich unterschiedlichen Flächenniveaus von Koschopal und Dameh sind durch die jeweilige topographische Gunstlage begründet und beide Oberflächen sind mit Hangschutt und anderen Mischsubstraten sowie Spülsedimenten bedeckt.

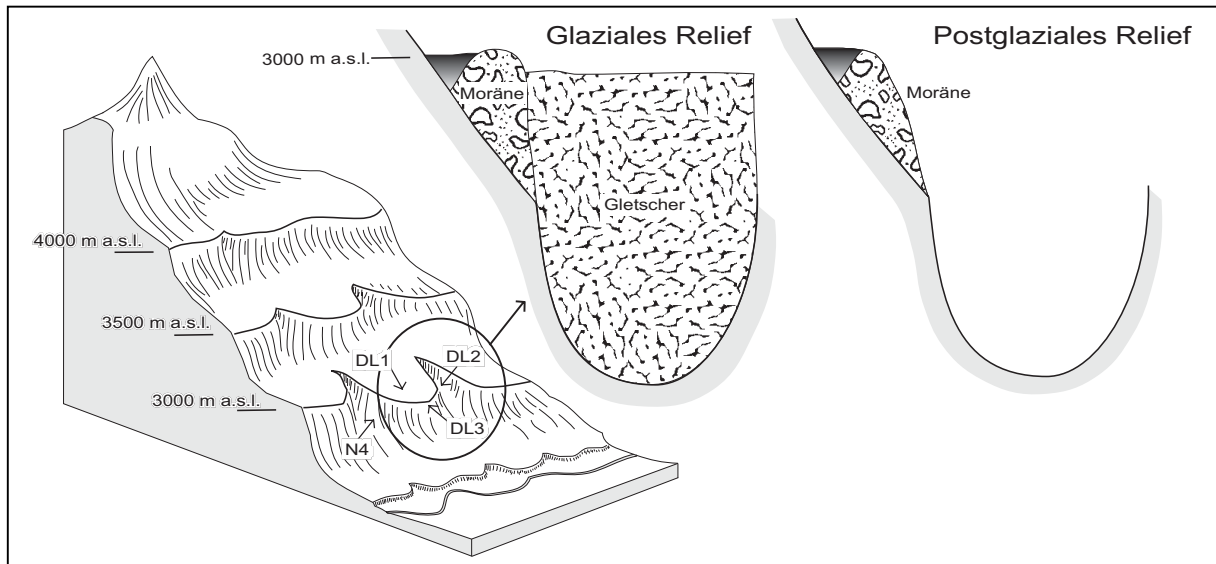


Abb. 20: Reliefsituation Dameh-Low

Weitere, wahrscheinlich hochglaziale, moränische Relikte konnten am Dameh-Hang, 800 m oberhalb der rezenten Hinarche-Gletscherzunge, identifiziert werden. Hier wurden drei nahezu parallel verlaufende Moränenwälle im Konfluenzbereich des Barche- und Hinarche-Gletschers geschüttet. Deren Genese könnte aber auch auf einen Vorstoß des Hinarche-Gletschers zu einem Zeitpunkt zurückgehen, an dem der Barche-Gletscher bereits stark zurückgeschmolzen war.

Neben den unterschiedlichen Höhen-Niveaus, Kanten, Hängetaleinmündungen und den oben angesprochenen Yune-Barche- und Hinarche-Barche-Konfluenzstufen zeugt die Entwässerung der Kargletscher Diran und Beufar durch einen Klammabschnitt sowie der Gefälleknick des Gutumi-Flusses beim Eintritt in die Haupttalkammer von weiteren Konfluenzstufen und somit von einem hochglazial geschlossenen Eisstromnetz im oberen Bagrot-Tal.

5.2.4 Spätglaziale bis neuzeitliche Befunde

Die Gletscher Garroy, Shidelli und Palloy besitzen zwei spätglaziale bis neoglaziale Lateralmoränenwälle, deren ältere und z.T. bewaldeten Kämme nur teilweise überschüttet worden sind und bis weit unter 4.000 m ü.M. hinab reichen. Auch RÖTHLISBERGER (1986: 86) stellt diese äußeren, älteren Moränen in das Spätglazial. Demgegenüber sind im Vorfeld der südexponierten Kargletscher lediglich neuzeitlich bis rezente Ablagerungen erhalten.

Die neoglazialen bis rezenten Moränen der Talgletscher wurden bereits von RÖTHLISBERGER (1986) und HASERODT (1989b) beschrieben. Sie besitzen markante Ufermoränen, die von HASERODT (1989b: 211), in Anlehnung an KICK (1956, 1985), als große Lateralmoränen (GLM) bezeichnet werden und die die typischen Ufertäler abgrenzen. HASERODT (1989b: 214) gibt für die GLM auf der Basis von Baumringauszählungen an Baumstümpfen ein Alter von mindestens 260-290 Jahren vor heute an. Er ordnet die inneren Moränenkränze, die nur stellenweise den äußeren Wall überschüttet haben, einem neuzeitlichen Vorstoß um die vorletzte Jahrhundertwende zu (ebd. 1989b: 214). Auch RÖTHLISBERGER (1986: 91), der 1980 im Bagrot-Tal arbeitete, bestätigt nach der

Auswertung von Bildmaterial (HAYDEN 1907), Kartenmaterial (CONWAY 1894, Survey of India 1909) sowie eigenen Aufnahmen (1980) und ¹⁴C-Datierungen einen Vorstoß um 1900.

Die Karte CONWAY's von 1892 (In: RÖTHLISBERGER 1986: 89) zeigt für das obere Bagrot-Tal eine historische Vereisungssituation, bei der der rezente Blockgletscher (s.o.) als Kargletscher und der Salini- mit dem Aguzapi-Gletscher vereint dargestellt wird. Dieser Seitentalgletscher wurde zusätzlich aus einem Kargletscher, der sich sichelförmig um den 4.200 m hohen Nunatak bei der heutigen Hochweide Sharo Rung ausdehnte, über einen Transfluenzpass hinweg genährt. Die Vereisung der Gletscher Garroy und Shidelli stimmt in der Karte mit den oben erwähnten jüngeren Lateralmoränen überein. Auch das Kar nördlich von Palloy ist in der Karte vergletschert, dagegen wird das Kar oberhalb der großen Schutthalde am Diran-Hang nicht dargestellt.

Zwischen 1906 und 1980 veränderte sich die Situation am Hinarche- und Barche-Gletschertor nur geringfügig (RÖTHLISBERGER 1986: 92, 95). Lediglich der westliche Teil der zweilappigen Hinarche-Zunge ist um ca. 100 m zurückgeschmolzen und hat an Volumen verloren. Nach eigenen Beobachtungen stieß die östliche Zunge noch bis 1997 gegen den Dameh-Hang und das obere Bagrot-Tal wurde subglazial entwässert. Im Sommer 1999 existierte dieser Eiskontakt mit dem Gegenhang nicht mehr, so dass heute die Querung des Bagrot-Flusses über die ehemalige Eisbrücke nicht mehr möglich ist.

Auffällig sind die girlandenförmigen Ausbuchtungen kleiner Moränen aus dem Hauptkamm der GLM im Bereich der Zungenenden des Hinarche- (orogr. links) und des Yune-Gletschers (orogr. rechts), welche sich in Form von kleinen Wällen oder Eislappenmoränen darstellen. RÖTHLISBERGER (1986: 88f.) weist zurecht darauf hin, dass dies durch unterschiedliche Eisgeschwindigkeiten, die Trägheit des schuttbedeckten Eisstromes oder die Erhöhung des Gletscherbettes erklärt werden kann. Im oberen Bagrot-Tal ist aber v.a. die jeweilige besondere topographische und glaziologische Situation ausschlaggebend. Das seitliche Ausscheren des Hinarche-Gletschers ist auf den Eisrückstau zurückzuführen, der durch das Auftreffen der Gletscherzunge auf den Dameh-Hang oder gar auf den vorgerückten Barche-Gletscher erfolgte. Im Fall des Yune-Gletschers fungierte ebenfalls der Barche-Gletscher als entsprechendes Widerlager, so dass die Depositionsgenese und Formencharakteristik dieser Eislappenmoränen erheblich von der Glazialdynamik des Barche-Gletschers beeinflusst wurde.

Die höchsten Eislappenmoränenkämme des Hinarche-Gletschers oberhalb von Shali Kui erreichen das 3.000-Meter-Niveau des gegenüberliegenden Diran-Hanges nicht, was für ein spät- bis neoglaziales Stadium spricht. Talaufwärts nimmt RÖTHLISBERGER (1986: 86, 96) für die äußere GLM, die dort neuzeitlich nicht überschüttet wurde, auf der Basis von Bodenbildungen ein Alter von einigen tausend Jahren an. Das bedeutet, dass die GLM spät- bis neoglazial angelegt worden ist und dass neuzeitliche Vorstöße zwischen den konsolidierten und steilen inneren Moränenflanken kanalisiert wurden und somit die GLM nur stellenweise überschüttet werden konnte.

Ein vergleichbares Bild zeigt sich am Zusammenfluss von Yune- und Barche-Gletscher, wo eine ältere Moräneninsel von einem jüngeren Moränenkranz umgeben wird. Im Bereich des Barche-Gletschertores können orographisch rechts mindestens drei Vorstöße anhand hintereinander gestaffelter Ufermoränen differenziert werden. Auf dem innersten und jüngsten Moränenkamm datierte RÖTHLISBERGER (1986: 90, 96) einen überschütteten Boden auf den Zeitraum zwischen 190 (Huminsäure) und 585 b.p. (Totale organische

Substanz), was mit den dendrochronologischen Befunden auf der neuzeitlich überschütteten GLM von HASERODT (1989b: 211) in etwa übereinstimmt und das neuzeitliche Überfahren (evtl. 1850) einer spätmittelalterlichen Ufermoräne impliziert.¹¹⁴ Die beiden hinteren Moränenkämme werden ohne jede weitere Erläuterung bereits dem Spätglazial zugeordnet (ebd. 1986: 96), obwohl sie strukturell und farblich der ersten sehr stark ähneln und nach Ansicht des Verfassers ebenfalls neuzeitliches Alter aufweisen (vgl. Abb. 21).

Die äußerste und älteste dieser mittelalterlichen Lateralmoränen schmiegt sich einer neoglazialen Yune-Endmoräne an. Letztere wurde erosiv durchbrochen, so dass ihr Querprofil in Form eines bis zu 80 Meter hohen Moränenkliffs aufgeschlossen ist. Dieses Kliff konnte anhand eines überschütteten A-Horizontes auf ein Mindestalter von 3.620 b.p. datiert werden. RÖTHLISBERGER (1986: 90, 96) vertritt die Ansicht, dass der nachfolgende Vorstoß kurz darauf erfolgt sein muss und schätzt ihn auf ca. 3.200 b.p.

Die unterschiedlichen Moränenkämme auf dem **neoglazialen Moränenkomplex von Dar** zeichnen eine komplexe Genese nach, die auf das Wechselspiel der auf Massenhaushaltsänderungen asynchron reagierenden Yune- und Barche-Gletscher zurückzuführen sind. So lassen sich anhand von Kammverläufen Yune-Seitenmoränen von Stirn- und Seitenmoränen, die u.U. durch einen vereinigten Yune-Barche-Gletscher aufgeworfen wurden, unterscheiden. Zahlreiche hintereinander gestaffelte Eislappenmoränen dokumentieren wiederkehrende Ausbrüche von Eiszungen über die orographisch rechte Yune-Seitenmoräne hinweg. So lässt sich folgende Gesetzmäßigkeit postulieren: Stösst der relativ träge Barche-Gletscher vor, führt dies zum seitlichen Ausscheren des Yune-Gletschers und schmilzt der Barche-Gletscher zurück, kann der Yune-Gletscher dem Gefälle entsprechend vordringen.

Der erosive Anschnitt dieses neoglazialen End- und Lateralmoränenkomplexes von Dar und somit die Entstehung des oben genannten Moränenkliffs wird von RÖTHLISBERGER (1986: 96) mit einem Stauseeausbruch in Zusammenhang gebracht, der sich um 1900 ereignet haben soll. Er bezieht sich dabei auf HAYDEN (1907) und auf mündliche Mitteilungen der einheimischen Bevölkerung, die oft von solchen Ereignissen berichten. So wurde auch dem Verfasser in Interviews immer wieder versichert, dass unterhalb des Barche-Gletschertores, zwischen den Sommersiedlungen Sat und Gossoner, der ursprünglich fruchtbare und ackerbaulich genutzte Talboden durch ein katastrophales Flutereignis zerstört worden sein soll. Die am Dameh- und Diran-Hang in 2.650 m ü.M. verlaufende Terrassenkante ist u.U. hierauf zurückzuführen.

Diese Flut ist auf den Ausbruch eines Eisstausees im Zwickel der orographisch linken Yune- und orographisch rechten Barche-Seitenmoräne zurückzuführen. Der so eingeschlossene Barche-Kessel wird rezent subglazial entwässert. Nahe der Weidesiedlung Barche zeugen mehrere Meter hohe und aus fluviolakustrischen Sedimenten aufgebaute Terrassen von einem Stausee mit einer Wasserfläche von ca. 180.000 m². Bei einer geschätzten Seetiefe von durchschnittlich 20 Metern ergäbe das ein Volumen von 3.600.000 m³. Die Ursache für den Seeausbruch ist wahrscheinlich das Rückschmelzen eines neoglazialen Barche-Gletscherhochstandes.

¹¹⁴ Nach RÖTHLISBERGER (1986: 307) gibt die Datierung der totalen organischen Substanz den Beginn und die Analyse von Huminsäuren das Ende der Bodenbildung an. Somit erhält man ein Mindestalter für den vorangegangenen und ein Maximalalter für den folgenden Gletschervorstoß.

Ein solches Szenario ist zwar angesichts der im Barche-See gefassten Wassermassen durchaus denkbar, aber zu dem von HAYDEN (1907) angegebenen Zeitpunkt nicht möglich, da die von RÖTHLISBERGER (1986) datierte mittelalterliche (585 b.p.) Moräne unterhalb des Moränenkliffs im Talbodenniveau liegt und wesentlich erosionsanfälliger als das überdauernde neoglaziale Moränenkliff ist und somit jünger als das Flutereignis sein muss.

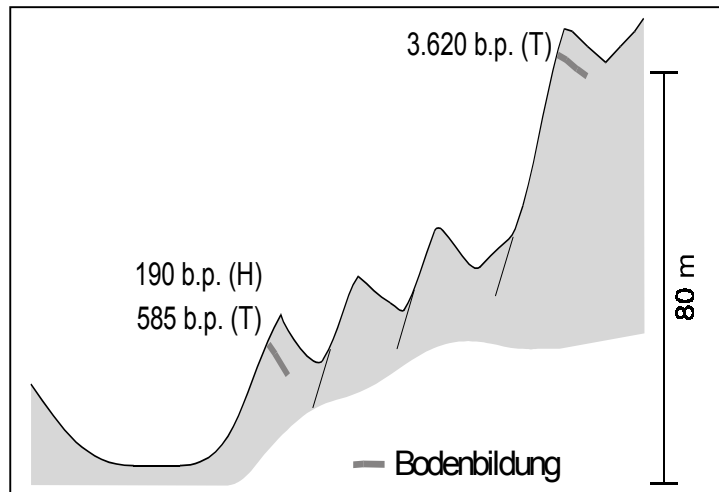


Abb. 21: Reliefsituation Dar-Komplex unterhalb des Barche Gletschertores

Ausgehend von der Annahme, dass die Besiedlung des Bagrot-Tales frühestens 1000 n. Chr. einsetzte (vgl. Kap. 3.4) und der Seeausbruch vor einem erneuten mittelalterlichen Vorstoß erfolgte, fällt das Ereignis in den Zeitraum zwischen 1000 und 1400 n. Chr. Eigene Holzkohle-Proben aus einem Brandhorizont auf dem höchstgelegenen Flussterrassenfragment in 2.570 m ü.M. zwischen Sat und Gossoner ergaben ein kalibriertes ¹⁴C-Alter von 1295-1405 n. Chr. Der Brandhorizont könnte durch Brandrodung zur Urbarmachung für Siedlungs- und Ackerflächen entstanden sein. Die Flutkatastrophe muss somit vor einem spätmittelalterlichen Barchevorstoß und nach dem Brand, der frühestens 1300 stattfand, erfolgt sein. Somit kann das Flutereignis auf die Zeit zwischen 1300 und 1400 n. Chr. eingegrenzt werden. Leider ist es nicht möglich, diesen Zeitraum mit wahrscheinlich erhöhter Erwärmung durch z.B. dendrochronologische Proxydaten weiter einzuengen, da die schuttbedeckten Eiskörper stark verzögert auf Temperaturänderungen reagieren und die zeitliche Verzögerung nicht genau ermittelt werden kann (ESPER 2000: 109).

5.3 Hangentwicklung

Die Hangentwicklung im Untersuchungsgebiet wird zusätzlich zur pleistozänen Glazialdynamik von der spätpleistozänen und holozänen Klima- und Vegetationsentwicklung beeinflusst und bestimmt im Wesentlichen die rezente Lockersubstratverteilung. Ausgehend von der oben erläuterten quartären Gletschergeschichte muss bzgl. der Hangentwicklung von mehreren Perioden mit folgender Prozessabfolge ausgegangen werden:

- Eisvorstoß mit Trogtalformung und glazialer Akkumulation (Ufer-, End- u. Grundmoränen),
- Eisrückzug und verstärkte glazifluviale Dynamik,
- Einschneidung der Grundmoräne mit Kerbtal- oder Klammmentwicklung,
- Hangrückverlegung und Erosion der Lateralmoränen,
- Hangfußschuttformen verzahnen sich mit Flussterrassen,
- Mittelhangschuttformen stellen sich auf Trogschulter ein,
- stellenweise erosive Rückverlegung der Trogschulterkante,
- Glatthangbildung oberhalb der Trogschulterkante
- Oberhänge als Relikte einer vorletzteiszeitlichen Reliefformung bleiben relativ stabil,
- in der obersten Höhenstufe führt nivale Dynamik zu steilen Felswänden mit Graten.

Für die räumliche Anordnung geomorphodynamisch unterschiedlicher Oberflächen und assoziierter Ausgangssubstrate im oberen Bagrot-Tal ist die Hangentwicklung seit dem spätglazialen Ghulkin II-Stadial (ca. 30-20 ka) relevant und soll im Folgenden näher erläutert werden.

Ein prä-letzteiszeitliches Kerbtal mit yunz-eiszeitlichem Schliffbord im 4.000-Meter-Niveau und angedeuteten shanoz-eiszeitlichen Flächenresten im 4.100-4.200-Meter-Niveau, wird glazial zu einem Trogtal überformt. Die Trogschulter liegt im 3.500-Meter-Niveau, Grundmoränen im 3.000-Meter-Niveau und die Ufermoränen etwas oberhalb der Trogschulter, auf die sich unterschiedliche Schuttkörper einstellen. Auf diesen Schutthängen entwickeln sich vorwiegend in Südexposition Glatthänge. Nach Eisrückzug werden die Ufermoränen größtenteils erodiert und an den übersteilten Hängen unterhalb der Trogschulter setzen gravitative Prozesse verstärkt ein, deren Hangschuttformen sich auf die glazigene Erosionsbasis (Grundmoräne) einstellen. Parallel dazu finden in der breiten Talsohle eine glazifluviale Einschneidung der Grundmoräne durch fluktuierende Wildbachsysteme, Flussterrassenbildung, Schluffauswehung sowie Lössakkumulation auf den Hängen statt.

Neoglaziale Eisvorstöße führen zur Ausbildung der GLM, auf die sich die quartären Decksedimente der übersteilten Hangbereiche einstellen. Der relativ flache Talboden oberhalb der Hinarche-Zunge bis zum Moränenkomplex von Dar bleibt eisfrei und von extremer glazifluvialer Einschneidung weitestgehend verschont, da die Hinarche-Gletscherzunge die Erosionsbasis gewissermaßen „einfriert“ und die rückschreitende Erosion blockiert. Das Fehlen fluviolakustrischer Sedimente deutet darauf hin, dass der Hinarche-Gletscher keinen See aufstaute und dass die Entwässerung der hinteren Talkammer von vornherein subglazial verlief.

Der mittelalterliche Ausbruch des Barche-Gletscherstausees hinterlässt eine Terrasse in 2.570 m ü.M., die durch miteinander verzahnte Flussterrassen und Schwemmfächer aufgebaut wird. Der Bagrot-Fluss entwässerte lange Zeit bis 1997 subglazial unter dem Hinarche-Gletscher hindurch und bewirkte unterhalb der Hinarche-Barche-Konfluenzstufe, im mittleren Bagrot-Tal, eine tiefe Einschneidung der mächtigen pleistozänen Talverfüllung.

Während oberhalb der Trogschultern die Sukzession von alpinen Matten die Hänge und Lössdecken zu stabilisieren vermag, erlaubt die erhöhte Morphodynamik auf den übersteilten und nach der Eisdruckentlastung instabilen Hängen keine rasche und flächenhafte Vegetationsentwicklung. Hier findet mit der Zeit eine Substratdurchmischung statt, die zu mehr oder weniger kalkhaltigen oberflächennahen Lockersubstraten aus Löss, Hangschutt und Moränenmaterial führt. Mit nachlassender Morphodynamik und wahrscheinlich unterstützt durch ein holozänes Klimaoptimum um 7.200 b.p. (SCHLÜTZ 1999: 117) vollzieht sich in diesen Hangabschnitten expositionsbedingt eine unterschiedliche Vegetationsentwicklung und –dynamik mit langsamer Sukzession von *Artemisia* und *Juniperus*-Beständen in Südexposition und rascher Verdichtung des *Picea-Pinus*-Waldes mit entsprechendem Unterwuchs auf nordexponierten Hängen (vgl. Kap. 3.3).

5.4 Substratdifferenzierung

Die im Gelände kartierten Substrattypen lassen sich durch die Kombination der Parameter Skelettgehalt, Lagerung, Bodenart, Gefüge, Farbe und effektive Lagerungsdichte bzw. Eindringwiderstand kennzeichnen und differenzieren. In der Tabelle 8 werden sowohl die für den entsprechenden Substrattyp charakteristischen Eigenschaften (fett gedruckt) als auch die ermittelten Spannbreiten der jeweiligen Parameter angegeben (vgl. Tab. A1-A6).¹¹⁵

Tab. 8: Merkmalskombinationen der Sedimenttypen

Sedimenttyp	Skelett	Lagerung	Bodenart	Gefüge	LD*	Farbe
Hanglöss	Gr1-2	≤ X1	ungeregelt	Uls-Tu4	sub, kru, koh, pla	0,25 - 2,5 10YR, 5YR
	Gr2	X1		Ut3-Ut4	sub, kru	≤ 2,0 10YR
Lössschutt	Gr2-3	X1-2	ungeregelt	Su3-Lu	sub, koh, kit, kru, pla	0,25 - ≥4,5 10YR, 2.5Y, 5YR
	Gr2	X2		Ut2-Uls	koh, sub	≥ 1,5 10YR
Hangschutt	Gr2-5	X2-5	ungeregelt-eingeregelt	Sl3-Uls	ein, koh, sub, kit	0,5 - ≥4,5 10YR, 2.5Y, 5YR
	Gr3	X4		Uls-Su4	ein, koh	≥ 2,0 heterogen
Moränenmaterial	Gr3-4	X2-5	ungeregelt	Sl3-Lu	ein, kit	≥3,75 2.5Y, 5Y
	Gr3	X5		Sl3-Slu	kit	≥ 4,5 2.5Y
glazifluviale Schotter	G1-5	O1-4	ungeregelt, z.T. sortiert	Ss-Ut3	ein, sub, koh	0,25 – 3,5 2.5Y und 5Y
	G4-5	O1-2		Su2-Su3	ein	heterogen heterogen
Fluviolakustrische Sedimente	G1	O1	regelm. S/U Wechsel-lagerung	Su3-Ut4	sub, kru, koh	0,25 - 2,5 5Y, 2.5Y
	-	-		Ut2-Ut4	sub	1,5 – 2,5 5Y

charakteristische bzw. sedimenttypische Eigenschaften sind **fett** gedruckt

* effektive Lagerungsdichte bzw. Eindringwiderstand [kg/cm²]

¹¹⁵ Die Erläuterung der bodenkundlichen Abkürzungen nach der AG Boden (1994) finden sich im Anschluss an Tab. A1.

5.4.1 Hanglöss

Hanglöss zeichnet sich durch vorwiegend schluffhaltige Feinböden (Ut3 - Ut4) sowie relativ geringe Skelettgehalte aus. Der Grobbodenanteil überschreitet 10 % Grus- und 2 % Steingehalte nicht. Die meist scharfkantigen Steine sind nur selten eingeregelt und entsprechen petrographisch dem liegenden Ausgangssubstrat. Hierbei kann es sich um homogen zusammengesetzte Grobböden aus Hangschutt, aber auch um heterogene Gesteine aus Moränen handeln. Der Eindringwiderstand variiert zwischen 0,25 und 2,5 kg/cm², was auf unterschiedliche Umlagerungsprozesse oder differierende Setzungszeiten hinweist. In diesem Sedimenttyp sind die Gefügeformen gut ausgeprägt. Krümel- und Subpolyedergefüge sind typisch, Kittgefüge sind selten und Einzelkorngefüge kommen nicht vor. Der Farbton 10YR überwiegt und 5YR ist an petrographische Sonderstandorte gebunden (vgl. Profil N3F in Kap. 6.1.2). Die 10YR-Farbpalette reicht je nach Verbraunungsgrad und Humusanreicherung von gelblich-braun über dunkelbraun bis zu schwarz.

Unter Hanglöss werden somit die in Kapitel 3.5.4 beschriebenen vorwiegend lösshaltigen Sedimente zusammengefasst. Es handelt sich um Löss, die nach ihrer Deposition z.T. pedogen überprägt und daraufhin, evt. auch währenddessen, verlagert worden sind und als Schwemmlöss, Kolluvien bzw. *colluvial loess*, *loessic silt*, *loessic sediments* oder *loessic colluvium* in der Literatur beschrieben wurden.

5.4.2 Lössschutt

Die Lössschutte sind mit den feinkörnigen lösshaltigen Kolluvien eng verwandt und heben sich, mit bis zu 25 % Grus- und 10 % Steinanteilen v.a. durch den höheren Skelettgehalt von ihnen ab. Die petrographische Zusammensetzung des Grobbodens ist wie bei den lösshaltigen Kolluvien von den liegenden Substraten abhängig.

In den Feinböden dominieren ebenfalls Schluffe (Ut2 – Uls), aber nur selten sind stark tonige Schluffe (Ut4) ausgebildet. Neben sandigen und lehmigen Schluffen kommen schluffige und lehmige Sande vor. Die häufigsten Gefügeformen sind Subpolyeder- und Kohärentgefüge, selten ausgeprägt sind Kitt- und Plattengefüge, wohingegen Krümel- und Einzelkorngefüge ausbleiben. Im Gegensatz zum Hanglöss treten zusätzlich zu 10YR und 5YR der etwas gelblichere Farbton 2.5Y sowie die olivstichige Farbe 5Y auf. Dies ist immer dann der Fall, wenn Moränenmaterial oder Skelett aus den anstehenden Grüngesteinen untergemischt worden ist.

Neben den größeren Skelettgehalten heben sich die Lössschutte von den Hanglössen durch eine stärkere Heterogenität der Bodenfarben und Gefüge sowie durch in der Regel höhere effektive Lagerungsdichten ab.

5.4.3 Hangschutt

Der laterale Transport des Hangschuttes erfolgte im Untersuchungsgebiet entweder solifluidal oder gravitativ. Während in solifluidal verlagerten Hangschutten das Bodenskelett mit seinen Längsachsen entsprechend der Geländeoberfläche eingeregelt wurde und in der Regel eine kompakte und in sich homogene Lagerung aufweist, zeichnet sich der gravitativ verlagerte Schutt durch unregelmäßige und sehr heterogene Lagerung mit häufiger Ausbildung

von Hohlräumen zwischen den während des Transportes verkanteten Gesteinsblöcken aus. Hangschutt weist Skelettgehalte von mindestens mehr als 10 % Grus und 2 % Steinen auf, aber Grobbodenanteile von über 50 % sind die Regel. Die petrographische Zusammensetzung ist meist vom Anstehenden abhängig, kann aber auch auf Moränenmaterial zurückgehen. Die Feinböden variieren dementsprechend mit mittel schluffigen Sanden bis schwach tonigen Schluffen in weiten Grenzen, wobei ein Sandanteil von mehr als 20 % die Regel ist. Die Farb-, Dichte- und Gefügemerkmale sind sehr heterogen. Einzelkorn- und Kohärentgefüge sind charakteristisch für die Hangschutte und die Zunahme von Kitt- und Einzelkorngefügen ist auffällig. Die effektive Lagerungsdichte ist bei erhöhten Grobbodenanteilen schwer zu ermitteln und liegt in der Regel über $2,0 \text{ kg/cm}^2$.

5.4.4 Moränenmaterial

Bei sehr heterogen zusammengesetzten Skelettgehalten zwischen 30 und $> 75 \%$ sind schluffig bis lehmige Sande für die Feinböden der Moränen charakteristisch. Nur vereinzelt treten sandige Schluffe auf. Ferner sind die Farbtöne 2.5Y sowie sehr hohe effektive Lagerungsdichten von mehr als $4,5 \text{ kg/cm}^2$ typisch für Moränenmaterial. Die Gefügeformen sind variabel, wobei Kittgefüge dominieren.

Ältere Moränen sind an den steilen Hängen selten erhalten (vgl. Kap. 3.5.1 und 3.5.5), so dass deren Sedimente oft in den Hangschutten wiederzufinden sind. Moränenmaterial in situ ähnelt in der Körnungscharakteristik dem Hangschutt, lässt sich aber über Farbe, Gefüge und effektive Lagerungsdichte von diesem unterscheiden.

5.4.5 Glazifluviale Sedimente

Glazifluviale Sedimente bauen die geomorphologisch gut erkennbaren Flussterrassen auf oder gehen eindeutig auf glazifluviale Spülprozesse auf der Oberfläche anderer Sedimentkörper zurück. Der petrographisch heterogen zusammengesetzte Grobbodenanteil hängt von der Transportenergie ab und setzt sich meist aus Kies und runden Steinen zusammen. Die teilweise zwischengeschalteten schluffigen Lagen sind in fluviolakustrischem Milieu entstanden und dementsprechend unter Kap. 5.4.6 berücksichtigt. In den Feinböden der glazifluvialen Sedimente kommen neben reinen Sanden schwach bis stark schluffige Sande vor. Die Farbtöne 5Y und 2.5Y dominieren in diesen Sedimenten genauso wie Einzelkorngefüge. Die Lagerungsdichten bewegen sich dagegen in weiten Grenzen und lassen keinen Trend erkennen.

5.4.6 Fluviolakustrische Sedimente

Fluviolakustrische Sedimente sind Ablagerungen im Bereich aufgestauter Vorfluter zumeist in den Ufertälern zwischen Seitenmoräne und Berghang (vgl. Kap. 3.5.4). Charakteristisch sind regelmäßige Wechsellagerungen von sandigen und schluffigen Feinsedimenten ohne Bodenskelett sowie unregelmäßig zwischengeschaltete kiesige Lagen (vgl. Tab. A19, A 41). Diese Kieslagen enthalten sandige Feinböden, die den glazifluvialen Sedimenten (vgl. Kap. 5.4.5) zugeordnet wurden. Unter den fluviolakustrischen Sedimenten werden somit nur die feinkörnigen Wechsellagen verstanden. Je nach Transportenergie handelt es sich um reine, sandige oder schwach bis stark tonige Schluffe, für die der Farbton 5Y typisch ist. Die

Eindringwiderstände bewegen sich meist zwischen 1 und 2 kg/cm² und die Gefügeformen sind sehr heterogen, wobei Einzelkorngefüge nicht auftreten.

5.5 Substratverteilung

Auf der Basis von Voruntersuchungen (REINEKE 1995) und gezielter Kartierung oberflächennaher Substrate konnte ein Zusammenhang zwischen Substrattyp und Vegetationsbedeckung nachgewiesen werden. Auf den Abtragungshängen erkennt man von oben nach unten die Abfolge von feinen, lösshaltigen Kolluvien (Hanglöss) über Lössschutt bis hin zu Hangschutt.

Die feinkörnigen Hanglössse, die zumeist als Kolluvien ausgeprägt sind, sind lediglich in den Bereichen flächenhaft verbreitet, die durch eine dichte Vegetationsdecke vor Abtrag geschützt sind. Das trifft auf die Mattenstufe und etwas eingeschränkt auch auf die Waldstufe zu, wo diese vorwiegend lösshaltigen Feinsedimente auf den Steilhängen nur unter den relativ dichten subhumiden Koniferenbeständen in Nordexposition erhalten sind.

Unterhalb der Waldgrenze treten vermehrt Lössschutte auf, die z.T. mit Hanglössen und Hangschutten verzahnt sind. Hangschutte sind v.a. auf den mit > 40° glazial übersteilten und nahezu vegetationslosen Hängen sowie entlang von linearen Erosionsformen präsent und wechseln mit offen liegenden Felsflächen ab. Für die Höhenstufen des *Artemisia*-Zwerggesträuches und des *Juniperus*-Waldes sind Lössschutte typisch.

An den nordexponierten Talflanken ist der Kalkgehalt der Lockersubstrate u.a. auf die anstehenden Metasedimentite zurückzuführen, während auf den südexponierten Hängen der Kalkgehalt an moränisches Material gebunden ist. So weisen dort die oberflächennahen Hangsedimente nur bis zum 3.500-Meter-Niveau sekundäre Kalkausfällung in Form von Cutanen über Blockschutt auf.

In den Akkumulationsbereichen verzahnen sich Schwemmfächer mit oberflächennahen Löss- und Hangschutten und einem meist hohen Schuttanteil aus Moränenmaterial mit glazifluvialen und fluviolakustrischen Sedimenten sowie deren Übergangstypen. Die fluvial bis lakustrisch geprägten Flächen sind v.a. an den korrespondierenden Oberflächenformen wie Terrassen, rezenten Flußbetten mit *levees* oder Seeböden zu erkennen und im Landschaftskontext eindeutig interpretierbar.

5.6 Die geomorphologischen Prozessbereiche

Der glaziale Prozessbereich umfasst zum einen die rezenten Gletscherflächen, die fast durchgängig mit Obermoräne (offene Dreiecke) bedeckt sind und zum anderen glaziale Akkumulationen (gefüllte Dreiecke) wie Seiten-, End- und Mittelmoränen sowie den großen Moränenkomplex oberhalb der Sommersiedlung Dar. Diese vorwiegend spät- bis neoglazialen Ablagerungen wurden in der Karte zeitlich nicht weiter differenziert.

Die glazifluvialen Prozessbereiche sind an die Entwässerung der zahlreichen Tal- und Kargletscher gebunden. Erst im Talbodenniveau unterhalb des großen Talgletschers Barche nimmt dieser Bereich, mit glazifluvialen Schottern, größere Flächen ein. In diesem Abschnitt, unterhalb des moränischen Dar-Komplexes, fließen die Schmelzwässer der Gletscher Barche, Yune, Gutumi, Salini und Shidelli zusammen und bilden ein verwildertes und

breitenverzweigtes Bachsystem (*braided river*) mit häufig wechselnden Flussverläufen und Uferdämmen aus. Die glazifluvialen Schwemmfächer unterhalb der Gletscher Garroy und Shidelli stellen sich auf die im Spätglazial angelegte GLM des großen Barche-Talgletschers ein.

Die Weidesiedlung Gargo befindet sich in einem Kessel, der durch die orographisch linke Barche-Seitenmoräne sowie zwei Talhänge abgegrenzt wird und in dem insgesamt drei glazifluviale Terrassenniveaus unterschieden werden können. Hier fließen die Schmelzwässer der vier ostexponierten Kargletscher und des Salini-Gletschers zusammen und die Entwässerung erfolgt ab dem tiefsten Punkt des Gargo-Kessels bis zum Barche-Gletschertor subglazial.

Anthropogene Prozessbereiche befinden sich auf Flussterrassen aus glazifluvialen Sedimenten, den darauf eingestellten Schwemmfächern und Schuttkegel aus vorwiegend Hangschutt und z.T. Lössschutt sowie auf glazigenen Flächen, wie dem unteren Teil des Dar-Komplexes oder anderen Moränen (z.B. Shali Kui und Diran). Dort wurden Ackerterrassen angelegt, die über Bewässerungskanäle oder direkt von Quellen mit Wasser versorgt werden. Offengelassene Bewässerungsterrassen am Dameh-Hang und auf dem oberen Teil des Dar-Komplexes zeugen von wahrscheinlich mittelalterlich humideren Klimaverhältnissen (vgl. Kap. 3.4). Entscheidend für die Anlage von Bewässerungsterrassen ist somit der Zugang zu Wasser, die Erreichbarkeit sowie ein nicht zu steiles Relief und weniger die Substrateigenschaften oder das Gefahrenpotenzial, von Massenbewegungen zerstört werden zu können.

In den Ufertälern sind fluviolakustrische Prozessbereiche und korrelierte Sedimente überall dort ausgebildet, wo die glazifluviale Entwässerung zumindest kurzzeitig durch entweder Massenbewegungen, wie oberhalb der Weidesiedlung Manugush, oder durch einen Gletschervorstoß, wie im Bereich der Weidesiedlung Barche, abgeriegelt wurde (vgl. Kap. 3.5.3).

Die höchsten untersuchten Oberflächen befinden sich oberhalb des yunz-eiszeitlichen Schliffbordes (4.000-Meter-Niveau) im periglazialen Prozessbereich, der z.T. bis 3.500 m ü.M. herab reicht. Dieser Prozessbereich kann in eine obere Frostschuttstufe mit hoher Frostwechseldynamik und Materialsortierung und die unter ca. 4.500 m ü.M. anschließende Mattenstufe mit Bodenbildung gegliedert werden. Die Mattenstufe ist substantiell durch Löss geprägt und könnte dementsprechend auch als äolischer Prozessbereich verstanden werden. Da aber rezent v.a. gebundene und oberhalb 4.500 m ü.M. auch ungebundene Solifluktion und weniger die Lössakkumulation wirksam sind, wird dieser Bereich dem periglazialen Milieu zugeordnet. Weitere Formen des periglazialen Prozessbereiches sind Steinstreifen bzw. Frostmusterböden, Thufur-Bildungen, Wanderblöcke, Nivationsnischen sowie der nordexponierte Blockgletscher. Die im mittleren Hangbereich zwischen den 3.500 und 4.000 Meter-Niveaus befindlichen Dreiecksfacetten sind in den oberen Abschnitten als Glatthänge ausgebildet und somit wahrscheinlich im periglazialen Milieu angelegt worden (vgl. Kap. 3.5.3). Sie sind überall dort erhalten, wo sie auch noch rezent im periglazialen Prozessbereich liegen, in dem sich eine geschlossene Mattenvegetation stabilisierend auswirkt und wo für eine Zerstörung weder das Wassereinzugsgebiet ausreicht noch die rückschreitende Erosion weit genug fortgeschritten ist. Die Genese der ebenfalls südexponierten Glatthänge bei Shap Rung

oberhalb der Weidesiedlung Gargo wurde zudem strukturell begünstigt, da hier die Schichtflächen des Anstehenden parallel zur Hangoberfläche einfallen.

Unterhalb des periglazialen Prozessbereichs schliesst sich entweder der gravitative oder der denudative Prozessbereich an. Der Übergang zum denudativen Prozessbereich verläuft in der Regel kontinuierlich und fällt häufig in den Bereich der oberen Waldgrenze, während der Übergang zu den gravitativen Prozessbereichen, die v.a. in steilen Hangpartien ausgeprägt sind, diskontinuierlich verläuft und durch Geländekanten markiert ist. So schließen sich unterhalb des 3.500-Meter-Niveaus oft gravitative Prozessbereiche an, die in ihren Akkumulationsbereichen vorwiegend durch Schutthalden bzw. Schuttkegel gekennzeichnet sind. Die Liefergebiete befinden sich meist in den hochliegenden und steilen Wandpartien der periglazialen Prozessbereiche, in denen durch Frostverwitterung unterschiedlich große Gesteinspartikel (Gruse, Steine oder Gesteinspakete) gelockert und gravitativ verlagert werden. Die vorherrschenden Prozesse sind somit Steinschlag, Fels- und Bergstürze sowie Lawinentätigkeit. Teilweise erfolgt dieser Transport über Nivationsnischen und in intermediären Höhenstufen über Lawinenrinnen durch den denudativen Prozessbereich hindurch bis zum Hangfuß. Eine weitere Variante sind die Schuttakkumulationen unterhalb von Abrissnischen, welche auf die spätglazial bis rezente Übersteilung und Eisdruckentlastung zurückzuführen sind.

Im Bereich der GLM stellen sich die gravitativen Hangschuttformen auf diese ein oder werden glazifluvial unterschritten und somit regelmäßig aktiviert. Die großen Schutthalden oberhalb von Sat und Bijoban sind auf hochglaziale Grundmoränenterrassen eingestellt. Während die Schutthalde von Bijoban aufgrund des geringen Einzugsgebietes in der Mattenstufe vorwiegend durch Lawinen genährt wird und sich langsam stabilisiert, liegt das Nährgebiet des Sat-Schuttfächers in der periglazialen Frostschuttstufe mit ganzjähriger Schuttlieferung. Der Schutttransport wird rezent am Fächerhals aufgrund des darunter anschließenden konvex gewölbten Schuttkörpers auf die Aussenseiten gelenkt, so dass der Fächer im Zentrum mit Vegetationssukzessionen inaktiv ist.

Auch wenn die ausgewiesenen Flächen der meist intermediären denudativen Prozessbereiche mit linearen Transportbahnen durchzogen sind, in denen sowohl fluvialer als auch z.T. gravitativer Transport stattfindet, weisen die Oberflächen zwischen diesen Gerinnen Merkmale flächenhaft wirkender Prozesse auf. Hierauf deuten die in der Regel gekappten Böden ohne Humusprofil hin. Denudative Prozesse wie z.B. Bodenkriechen laufen dort langsam aber stetig ab und führen zu Feinmaterialakkumulationen in Tiefenlinien, welche episodisch, durch Starkregenereignisse mobilisiert, in Form von Muren in das Tal fließen.

Gleitungen und Rutschungen werden im Bereich der anstehenden Schiefer strukturell begünstigt, wenn die Schichtflächen parallel zur Geländeoberfläche verlaufen wie z.B. auf der orographisch rechten Talflanke unterhalb des Salini-Seitentalgletschers oder wo im Bereich glazigener Prallhänge ganze Gesteinspakete gelockert worden sind und abrutschen.

5.7 Die Auswahl der bodenkundlichen Untersuchungsgebiete

Das obere Bagrot-Tal lässt sich in die zwei übergeordneten geomorphologischen Systeme Talhang und Talboden gliedern. Auf den Hängen herrschen die periglazialen, denudativen und gravitativen Prozessbereiche vor. Die gravitativen Prozessbereiche sind in der Regel übersteilt ($> 30^\circ$) und aufgrund geringer Vegetationsbedeckung (*Artemisia*-Zwerggesträuch) äußerst aktiv, so dass dort rezent Bodenbildung stark eingeschränkt wird. Werden diese Prozessbereiche mit der Vegetationshöhenstufung als Ausdruck klimatologischer Vertikalgradienten und geomorphodynamischer Aktivität verschnitten, resultieren unterschiedliche geomorphologische Subsysteme (Tab. 9).

Im Gegensatz zu den Schatthängen ist die Differenzierung in obere und untere Waldstufe auf den südexponierten Talflanken nicht zweckmäßig, da dort lediglich die trockenere Variante des *Juniperus*-Waldes existiert. Unter Berücksichtigung der Prozessbereiche, Vegetationsstufen und der Expositionen lassen sich somit auf den Abtragungshängen potenziell sechs unterschiedliche bodengeomorphologische Einheiten unterscheiden.

Tab. 9: Bodengeomorphologische Einheiten der Talhänge

Hang	Nordexposition	Südexposition
periglaziale PB der alpinen Mattenstufe	Lesch (L)	Bari Rung (BR)
denudative PB der oberen Waldstufe	Dameh (N)	Choki Sai (CS)
denudative PB der unteren Waldstufe	Dameh low (DL)	
denudativer PB der Artemisiasteppe		Sat (Sa)

Die Akkumulationsbereiche der Talböden lassen sich in glaziale, glazifluviale, fluviolakustrische und anthropogene Prozessbereiche gliedern. Die bewässerten Prozessbereiche werden in dieser Arbeit ausgeklammert, da dort pedogenetische Entwicklungspotenziale und Limitierungen an individuelle Meliorationsmaßnahmen der Bergbauern gebunden sind. Bei den glazialen Prozessbereichen werden dagegen spätglaziale Moränen und rezente bis neoglaziale Moränen gesondert betrachtet. Auch in den glazifluvialen Prozessbereichen werden unterschiedliche Terrassenniveaus bodenkundlich untersucht.

Tab. 10: Bodengeomorphologische Einheiten des Talbodens

Talboden	alt	jung
glaziale PB	Dar (D), Gargo (Ga1)	Gargo (Ga5)
glazifluviale PB	Gossoner (Gas2)	Gargo (Ga2-4)
fluviolakustrische PB	Dameh low (DL3)	Barche (Ba1-3)

5.8 Reliefdifferenzierung innerhalb der Prozessbereiche

Die systemische Störung der Bodenbildung durch Hangprozesse führt zu unterschiedlichen Entwicklungsstadien der Böden. Daher müssen die verschiedenen rezent ablaufenden Prozesse auf typischen Oberflächenformen berücksichtigt werden, um die Pedovarianz bzw. Pedokomplexe innerhalb der ausgewiesenen Prozessbereiche charakterisieren zu können. So findet z.B. in den glazialen Prozessbereichen rezent sowohl linearer als auch flächenhafter Abtrag statt. Der Arbeitsmaßstab bezieht sich auf eine Ebene, welche die topographische Variabilität berücksichtigt (Variabilität des Reliefs), auf der diese Hangprozesse ablaufen.¹¹⁶ Innerhalb der ausgewiesenen Testgebiete werden daher die bodenkundlichen Profilstandorte entsprechend des Catena-Konzeptes nach Kuppen-, Hang- und Mulden- bzw. Rinnenpositionen differenziert, um potenzielle Erosions-, Transformations- und Akkumulationsstandorte zu erfassen (vgl. Abb. 3).

Fazit: Die Abbildung 22 zeigt schematisch die Anordnung der geomorphologischen Prozessbereiche im oberen Bagrot-Tal und verdeutlicht folgende Regelmäßigkeiten:

Auf den Talflanken erfolgt von oben nach unten eine Abfolge von periglazialen, denudativen und gravitativen Prozessbereichen. Die denudativen Prozessbereiche können auf den nordexponierten Hängen substanziell in einen oberen Bereich (denudativer PB1 unter subhumiden *Picea-Pinus*-Wald) mit oberflächennahen Hanglössen und einen unteren Bereich (denudativer PB2 unter *Juniperus*-Wald), in dem vorwiegend Lössschutte die Decksedimente bilden, differenziert werden.

Der Anteil der gravitativen Prozessbereiche ist auf der südexponierten Abdachung größer als auf der gegenüber liegenden Seite. Auf Sonnhängen erstrecken sich die gravitativen Prozessbereiche z.T. vom periglazial geprägten Niveau der Frostschuttstufe bis zum Talbodenniveau. Außerdem ist die rückschreitende Verlagerung der glazial übersteilten Hangbereiche aufgrund geringerer Vegetationsbedeckung und, im Vergleich zur Nordexposition, nach oben verschobener Grenzen der Vegetationshöhenstufen, insbesondere des *Juniperus*-Waldes, weiter fortgeschritten. Auch der stärkere Oberflächenabfluss auf südexponierten Hängen trägt zu dieser Talasymmetrie bei.

An den Hangfüßen verzahnen sich Hangschuttformen wie Schwemmfächer und Schuttkegel mit glazifluvialen Terrassen. Hier und auf glazigenen Flächen wurden Bewässerungsterrassen angelegt, die die anthropogenen Prozessbereiche darstellen.

Die glazialen Prozessbereiche werden, neben den rezenten schuttbedeckten Gletschern, die bis in das semiaride Talbodenniveau herabreichen, durch spät- bis neoglaziale Moränen gebildet.

Die fluviolakustrischen Prozessbereiche befinden sich im Talbodenniveau in den Ufertälern und sind auf Seen zurückzuführen, die entweder durch Hangrutschungen und andere Massenbewegungen oder durch vorstoßende Gletscher aufgestaut wurden.

Der rezente glazifluviale Abfluss findet in Form von breitenverzweigten Abflusssystemen mit stark fluktuierenden Bachverläufen statt. Das rezente Flussbett und die durch fluvioglaziale

¹¹⁶ Nach Mc DERMID & FRANKLIN (1995) müssen Oberflächen auf verschiedenen Maßstabsebenen betrachtet werden, die mit Erosion, Ablagerung und Verteilung von Landformen im Zusammenhang stehen.

Schotter aufgebauten Flussterrassen bilden die glazifluvialen Prozessbereiche im Talbodenniveau.

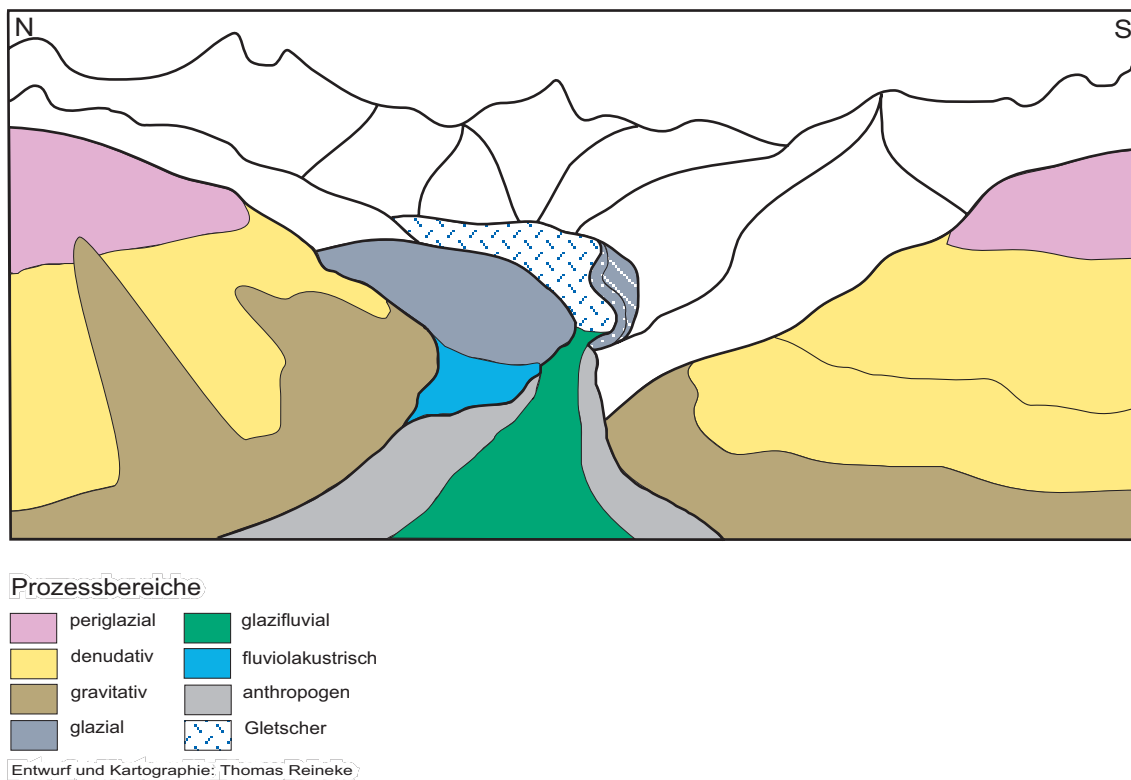


Abb. 22: Schematische Darstellung der geomorphologischen Prozessbereiche

6. Pedostratigraphische Kennzeichnung der Profile in den geomorphologischen Prozessbereichen unter Berücksichtigung der laboranalytischen Befunde

Im Folgenden werden die bodenkundlichen Leitprofile pedostratigraphisch bzw. boden-geomorphologisch interpretiert. Hierzu wird sowohl die feldanalytische Kennzeichnung (Tab. A7-A41) als auch die laboranalytische Charakterisierung (Tab. A45-A47) der Profile berücksichtigt. Zunächst wird in den Kapiteln 6.1 und 6.2 die Bodenkennzeichnung der Prozessbereiche auf den unterschiedlich exponierten Hängen und schließlich in Kapitel 6.3 die der Prozessbereiche im Talbodenniveau vorgenommen.

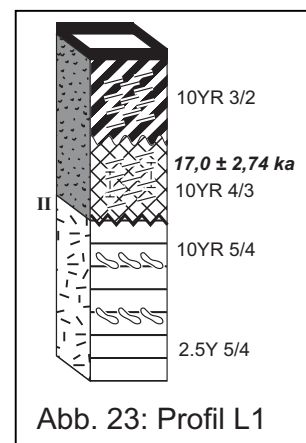
Neben der reliefbezogenen Einordnung der Bodenprofile innerhalb der jeweiligen Prozessbereiche und der Analyse genetischer Beziehungen der Profile untereinander stehen Substrataufbau und die laboranalytische Kennzeichnung der Bodenhorizonte und Bodensedimente im Vordergrund. Zuletzt werden die Bodentypen bzw. Bodenformen nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft (AG Boden 1994) klassifiziert. Die Einordnung in die *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff 1999) erscheint vor dem Hintergrund der zu erwartenden geomorphodynamisch geprägten Schichtprofile wenig sinnvoll, da dort genetische Kriterien kaum berücksichtigt werden. Die Legende zu den Bodenprofilardarstellungen befindet sich in Abb. 59 auf Seite 117 am Ende dieses Kapitels.

6.1 Die Böden der nordexponierten Talflanken

6.1.1 Periglazialer Prozessbereich der alpinen Mattenstufe

Im Weidegebiet Lesch¹¹⁷ wurden exemplarisch für die Böden des periglazialen Prozessbereiches unter Mattenvegetation auf den nordexponierten Talflanken insgesamt drei Leitprofile näher untersucht. Dieses Weidegebiet befindet sich zwischen 3.900 und 4.200 m Höhe an der Nordabdachung des Dubani-Massivs. Es wurde jeweils ein Profil in Kuppenlage (L1), Muldenlage (L2) sowie auf einem Mittelhang (L3) mit unterschiedlichen geomorphodynamischen sowie stoff- und wasserhaushaltlichen Voraussetzungen untersucht. An allen drei Standorten zeugt die Humusform mullartiger Moder und die geschlossene Mattenvegetation von rezent relativ stabilen Reliefbedingungen. Lediglich vereinzelte Wanderblöcke sowie Rasentreppen belegen periglaziale Prozesse.

Das **Profil L1** wurde auf einer flachen Kuppe angelegt und ist mit einer 30 cm mächtigen Hanglössdecke über einer bis in 60 cm Tiefe aufgeschlossenen solifluidalen Hangschuttdecke zweischichtig. Im dem auf $17,0 \pm 2,74$ ka datierten (OSL) Hanglöss ist ein 15 cm mächtiger dunkel graubrauner A- und ein 15 cm mächtiger MBv-Horizont mit jeweils stark tonigem Schluff ausgebildet. Das Profil ist bei mittelsauren pH-Werten um 5 carbonatfrei und weist bis zum ICv-Horizont aus Hangschutt einen pH-Anstieg bis 5,7 auf. Charakteristisch für diesen Standort ist der mit 13,4 % sehr hohe Anteil an organischem Kohlenstoff (C_{org}) in einem vergleichsweise mächtigen und dunklen Ah-Horizont, der stark durchwurzelt ist. Neben der kräftigen Verbraunung und dem hohen Tonanteil von



¹¹⁷ Lesch ist die Bezeichnung einer Vogelart, die hier vermehrt vorkommt und bevorzugt gejagt wird.

22 % im MBv-Horizont zeichnet das Profil das durch Frostdynamik schuppig bis plattig ausgeprägte Gefüge mit sehr stabilen Bodenaggregaten aus.¹¹⁸ Es handelt sich um eine **mäßig saure Kolluvium-Braunerde aus Hanglöss über Hangschutt**.

Im **Profil L2** spiegeln mehrere Schichtwechsel einen typischen Akkumulationsstandort wider. Es befindet sich etwa 35 m von Profil L1 entfernt in einer seichten Senke, in der sich eine Buckelwiese mit regelmäßig angeordneten Thufur entwickelt hat.¹¹⁹ Diese Hydrolaccolithe werden hier 20 bis 30 cm hoch, besitzen Durchmesser von 40 bis 80 cm und meist einen runden bis ovalen Grundriss. Das Bodenprofil L2 wurde durch das Zentrum eines Thufa gelegt.

An der Profilbasis ist eine solifluidale Hangschuttdecke bis in 125 cm Tiefe aufgeschlossen, der ein geringmächtiger Hanglöss aufliegt. Darüber folgen drei weitere Schichten aus Lössschutt, solifluidalem Hangschutt und schließlich einem weiteren lösshaltigen Kolluvium an der Geländeoberfläche. Die wahrscheinlich ursprünglich annähernd horizontale Schichtung dieser Substrate wurde nachträglich durch Kryoturbation gestört, so dass nun große skeletthaltige Linsen von schluffigen Feinsedimenten eingeschlossen werden.

Im lösshaltigen Substrat ist in 80 cm Tiefe ein fAh-Horizont mit 9,4 % C_{org} ausgeprägt. Die rezente Braunerde hat sich mit einem nur 5 cm mächtigen Ah- und einem 23 cm mächtigen MBv-Horizont ebenfalls in einem lösshaltigen Kolluvium entwickelt und begräbt einen weiteren, geringmächtigen fAh-Horizont in 28 cm Tiefe. Die begrabenen humushaltigen Bereiche bilden keine durchgängigen Bodenhorizonte, sondern treten in der Profilwand z.T. kryoturbat verwürgt als dunkle Bereiche in den Feinsedimenten hervor.

Die schluffhaltigen und relativ skelettarmen Sedimente (Deckschicht sowie Schicht IV und V) lassen aufgrund ihrer Körnung eine Porengrößenverteilung mit einem hohen Anteil an Mittel- und engen Grobporen erwarten. Diese Porenverhältnisse und die damit zusammenhängenden hydraulischen und thermodynamischen Eigenschaften sind besonders günstig für die Bildung von Segregationseis und Frostlinsen.¹²⁰ Letztere fungieren als Kondensationskerne für freies Bodenwasser, so dass das Anwachsen der Eislinsen zu Frosthebung führt. Die dichte Mattenvegetation verhindert die Erosion der so entstehenden Frosthügel.

Neben der geschlossenen Vegetationsdecke und den substanziellen Voraussetzungen¹²¹ ist im Untersuchungsgebiet v.a. die hydrologische Situation in Abhängigkeit vom Relief für die Genese der Thufur entscheidend. Das für Frostdynamik benötigte Wasserdargebot ist am

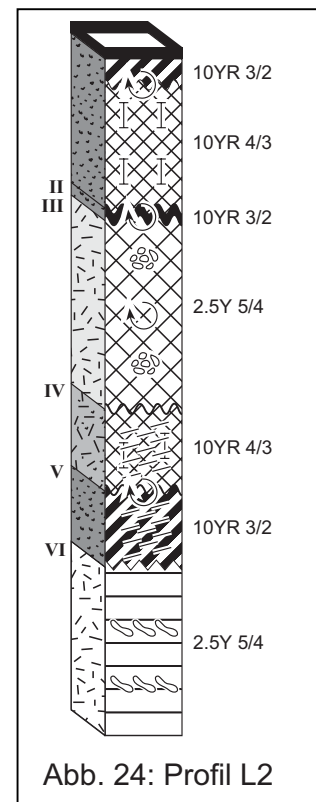


Abb. 24: Profil L2

¹¹⁸ VAN VLIET-LANOË (1985: 122) führt dies auf die durch Frostdynamik hervorgerufene Reorientierung von Feinpartikeln parallel zu den Aggregatoberflächen zurück.

¹¹⁹ Zur Terminologie, Genese und dem Stand der Thufur-Forschung siehe GRAB (1994: 111-112) und zur Abgrenzung zu Palsas vgl. GURNEY (2001).

¹²⁰ Zur Thermodynamik in gefrorenen Böden sowie zur Genese und zu Effekten von Bodeneis siehe auch WILLIAMS & SMITH (1989) und VAN VLIET-LANOË (1985, 1988, 1991).

¹²¹ SCHUNKE (1977: 285, 286) stellt zusätzlich zur Körnung und Homogenität des Substrates den Anteil an organischer Substanz als Voraussetzung für die Thufurgenese heraus, da dadurch die Frostempfindlichkeit herabgesetzt wird.

Standort L2 mit über 700 mm Jahresniederschlag und aufgrund der Lage in einer Hohlform gegeben. Das im Gegensatz zu Profil L1 stark saure Bodenmilieu ist neben den kryoturbaten Merkmalen ein weiterer Beleg für die erhöhte Durchfeuchtung durch Hangzugwasser. Die Wasserbewegung führt in den skeletthaltigen Hangschutten (v.a. Schicht III) zu vertikaler Feinmaterialverlagerung und anschließender Akkumulation und somit zu einer Materialsortierung.

Im Jahresverlauf bilden sich somit zunächst Eislinsen in der lösshaltigen Deckschicht aus. Aufgrund des Temperatur- und Dampfdruckgefälles in Richtung Eisfront(grenze) und der resultierenden Wasserdampfbewegung kann die Schicht III komplett austrocknen. Hierdurch entstehen Trocken- und Schrumpfrisse, die während des Auftaustadiums im Frühjahr als Leitbahnen für die Verlagerung von Feinsedimenten dienen. Die Akkumulation von Feinmaterial wiederum fördert langfristig die sogenannte „tertiäre Frosthebung“,¹²² die durch das erneute Gefrieren des Schmelzwassers an tiefer gelegenen Eiskernen in den schluffhaltigen Sedimenten der Schichten IV und V erfolgen kann. Die scheinbar gegenläufigen Prozesse Kryoturbation und Materialsortierung verstärken sich somit gegenseitig.

Nach der AG Boden (1994) handelt es sich bei der Bodenform um eine **stark saure Kolluvium-Braunerde aus Hanglöss über Solifluktionsschutt** und einem weiteren Bodensediment aus Hanglöss. Die Klassifikation des Bodenprofils L2 in der *Soil Taxonomy* wird dadurch erschwert, dass nicht entschieden werden kann, ob es sich um einen aktiven, evt. diskontinuierlichen Permafrostboden und damit einen Gelisol oder nur um einen Boden im *cryic soil temperature regime* mit reliktschen Permafrostmerkmalen handelt.¹²³ Bis in 125 cm Tiefe konnte kein Permafrost nachgewiesen werden. Für die Zuordnung zu den Gelisol würde aber Permafrost innerhalb von 200 cm Tiefe ausreichen, wenn, wie in diesem Fall, bis in 100 cm Tiefe *gelic material* nachzuweisen ist. Außerdem weist der Boden eindeutig kryoturbate Merkmale auf (*Oxyaquic Dystrocryept* oder ein *Gelisol*).

Ferner ist bei der Klassifikation zu berücksichtigen, dass nach MARK (1994) und GRAB (1997) das Mikrorelief von Thufur-Landschaften eine sehr differenzierte Thermodynamik aufweisen kann: Während in den winterlich schneebedeckten Depressionen zwischen den Erdhügeln kein Bodenfrost herrscht, sind die Bülden in 5 cm Tiefe gefroren. Demnach handelt es sich bei Frosthügeln um Konvergenzformen, die in unterschiedlichen thermodynamischen Milieus entstehen können. Daher sollten die Thufur von den unter Permafrost entwickelten *earth hummocks* (Erdbülden) differenziert werden.¹²⁴ Zusätzlich besteht die Möglichkeit, dass es sich bei den Thufur um unter Permafrost entwickelte Reliktformen handelt.

Da die Profile L1 und L2 lediglich 35 m voneinander entfernt sind, liegt der Schluss nahe, dass erodiertes Material der Kuppenposition in der Mulde wieder akkumuliert worden ist. Die starke Schichtung von L2 reflektiert eine zeitliche Abfolge unterschiedlicher Depositionen, die u.U. auf verschiedene Verlagerungsprozesse zurückzuführen sind. Bei beiden Profilen sind an der Basis der Hangschutt sowie die Deckschicht aus Löss, in welcher der rezente Boden entwickelt ist, identisch.

Es stellt sich nun die Frage, wie die Schichtung in L2 zwischen abdeckendem Löss und abschließendem Hangschutt bodengeomorphologisch zu interpretieren ist. Handelt es sich

¹²² Vgl. hierzu VAN VLIET-LANOË (1985: 121).

¹²³ Zur Klassifikation von Permafrostböden vgl. BOCKHEIM & TARNOCAI (1998).

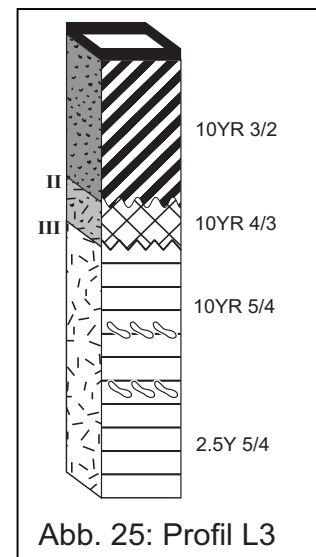
¹²⁴ Vgl. hierzu ZOLTAI & PETTAPECE (1974), SCHUNKE (1977), HARRIS (1988) und SCHUNKE & ZOLTAI (1988).

bei der Schicht V um einen in situ entwickelten und nun begrabenen A-Horizont oder um ein Kolluvium, welches aus Bodenmaterial ehemaliger A-Horizonte, z.B. des Standortes L1, zusammengesetzt ist? Der für äolisches Material untypische Grusanteil sowie die Tatsache, dass unter dem A-Horizont kein B-Horizont folgt, sprechen gegen eine Bodenentwicklung in situ. Geht man davon aus, dass am Standort L1 zunächst das lösshaltige Solummaterial mit A- und B-Horizonten und nachfolgend der Hangschutt solifluidal verlagert und hierbei sukzessive vermengt wurde, ergäbe sich eine inverse Abfolge dieser Substrate am Akkumulationsstandort. Eine solche Depositionsabfolge liegt im Profil L2 oberhalb des C-Horizontes in 94 cm Tiefe vor. Von unten nach oben erfolgt hier eine Vergrößerung der Sedimente: humushaltiges, feinkörniges Kolluvium (Schicht V), Lössschutt (Schicht IV) und Hangschutt (Schicht III).

In einem späteren Stadium wurde erneut Löss akkumuliert, in dem der rezente Boden entwickelt ist. Der fAh-Horizont in 28 cm Tiefe deutet darauf hin, dass zwischen der solifluidalen Aktivität und der abschließenden Lössakkumulation eine geomorphodynamisch stabilere Phase lag. Die Ausprägung des fAh-Horizontes in dem stark lösshaltigen Material und nicht in dem liegenden Hangschutt spricht für eine zweiphasige Lössakkumulation oder zumindest für eine Änderung der Sedimentationsrate. Während einer langsamen, initialen äolischen Deposition entwickelte sich symsedimentär der fAh-Horizont. In einer zweiten Phase konnte die Bodenbildung nicht mit dem verstärkten Lössertrag Schritt halten und es resultierte ein 28 cm mächtiges, homogenes Lösspaket. In zahlreichen weiteren stabilen Reliefpositionen des nordexponierten periglazialen Prozessbereiches tritt regelmäßig eine durchschnittlich 30 cm mächtige Lössdecke auf, an deren Basis ein geringmächtiger fAh-Horizont den Übergang zu einem Hangschutt markiert.

Das **Bodenprofil L3** befindet sich an einem WNW-exponierten Oberhang mit 36° Neigung und repräsentiert einen Transformationsstandort. An der Oberfläche erkennt man vereinzelte Solifluktiongirlanden und unregelmäßige Rasentreppen sowie Wanderblöcke, deren rezente Aktivität durch langgezogene Fließspuren erkennbar ist.

Das Profil L3 besitzt eine häufig zu beobachtende Dreigliederung: Über einem bis in 80 cm aufgeschlossenen Hangschutt mit großen eingeregeltten Steinblöcken folgt ab 34 cm Tiefe ein geringmächtiger Lössschutt, der von einem 26 cm mächtigen Hanglöss bedeckt wird. Im Feinmaterial der Hangschutte treten sowohl olive als auch gelblich braune Farbtöne auf. Letztere sind für die solifluidal verlagerten Schuttmassen mit geringen Lössbeimengungen symptomatisch, während die oliven Farben ausschließlich auf das Ausgangsgestein zurückzuführen sind.



Dieser Substrataufbau ist für Transformationsstandorte des periglazialen Prozessbereiches mit gebundener Solifluktion typisch. Durch die langsame Bodenbewegung wird Oberboden mit Unterbodenmaterial vermengt, woraus ein relativ mächtiger, stark durchwurzelter Ah-Horizont resultiert. Im Übergang zum C-Horizont aus Hangschutt befindet sich ein Kolluvium, das je nach Hangdynamik und Vermischungsgrad mehr oder weniger starke Verbraunungs- und Verlehmungstendenzen aufweist. Bei pH-Werten um 5 handelt es sich somit um einen **mittel sauren Kolluvium-Regosol** (humic Cryorthent).

Das **Profil N1** liegt etwas über der oberen Waldgrenze in 3.690 m ü.M. an einem Unterhang mit 23° Neigung, der durch gebundene Solifluktion geprägt ist. Dieses Profil dient als Vergleichsstandort zu den Profilen von Lesch (L1-L3) und repräsentiert die tiefstgelegenen Böden der Mattenstufe. Auch hier tritt, ähnlich wie in Profil L2, eine Wechsellagerung von Hanglöss und Hangschutt auf. Das Profil wurde 1993 zum ersten Mal aufgeschlossen und 1997 erneut besucht. Innerhalb von nur vier Jahren wurde die Profilgrube durch geomorphodynamische Prozesse vollständig verschüttet und es entwickelte sich eine geschlossene Vegetationsdecke. Lediglich eine Einsenkung zeugte noch von der ehemaligen Grube. Das ist ein Beleg für die geomorphologische Dynamik in diesem Prozessbereich. Sobald die dichte Mattenvegetation z.B. durch Blaikenbildung geöffnet wird, setzt verstärkt Bodenerosion ein.

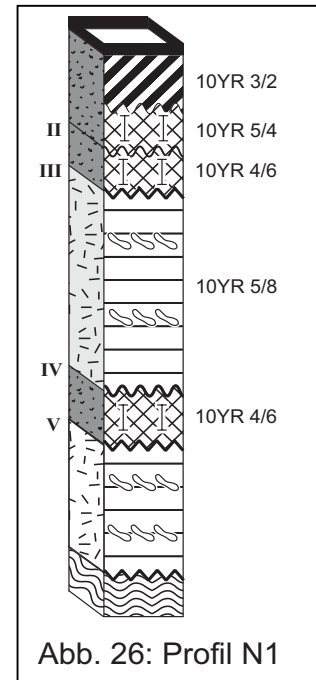


Abb. 26: Profil N1

Der Boden ist bis zum Festgestein in 96 cm Tiefe aufgeschlossen, über dem eine 24 cm mächtige Hangschuttdecke folgt. Diese wird durch einen nur 10 cm mächtigen Hanglöss abgedeckt. Zwischen 62 und 25 cm Tiefe befindet sich eine weitere Hangschuttdecke mit etwas geringeren Skelettanteilen, die ebenfalls von Hanglöss überlagert wird. Die Schichtung in dieser abdeckenden Lössschicht wurde durch die nach dem Profilaushub von 1993 anschließende geomorphologische Dynamik hervorgerufen.

Unter einem feinhumusarmem Moder schließt sich ein 10 cm mächtiger A-Horizont über einem zweigeteilten MBv-Horizont an. Mit dem Substratwechsel von Löss zu Hangschutt erfolgt der Übergang zum C-, der in 62 cm Tiefe einen weiteren MBv-Horizont begräbt. Bei stark bis mittel sauren pH-Werten handelt es sich um eine **Kolluvium-Braunerde aus Hanglöss über Hangschutt** und einem weiteren Bodensediment (humic Dystrocryept).

Fazit: Im periglazialen Prozessbereich sind für den Substrataufbau der Bodenprofile die vorwiegend physikalisch verwitterten autochthonen Hangschutte, solifluidal verlagerte und z.T. mit Löss vermischte Fließerden und mehr oder weniger reine Lössdeposition relevant. Die vergleichsweise geringe Geomorphodynamik geht hier auf Solifluktion (vorwiegend gebunden), Kryoturbation (in Abhängigkeit vom Wasserdargebot) sowie äolische Prozesse zurück. Es lassen sich die pedogenetischen Prozesse Humusanreicherung, Versauerung, Verbraunung und initiale Podsolierung nachweisen.

Pedostratigraphisch können folgende Schlüsse gezogen werden. Im Profil N1 stimmt der begrabene MBv-Horizont unter dem Hangschutt in 72 cm Tiefe mit dem begrabenen MBv-Horizont im Profil L2 (Schicht V) pedostratigraphisch überein. Diese Bodensedimente zeugen von einer Bodenbildungsphase, die vor der Solifluktionsphase des Ghulkin II-Stadials und einer erneuten Lössakkumulation vor ca. 17 ka stattgefunden hat. Ob es sich dabei um einen Interglazialboden zwischen Yunz- und Borit Jheel- Glazial vor ca. 140 ka oder um einen Interstadialboden zwischen Borit Jheel- und Ghulkin I-Stadial vor ca. 65 ka oder gar zwischen Ghulkin I und Ghulkin II-Stadial vor ca. 35 ka handelt, kann hier nicht geklärt werden. Auch wenn die starke Verbraunung aufgrund der hierfür benötigten lang andauernden stabilen Bildungszeiten für einen Interglazialboden spricht, lässt die insgesamt

hohe Geomorphodynamik im Hochgebirgsrelief eher eine jüngere, evt. interstadiale Bodenbildung vermuten.

Ferner kann eine zweiphasige Lössakkumulation konstatiert werden: In einer ersten, langsam verlaufenden, Lössakkumulation fand eine evt. synsedimentäre Humusanreicherung statt. Die zweite Depositionsphase resultierte in einer durchschnittlich 30 cm mächtigen Lössdecke, in der die rezenten Böden entwickelt sind. Diese Deposition wurde im Profil L1 in 18 cm Tiefe auf $17,0 \pm 2,74$ ka datiert (OSL) und entspricht somit dem Ende des spätglazialen Ghulkin II Vorstoßes (vgl. Kap. 3.5.1). Der Vergleich mit einem Löss von der Raikot-Moräne am Nanga Parbat zeigt deutliche Texturunterschiede sowie signifikante Abweichungen bei den Gehalten an verwitterungsstabilen Elementen wie Ti und Zn und weist auf eine lokale Lössquelle hin (vgl. Kap. 3.5.2). Allerdings besitzt der Löss am Nanga Parbat mit $5,5 \pm 0,58$ ka ein neoglaziales OSL-Alter (vgl. Tab. A42, Profil MW).

6.1.2 Denudativer Prozessbereich der oberen Waldstufe

Im Höhengniveau des oberen Waldgrenzökotons verläuft nicht nur der postulierte Übergang zwischen dem periglazialen und dem denudativen Prozessbereich (vgl. Kap. 4.1.5), sondern dort findet zusätzlich ein markanter Gesteinswechsel zwischen den Grünsteinen und den stark kalkhaltigen Metasedimentiten sowie eine deutliche Versteilung der Hänge bis zu 45° Neigung statt. Rezent stabile Hangpositionen zeichnen sich durch eine geschlossene Krautschicht aus, was aber keine Aussagen auf die pleistozäne bis holozäne Hangdynamik zulässt. Ein Beispiel hierfür liefert das **Profil N2** im Bereich der von *Betula utilis* gebildeten oberen Waldgrenze, mit einer relativ dichten Krautschicht und einem geschlossenen mullartigen Moder-Humusprofil.

In diesem Bodenprofil ist das Festgestein aus metamorphisierten Kalken in 120 cm Tiefe aufgeschlossen. Darüber liegt ein 80 cm mächtiger Hangschutt aus diesen Metasedimentiten, welcher von einem 40 cm mächtigen Bodensediment mit 2-5 % Bodenskelett aus zumeist phyllitischen Schiefen bedeckt wird. Das Kolluvium zeichnet sich durch stark tonigen Schluff und 4,7 % C_{org} aus und ist komplett entkalkt. Pedogenetisch lässt es sich in einen nur ca. 2 cm mächtigen A- und einen fast 40 cm mächtigen MBv-Horizont differenzieren. Im Hangschutt mit 37 % Carbonatgehalt steigt der schwach saure pH-Wert auf 7,6 an. Es handelt sich um eine **schwach saure Kolluvium-Braunerde aus Hanglöss über Hangschutt**. Da der Hangschutt ausschließlich Verwitterungsprodukte der anstehenden Metasedimentite aufweist und die Herkunft des Bodensediments durch die Petrographie des Skelettgehalts auf den ca. 150 m oberhalb anschließenden Hangabschnitt festgelegt werden kann, befindet sich zwischen dem Kolluvium und dem gravitativ kaum verlagerten Hangschutt eine bodenstratigraphische Schichtlücke. Weder eine Solifluktsdecke noch Bodensedimente älterer lösshaltiger Substrate sind hier überliefert.

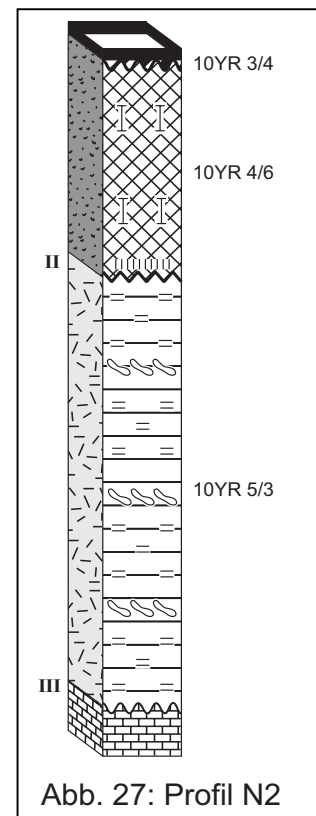


Abb. 27: Profil N2

Bei dem **Bodenprofil N3F** handelt es sich um eine in situ-Pedogenese aus den metamorphen Kalksteinen. Daher eignen sich die resultierenden Substrateigenschaften hervorragend zum Vergleich und zur Abgrenzung von Mischsedimenten weiterer Profile. Das Profil befindet sich auf einer resistenten Kalksteinrippe, die nahezu isohypsenparallel in 3.220 m ü.M. herauspräpariert wurde. Diese Reliefposition ist relativ geschützt, da Massenbewegungen (hier v.a. Lawinen) in einem Tälchen, das zwischen Hang und Gesteinsrippe eingetieft wurde, kanalisiert werden. Nur so konnte ein Boden in situ aus dem anstehenden Festgestein entstehen und überdauern.

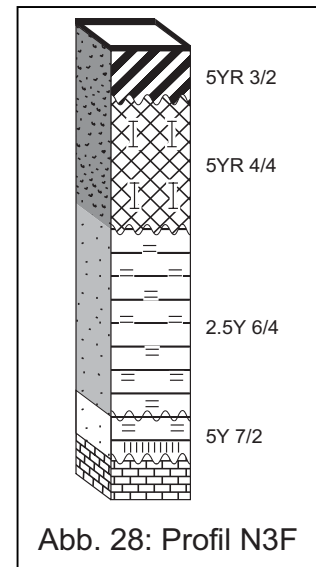


Abb. 28: Profil N3F

Es lassen sich weder unterschiedliche Schüttungen von Bodensedimenten noch verlagerte Hangschutte oder Fließerden differenzieren und die beprobten Bereiche gehen fließend ineinander über. Die Metasedimentite sind im Gesteinsverband so stark verwittert, dass sie bis in 75 cm Tiefe beprobt werden konnten. So lässt sich der Regolith in einen oberen ICv1-Horizont mit etwas höheren Schluff- und niedrigeren Skelettgehalten bis in 67 cm Tiefe und einen unteren ICv2-Horizont mit höheren Sand- (v.a. Fein- und Mittelsand) und Skelettgehalten differenzieren. Das massive Festgestein ist in 75 cm Tiefe aufgeschlossen.

Die Entkalkung durch Lösungsverwitterung bis 33 cm Tiefe, die daraus resultierende residuale Anreicherung von Ton und Schluff sowie die Anreicherung mit organischer Substanz führten zur Ausbildung eines 9 cm mächtigen Ah- und eines 24 cm mächtigen Bv-Horizontes. Das Solummaterial besitzt ein ausgeprägtes Subpolyedergefüge und hebt sich v.a. durch den rötlichen Farbton 5YR von den bisher angesprochenen Decksedimenten ab.

Genetisch steht dieses Bodenprofil den Terrae calcis sehr nahe, da der Verwitterungsrückstand des metamorphen Kalksteins das Solum bildet. Ferner wurde bei der mineralogischen Analyse Hämatit im B-Horizont identifiziert. Allerdings reicht der Tongehalt nicht aus (< 65 Masse-% Ton) um einen T-Horizont auszuweisen. Aufgrund der Rubefizierung kann ein Bvu-Horizont definiert werden, so dass dieses Profil als eine **Terra fusca-Braunerde über metamorphem Kalkstein** klassifiziert werden muss.

Der Vergleich der Körnung und des Gehaltes an C_{org} in den in situ verwitterten Metasedimentiten mit der verlagerten Hangschutte und Fließerden weiterer Profile über diesem Gestein unterstreicht, dass diese Hangsedimente in der Regel während des Transportes mit Löss und/oder pedogenetisch verändertem lösshaltigen Material vermengt worden sind.

Das **Profil N3C** repräsentiert einen rezent labilen Standort in 3.380 m ü.M., da weder ein Humusprofil noch ein Ah-Horizont ausgeprägt sind. Hier liegt an der Oberfläche das gleiche stark rubefizierte Substrat aus mittel-tonigem Schluff an der Oberfläche, wie es zuvor im Profil N3F beschrieben wurde. Dieses Material muss verlagert worden sein, da es nicht direkt über dem kalkreichen Ausgangssubstrat liegt.

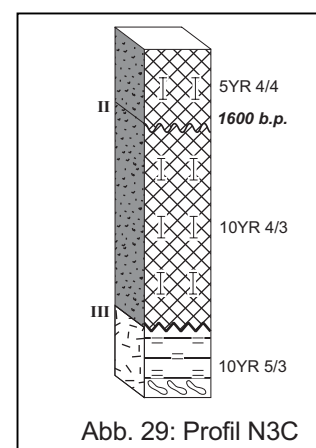


Abb. 29: Profil N3C

An der Basis dieser Schicht wurde ein Holzstück auf 1600 b.p. datiert, was somit das Maximalalter für die Verlagerung des rubefizierten Materiales darstellt. In 17 cm Tiefe folgt

ein intensiv verbrauchtes Kolluvium mit sehr tonhaltigem Feinboden und ab 60 cm Tiefe schließt sich ein stark kalkhaltiger Hangschutt an, der solifluidal verlagert worden ist. Da kein A-Horizont entwickelt ist, handelt sich um ein **schwach saures Kolluvium**.

In vergleichbarer Meereshöhe befindet sich das **Profil N3D** an einem bis zu 42° geneigten Hang. Der Boden wird durch drei lösshaltige Kolluvien bis in 45 cm Tiefe und einem insgesamt 125 cm mächtigen und stark schluffigen Sand über dem metamorphen Kalkstein in 170 cm Tiefe aufgebaut. Der bis zu 38 % hohe Kalkgehalt und die relativ hohen Anteile an Feinsand und Grobschluff belegen, dass das an diesem Standort abgelagerte Sandpaket aus umgelagerten Verwitterungsprodukten der Metasedimentite besteht (vgl. ICv1 u. ICv2 in Profil N3F). Die Verschiebung der Korngrößenanteile von Feinsand in Richtung Grob- und Mittelschluff könnte auf eine beginnende Verwitterung hindeuten. Da jedoch die Farben mit 10YR 5/3 bis 10YR 6/3 nicht im Bereich der rötlichen 5YR Farbtöne liegen, die Tongehalte unterhalb der 10 %-Marke bleiben und der Kalk nicht ausgewaschen worden ist, ist diese Korngrößenverschiebung durch Lössbeimengungen während des Transports zu erklären. Die ungewöhnlich große Mächtigkeit des Sandpaketes spricht ebenso gegen eine in situ Verwitterung an diesem Standort wie die abrupte Schichtgrenze an der Basis zum Festgestein. Im Sandpaket sind zwei Schüttungen nachzuweisen, deren Grenze in 85 cm Tiefe durch leichte Farb- und Texturunterschiede deutlich wird. Diese Unterschiede gehen ebenfalls auf den Grad der Lössbeimengung zurück.

Die drei das Sandpaket abdeckenden Kolluvien setzen sich alle aus tonigem Schluff zusammen, der mit 10YR 5/6 nur relativ schwach verbraunt ist. Die deutlich ausgeprägten Schichtgrenzen werden durch differierende Lagerungsdichten und Gefügemerkmale erkennbar, und der Schichtwechsel in 18 cm Tiefe wird zudem durch die Überschüttung eines 7 cm mächtigen Ah-Horizontes deutlich. In dem obersten Bodensediment ist unter einem Moder-Humusprofil ein 2 cm mächtiger Ah- und ein 16 cm mächtiger MBv-Horizont entwickelt. Die begrabenen fAh-Horizonte in 18 und 45 cm Tiefe lassen jeweils Phasen geomorphodynamischer Stabilität vermuten. Es handelt sich hier um eine **schwach alkalische Kolluvium-Braunerde**.

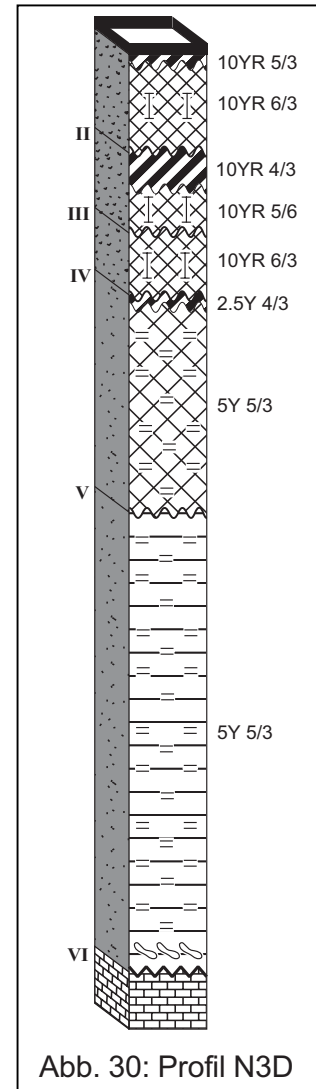


Abb. 30: Profil N3D

Die Profile N3 und N3B befinden sich in der Waldstufe zwischen 3.150 und 3.350 m ü.M. an einem Hang mit durchschnittlich 30-35° Neigung. In diesem Bereich vollzieht sich der Übergang vom unterhalb des 3.500 m -Niveaus einsetzenden Steilhangabschnitt zu einem etwas moderater geneigten Hangabschnitt, an dem die im Untersuchungsgebiet absolut höchst gelegenen, wahrscheinlich hochglazialen Moränenwälle einsetzen (vgl. Kap. 5.2.3).

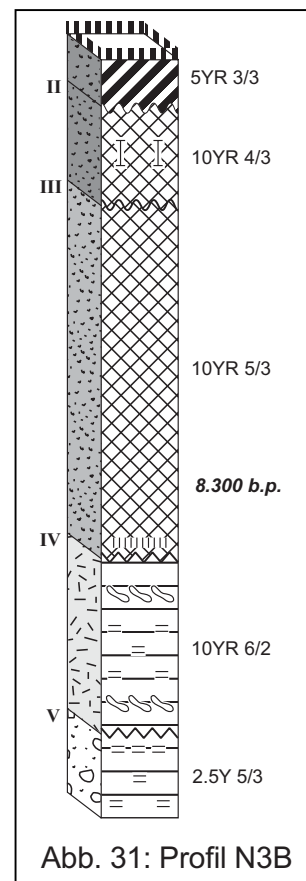
So ist in dem **Profil N3B** an der Profilbasis zwischen 125 cm und 140 cm Tiefe Moränenmaterial aufgeschlossen. Darüber schließt sich Solifluktionsschutt mit z.T. inkorporiertem Moränenmaterial an, welcher von einem 65 cm mächtigen Kolluvium überdeckt wird. Abgedeckt wird das Profil durch zwei weitere lösshaltige Kolluvien, in denen ein 9 cm mächtiger Ah- und ein doppelt so mächtiger MBv-Horizont entwickelt sind. Die Körnungsunterschiede v.a. im Grobschluff- und Tongehalt zwischen Ah- und MBv-Horizont sind durch bodenbildende Prozesse nur schwer zu erklären. Bei pH 6,5 ist Tonverlagerung zwar prinzipiell möglich, aber der Unterschied von 10 % im Grobschluffgehalt sowie der rötliche Farbton 5YR der Deckschicht (vgl. Profil N3F) belegen einen Substratwechsel. Somit liegen drei unterschiedliche Kolluvien übereinander, wobei das obere, dunkel rötlich-braune mit einem Gehalt von 10,6 % C_{org} als Ah-Horizont angesprochen wird.

Dieses Profil wird als **Braunerde-Kolluvium aus mehrfach geschichtetem Hanglöss über Hangschutt und Moränenmaterial** angesprochen. Bei der Klassifikation wird das Kolluvium hervorgehoben, da die Schichtung zur Differenzierung in A- und B-Horizonte führt. Bei nur sehr schwach saurer Bodenreaktion ist das Profil bis zum Hangschutt in 92 cm Tiefe entkalkt. Der Tongehalt beträgt im obersten Kolluvium 10 % und steigt über 18 % im mittleren auf 25 % im unteren Bodensediment an. Demgegenüber sinken die Grobschluffgehalte in gleicher Richtung von 43 % über 33 % auf 28 %.

Im Solifluktionsschutt steigt der pH-Wert auf 7,8 sprunghaft an, was mit einem Anstieg des Kalkgehaltes auf 22 % einhergeht. Auffällig ist der mit 4 % sehr hohe Anteil an C_{org} in der Fließerde. Da die Hangschutte aus Metasedimentiten geogen nur einen Anteil von 1 bis 2 % C_{org} enthalten und deren Körnung v.a. durch den hohen Gehalt an Feinsand geprägt ist, ist davon auszugehen, dass in dem Solifluktionsschutt neben Moränenmaterial und autochthonem Hangschutt zusätzlich lösshaltiges Bodenmaterial eingearbeitet worden ist (vgl. II ICv in Profil N2 und ICv1 u. ICv2 in Profil N3F).

Das Moränenmaterial an der Profilbasis setzt sich sowohl aus Material der geologisch anstehenden Metasedimentite und Grüngesteine als auch aus Fremdgesteinen wie Gabbro und verschiedenen Gneisen zusammen. Die Gesteinsstücke sind unterschiedlich stark verwittert und die Matrix teilweise durch sekundäre Carbonate verkittet.

Die vermutlich hochglaziale Moräne an der Profilbasis wird von einer Fließerde überdeckt. Da das darüber folgende Kolluvium anhand eines Holzkohlefundes auf ein Maximalalter von 8.300 b.p. datiert wurde, kann die Solifluktionsdecke entweder dem Ende des Ghulkin II-Stadials oder spätestens dem ausgehenden neoglazialen Batura Stadal



zugeordnet werden. Letzteres ist aufgrund der insgesamt sehr hohen Geomorphodynamik wahrscheinlicher.

Das **Profil N3** weist einen vergleichbaren Substrataufbau wie der Boden N3B auf. An diesem anthropogen kaum beanspruchten Standort fehlt zwar das stark humushaltige Decksediment, aber auch hier liegen zwei unterschiedlich alte Bodensedimente über einer Fließerde in 66 cm Tiefe. Die Kolluvien können analog zu Profil N3B durch den Gehalt an Bodenskelett, die Körnung des Feinbodens und den Farbwechsel als zwei verschiedene Bodensedimente differenziert werden, wobei das obere dem spätholozänen und das untere dem frühholozänen Kolluvium entspricht.

Der Substratwechsel in 41 cm Tiefe drückt sich bei der Homogenitätsanalyse deutlich in der Tiefenfunktion des Verhältnisses $(fU + T)/(fS + gU)$ aus.

Zwischen frühholozänem Kolluvium und dem Moränenmaterial an der Profilbasis liegt ein lehmig-schluffiges Substrat. Es lässt sich in 92 cm Tiefe durch die Farbe, den Skelettgehalt, die Einregelung des Bodenskeletts, die Lagerungsdichte und durch das Gefüge des Feinbodens in eine obere Fließerde und einen unteren Lössschutt differenzieren. Im Lössschutt sind sowohl Metasedimentite als auch Moränenmaterial enthalten.

An der Profilbasis ist ein großer Felsblock mit über 80 cm Längsachse eingelagert. Es handelt sich um einen Serpentin, in den ein Quarzgang eingedrungen ist. Da dieses metamorphe Grüngestein mit ultrabasischer Zusammensetzung am untersuchten Hang nicht ansteht, muss es glazial dorthin verlagert worden sein.

Es liegt eine **sehr schwach saure Kolluvium-Braunerde** (Inceptisol) mit einem 3 cm mächtigen Ah- und einem 39 cm mächtigen MBv-Horizont vor. In der zweiten Schicht mit ebenfalls Subpolyedergefüge ist ein weiterer MBv-Horizont entwickelt.

Während die beiden Bodensedimente sehr schwach sauer reagieren und komplett entkalkt sind, setzt sich die Fließerde zu 20 % aus Kalk zusammen. Dementsprechend steigt der pH-Wert dort auf 7,3 und im Lössschutt mit 13 % Kalk auf 7,5 an.

Fazit: Die größte Variabilität weisen die Böden der denudativen Prozessbereiche in der nordexponierten Waldstufe auf. Neben der lokal unterschiedlichen Hangdynamik führt vor allem die Vielfalt der verlagerten Sedimenttypen zur Erhöhung der Bodenvariabilität. Neben Hangschutt aus phyllitischem Schiefer und Hanglöss treten an den Hängen nun Schuttakkumulationen aus kalkhaltigen Metasedimentiten und petrographisch sehr heterogenes Moränenmaterial sowie deren Mischsedimente hinzu.

Der relativ hohe Vegetationsbedeckungsgrad führt in der Waldstufe dazu, dass die lösshaltigen Decksedimente selten abgetragen worden sind. Das bedeutet, dass in der Regel relativ feinkörnige, lössdominierte und pedogen überprägte Sedimente, also Kolluvien die Oberflächen bilden. Darunter schließen sich verschiedene Mischsedimente an (Löss- bis Hangschutte), die z.T. als Fließerden anzusprechen sind. An der Profilbasis befinden sich entweder relativ wenig durchmischte, kantige und plattige Ausgangssubstrate wie petrographisch homogener Hangschutt aus den jeweils anstehenden Gesteinen, oder

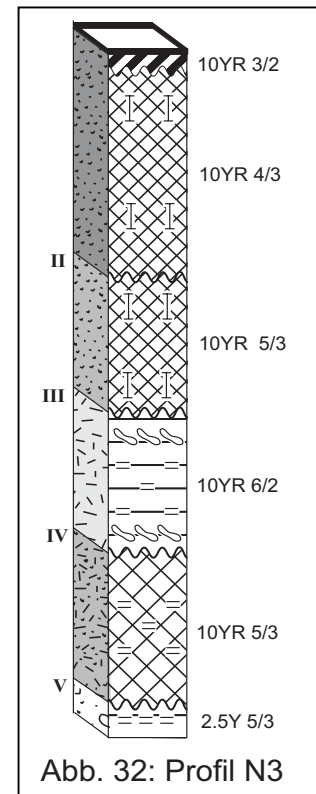


Abb. 32: Profil N3

heterogenes Moränenmaterial mit einem großen Anteil an Fremdkomponenten, welches nach der glazialen Deposition nicht erneut umgelagert worden ist. Humusprofile und die Mächtigkeit der A-Horizonte geben Auskunft über die rezente Geomorphodynamik an den meist steilen Hangstandorten, während begrabene A-Horizonte die vergangene Hangdynamik widerspiegeln.

In diesem Prozessbereich konnten zwei Bodensedimente pedostratigraphisch unterschieden werden: Ein frühholozänes meist lehmiges aber wenig verbrauchtes Kolluvium steht jüngeren, spätholozänen meist intensiv verbrauchten Kolluvien gegenüber, die je nach dem Gehalt an Verwitterungsmaterial der Metasedimente einen mehr oder weniger rötlichen Farbton aufweisen können. Die spätholozänen Bodensedimente sind z.T. subrezent erneut verlagert worden.

Diese Kolluvien können somit wie folgt zeitlich eingeordnet werden: Das unterste Kolluvium mit dem Maximalalter von 8.300 b.p. wird als frühholozänes und das folgende als spätholozänes Bodensediment bezeichnet. Beide besitzen ein ausgeprägtes Subpolyedergefüge. Das ältere Kolluvium zeichnet sich gegenüber dem spätholozänen Bodensediment sowohl durch etwas höhere Skelett- als auch durch höhere Tongehalte aus. Die Körnung des Feinbodens sowie Gefüge und Verbraunungsgrad in dem jüngeren Bodensediment von N3 (Schicht I) entsprechen dem II MBv-Horizont des Profils N3C. Dort konnte das Kolluvium aufgrund der pedostratigraphischen Lage unterhalb des rötlichen Bodensedimentes auf ein Minimumalter von 1.600 b.p. datiert werden.

Im Profil N3B befindet sich oberhalb der frühholozänen und spätholozänen Kolluvien ein rötliches Bodensediment, welches im Vergleich zum untersten wesentlich stärker verbraunt ist. Das sehr humushaltige und rötliche Decksediment ist auf die subrezente Kappung der Ah-Horizonte als Folge des intensiven Holzeinschlags zurückzuführen (vgl. Kap. 3.4).

Die in situ verbrauchten Verwitterungsmaterialien des Profils N3F (Ut3-Ut4) ähneln im Vergleich mit den holozänen Bodensedimenten der Profile N3 und N3B aufgrund hoher Mittel- und Grobschluffanteile sowie der niedrigeren Tongehalte dem jüngeren (spätholozänen) Kolluvium.

6.1.3 Denudativer Prozessbereich der unteren Waldstufe

Im Höhengniveau zwischen 2.900 und 3.100 m ü.M. befinden sich auf den Schatthängen die repräsentativen Standorte des denudativen Prozessbereiches der unteren Waldstufe. Diese relativ schmale Höhenstufe wird nach oben durch den Übergang des lichten *Juniperus*-Waldes zum wesentlich dichteren *Picea-Pinus*-Wald und nach unten durch das 3.000 m-Niveau des unteren Dameh-Hanges und den Übergang zur *Artemisia*-Stufe eingengt. Unterhalb 3.000 m sind die Hänge übersteilt und äußerst labil, so dass rezent hohe gravitative Geomorphodynamik vorherrscht (vgl. Kap. 5.3).

Dieser Prozessbereich zeichnet sich zusätzlich durch relativ moderate Hangneigungen und Hangverflachungen in zwei unterschiedlichen Niveaus (ca. 3.050 u. 2.950 m ü.M.) aus, deren Genese im Zusammenhang mit der Konfluenz von Barche- und Hinarche-Gletscher zu erklären ist (vgl. Kap. 5.2.3).

Insgesamt vier Profile repräsentieren die unterschiedlichen bodengeomorphologischen Voraussetzungen für die Pedogenese: Das Profil DL1 ist charakteristisch für die Boden-

entwicklung auf den relativ stabilen Hangverflachungen, DL2 verkörpert die Akkumulationsstandorte und die Profile N4 und DL2 stehen für typische Transformationsstandorte, an denen Erosion und Akkumulation alternieren.

Das **Bodenprofil DL1** befindet sich in 3.050 m ü.M. auf einer Hangverflachung (vgl. Kap. 5.2.3) mit lediglich 5° Neigung. Bis in 120 cm Tiefe sind insgesamt drei 20, 26 und 73 cm mächtige lössähnliche Sedimente mit unterschiedlichen Gehalten an Grus (2-15 %) und Steinen (1-8 %) aufgeschlossen, welche stark kantengerundet sind. Darunter schließt sich eine 5 cm mächtige Kieslage mit einem Anteil von ca. 35 % Kies und knapp 10 % gerundeten Steinen an. Bis zum Moränenmaterial in 235 cm Tiefe liegt ein weiteres lösshaltiges Sediment mit vergleichsweise hohen Skelettgehalten von 30 % Grus und 10 % Steinen. Dieser mächtige Lössschutt (Schicht V) zeichnet sich durch eine Wechsellagerung von gröberem Schutt- und feinen Lösskomponenten aus und wurde in 130 cm Tiefe auf ein Maximalalter von 20 ka (OSL) datiert. Die in Kapitel 5.2.3 beschriebene Flächenbildung am unteren Damehang, bzw. die das verfüllte Ufertälchen formierende Moräne kann somit dem spätglazialen Ghulkin-II-Stadial zugeordnet werden. Der Feinboden der lössähnlichen Sedimente setzt sich aus schluffigem Lehm bis mittel tonigen Schluff zusammen, und die Kieslage beinhaltet mittel schluffigen Sand.

Während Farbe und Körnung der Feinböden auf Lössdepositionen hindeuten, spricht der relativ hohe Skelettanteil gegen eine rein äolische Akkumulation. Es handelt sich bei diesen Sedimenten genetisch um verspülte schuttreiche Schwemmlösse mit kantengerundeten Grobbodenanteilen sowie eingeschalteten Kieslagen. Die oberen beiden Lössschutte sind aufgrund höherer Gehalte an organischer Substanz (>3,0 %) als Kolluvien anzusprechen.

Im obersten Schwemmlöss ist ein 20 cm mächtiger, dunkel graubrauner Ah-Horizont mit einem Gehalt von 7,5 % C_{org} entwickelt. Die zweite Schicht beinhaltet einen Bv-Horizont mit 25 % Tonanteilen und Subpolyedergefüge, der in 32 cm Tiefe fließend in einen Bcv-Horizont mit hell gelblich brauner Farbe übergeht. Der Carbonatgehalt steigt vom kalkfreien Ah- über den Bv- mit 5 % bis zum Bcv-Horizont auf 15 %. Die sekundäre Kalkanreicherung mit Bildung von Pseudomyzelen führte im II Bcv-Horizont zu einem Kittgefüge und einem sprunghaften Anstieg der effektiven Lagerungsdichte von 1,75 auf 4,5 g/cm². Die pH-Werte sind dementsprechend im gesamten Profil schwach bis mittel alkalisch. Da die Lagerungsdichte an der Schichtgrenze zum III ICc noch einmal zunimmt, findet dort eine starke Wurzelverdichtung statt.

Obwohl mit dem Schichtwechsel in 46 cm Tiefe der Carbonatgehalt auf 10 % und bis zum untersten Schwemmlöss bis auf 5 % zurück geht, sind bis in eine Tiefe von 120 cm durchgehend Pseudomyzele auf den Aggregatoberflächen ausgebildet. Vorwiegend im

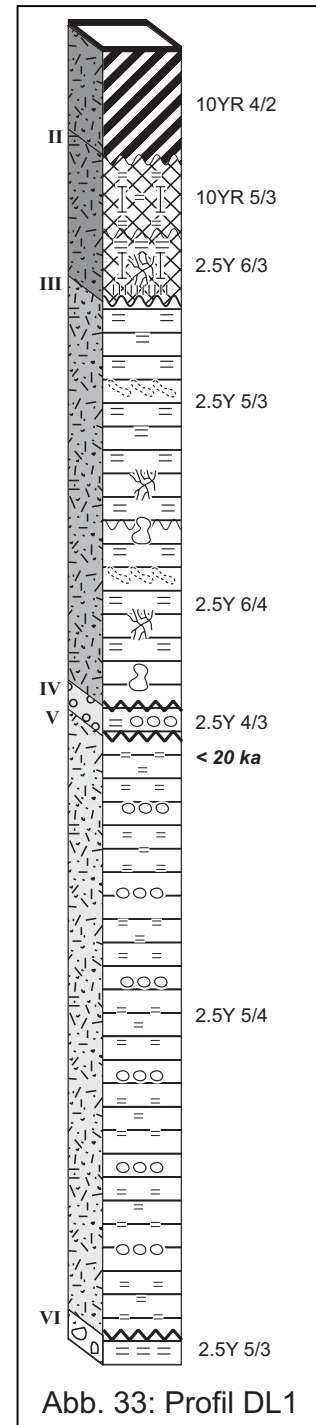


Abb. 33: Profil DL1

unteren Bereich des zweiteiligen III ICc treten sogar Kalkkonkretionen in Form von Lösskindln hinzu. Die sekundäre Kalkdynamik führt auf dem Bodenskelett zu bis zu 2 mm dicken Kalküberzügen.

Da die Lösskindln sich vorwiegend im unteren Bereich des III ICc und damit im Übergang zur Kieslage befinden, scheint deren Genese in einem Zusammenhang mit dem Substratwechsel zu stehen. Durch das Abreißen des Kapillarsystems zwischen Lössschutt und Kieslage und der nachfolgenden Verdunstung carbonathaltigen Wassers erfolgte zunächst die Carbonatisierung der Kieslage. Dieser Vorgang wurde durch den geringeren CO₂-Partialdruck in den gut durchlüfteten Kiesen begünstigt. Mit zunehmender Verkittung und Verdichtung fungierte diese Schicht immer mehr als Wasserstauer, so dass der darüber anschließende Bereich des III ICc-Horizontes von der Carbonatisierung erfasst wurde. An diesem Standort können die z.T. zuvor pedogen überprägten Schwemmlösse zusätzlich zur Tagwasser-Carbonatisierung durch laterales Hangzugwasser aus den hangaufwärts liegenden carbonatreichen Schuttdecken und geklüfteten Metasedimentiten mit CaCO₃ angereichert werden (Hangwasser-Carbonatisierung).

Unter Berücksichtigung der sekundären Kalkdynamik und der Geomorphodynamik mit Erosion und Akkumulation wird dieses Profil genetisch folgendermaßen interpretiert: Der III ICc1 ist ein Unterbodenhorizont eines mittlerweile gekappten Bodenprofils. Der erodierte Oberboden wurde vor der Kappung entkalkt, so dass die Kalklösungsfront oberhalb des rezenten III ICc1 lag. Durch die Carbonatisierung des III ICc1 wurden die Bodenmatrix verkittet und die Lagerungsdichte sowie die Erosionsresistenz erhöht. Daher wurde der III ICc-Horizont von der Profilkappung nicht erfasst. Der Lössschutt V mit lediglich 5 % CaCO₃-Gehalt wurde von dieser Kalkdynamik nicht beeinflusst und spiegelt den originären Carbonatgehalt dieser Schwemmlösse wider. Später erfolgte eine erneute Ablagerung von Schwemmlössen (Schicht II und I), in denen der rezente Boden mit einer neuen Entkalkungsfront und CaCO₃-Anreicherung (Bcv-Horizont) entwickelt ist.

Die Horizontabfolge Ah-II MBv-II MBcv-III ICc und der Substrataufbau führen zur Klassifikation als **Kalkbraunerde-Kolluvium aus Schwemmlöss über Moränenmaterial**. Typisch hierfür ist die sekundäre Carbonatisierung in einem bereits verbraunten Material durch z.B. Hangwassereinfluss oder kolluvialen Auftrag.

Das Flächenniveau, auf dem das Bodenprofil DL1 untersucht wurde, wird in unregelmäßigen Abständen durch mehrere vom Oberhang hereinziehende Erosionsrinnen bis tief in das verdichtete Moränenmaterial eingeschnitten. In einer dieser Tiefenlinien, ca. 15 Höhenmeter unterhalb von Standort DL1, wurde das **Profil DL2** bis zum Moränenmaterial in einer Tiefe von 173 cm aufgeschlossen. Die am Aufbau dieses Schichtprofiles beteiligten Mischsedimente stammen von den Steilhängen des denudativen Prozessbereiches der oberen Waldstufe und/oder von dem 3.000 m Flächenniveau. Es handelt sich hierbei um insgesamt sieben verschiedene Lössschutte, zwei unterschiedliche Hangschutte und eine geringmächtige Schluffablagerung.

Der oberste kolluviale Lössschutt reicht bis in 59 cm Tiefe. An der Oberfläche ist ein sehr dunkler und geringmächtiger Ah-Horizont entwickelt, unter dem sich ein etwas hellerer, vergleichsweise mächtiger MBv-Horizont mit 4,9 % C_{org} -Gehalt und kleinen Holzkohlebruchstücken anschließt. Im folgenden Kolluvium aus Lössschutt können ebenfalls ein II Ah-, mit 5,9 % C_{org} -Gehalt und ein II MBv-Horizont identifiziert werden.

In 64 cm Tiefe wird die Abfolge von Ah- und MBv-Horizonten in übereinander liegenden Lössschuttpaketen durch eine dünne Hangschuttlage unterbrochen, die neben dem erhöhten Skeletgehalt durch Sand- und Kieslinsen gekennzeichnet ist. Während die Feinböden in den Lössschutten stark bis mittel tonige Schluffe sind, handelt es sich im Hangschutt um einen sandig-lehmigen Schluff. In

67 cm Tiefe befindet sich ein weiteres 37 cm starkes Paket aus Lössschutt, das in 90 cm Tiefe durch ein geringmächtiges hell oliv braunes Band aus schwach tonigem Schluff unterbrochen wird.

Die fünfte Lössschuttschicht erstreckt sich von 104 bis 130 cm Tiefe und beinhaltet einen tief schwarzen VII fAh-Horizont mit einem Gehalt von 7,2 % C_{org} , einen rötlich braunen VII MBv- und einen weiteren dunkel braunen VII MBv-Horizont. Die Holzkohle im VII fAh-Horizont könnte von einem flächenhaften Brand herrühren, zumal der rötliche Farbton im darunter liegenden VII MBv-Horizont auf große Hitzeeinwirkung und der damit einhergehenden Entwässerung von Tonmineralen (Frittung) hindeutet (vgl. auch Profil D1). Da die farblichen Übergänge zwischen den Horizonten kontinuierlich verlaufen und kein Schichtwechsel nachweisbar ist, handelt es sich bei diesem rötlichen Horizont nicht um terra rossa ähnliche Verwitterungsprodukte von kalkhaltigen Metasedimentiten, wie sie in den Profilen N3F und N3C beschrieben wurden.

Der unterste Lössschutt lässt sich anhand von Holzkohlestücken aus dem VIII fAh-Horizont in 130 cm Tiefe auf ein ^{14}C -Maximumalter von 8.800 b.p. datieren. Es schließt sich ein skelettreicher VIII Mc-Horizont mit 2 % Kalkgehalt an. An der Profilbasis liegt ein geringmächtiger kalkhaltiger Hangschutt bis in 165 cm Tiefe direkt über dem Moränenmaterial.

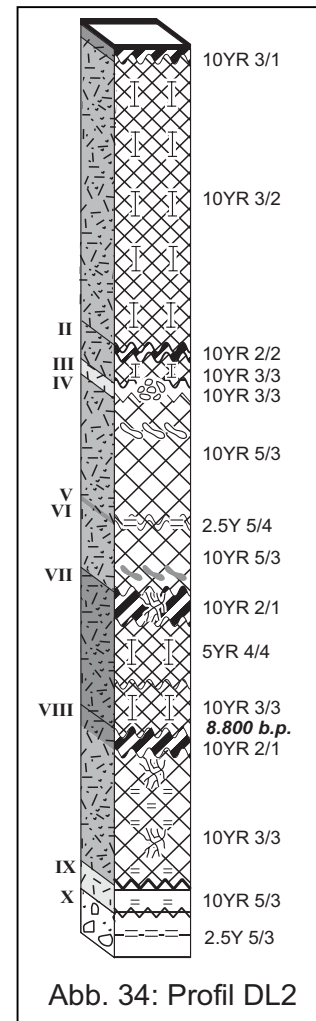


Abb. 34: Profil DL2

Die unterschiedlichen kolluvialen Lössschutte lassen sich v.a. durch ihre Farben, Skelettgehalte, effektive Lagerungsdichten, deutlich ausgebildeten Schüttungsgrenzen sowie den Gehalten an organischer Substanz differenzieren. Die beiden oberen Lössschutte weisen 5 %, der mächtige mittlere rund 3 % und die beiden unteren Pakete 2 - 2,3 % C_{org} auf. Bei pH-Werten zwischen 7,0 an der Geländeoberfläche und 7,8 an der Profilbasis wurde in dem 90 cm tief liegenden hell oliv braunen Material ein Kalkgehalt von 12 % nachgewiesen. Während die oberen schutthaltigen Bodensedimente entkalkt sind, weisen sie im Übergang zum stark kalkhaltigen Hangschutt geringe Kalkgehalte und Pseudomyzelen auf. Letztere sind auch in dem VII fAh-Horizont auf den Aggregatoberflächen vorhanden, obwohl laboranalytisch $CaCO_3$ nicht nachweisbar ist.

Die starke Schichtung und die nicht immer parallel zur Geländeoberfläche verlaufenden Schichtgrenzen, zeichnen die hohe Morphodynamik in der Tiefenlinie nach. Auch wenn die Stein- und Kieslinsen des Hangschuttes in 65 cm Tiefe lithologisch mit dem Kiesband aus dem Profil DL1 vergleichbar sind, ist es nicht möglich, bestimmte Sedimente der Profile DL1 und DL2 zu korrelieren, da in der Rinne Materialzufuhr vom Oberhang her und zusätzlich Erosion stattgefunden haben können.

Bei diesem Profil handelt es sich um eine sehr **schwach alkalische Kolluvium-Braunerde aus mehrfach geschichtetem Lössschutt über Moränenmaterial.**

Das **Profil DL3** wurde ca. 35 Höhenmeter unterhalb von Standort DL1 an der Kante zum übersteilten gravitativen Prozessbereich aufgenommen, um die Ursache für die in Kapitel 5.2.3 angesprochene Flächenbildung zu ergründen. Durch die markante Geländekante war es möglich, den Substrataufbau bis in 8 m Tiefe nachzuvollziehen.

An der Oberfläche liegt ein 55 cm mächtiger Lössschutt über einer Hangschuttdecke, die in 100 cm Tiefe diskordant ein 7 m mächtiges Sedimentpaket aus fluviolakustrischen Ablagerungen kappt. Letztere setzen sich aus regelmäßig abwechselnden und horizontal lagernden Schluff- und Sandlagen zusammen, die in unregelmäßigen Abständen von gröberem, z.T. kreuzgeschichteten Kies- oder Steinlagen unterbrochen werden.

Im Gegensatz zu den von OWEN (1996: 477-482) beschriebenen Sedimenten sind diese nur wenige Zentimeter mächtig und können durchgehend auch farblich gut differenziert werden (vgl. Kap. 3.5.4). Die Übergänge der Schluff- zu den hangenden Sandlagen sind fließend, während die zu den Sandlagen im Liegenden sehr scharf ausgeprägt sind. Diese sählig lagernden fluviolakustrischen Sedimente wurden bis in 570 cm Tiefe dokumentiert (vgl. Profilaufnahmebogen DL3 im Anhang). In 8 m Tiefe steht stark verfestigtes Moränenmaterial an.

Der rezente Boden zeichnet sich durch schwach bis mittel alkalische Bodenreaktionen und Carbonatgehalte von 6 - 10 % aus. Da der Lössschutt mit 2,7 % C_{org} -Gehalt und vergleichsweise hohem Tonanteil verlehmt und verbraunt ist, handelt es sich um ein Kolluvium. Der Anstieg des Kalkgehaltes im Hangschutt auf 14 % und die stellenweise

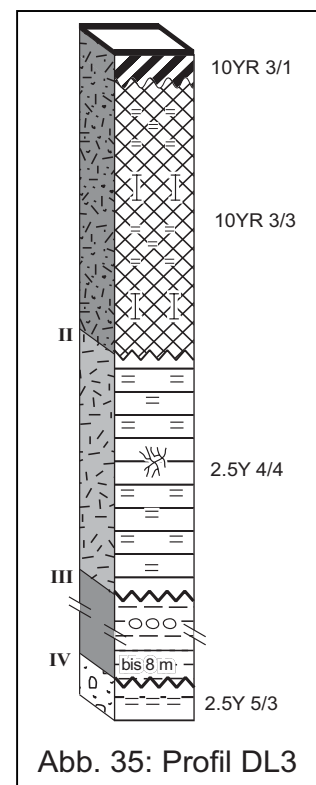
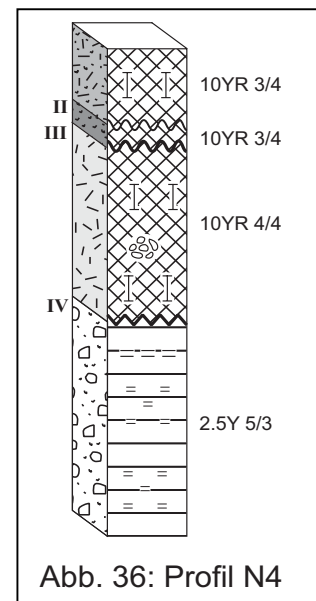


Abb. 35: Profil DL3

Verkittung der skelettreichen Bodenmatrix zeugt von sekundärer Carbonatisierung. Das Bodenprofil DL3 wird als eine **schwach alkalische Kolluvium-Kalkbraunerde aus Lössschutt über Hangschutt und fluviolakustrischen Sedimenten** klassifiziert.

Das **Profil N4** liegt in 2.930 m ü.M. und repräsentiert einen Transformationsstandort. Über der in 50 cm Tiefe aufgeschlossenen Moräne folgt ein Hangschutt, ein Hanglöss und ein Lössschutt. Bei den oberen beiden lösshaltigen Sedimenten handelt es sich mit 5,3 bzw. 5,4 % C_{org} -Gehalt um entkalkte und leicht verbräunte Bodensedimente. Der über der Moräne solifluidal verlagerte Hangschutt weist weniger organische Substanz aber mit 29 % einen vergleichsweise sehr hohen Tongehalt auf. Der pH-Wert ist schwach sauer und steigt erst im kalkhaltigen Moränenmaterial auf 7,3 an. Aufgrund eines fehlenden Ah-Horizontes wird dieser Boden als sehr **schwach saures Kolluvium** klassifiziert.



Die bodenstratigraphische Diskussion gestaltet sich angesichts folgender Feststellungen äußerst problematisch:

1. Langfristig kann z.B. durch Solifluktion ein gesamter Hang überformt werden, aber nicht jede Hangpartie bewegt sich zur gleichen Zeit.
2. Die Sedimente der Schichtprofile können nicht immer zeitlich abgrenzbaren Ereignissen zugeordnet werden, da stabile und instabile Zustände während einer Phase sowohl nebeneinander als auch nacheinander aufgetreten sein können.
3. Mehrere Solifluktionslagen übereinander müssen nicht zwangsläufig zeitlich differenzierbare Phasen implizieren, sondern können während einer solifluidalen Phase z.B. in Mulden zusammenlaufen und eine interne Schichtung hervorrufen.

Trotzdem lassen sich bodenstratigraphisch folgende Schlüsse ziehen:

1. Die Fläche im Ufertälchen zwischen Moräne (spätglazial) und Dameh-Hang wird aus fluviolakustrischen Sedimenten und Schwemmlöss aufgebaut (vgl. Abb. 20).
2. Die Entkalkung der Oberböden und Carbonatisierung im Unterboden setzt aufgrund der Wasserbewegung humides Klima voraus.
3. Es erfolgte eine Einschneidung der Fläche und evt. gleichzeitig der Abtrag des zuvor entkalkten Bodenmaterials auf den Flächen.
4. Die durch sekundäre Carbonatisierung verdichteten Unterbodenhorizonte werden von der Abtragung nicht erfasst.
5. Die Aufschüttung der Rinne mit v.a. kolluvialem Lössschutt setzt vor ca. 8.800 b.p. ein. Auch die Flächen erhalten Materialzufuhr in Form von v.a. Schwemmlössen.
6. Zwischen den Schüttungen in der Rinne bleibt genug Zeit zur Ausbildung von A-Horizonten, jedoch lassen sich Phasen erhöhter Erosion bzw. Akkumulation nicht korrelieren.
7. U.U. wurde die erhöhte Morphodynamik durch flächenhafte Brände forciert. In diesem Fall ist es wahrscheinlich, dass das pedogen überprägte Deckmaterial auf den Flächen nach den Bränden verlagert und u.a. in der Rinne akkumuliert worden ist.

6.2 Die Böden der südexponierten Hänge

6.2.1 Periglazialer Prozessbereich der alpinen Mattenstufe

Das Weidegebiet *Bari Rung*¹²⁵ (BR) befindet sich auf den Glatthängen der südexponierten Abdachung der Bagrot-Gruppe zwischen den Seitentälern Beufar und Yune. In diesem wegen Wassermangel selten beweideten Areal wurden exemplarisch die Böden der südexponierten periglazialen Prozessbereiche untersucht. Zwischen 3.800 und 4.000 m ü.M. wurden drei Leitprofile aufgeschlossen, wobei das **Profil BR1** auf einem Grat in 3.955 m Höhe mit 3 - 4° Neigung und rezent geomorphologisch stabiler Oberfläche liegt.

Über dem metamorphen Grüngestein in 78 cm Tiefe befindet sich ein 30 cm mächtiger Hangschutt, der petrographisch ausschließlich aus dem anstehenden Gestein besteht. Darüber folgen ein Lössschutt und, durch eine deutliche Schichtgrenze getrennt, zwei Hanglöss. Letztere zeichnen sich durch weniger als 10 % Grobboden und mittel bis stark tonigen Schluff aus und lassen sich farblich sowie durch einen begrabenen Ah-Horizont in 23 cm Tiefe differenzieren.

Dieses Bodenprofil ist stark bis mittel sauer und komplett entkalkt. Der Oberboden weist mit 13,5 % C_{org} sehr hohe Gehalte an organischer Substanz auf und der Unterboden lässt sich in einen oberen 4 cm mächtigen, durch organische Substanz dunkel grau gefärbten, MBhv- und einen unteren graubraunen MBv-Horizont, der bis zur Schichtgrenze in 23 cm Tiefe reicht, zweiteilen. Die vertikale Verlagerung von organischer Substanz im oberen Hanglöss ist v.a. in trockenem Zustand sehr gut an der aschgrauen Fleckung des Aeh-Horizonts sowie der dunklen Färbung des MBhv-Horizonts erkennbar.

Im folgenden Hanglöss ist ein geringmächtiger Ah- und ein 14 cm mächtiger MBv-Horizont entwickelt. In beiden Hanglössen besitzen die A-Horizonte höhere Tongehalte als die MBv-Horizonte des gleichen Substrats. Die für MBv-Material mit 5 bis 10 % relativ hohen Gehalte an C_{org} weisen auf Verlagerung und Vermischung hin. Der nachweisbar solifluidal verlagerte Lössschutt bildet den Übergang zum stark skeletthaltigen Hangschutt und ist nur schwach verbraunt und mit sandig lehmigem Schluff vergleichsweise grobkörnig.

Am Standort BR1 mit rezent relativ stabilen Reliefverhältnissen ist im oberen Hanglöss eine **stark saure, podsolige Kolluvium-Braunerde** entwickelt.

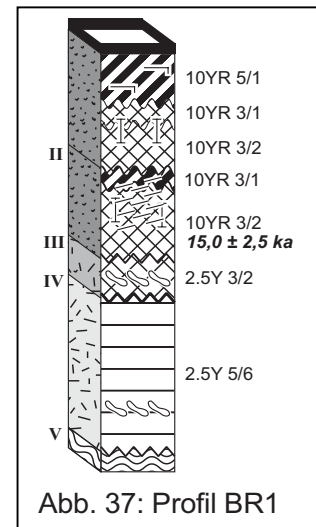
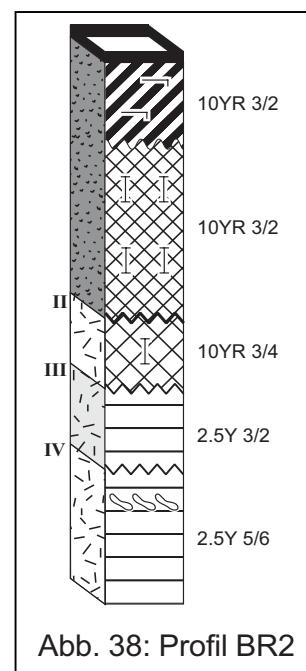


Abb. 37: Profil BR1

¹²⁵ Bari Rung (Shina-Sprache) bedeutet 'Große Weide'.

Die Transformationsstandorte werden in diesem Prozessbereich durch das **Bodenprofil BR2** repräsentiert. Es befindet sich in 3.885 m ü.M. auf einem mit 42° Neigung sehr steilen Glatthang. Zahlreiche Gesteinsblöcke mit mehr als 1 m Längsachse, die auf den hangaufwärts folgenden Abschnitten Fließspuren hinterlassen haben sowie der für Löss zu hohe Grobbodenanteil, zeugen von rezenter periglazialer Morphodynamik. Das Bodenprofil wird bis in 100 cm Tiefe durch einen 47 cm mächtigen Hanglöss und drei unterschiedlich skeletthaltige Hangschutte aufgebaut.

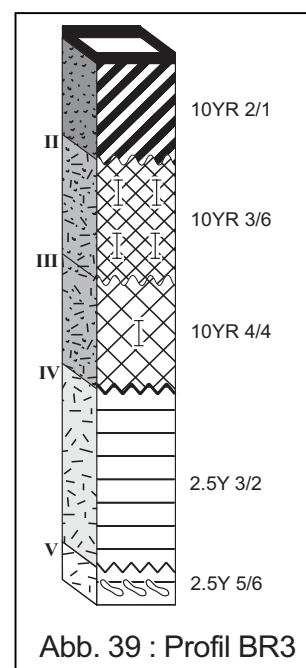
In 35 cm Tiefe befindet sich ein Gesteinsblock, der bis zum unteren Hangschutt reicht. Der Schichtwechsel zum obersten Hangschutt zeichnet sich durch eine sehr lockere Lagerung mit Hohlräumen und stellenweise Ah-Materialakkumulation aus. Während der obere Hangschutt gravitativ verlagert worden ist, kennzeichnen den unteren solifluidale Strukturen wie Skeletteinregelung und kompakte Lagerung. Die Hanglöss sind mit weniger als 10 % Grobboden und stark tonigem Schluff feinkörnig, die Hangschutte mit meist mehr als 70 % Skelettanteilen und sandig-lehmigem Schluff grobkörnig.



Bei pH-Werten von 4,7 bis 5,4 ist im Hanglöss ein 15 cm mächtiger Aeh- mit 18,6 % C_{org} -Gehalt über einem 32 cm mächtigen Bhv-Horizont entwickelt. Der C_{org} -Gehalt im B-Horizont sinkt nur auf 13 %, was dem organischen Substanzanteil im Aeh-Horizont von BR1 entspricht. Hierfür könnte sowohl die Vermischung mit organischem Material während des solifluidalen Transports des Hanglösses als auch die vertikale Verlagerung von Huminstoffen verantwortlich sein. Der Feinboden im II ICv ist nur leicht verbraunt und der mit 3,7 % immer noch relativ hohe Gehalt von C_{org} belegt auch hier die kolluviale Überprägung des Sediments. Erst ab 60 cm Tiefe lässt sich der Einfluss von Bodensedimenten nicht mehr nachweisen. Es handelt sich somit analog zum Profil BR1 um eine **stark saure podsolige Kolluvium-Braunerde aus Hanglöss über Hangschutt**.

Profil BR3 dient als Leitprofil für Akkumulationsstandorte des periglazialen Prozessbereiches. Es befindet sich ca. 50 Höhenmeter unterhalb des Standortes BR2 in einer Tiefenlinie, in der sich zwei Glatthänge verschneiden. Substanziell lassen sich hier zwischen 60 und 100 cm zwei Hangschutte und zwischen 18 und 60 cm Tiefe zwei Lössschutte unterscheiden, die von einem 18 cm mächtigen Hanglöss abgedeckt werden.

Der gesamte Boden ist stark sauer, was durch das konvergierende Hangzugwasser und die dadurch erhöhte Auswaschung zu erklären ist. Das Decksediment zeichnet sich durch hohe Ton- und C_{org} -Gehalte aus und tritt vollständig als Ah-Horizont in Erscheinung. Die beiden anschließenden Lössschutte können farblich in 40 cm Tiefe differenziert werden. Im oberen ist ein Bv- und im unteren ein M-Horizont entwickelt. Der abnehmende kolluviale Einfluss spiegelt sich in dem mit der Tiefe sinkenden Gehalt an organischer Substanz wider. Analog zu Profil BR2 werden die beiden Sedimente an der Profilbasis in einen oberen gravitativen Hangschutt und in eine untere



Fließerde differenziert. Im Gegensatz zur Situation am nordexponierten Akkumulationsstandort L2 führt hier die Schichtung von oben nach unten zu einer Vergrößerung der Substrate. Da an diesem Standort die Schichtung unterschiedlicher Kolluvien (Hanglöss und Lössschutt) zur Horizontdifferenzierung (A- und B-Horizont) führt, handelt es sich ähnlich wie im Profil N3B um ein **Braunerde-Kolluvium**.

Fazit: Zu den bodenprofilprägenden Prozessen im südexponierten Prozessbereich der Mattenstufe zählen Verbraunung, starke Versauerung, erhöhte Anreicherung an organischer Substanz, initiale Podsolierung sowie kolluviale Umlagerungen und solifluidaler Transport. Im Vergleich mit den Böden des nordexponierten periglazialen Prozessbereiches treten die Böden von Bari Rung v.a. durch sehr hohe C_{org} -Gehalte hervor, die durch den eingeschränkten Humusabbau aufgrund expositionsbedingt schnellerer Austrocknung und längerer Trockenphasen zu erklären sind.

Der untere Hanglöss am Standort BR1 wurde auf $15,0 \pm 2,5$ ka datiert (OSL), was in etwa der bei Lesch identifizierten zweiten Lössakkumulationsphase ($17,0 \pm 2,74$ ka) entspricht. Da am stabilen Standort L1 nach der vermutlich zweiphasigen Lössakkumulation um 17,0 ka keine weitere Lössdepositionsphase nachgewiesen werden kann, ist dem unteren Hanglöss von BR1 auch keine weitere, dritte Akkumulationsphase zuzuordnen. Während bei L1 die originäre äolische Lössdeposition datiert werden konnte, handelt es sich bei dem Datum von BR1 um den Zeitpunkt der Ablagerung des nachträglich erneut verlagerten Materials als Hanglöss.

Der obere Hanglöss im Profil BR1 belegt darüber hinaus Bodenbewegung bzw. laterale Materialzufuhr vom Oberhang her zu einem Zeitpunkt, als die Vegetation die Decksedimente an diesem Standort bereits fixiert hatte. Insgesamt ist die Geomorphodynamik in dem südexponierten periglazialen Prozessbereich der Mattenstufe höher einzustufen als bei den Profilen von Lesch, was auch das Fehlen älterer Bodensedimente erklärt. Dies entspricht der im Vergleich zu nordexponierten Hängen höheren Frostwechselaktivität sowie der stärkeren frühjährlichen Ablationsdynamik (vgl. Kap. 3.2).

6.2.2 Denudativer Prozessbereich der südexponierten Waldstufe

Da auf den südexponierten Hängen die rezent gravitativ überprägten Reliefeinheiten weiträumig in den trockenen *Juniperus*-Wald hineinreichen, ist hier der denudative Prozessbereich der Waldstufe in seiner flächenhaften Ausdehnung stärker eingeschränkt als auf der gegenüber liegenden Talseite.

Das **Profil CS1** befindet sich auf dem Kammrücken zwischen dem Haupt- und dem Beufar-Seitentäl in 3.565 m ü.M.¹²⁶ Bei nur 2° Neigung ist diese Reliefposition rezent geomorphologisch stabil. Es liegt ein 15 cm mächtiger Lössschutt über petrographisch heterogenem Hangschutt, der bis in 85 cm Tiefe in drei Bereiche differenziert wird. Während die Körnung der Hangschutte mit stark schluffigem Sand konstant bleibt, setzt sich der oberste, leicht verbrauchte Hangschutt farblich von den folgenden Substraten ab. Der zweite Hangschutt kann aufgrund des mit der Profiltiefe zunehmenden Skelettgehaltes in zwei Bereiche gegliedert werden, wobei die Steine im Profilverband chaotisch lagern und keine strukturelle Schüttungsgrenze vorliegt. Der untere Hangschutt ist eingeregelt, liegt dem anstehenden Grüngestein auf und wird im Hangenden durch eine deutliche Schichtgrenze abgeschlossen.

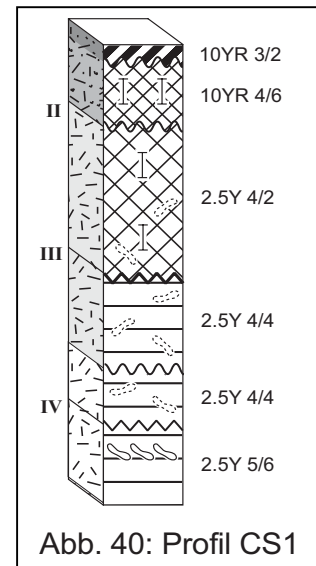


Abb. 40: Profil CS1

Obwohl im Feinboden bei pH-Werten von 5,4 bis 6,0 laboranalytisch kein Carbonat nachgewiesen werden konnte, sind viele Steine des Hangschuttes v.a. auf den nach oben ausgerichteten Gesteinsflächen mit dünnen Kalkkrusten überzogen. Im Lössschutt ist ein 3 cm mächtiger A-Horizont und ein 12 cm mächtiger Bv-Horizont entwickelt. Der oberste Hangschutt wird aufgrund der Verbraunungstendenz als M-Horizont, alle weiteren Hangschutte als ICv-Horizonte bezeichnet. Das Profil CS1 ist eine mittel **saure Kolluvium-Braunerde aus Lössschutt über Hangschutt und einer Fließerde**.

Das **Profil CS2** liegt in 3.565 m ü.M. an einem Mittelhang, der mit 40° Neigung in Richtung zum Standort CS3 abfällt. Dieses Transformationsprofil lässt sich in einen oberen und unteren Lössschutt und zwischen 48 und 110 cm Tiefe in einen dreiteiligen Hangschutt gliedern. In dieser Schichtabfolge findet sowohl im Fein- als auch im Grobboden eine Materialvergrößerung statt. So zeichnet sich der oberste Hangschutt durch einen Gehalt von 30 - 40 % Grus und weniger als 10 % Steinen aus. Das Skelett setzt sich sowohl aus Grüngesteinen des Anstehenden als auch aus Fremdgesteinen, die bereits zuvor glazial transportiert worden sind, zusammen. Erst im grobblockigen Hangschutt ab 94 cm Tiefe kann eine Einregelung des Bodenskelettes registriert werden.

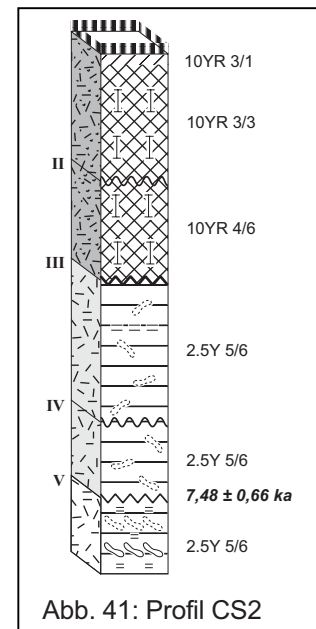


Abb. 41: Profil CS2

An der Geländeoberfläche befindet sich eine 2 bis 3 mm dünne dunkel-graue Kruste, die als initialer A-Horizont interpretiert wird. Der sandig bis lehmig-sandige Schluff des Lössschuttes ist verbraunt und weist lediglich 4 - 8 % Ton auf. Die

¹²⁶ Choki Sai (Shina-Sprache) bedeutet 'gestufter Ort' und deutet auf den treppenartigen Anstieg dieses Hangrückens hin.

Bodenreaktion des Feinbodens ist bis 27 cm Tiefe sehr schwach sauer und ansonsten sehr schwach alkalisch. Obwohl der Grobboden im gesamten Hangschutt sekundäre Kalküberzüge aufweist, konnte erst ab 48 cm Tiefe im stark verdichteten Hangschutt ein mit 1 % sehr geringer Carbonatgehalt nachgewiesen werden. Trotz der nur geringen Kalkgehalte liegt im stark verdichteten Hangschutt stellenweise Kittgefüge vor, was auf sekundäre Carbonatisierung hindeutet. Da die Kalküberzüge nicht kontinuierlich auf der Oberseite des Skeletts, sondern unregelmäßig ausgeprägt sind, wurden diese vor der Verlagerung des Hangschutts gebildet. Das Profil ist eine gekappte Kolluvium-Braunerde mit initialem A-Horizont, das rezent als **Kolluvium-Lockersyrosem** klassifiziert wird.

Der Hangschutt der Schicht IV wurde an seiner Basis auf $7,48 \pm 0,66$ ka datiert (OSL), so dass die darunter liegende Fließerde dem ausgehenden neoglazialen Batura-Stadial zugeordnet werden kann. Dieser Befund stimmt mit der Situation am Standort DL2 überein, wo ebenfalls eine Phase erhöhter Morphodynamik vor maximal 8.800 b.p. belegt wurde.

In einer Tiefenlinie etwa 30 Höhenmeter unterhalb von CS1 befindet sich das Akkumulationsprofil **CS3**. Auch hier erkennt man bis in 120 cm Tiefe die Abfolge von Lössschutt an der Oberfläche und darunter liegenden Hangschutten, die mit der Profiltiefe stetig gröber werden.

Der 25 cm mächtige Ah-Horizont mit 18 % C_{org} -Gehalt umfasst das gesamte Decksediment. Er besitzt eine sehr geringe Lagerungsdichte und weist stellenweise Hohlräume auf. Hier bildet lehmig-sandiger Schluff genauso wie im folgenden II Bv-Horizont den Feinboden, während der Skelettgehalt auf 50 - 60 % ansteigt. Für einen Hangschutt besitzt der II Bv-Horizont verhältnismäßig viel organische Substanz (7,3 % C_{org}) und Ton (12 %). Offensichtlich wurde Feinmaterial aus dem sehr locker gelagerten Lössschutt ausgewaschen und hier wieder akkumuliert. Die pH-Werte steigen vom Ah-Horizont mit 6,5 über den II Bv-Horizont mit 7,1 bis zum III ICv-Horizont auf 7,6 an. Ähnlich wie im Profil CS2 wurde auch hier erst ab 50 cm Tiefe ein geringer Carbonatgehalt ermittelt, obwohl der Grobboden im gesamten Profil dünne Kalklamellen aufweist. Diese Kalküberzüge auf dem Bodenskelett sind stark verkratzt, was darauf hinweist, dass die sekundäre Kalkanreicherung zeitlich vor dem gravitativen Transport des Schuttes erfolgte. An diesem Akkumulationsstandort liegt ein **sehr schwach saures Braunerde-Kolluvium aus Lössschutt über geschichteten Hangschutten** vor.

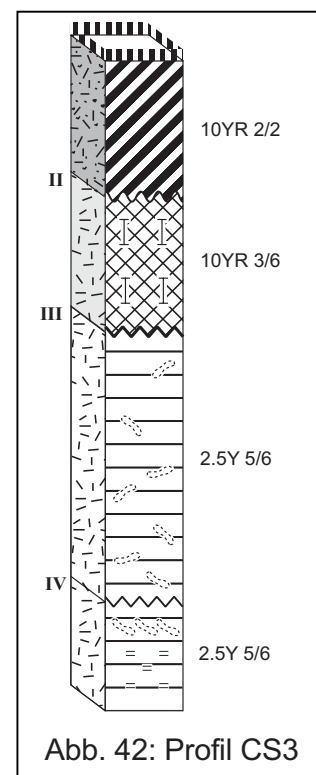


Abb. 42: Profil CS3

Fazit: Die ältesten überlieferten und aufgeschlossenen Sedimente in diesem Prozessbereich sind wahrscheinlich die neoglazialen Fließerden des ausgehenden Batura-Stadials. Das bedeutet, dass ältere Bodensedimente aus Hanglössen entweder nie existiert haben, vor der Fließerdebildung bereits abgetragen worden sind oder noch unter der Solifluktsdecke lagern. Da die Standorte sich im Bereich des 3.500 m-Niveaus (Trogschulter des LGM) befinden und sowohl in den neoglazialen Fließerden als auch in den darüber liegenden Hangschutten Moränenmaterial nachgewiesen werden konnte, spricht alles für die Erosion und Vermischung einer älteren, vermutlich letzthochglazialen Moräne inklusive evtl. kalk- und lösshaltiger Decksedimente. Für die Existenz dieser Decksedimente zeugen zum einen die

Lössschutte und zum anderen die Kalklamellen auf dem Bodenskelett, die offensichtlich vor der Verlagerung der rezenten Hangschutte entstanden sind.

Für diesen Prozessbereich ist demnach folgende Reliefentwicklung schlüssig und für die rezenten bodengeomorphologischen Prozesse relevant: Hochglaziale Moränen wurden mit Löss bedeckt, daraufhin erfolgte Bodenbildung mit Entkalkung, Verbraunung und sekundäre Carbonatisierung im Unterboden. Später wurde das Moränenmaterial inklusive des pedogen veränderten Decksedimentes erodiert und vermischt. Im Batura-Stadial bildete sich eine Solifluktsdecke aus diesen skeletthaltigen Mischsedimenten, die nachfolgend mit Hangschutt und Lössschutt überdeckt wurde.

Auf diesen im Vergleich zum periglazialen Prozessbereich jungen Oberflächen führt die Pedogenese an stabilen Standorten zu geringmächtiger Humusanreicherung und bei mittel bis schwach sauren Bodenreaktionen zu Verbraunung der Lössschutte. An Hangstandorten lässt die rezente Abtragung lediglich temporäre Humusanreicherung in Form von dünnen Krusten zu, die aber bei stärkeren Niederschlägen bzw. während der frühjährlichen Ablationsperiode mit dem Oberflächenabfluss verspült werden. Die organische Substanz wird an Akkumulationsstandorten in Form von mächtigen, dunklen Bodensedimenten abgelagert. Somit sind gekappte Braunerden aus Lössschutt über Hangschutt für die Hangstandorte charakteristisch, während für Akkumulationsstandorte mächtige, sehr humose Decksedimente typisch sind. Für den Zeitpunkt einer Profilkappung nach einem einschneidenden Ereignis, wie z.B. einem Waldbrand oder verstärkter anthropogener Nutzung durch Brennholzeinschlag, gibt es keine Anhaltspunkte. Es kann auch nicht ausgeschlossen werden, dass der oben beschriebene Vorgang der temporären Anreicherung und der sukzessiven Verlagerung humosen Materials seit dem Batura-Stadial kontinuierlich stattgefunden hat.

6.2.3 Denudativer Prozessbereich der *Artemisia*-Zwerggesträuchstufe

Die Bodenprofile Sa1 bis Sa3 befinden sich oberhalb der Sommersiedlung Bijoban und repräsentieren die Böden des denudativen Prozessbereiches der *Artemisia*-Zwerggesträuchstufe in Südexposition.

Das **Profil Sa3** befindet sich auf einem ca. 12° geneigten Hangrücken in 2.960 m ü.M. mit vergleichsweise stabilen Reliefverhältnissen. Dieser Boden wird bis in 90 cm Tiefe durch zwei Lössschutte und einen anschließenden Hangschutt aufgebaut. Während der Skelettgehalt bis zum Hangschutt kontinuierlich zunimmt, wechselt die Körnung des Feinbodens von lehmig-sandigem Schluff über schluffig-lehmigen Sand im Lössschutt bis zu reinem Schluff im Hangschutt.

Analog zum Profil CS2 besitzt dieser Boden keinen humosen Oberboden sondern lediglich eine dünne, dunkel-graue Kruste und ist bei pH-Werten von 7,7 bis 8,3 mittel bis schwach alkalisch. Der obere Lössschutt ist ein leicht verbrauchtes Bodensediment mit 4,4 % C_{org}-Gehalt und der zweite Lössschutt zeichnet sich mit einem etwas geringeren Humusanteil durch den hohen Carbonatgehalt von 10 % aus. Durch sekundäre Carbonatisierung

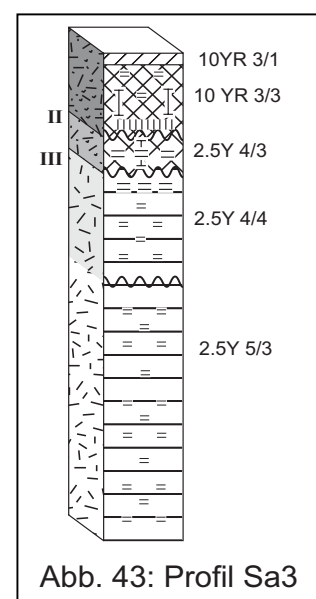


Abb. 43: Profil Sa3

wurde der II Mc-Horizont stark verdichtet und die leichte Verbraunungstendenz durch den Lösseinfluss ist nur im feuchten Zustand erkennbar. Der obere Bereich des Hangschutts besitzt ebenfalls ein durch Kalkausfällung verkittetes Gefüge und einen wesentlich größeren Eindringwiderstand als der anschließende, heterogen zusammengesetzte und gravitativ verlagerte Schutt. Die Dominanz des Schluffes im Hangschutt deutet darauf hin, dass Feinmaterial in das skeletthaltige Material eingeschwemmt worden ist. Es handelt sich um ein **schwach alkalisches Kolluvium-Lockersyrosem aus geschichtetem Lössschutt** mit sekundärer Kakldynamik.

Die offensichtlich stattgefunden sekundäre Kalkanreicherung wirft die Frage nach der Herkunft der Carbonate auf. Im Gegensatz zum nordexponierten Hang kommen hier nur allochthone Substrate wie Moränenmaterial und/oder Löss als Carbonatquelle in Frage. Wie im Profil DL1, wo an einer Schichtgrenze die Carbonatisierung initiiert wurde, ist auch hier die sekundäre Kalkausfällung an einen Substratwechsel gebunden, nämlich den zwischen Löss- und Hangschutt. Erst nachdem der Hangschutt derart verdichtet worden war, dass die Infiltration kalkhaltiger Wässer beeinträchtigt wurde, erfolgte die Kalkanreicherung im Lössschutt.

Möglich ist aber auch, dass ein kalkhaltiges Decksediment (u.U. Löss) entkalkt wurde und im Hangschutt Carbonatisierung stattfand. Daraufhin wurde das entkalkte Decksediment bis zum verdichteten Hangschutt abgetragen und erst danach der Lössschutt deponiert (vgl. Profilinterpretation DL1). Unabhängig von der Genese kann sich nun carbonatreiches Hangzugwasser über dem verdichteten Hangschutt stauen, so dass im Lössschutt sekundäre Calcifizierung stattfinden kann.

Das **Bodenprofil Sa1** wurde 30 Höhenmeter unterhalb von Profil Sa3 auf einer Hangverflachung mit nur 3 bis 5° Neigung, etwas oberhalb der markanten Geländekante in ca. 2.920 m ü.M. (3.000 m-Niveau) ausgehoben. An diesem Akkumulationsstandort bildet ein 35 cm mächtiger Lössschutt über einem fast genauso mächtigen Hangschutt das Bodenprofil, bevor in 68 cm Tiefe stark verdichtetes Moränenmaterial ansteht.

Der Feinboden im Lössschutt zeichnet sich durch geringe Ton- und Sand- sowie dementsprechend mit insgesamt 75 % sehr hohe Schluffanteile (43 % gU) aus. Der mit weniger als 10 % relativ geringe Skelettgehalt und die charakteristische Korngrößenverteilung deuten auf die fluviale Akkumulation des Substrats und damit analog zum Profil DL1 auf Schwemmlöss hin. Im anschließenden Hangschutt zeugt das eingeregeltete Skelett von solifluidaler Verlagerung.

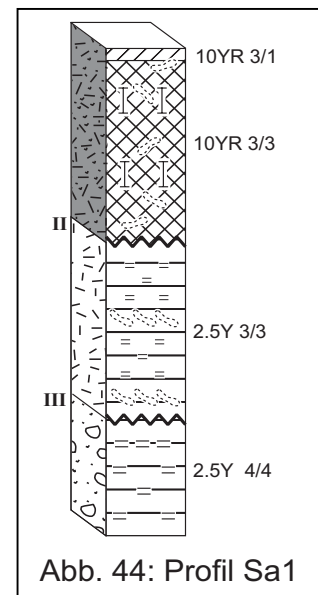


Abb. 44: Profil Sa1

Bei dem Schwemmlöss handelt es sich um ein verbrauchtes Bodensediment mit 3,7 % C_{org} -Gehalt und schwach saurer Bodenreaktion. Die pH-Werte steigen in den anschließenden Substraten auf 7,1 bzw. 7,6 an. Bei nur 1 % Carbonatgehalt weist der II ICv sekundäre Kalkkrusten über dem Bodenskelett auf, aber erst das Moränenmaterial ist mit 8 % Carbongehalt und Kittgefüge calcifiziert.

Dieses Bodenprofil wird als ein **schwach saures Kolluvium-Lockersyrosem aus Lössschutt über Hangschutt und Moränenmaterial** klassifiziert.

Etwas unterhalb der oben angesprochenen Geländekante befindet sich in 2.910 m ü.M. das **Bodenprofil Sa2** mit gleicher Schichtabfolge wie am Standort Sa1. Der mit 43 cm relativ mächtige und verbrauchte Lössschutt ist mit 15 % tonreicher aber auch etwas skeletthaltiger als der des Profils Sa1 und wurde auf $0,85 \pm 0,1$ ka datiert (OSL). Der Hangschutt reicht bis zum Moränenmaterial in 85 cm Tiefe und lässt sich in 70 cm Tiefe in einen oberen schwach verbrauchten Schutt mit sandig-lehmigem Schluff und einen unteren stark verdichteten Hangschutt mit schluffig-lehmigem Sand differenzieren. Dieses Schichtprofil ist schwach alkalisch, der Kalkgehalt bewegt sich zwischen 0 % im MBv-Horizont und 6 % im Moränenmaterial. Es handelt sich hier wie schon zuvor am Standort Sa1 um ein **Kolluvium-Lockersyrosem aus Lössschutt über Hangschutten und Moränenmaterial**.

Fazit: Im denudativen Prozessbereich der *Artemisia*-Zwerggesträuch-Stufe herrschen Schichtprofile mit der typischen Abfolge von Schwemmlöss und Hangschutt über Moräne vor. Die Schluffe der Lössschutte in den Profilen Sa3 und Sa1 unterscheiden sich v.a. in ihrer Textur, was auf die unterschiedlichen energetischen Zustände während der Ablagerung zurückzuführen ist. Am Standort Sa1 mit geringem Gefälle ist der eingeschwemmte Schluff wesentlich feinkörniger und mächtiger als am darüber liegenden Hangabschnitt mit dem Boden Sa3. Die Bodensedimente erscheinen mittel bis schwach verbraunt und sind sehr schwach sauer bis schwach alkalisch.

Als Pendant zu den nordexponierten Profilen des unteren Dameh-Hanges (DL1-3) bildet auch auf dieser Hangseite Moränenmaterial im 3.000 m-Niveau die Profilbasis. Im Gegensatz zum Dameh-Hang handelt es sich hier um hochglaziale Grundmoräne (vgl. Kap. 5.2.3) auf welche die Hangsedimente des übersteilten Bereiches unterhalb des 3.500 m-Niveaus eingestellt sind. Während in den nordexponierten denudativen Prozessbereichen unter den *Picea-Pinus*-Wäldern noch Hanglössse erhalten sind, findet man auf den südexponierten Hängen mit *Juniperus*-Beständen lediglich Lössschutte an der Oberfläche. Für die übersteilten Bereiche unterhalb des 3.500 m-Niveaus sind hier gekappte Braunerden aus Lössschutt über Hangschutten mit reliktschen Merkmalen für sekundäre Kalkdynamik sowie in den Akkumulationsbereichen mächtige humose Lössschuttdepositionen typisch.

Erst im distalen Bereich ab ca. 3.200 m ü.M., wo sich die Schuttkörper auf das 3.000 m-Niveau einstellen und offensichtlich Schluffe eingeschwemmt worden sind, ist die Kalkdynamik so intensiv, dass petrocalcic Horizonte im Unterboden gebildet werden. Inwiefern diese verdichteten Horizonte bodenstratigraphisch mit den reliktschen Merkmalen der Hangschutte in den Leitprofilen CS2 und CS3 im Zusammenhang stehen, kann nicht eindeutig geklärt werden.

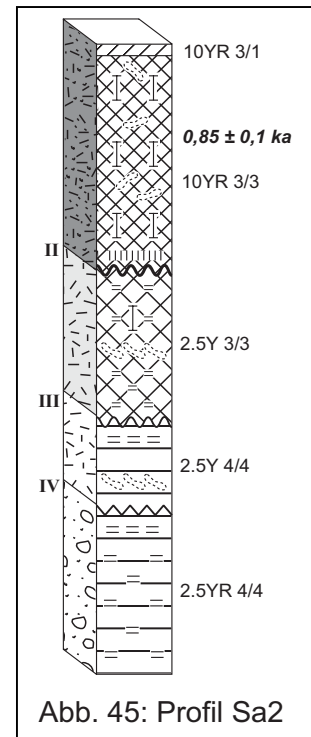


Abb. 45: Profil Sa2

6.3 Die Prozessbereiche im Talbodenniveau

6.3.1 Glazialer Prozessbereich: Moränenkomplex von Dar

Auf dem neoglazialen Moränenkomplex von Dar wurden drei Bodenprofile näher untersucht, die rezent für stabile, transformative und erosive Reliefverhältnisse des glazialen Prozessbereiches typisch sind. Der stark degradierte *Juniperus*-Wald wird von der Sommersiedlung Dar aus massiv beweidet, so dass die Krautschicht nur geringe Deckungsgrade aufweist. Im nordwestlichen Teil dieses Moränenkomplexes befinden sich offengelassene Ackerterrassen mit den dazugehörigen Bewässerungskanälen.

Das Bodenprofil **D1** befindet sich in 3.215 m ü.M. in einer flachen, weitgestreckten und wannenförmigen Senke, die durch einen neoglazialen Ausbruch einer Eiszunge des Yune-Gletschers, über die orographisch rechte Seitenmoräne hinweg, entstanden ist (vgl. Kap. 5.2.4). Hier liegen rezent relativ stabile Reliefverhältnisse vor, wobei es sich aufgrund der Lage im tieferen Bereich des Zungenbeckens potenziell um einen Akkumulationsstandort handelt.

Substanziell setzt sich der Boden bis in 18 cm Tiefe aus sandig lehmigen bis mittel tonigen Schluffen und einem nur geringen Skelettgehalt zusammen. Diese Hanglöss liegen über einem zweigliedrigen 39 cm mächtigen Hangschutt, unter dem in 57 cm Tiefe die neoglaziale Moräne ansteht.

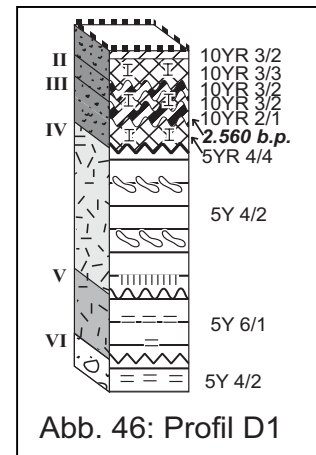


Abb. 46: Profil D1

Das an der Oberfläche liegende Schluffpaket kann anhand der dünnen fossilen Ah-Horizonte in 6 und 10 cm Tiefe sowie der jeweils daran anschließenden ebenfalls geringmächtigen Bv-Horizonte in drei Lagen differenziert werden. Diese nur 4, 6 und 8 cm mächtigen Schluffablagerungen sind wahrscheinlich in der wannenförmigen Senke durch oberflächige Spülprozesse entstanden. In dem unteren tief schwarzen Ah-Horizont mit 10 % C_{org} -Gehalt befinden sich zahlreiche Holzkohlebruchstücke, die auf einen flächendeckenden Brand hindeuten und auf 2.560 b.p. datiert wurden (^{14}C). Auch die rötlich braune Farbe des dazugehörigen Bv-Horizonts weist auf große Hitzeeinwirkung hin (vgl. Profil DL2 / V Bv).

Es handelt sich hier rezent um ein **mittel saures Kolluvium-Lockersyrosem aus Hanglöss**, welches zwei weitere, geringmächtige Kolluvium-Braunerden aus Hanglössen bergräbt.

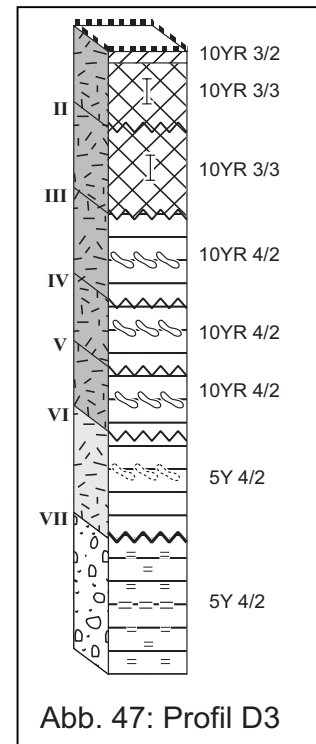
Die Bodenreaktion ist im Profil bis einschließlich dem solifluidal verlagerten oberen Hangschutt schwach sauer und wird erst ab 45 cm Tiefe mit dem ansteigenden Carbonatgehalt im unteren Schutt schwach alkalisch. Hier wurde der Hangschutt sekundär mit Carbonat angereichert, was zur Verkittung führt und die hohe effektive Lagerungsdichte erklärt.

Pedostratigraphisch liegt an diesem Standort über der Moräne eine spätpleistozäne Fließerde. Die darüber anschließenden holozänen lösshaltigen Spülsedimente zeugen neben der rezenten von zwei weiteren Bodenbildungen. Der unterste Boden wurde ca. 2.560 b.p. nach einem flächenhaften Brand überdeckt. Das Feuer bewirkte vermutlich eine Auflichtung der Vegetationsdecke, welche Erosion, Spülprozesse und eine erneute Schluffdeposition förderte. Die letzte geomorphodynamisch aktive Phase führte zu einem weiteren Spülsediment, in dem gegenwärtig nur ein initialer Ah-Horizont ausgeprägt ist. Der

geringe Entwicklungsgrad deutet auf ein relativ junges Ereignis hin. Daher liegt es nahe, dass die letzte Überdeckung mit der subrezentem katastrophalen Zerstörung des *Juniperus*-Waldes durch Winddruck im Zusammenhang steht (vgl. Kap. 3.4). Die relativ geringmächtigen lössbürtigen Schluffdepositionen an diesem Standort belegen, dass die Lössakkumulation nach der neoglazialen Moränendeposition zumindest an diesem Standort, im Vergleich zum spätglazialen Löss in den periglazialen Prozessbereichen (Ghulkin II - Stadial) mit durchschnittlich 30 cm Mächtigkeit, unbedeutend gewesen sein muss.

Der **Standort D3** liegt an einem 28 - 30° geneigten Mittelhang des durch zahlreiche Moränenwälle sehr unübersichtlich gestaffelten Dar-Komplexes. Über der Moräne in 90 cm Tiefe lassen sich anhand deutlich ausgeprägter Schüttungsgrenzen sechs Hangschutte unterscheiden. Die oberen fünf Hangschutte sind substanziiell mit stark schluffigem Sand und 30 - 40 % Skelettgehalt identisch, während sich die oberen beiden leicht verbraunten Schutte farblich etwas abheben. Schicht VI setzt sich aus Solifluktionsschutt zusammen, für den der höhere Grobbodenanteil von 50 - 60 % charakteristisch ist.

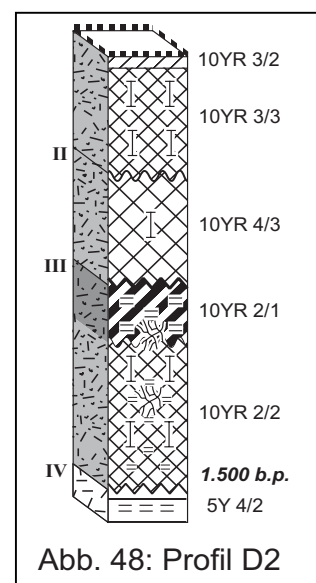
Bei schwach alkalischen pH-Werten sind die Feinböden der Hangschutte kalkfrei. Erst im stark skeletthaltigen Moränenmaterial mit dünnen Kalkhäutchen auf den Steinen und z.T. verkitteter Matrix kann ein Carbonatgehalt von 3 % ermittelt werden. Während die Hangschutte 4 % C_{org} enthalten, konnte im Moränenmaterial nur ein Gehalt von 1,5 % diagnostiziert werden. Lediglich im feuchten Zustand ist farblich eine Differenzierung der Hangschutte in M- und ICv-Horizonte zu erkennen. Es handelt sich somit um ein **schwach ausgeprägtes Kolluvium-Lockersyrosem aus Hangschutt**.



Das Bodenprofil **D2** wurde an einem Unterhang mit nur 5° Neigung untersucht. In den reliefbedingt mächtigen Sedimentablagerungen können bis in 86 cm Tiefe vier Schichten differenziert werden. An der Basis liegt ein skelettreicher Hangschutt, der in 80 cm Tiefe von einem 38 cm mächtigen Lössschutt abgedeckt wird. Darüber folgen zwei weitere ca. 20 cm mächtige Lössschutte, die sich v.a. farblich und durch verschiedene Körnungen unterscheiden. Mit über 60 % Schluffgehalten sind diese Substrate im Gegensatz zu den Sedimenten im Profil D3 als Lössschutte zu identifizieren. Ein Holzkohlefund an der Schichtgrenze zwischen Hangschutt und Lössschutt ermöglicht die Datierung des untersten Lössschutt auf ein Maximalalter von ca. 1.500 b.p.

Unter einem initialen A-Horizont lassen sich in den oberen beiden stark bis mittel sauren und entkalkten Lössschutt ein MBv- und ein M-Horizont unterscheiden. An der Oberfläche liegt somit ein Kolluvium mit nur initialer rezenter Bodenbildung (**Kolluvium-Lockersyrosem**).

Im dritten Lössschutt aus schwach tonigem Schluff liegt ein begrabener Boden mit einem 11 cm mächtigen A- und einem 27 cm mächtigen MBcv-Horizont vor. Mit diesem Schichtwechsel



steigt der pH-Wert auf 7,4 bis 7,6 an. Der fAh-Horizont zeichnet sich durch 15,6 % C_{org}- und 9 % CaCO₃-Gehalt aus. In dem begrabenen Boden sind bis in 70 cm Tiefe Pseudomyzelen ausgebildet. Der mit 10 % relativ hohe Tongehalt des fAh- und die deutliche Verbraunung des MBcv-Horizontes belegen die nachträgliche Carbonatisierung, die aber noch nicht zur Matrixverdichtung geführt hat. Erst im Hangschutt ist neben Einzel- teilweise Kittgefüge ausgeprägt.

Da dieser Hangschutt älter als 1.500 b.p. ist und die nachfolgenden Sedimente jünger sein müssen, handelt es sich bei dem begrabenen Boden um eine jüngere Bodenbildung als es der III fAh-Horizont im Profil D1 belegt. Der Lössschutt der Schicht III könnte somit das nach dem Brand vor ca. 2.500 b.p. am Unterhang deponierte Bodensediment aus dem im Profil D1 beschriebenen III fAh-Material darstellen. In diesem Bodensediment ist der max. 1.500 b.p. alte Boden mit dem III fAh-Horizont von Profil D2 entwickelt. So ist sowohl die Bodenart als auch der C_{org}-Gehalt des Bodensediments III in D2 mit den entsprechenden Werten des III fAh-Horizontes in D1 vergleichbar. Ferner ist die Mächtigkeit dieses Bodensediments für die Akkumulation an den Unterhängen des Dar-Moränenkomplexes charakteristisch.

Fazit: Im Vergleich mit der Bodensedimentabfolge des Profils N3C wird deutlich, dass die Akkumulation des dort an der Oberfläche liegenden und rubefizierten spätholozänen Kolluviums (Maximalalter von 1.600 b.p.) zeitlich der Ablagerung des Bodensediments der Schicht III im Profil D2 entspricht (1.500 b.p.). Ausgehend von der These, dass es sich um einen Zeitraum mit flächenübergreifend verstärkter Geomorphodynamik handelt, lassen sich folgende pedostratigraphische Überlegungen anstellen (vgl. Abb. 49).

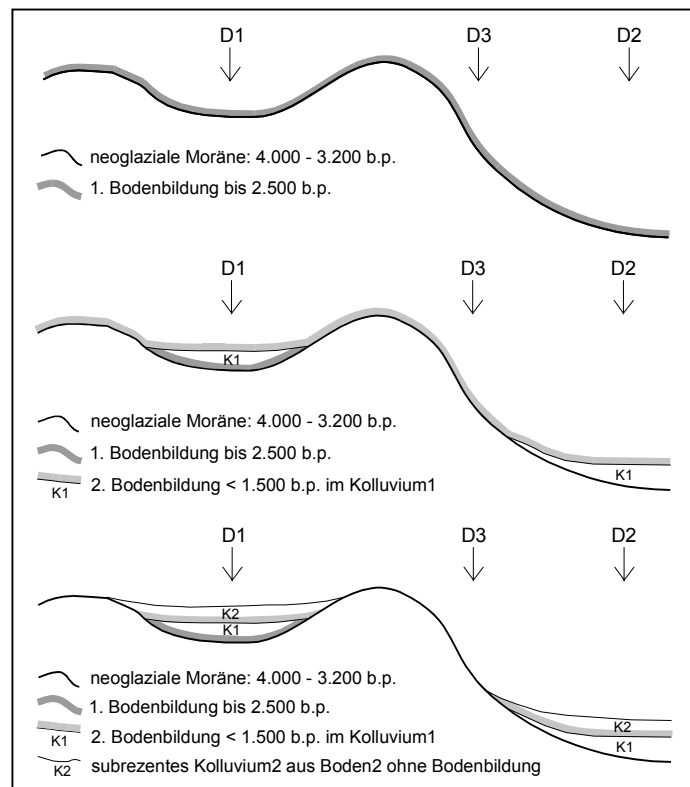


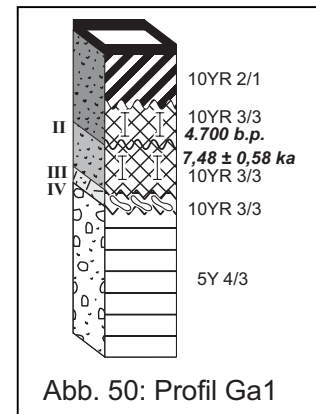
Abb. 49: Schematische Darstellung der holozänen Bodenentwicklung auf neoglazialen Oberflächen am Beispiel des Moränenkomplexes von Dar

Auf der neoglazial überformten Moräne von Dar entwickelte sich bis ca. 2.500 b.p. ein Boden. Zu diesem Zeitpunkt wurde, wahrscheinlich durch einen flächenhaften Brand, eine Phase erhöhter Denudation eingeleitet, die zur Ablagerung des Kolluviums 1 aus Bodenmaterial dieser ersten, frühholozänen Bodenbildung führte. Die darauf einsetzende Bodenbildung in diesem Kolluvium 1 ist jünger als 1.500 b.p. und somit als spätholozän zu bezeichnen (vgl. Fazit Kap. 6.1.2). Der III fAh-Horizont im Profil D2 entspricht somit dem II fAh-Horizont von D1. Auch dieser spätholozäne Boden wurde in Kuppen- und

Hangpositionen subrezent, wahrscheinlich nach einem katastrophalen Winddruckereignis und dadurch erfolgter Entwaldung, abgetragen und in Form eines weiteren Kolluviums 2 in Senken und am Hangfuß erneut abgelagert. Dort bedeckt es die z.T. erhaltenen spätholozänen Böden. Am Standort D2 erfolgte diese subrezente Überdeckung zwei Schüben, auf die die an der Oberfläche liegenden Lössschutte zurückzuführen sind.

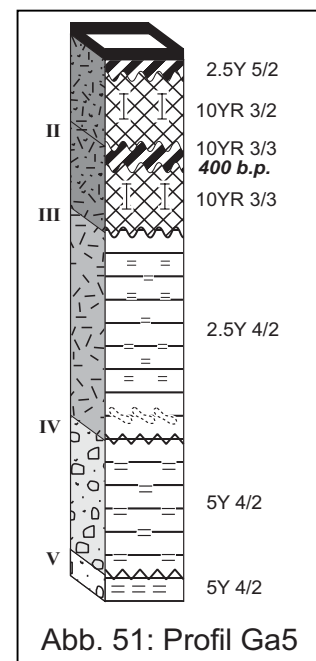
6.3.1.1 Glazialer Prozessbereich: Rezente und neoglaziale Moränen bei Gargo

Südlich der Weidesiedlung Gargo befinden sich mehrere Endmoränenwälle des vom Dubani herabströmenden Saliniglatschers. Auf dem untersten Wall wurde an einer stabilen Reliefposition das **Profil Ga1** aufgenommen, in dem in 30 cm Tiefe die Moräne ansteht. Darüber liegt ein lösshaltiges Substrat, das aufgrund des Skelettgehalts in zwei Hanglössse und einen unteren, lediglich 3 cm mächtigen Lössschutt mit solifluidalen Merkmalen gegliedert wird.



Dieser Boden ist bei pH-Werten um 5,8 kalkfrei und weist einen mit 10 cm relativ mächtigen Ah- und zwei MBv-Horizonte auf, die durch den Schichtwechsel in 18 cm Tiefe getrennt werden. Holzkohle an der Basis des Decksediments wurde auf 4.700 b.p. (^{14}C) datiert und das anschließende Bodensediment II ergab ein OSL-Alter von $7,48 \pm 0,58$ ka. Da die Moräne älter sein muss als das Kolluvium II ist sie dem neoglazialen Batura-Stadial zuzuordnen. Das Bodenprofil ist eine mittel saure Kolluvium-Braunerde aus Hanglöss über einer geringmächtigen Fließerde und Moränenmaterial.

Auf der großen Lateralmoräne (GLM) des Barche-Gletschers (vgl. Kap. 5.2.4) befindet sich das **Bodenprofil Ga5** in 3.325 m ü.M. Ein 32 cm mächtiger Lössschutt bildet hier das Decksediment, das anhand eines fossilen Ah-Horizonts in 16 cm Tiefe in zwei Schichten gegliedert wird. Darunter schließt sich bis in 70 cm Tiefe ein Hangschutt an, welcher der verfestigten Moräne aufliegt. Letztere ist ab 95 cm Tiefe stark skeletthaltig und kaum aufzugraben.



Der fossile Ah-Horizont wurde auf 400 b.p. datiert und belegt das spätmittelalterliche Überfahren der neoglazial angelegten GLM. RÖTHLISBERGER (1986) datierte im Bereich des Barche-Gletschertores einen spätmittelalterlichen Vorstoß um 1400. Trotz der guten Übereinstimmung der Datierungen sind diese nicht unbedingt miteinander vergleichbar, da die Eisbewegung am Gletscherende zusätzlich sehr stark vom Verhalten des Yunglatschers beeinflusst wird (vgl. Kap. 5.2.4). Am Standort Ga5 erreichte kein weiterer Vorstoß das Niveau des spätmittelalterlichen Hochstandes, so dass hier die rezente Bodenbildung maximal 400 Jahre alt ist.

Seitdem hat sich in dem oberen Lössschutt ein schwach saurer Ah-Horizont über einem sehr schwach alkalischen und tonarmen MBv-Horizont entwickelt, die eine **Kolluvium-Braunerde**

bilden. Der pH-Wert steigt mit der Tiefe, im bis zur Moräne entkalkten Bodenprofil, auf 7,8 an. Die Profilbasis ist durch sekundäre Carbonatisierung stark verdichtet.

Fazit: Die im Vergleich zu den bisherigen glazialen Bodenbildungen sehr ausgeprägten Verwitterungsmerkmale von Ga5 sind durch die relativ stabile Reliefposition und dem mit max. 4.700 b.p. vergleichsweise hohen Alter des Decksediments zu erklären. Demgegenüber sind in den sandigeren Bodensedimenten aus Lössschutt auf der GLM die beiden jüngeren Bodenbildungen (rezent und mittelalterlich) nur schwach ausgeprägt.

Die Pedogenese in den glazialen Prozessbereiche ist somit extrem vom Alter der moränischen Vollformen sowie von der Morphodynamik abhängig. Ältere als dem Batura-Stadial entsprechende Bodensedimente, wie z.B. die vorverwitterten Kolluvien der nordexponierten Waldstufe aus verlagerten Lössen des Ghulmit II-Stadials, sind hier nicht zu erwarten.

6.3.2 Glazifluvialer Prozessbereich: Oberes Terrassenniveau bei Gossoner

Auf dem obersten erhaltenen Flussterrassenniveau unterhalb der Sommersiedlung Gossoner in 2.570 m ü.M. wurde eine **Vega (Gas2)** aufgeschlossen.

Über sehr groben und skeletthaltigen Flussschottern in 110 cm Tiefe befinden sich für den Talbodensumpf jenseits des Flussdammes typische Feinsedimente, die hier als sandige Schluffe bzw. stark schluffige Sande und z.T. als stark tonige Schluffe ausgeprägt sind.

In diesen glazifluvialen Sedimenten lassen sich v.a. farblich fünf Schichten differenzieren. Die oberste Schicht ist 12 cm mächtig und zeichnet sich durch einen hohen Sandgehalt und eine dunklere Farbe aus. Darunter schließt sich bis zum Schotterkörper eine dünnbänderige Wechsellagerung von Sanden und Schluffen an, die an die fluviolakustrischen Sedimente des Profiles DL3 erinnern. Die 1 - 4 cm dünnen Lagen sind hier im Gegensatz zum Profil DL3 sehr unregelmäßig ausgebildet und werden häufig durch Schräg- und Kreuzschichtung sowie Überschwemmungsrinnen, die als Kies- und Grobsandlinsen in Erscheinung treten, unterbrochen. Insgesamt herrschen helle olive Farben vor, die zwischen 65 und 73 cm Tiefe von einem oliv-braunen Bereich mit flächiger Verbreitung von Holzkohlebruchstücken unterbrochen werden. Ein weiterer dunkel oliv-brauner Bereich liegt direkt dem Schotterkörper auf und setzt sich aus stark tonigem Schluff zusammen.

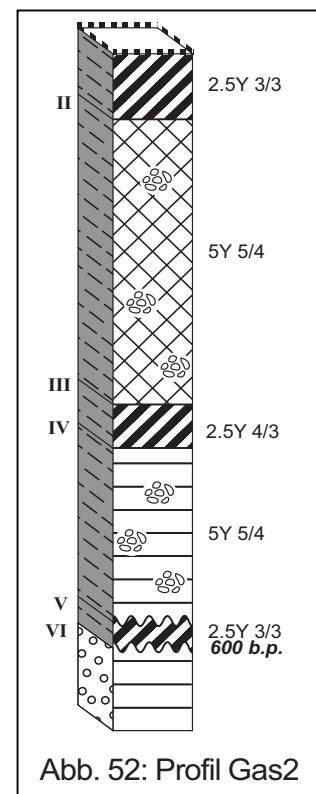


Abb. 52: Profil Gas2

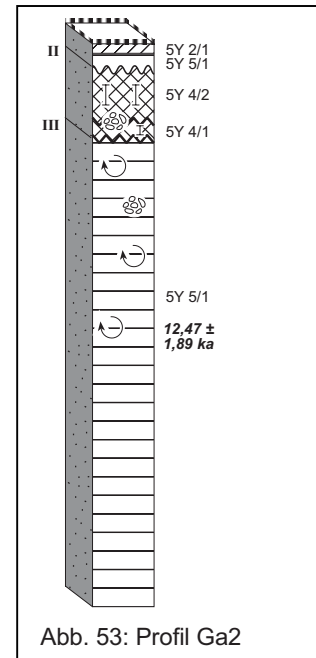
Die dunkleren Schichten zeugen von relativ stabilen Oberflächen, auf denen sich organische Substanz, z.T. auch Holzkohle angereichert hat, und die helleren Schichten zeugen von Phasen mit langsamer Wasserbewegung und Feinsedimentdeposition im Talbodensumpf eines breitenverzweigten Flusssystemes. Bei schwach alkalischen Bodenreaktionen weist lediglich der V faAh-Horizont direkt über den Schottern mit hohem Ton- und C_{org}-Gehalt eine nennenswerte Bodenbildung auf.

Das rezente Flussbett liegt ca. 5 m unterhalb der Geländeoberkante. Da der V faAh-Horizont auf 600 b.p. (¹⁴C) datiert wurde, erfolgte der Flusseinschnitt nach diesem Zeitpunkt. Es ist davon auszugehen, dass dieser Einschnitt mit dem Seeausbruch von Barche im Zusammenhang steht (vgl. Kap. 5.2.4).

6.3.2.1 Glazifluvialer Prozessbereich: Die Terrassenniveaus von Gargo

Westlich der Weidesiedlung Gargo treffen die Schmelzwässer der Gletscher Salini, Aguzapi, Shidelli, Garroy und Palloy zusammen und entwässern ab dort unter dem Barche-Gletscher hindurch (vgl. geom. Karte). Die glazifluviale Dynamik führte im Talkessel von Gargo zur Ausbildung von drei Terrassenniveaus, die hier anhand repräsentativer Bodenprofile pedostratigraphisch näher charakterisiert werden sollen.

Das unterste Terrassenniveau in 3.310 m ü.M. wird durch mehrere Meter mächtige Sande aufgebaut und hebt sich von den vorwiegend aus Schottern zusammengesetzten oberen beiden Terrassen substanziell ab. Im **Profil Ga2** handelt es sich um geringmächtige Lagen von mittel schluffigen Sanden, die mit reinen Sanden abwechseln. Der Sandkörper zeichnet sich durch starke Kreuzschichtung, einige Kieslinsen und zwischen 30 und 70 cm Tiefe durch extreme Verwürgungen aus, die auf Frostwechselaktivität hinweisen. Die feineren, schluffigen Sande wurden durch die Kryoturbation in die weniger dicht gelagerten Sande tropfenförmig eingepresst. In 60 cm Tiefe wurde der mittel schluffige Sand mit einem Fehler von 23 % auf ein OSL-Alter von $12,47 \pm 1,89$ ka datiert.¹²⁷



An der Geländeoberfläche liegt unter einem lückenhaft ausgebildeten Moder eine nur 6 cm mächtige Sandschicht, in der ein aAi-Horizont entwickelt ist, und die die darunter anschließende Ss/Su-Wechselagerung diskordant schneidet. In dieser gekappten Schicht befindet sich ein verbraunter Bereich, der sich unabhängig vom Verlauf der dünnen Sandschichten relativ gleichmäßig zwischen 6 und 18 cm Tiefe erstreckt und das einzige Merkmal für Bodenbildung darstellt. Der rezente Boden ist daher ein geringmächtiger **Rambla** (Auenlockersyrosem) aus glazifluvialen Sanden. Letztere kappen eine ältere, vegaähnliche Bodenbildung.

Der rezente Fluss hat bis zu einer Tiefe von maximal 10 m in den Terrassenkörper eingeschnitten. In diesem natürlichen Aufschluss wurde Schluff und Sand in erheblichem Maße ausgeblasen, wobei der Sand direkt auf dem unteren Flächenniveau in 3.310 m ü.M. in Form von Dünen wieder abgelagert worden ist. Der Sand der diskordant über dem B-Horizont gelegenen Deckschicht wurde von diesen Dünen auf die Fläche gespült. Die mittlerweile durch Gräser fixierten Dünen rufen das kuppige Relief der untersten Flussterrasse hervor.

¹²⁷ Zur Datierungsgenauigkeit der Probe Ga2 siehe Kap. 4.5.

Das **Profil Ga3** befindet sich auf dem mittleren Terrassenniveau und setzt sich bis in 80 cm Tiefe aus unterschiedlichen glazifluvialen Sedimenten zusammen. Der stark skeletthaltige Schotterkörper mit schluffigen Sanden an der Basis wird in 41 cm Tiefe durch eine 5 cm mächtige Schicht aus mittel tonigen Schluffen mit weniger als 10 % Kies abgedeckt. Darüber befindet sich ein weiterer grobkörniger Schotterkörper mit Sand als Feinboden, aber weniger abgerundeten Steinen als der unterste Schotter, der in 9 cm Tiefe wiederum durch ein feinkörniges Sediment abgeschlossen wird.

In diesem Feinsediment ist ein 4 cm mächtiger Ah-Horizont mit einem pH-Wert von 6,9 entwickelt, so dass eine geringmächtige **Paternia** an der Oberfläche liegt. Ab dem folgenden Schichtwechsel ist die Bodenreaktion schwach alkalisch und nur die Schicht II ist mit 1 - 2 % etwas carbonathaltig. Der Feinboden der oberen 6 cm dieser Schottererschicht ist mit schluffigem Sand etwas feiner als der untere Teil und leicht verbraunt. In dem geringmächtigen Feinsediment (Schicht III) aus tonigem Schluff sind keine pedogenen Merkmale enthalten, während der abschließende Schotterkörper (Schicht IV) wiederum einen oberen verbrauchten Horizont aufweist.

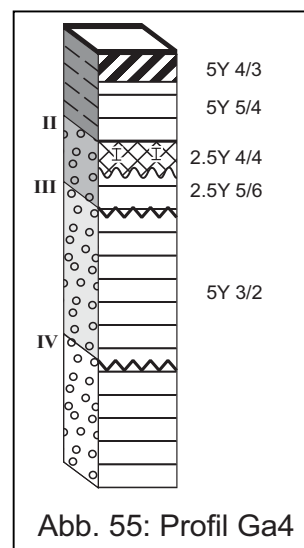
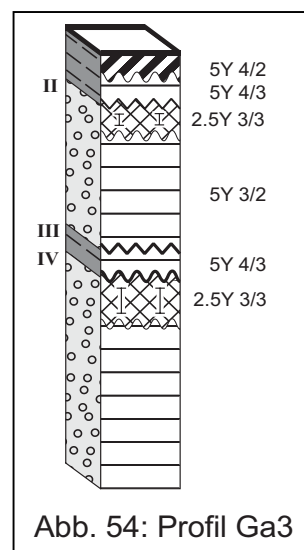
Dieses Profil zeugt somit bis in 80 cm Tiefe von einer mehrphasigen Aufschotterung mit anschließender Bodenbildung, die jeweils durch die Akkumulation schluffiger, wahrscheinlich ursprünglich äolischer Sedimente unterbrochen wurde.

Auch das **Profil Ga4** auf dem obersten Terrassenniveau (2.320 m ü.M.) wird durch grobe Schotter und feine glazifluviale Sedimente zusammengesetzt. Der zwischen 16 und 80 cm Tiefe liegende Schotterkörper ist mehrgliedrig und lässt sich v.a. durch unterschiedliche Skelettgehalte und Farben in drei Schüttungen unterteilen. An der Oberfläche befindet sich ein mittel bis stark toniger Schluff, in dem ein Ah-Horizont entwickelt ist. Analog zum Profil Ga3 handelt es sich hier um eine geringmächtige **Paternia**. Dagegen werden die Schotter der Schichten III und IV nicht wie im Profil Ga3 von feineren Depositionen unterbrochen und lediglich der oberste Schotter weist einen MBv-Horizont auf.

Fazit: Der Talkessel von Gargo wird substantziell durch ca. 12.500 Jahre alte glazifluviale Sande, die von Schotter- und Feinsedimentschüttungen überdeckt worden sind, ausgefüllt. Während

die Sande zeitlich dem Batura-Stadial zuzuordnen sind, stehen die auflagernden Schotter bereits mit der rezenten Abflusssituation im Zusammenhang. So schmiegen sich die Schotter sowohl der GLM als auch dem Gegenhang an und sind daher maximal neoglazialen Alters. In ca. 3.320 m ü.M. entstand daher frühestens neoglazial durch glazifluviale Aufschotterung eine einheitliche, nur flach geneigte Aufschüttungsfläche, die nachträglich zweiphasig eingeschnitten wurde. Somit sind rezent insgesamt drei Flächenniveaus ausgebildet.

Die Sande im Liegenden könnten während des Batura-Stadials mit relativ geringer Transportenergie u.U. sogar subglazial geschüttet worden sein, während die darüber



liegenden neoglazialen Schotter von großen Abflussmengen zeugen und daher mit einem wärmeren Klima korrespondieren. Der zweiphasige Einschnitt des Talkessels kann zeitlich nicht spezifiziert werden und zahlreiche Ursachen aufweisen. So könnten die Tieferlegung der örtlichen Erosionsbasis bei der Entwicklung der subglazialen Entwässerung aber auch Ausbrüche kleinerer Stauseen im oberhalb anschließenden Ufertal hierfür verantwortlich sein.

Die rezenten Bodenbildungen dieser unterschiedlich alten Oberflächen differieren jedoch nur geringfügig, was darauf hindeutet, dass die originär äolischen Decksedimente, die nachträglich verspült worden sind, ein ähnliches Alter besitzen. Der Körnungsvergleich dieser Decksedimente zeigt eine deutliche Gradierung von fast reinem Sand auf der untersten, über leicht tonigen Schluff mit 15 % Sand auf der mittleren, hin zu stark tonigem Schluff und nur noch 3 % Sand auf der obersten Terrasse. Daher kann davon ausgegangen werden, dass die Decksedimente der beiden oberen Terrassenflächen ebenfalls aus den rezent angeschnittenen Ss/Su-Wechselagerungen des untersten Terrassenniveaus ausgeblasen worden sind und mit der Entfernung vom Flussbett eine Korngrößensortierung stattgefunden hat.

6.3.3 Fluvialakustrischer Prozessbereich: Die Terrassenniveaus von Barche

In dem Ufertal zwischen orographisch rechter Barche-Lateralmoräne und den südexpontierten Talflanken, nahe der Weidesiedlungen Dadormal, Manugush und Barche, bilden typische fluvialakustrische Sand-Schluff-Wechselagerungen die rezenten Talböden bzw. Terrassenflächen (vgl. geom. Karte). Die mächtigsten Ablagerungen sind nahe der Weidesiedlung Barche in Form von bis zu 10 m hohen Erosionsterrassen aufgeschlossen. Hier wurde wahrscheinlich im Zuge eines Gletschervorstoßes die Entwässerung des Ufertales blockiert, so dass im Zwickel der Seitenmoränen des Barche- und Yune-Gletschers ein See aufgestaut wurde, der zwischen 1300 und 1400 n. Chr. ausgebrochen ist (vgl. Kap. 5.2.4). Flächenreste eines ehemaligen Seebodens schmiegen sich sowohl der Barche-Lateralmoräne als auch dem Gegenhang an, so dass ein lakustrisches Limit nachgezeichnet werden kann.

Dieser Seeboden wurde durch die im Ufertal der orographisch rechten Barche-Lateralmoräne ablaufenden Schmelzwässer bis zu 10 m tief eingeschnitten. Somit konnte an der Erosionsterrassenkante die Lagerung der fluvialakustrischen Sedimente studiert werden. Wahrscheinlich erfolgte dieser Einschnitt durch ein singuläres, katastrophales Ereignis, da keine weiteren Terrassenniveaus überliefert sind. Es könnte sich hierbei um einen Ausbruch eines Stausees oberhalb des Barche-Sees bei Manugush oder aber um den Ausbruch eines glazialen Schmelzwassersees auf dem Barche-Gletscher gehandelt haben.

Profil Ba1 wurde an einer Terrassenstirn bis in 7 m Tiefe untersucht. Es handelt sich um eine **Vega** mit einem 5 cm mächtigen aAh-Horizont und einem 11 cm mächtigen aMBv-Horizont über reliktsichen Gor- und Gro-Horizonten aus fluviolakustrischen Sedimenten (vgl. Profilbasis DL3). Analog zur Basis des Profils von DL3 werden in den Barche-Ablagerungen die nur wenige Zentimeter mächtigen Sand-Schluff-Wechselagerungen in unregelmäßigen Abständen von gröberem, z.T. kreuzgeschichteten Kies- oder Steinlagen unterbrochen und auch hier zeichnen sich die Übergänge der Schlufflagen zu den Sandlagen im Hangenden durch diffuse und die zu den Sandlagen im Liegenden durch sehr scharfe Grenzen aus. Das Gefüge der lose gepackten Körner ist nur schwach isotrop und in den Sand- und Schlufflagen durch unterschiedlich hohe Porosität gekennzeichnet. Während die groben Sandlagen bis zu 9 % Calciumcarbonat enthalten, kann in den schluffigen Schichten maximal 4 % Kalkgehalt nachgewiesen werden.

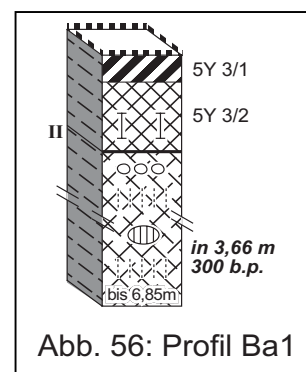


Abb. 56: Profil Ba1

Zusätzlich zu den blau-grauen, grau-weißen und orangen Farbtönen sind in unregelmäßigen Abständen nur wenige Millimeter dünne, hell bis dunkel braune Bänder charakteristisch. Diese bräunlichen Bänder lagern bis auf wenige Ausnahmen im Hangenden der gröberem Sand- und Kiesschichten. Vermutlich handelt es sich um die Ansammlung von organischer Substanz, z.B. durch Wurzelanreicherungen entlang der schneller entlüfteten Sand- und Kieslagen, die in Phasen verlangsamter Sedimentation oder während eines Sedimentationsstillstands stattfand. Denkbar ist aber auch, dass im Sickerwasser gelöste Stoffe (wie z.B. Fe-Humus-Komplexe) hier ausgeschieden werden, da Miniken abreißen und/oder mehr Sauerstoff für die Oxidation vorhanden ist. Die rötlich-orangen bis hellbraunen Farbtöne sind unabhängig von Schichtgrenzen in den unterschiedlichen Lagen ausgebildet. Diese Rostflecken belegen v.a. im unteren Teil des Aufschlusses Hydromorphie.

Die gröberem, z.T. diskordant auflagernden Schichten aus Kiesen und Sanden sind in der Regel hellgrau bis weiß und zeugen zum einen von Schichtlücken, die durch unregelmäßige erosive Unterbrechungen der lakustrischen Deposition hervorgerufen wurden, und zum anderen von seltenen Sedimentationsereignissen mit wesentlich größerer Transportenergie der in den See mündenden Schmelzwasserbäche. Die oben beschriebene Sand-Schluff-Wechselagerung spiegelt meines Erachtens den für das glaziale Regime typischen tageszeitlichen Wechsel zwischen nächtlichen Niedrigwasser- und täglichen Hochwasserabflüssen mit unregelmäßig auftretenden Flutwellen z.B. durch Starkniederschläge wider.

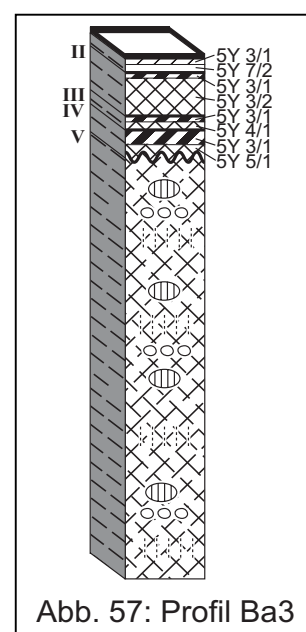


Abb. 57: Profil Ba3

Holzkohle, die in einer Tiefe von 3,66 m entnommen wurde, besitzt ein kalibriertes ¹⁴C-Alter von 1400 bis 1954 AD. Diese große Zeitspanne erlaubt zwar keine nähere zeitliche Einordnung der Seebodensedimentation, schließt aber einen postulierten Ausbruch kurz nach 1400 AD nicht aus, wenn man eine insgesamt nur kurze Sedimentationszeit von wenigen Wochen bis Monaten in Rechnung stellt (vgl. Kap. 3.5.3).

In diesen dünnbankigen Sedimenten ist die rezente Bodenbildung nur schwer erkennbar. Die Bodenprofile werden v.a. durch synsedimentäre Hydromorphiemerkmale geprägt, die die unterschiedlichen Redoxbedingungen der Schluff- und Sandlagen nachzeichnen. Sekundäre Carbonatanreicherung findet vorwiegend in den porösen Sandlagen statt. An der rezenten Geländeoberfläche befinden sich initiale bis geringmächtige A-Horizonte mit anschließenden ebenfalls dünnen Bv-Horizonten.

Im **Profil Ba3** wird deutlich, dass unter dem rezenten **Rambla**-Profil an der Oberfläche auch die Abfolge von geringmächtigen Braunaueböden (Vega) an die fluviolakustrische Schichtung gebunden ist. Das **Bodenprofil Ba2** wurde nahe des rezenten Bachbetts im Talboden aufgegraben und weist rezent redoximorphe Bedingungen auf. Es handelt sich um einen **Auengley** mit einem Grundwasserflurabstand von nur 38 cm.

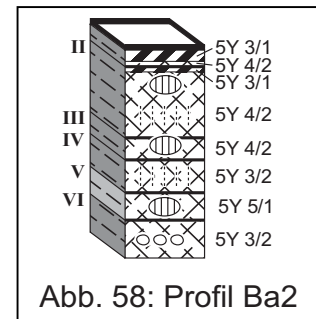


Abb. 58: Profil Ba2

Fazit: Die fluviolakustrischen Prozessbereiche werden im Hinblick auf die Pedogenese durch die typische S/U-Wechselagerung geprägt. Es ist möglich, dass bei der Anlage bzw. dem Aufstau des Barche-Sees zunächst Feinmaterialien sedimentierten, die heute als Basistone fungieren und zur Ausbildung eines Grundwasserkörpers führen, welcher wiederum die semiterrestrische Bodenbildung stark beeinflusst. Das Grundwasser wird durch die Schmelzwässer der den Talkessel eingrenzenden Gletscher Barche und Yune mit im Verhältnis zum Talboden höher liegenden Gletscheroberflächen, gespeist.

Das Ausmaß der Bodenbildung hängt auch hier ganz entscheidend von der Zeitdauer, seit dem die lakustrischen Sedimente an an der Oberfläche liegen, ab. Ferner wird die Bodenbildung durch die Geomorphodynamik beeinflusst. Hierbei handelt es sich vorwiegend um Spülprozesse auf den lakustrischen Oberflächen (Seeböden), die zu Umlagerungen und Unterbrechung der Bodengenese bzw. zu einer regressiven Bodenentwicklung führen. Insgesamt werden die bodenbildenden Prozesse in diesem Prozessbereich neben der Anreicherung von organischer Substanz und geringmächtiger Verbraunung durch Hydromorphie dominiert.

Fazit Kapitel 6: In diesem Kapitel wurde deutlich, dass Aufbau und Eigenschaften der Böden v.a. durch die Schichtigkeit bodenbildender Substrate sowie dem Anteil an Bodensedimenten und deren Mächtigkeit bestimmt werden. Die in der Regel starke Schichtung erschwert die „rein“ pedogenetische Interpretation der Profile in allen geomorphologischen Prozessbereichen. Daher stehen hinsichtlich der Pedodiversität die Verteilung oberflächennaher, quartärer Sedimente, deren Abfolge und deren Eigenschaften im Vordergrund.

Die quartäre Talentwicklung wurde und wird bis heute durch die klimatisch gesteuerte glaziale Dynamik bestimmt. Es resultieren unterschiedlich alte und im Zusammenspiel mit der holozänen Vegetationsentwicklung auch verschieden stabile Oberflächen, auf denen die jeweilige geomorphologische Prozessdynamik zu unterschiedlichen Sedimenttypen und deren Schichtung führt.

Pedogenetische Verwitterungsmerkmale können vorwiegend in den Hanglössen, die in der Regel als Kolluvien ausgeprägt sind, nachgewiesen werden. Die periglazialen und







denudativen Prozessbereiche der oberen nordexponierten Waldstufe zeichnen sich durch oberflächennahe lösshaltige Kolluvien aus. Diese Bodensedimente werden durch den Gehalt an organischer Substanz sowie Körnung, Gefüge und Bodenfarbe von weiteren Lockersubstrattypen unterschieden (vgl. Kap. 5.4).

Die Verwitterungshorizonte der Bodenprofile in den periglazialen Prozessbereichen sind je nach Reliefposition mehr oder weniger stark versauert, verbraunt, geringfügig podsoliert, mit organischer Substanz stark angereichert (v.a. in Südexposition) und kryoturbat überprägt. Während in den periglazialen Prozessbereichen die Bodenprofile mit der typischen Schichtabfolge von Hanglöss, Lösschutt und Hangschutt meist dreigliedrig ausgeprägt sind, ist in den oberen denudativen Prozessbereichen in der Regel eine komplexe Abfolge z.T. unterschiedlich alter und verschieden stark verbraunter und verlehmteter Kolluvien, in denen keine Podsolierungsmerkmale auftreten, zu verzeichnen.

Während die Decksedimente bei schwach saurem Bodenmilieu meist entkalkt sind, variieren die Kalkgehalte der liegenden Lockersubstrate je nach Herkunft des Materiales in weiten Grenzen. Die Zusammensetzung der Hangsedimente ist in den denudativen Prozessbereichen heterogener, da Verwitterungsschutt unterschiedlich anstehender Festgesteine sowie unterhalb ca. 3.500 m Höhe Moränenmaterial hinzutreten.

Offensichtlich führt die rezente Oberflächendynamik in den periglazialen Prozessbereichen, die durch die gebundene Solifluktion dominiert wird, zu großflächig einheitlich ausgeprägten Schichtprofilen. Demgegenüber sind in den denudativen Prozessbereichen sowohl Art der meist diskontinuierlichen Massenbewegungen als auch deren Amplituden und Frequenzen sehr unterschiedlich (vgl. Kap. 3.5.2 u. 3.5.5), so dass kleinräumig die Sedimentschichtungen differieren können. Insgesamt bedingt die Geomorphodynamik die Verlagerung und Resedimentation oberflächennaher Substrate und damit hangabwärts potenziell sich verjüngende Sedimente mit zunehmendem Vermischungsgrad.



Bodenhorizonte soil horizon

	initialer A <i>initial A</i>
	A
	B
	M
	C
	G








Humusauflage organic layer

	Mull <i>mull</i>		lückenhaft <i>sketchy</i>
	Modernmull <i>mildew</i>		lückenhaft <i>sketchy</i>





Festgestein hard bedrock

	phyllitischer Schiefer	<i>phyllitic schists</i>
	kalkhaltige Metasedimentite	<i>metamorphic limestone</i>













Sedimente sediments

	Hanglöss	<i>loessic colluvium</i>
	Lössschutt	<i>loessic debris</i>
	Hangschutt	<i>slope debris</i>
	grusiger Sand	<i>gritty sand</i>
	Moränenmaterial	<i>glacial deposits</i>
	Schotter	<i>gravel</i>
	Fluviolakustrische Sedimente	<i>fluvio-lacustrine sediments</i>





Skelettgehalt skeleton content

	< 10%		40 - 70%
	10 - 40%		> 70%







pedogene Merkmale pedogenic features

	verbraunt, verlehmt	<i>altered material</i>
	initiale Podsolierung	<i>initial podzolization</i>
	kalkhaltig >5%	<i>calcareous >5%</i>
	kalkhaltig <5%	<i>calcareous <5%</i>
	sekundäre Kalkanreicherung	<i>petrocalcic</i>
	Wurzelanreicherung	<i>accumulation of roots</i>
	Kalkbelag auf Skelett	<i>calcareous coating on skeleton</i>
	Pseudomyzele	<i>pseudomycel</i>
	Lösskindel/ Kalkakkumulation	<i>loess nodule</i>
	Frostwechselgefüge, schuppig-plattig	<i>freeze-thaw soil structure; platy</i>
	Oxidation	<i>oxidation</i>
	Reduktion	<i>reduction</i>

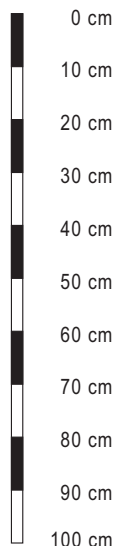
geogene Merkmale geogenic features

	Kryoturbation	<i>cryoturbation</i>
	Kiesband	<i>gravel line</i>
	Kieslinse	<i>gravel lense</i>
	eingeregelttes Skelett	<i>aligned skeleton</i>

Horizontgrenzen horizon boundaries

	abrupt	<i>abrupt</i>
	deutlich/ klar	<i>clear</i>
	diffus	<i>diffuse</i>
	geradlinig	<i>smooth</i>
	wellig	<i>wavy</i>
	unregelmäßig/ irregular	<i>irregular</i>

Maßstab scale



Datierungen datings

0 cm
600 b.p. ¹⁴C
17,0 ± 2,74 ka OSL

20 cm
Bodenfarbe, feucht
(10YR 4/1) nach Munsell-Karte
soil color, moist
(10YR 4/1) according to Munsell-chart

50 cm
II, III, IV Substratschichtung
II, III, IV *substrat-discontinuities*

Entwurf *draft*: T. REINEKE
Kartographie *cartography*: T. Reineke, H. KLIMCZAK

Abb. 59: Legende für die Bodenprofilsäulen

7. Bodenbildungspotenziale im oberen Bagrot-Tal

Die pedostratigraphische Interpretation der Profile unterschiedlicher Prozessbereiche lässt für die Bodenbildungspotenziale im Untersuchungsgebiet einen starken Einfluss der Geomorphodynamik respektive der unterschiedlichen Alter der jeweiligen geomorphologischen Oberflächen erwarten. Daher werden zunächst in Kapitel 7.1 die Prozessbereiche hinsichtlich ihrer Geomorphodynamik charakterisiert. In Kapitel 7.2 werden die sedimentologischen Befunde mit der Reliefentwicklung in Einklang gebracht und die resultierende Mischungsreihe mündet in ein modellhaftes System der Substratgenese und -verteilung. Abschließend werden in Kapitel 7.3 die Verwitterungshorizonte bzw. die Bodensedimente der geomorphologischen Prozessbereiche auf der Basis von Verwitterungsindizes und semiquantitativer Tonmineralanalysen charakterisiert und deren Bodenbildungspotenziale diskutiert.

7.1 Ableitung der Geomorphodynamik in den Prozessbereichen

Die in Kap. 5.3 rekonstruierte Hangentwicklung seit dem LGM beschreibt im Wesentlichen einen durch Eisdruckentlastung und glazifluviale Erosion induzierten rückschreitenden Hangzerfall. Diese rückschreitende Hangverlegung seit dem LGM lässt vom Talbodenniveau bis zum periglazialen Prozessbereich ansteigende Alter der Reliefeinheiten bzw. Hangabschnitte erwarten. Durch die glaziale Talentwicklung entstehen vergleichsweise stabile Hangformen mit Reliefstabilitätsindizes (TFR) zwischen von 0,3 bis 0,1 (vgl. Tab. 6; Kap. 3.5.5), die durch die rezente Geomorphodynamik in den Prozessbereichen (Kap. 5.5) unterschiedlich stark modifiziert werden.

Die raum-zeitliche Wirksamkeit der jeweiligen Prozesskombinationen in den ausgewiesenen Prozessbereichen differieren. Der periglaziale Prozessbereich mit vorherrschender gebundener Solifluktion lässt großflächig relativ gleich alte Oberflächensedimente erwarten, während der denudative Prozessbereich mit einer höheren Prozessvielfalt und zahlreichen diskontinuierlichen Einzelereignissen und Reliefstabilitätsindizes von > 10 unterschiedlich alte Oberflächensubstrate auf engem Raum aufweisen kann.

In ausgewählten Bodenprofilen der Prozessbereiche konnten absolute Datierungen durchgeführt werden (vgl. Kap. 6). An Holzkohlerückständen und Ah-Horizonten (Huminsäuren) wurden ^{14}C -Alter bestimmt und in verschiedenen Lockersubstraten OSL-Proben entnommen. Die Interpretation dieser Daten ist vor dem Hintergrund zahlreicher und unterschiedlicher Verlagerungsprozesse und Resedimentationen sowie der jeweiligen Datierungstechnik nur mit entsprechenden Einschränkungen durchzuführen.

So kann datierte Holzkohle oder auch Holz aus mehrfach resedimentierten Substraten stammen. Solche Datierungen liefern dementsprechend nur ein maximal mögliches Alter der entsprechenden Substrate. Huminsäure-Datierungen können u.U. durch rezent verlagerte Huminstoffe nachträglich verfälscht werden und somit ein jüngeres Alter vortäuschen. Für OSL-Datierungen ist die wichtigste geomorphologische Voraussetzung die möglichst vollständige Belichtung des zu datierenden Materiales vor dessen Ablagerung sowie deren möglichst gleichzeitige und homogene Abdeckung, so dass die sogenannte „Nullstellung“ der optischen Signale einheitlich erfolgt (vgl. WAGNER & ZÖLLER 1989, STOKES 1999, RICHARDS 2000). Sehr gute Ergebnisse wurden daher bisher an Lössaufschlüssen erzielt. Ein Großteil der hier durchgeführten OSL-Datierungen erfolgte aber an Sedimenten, die vor

ihrer Abdeckung je nach Transportprozess sukzessiv und mehr oder weniger weit und turbulent verlagert worden sind. Da dieses Material bei Massenbewegungen am Hang nicht zwangsläufig komplett unter Lichteinfluss gelangt, könnten die Ergebnisse höhere Alter suggerieren als es der Ablagerung entspricht.

Aufgrund der im Untersuchungsgebiet limitierten Möglichkeiten für Absolutdatierungen u.a. wegen Mangels an ^{14}C -datierbarem Material (vgl. Kap. 3.5.5), werden in dieser Arbeit trotz aller Unwägbarkeiten die OSL-Alter der Hangsedimente hinzugezogen. Bei der Interpretation der Datierungen wird dementsprechend weniger Wert auf absolute Alter gelegt als auf die relativen Altersunterschiede in den entsprechenden Prozessbereichen.

Die Datierungen bewegen sich zwischen 300 b.p. (^{14}C) und 17 ka (OSL) und liefern gemeinsam mit der in Kap. 5.3 rekonstruierten Hangentwicklung wichtige Anhaltspunkte für die Substratdynamik in den Prozessbereichen. Die ältesten Datierungen sind die OSL-Datierungen aus den Lössen bzw. Kolluvien der periglazialen Prozessbereiche. Sie belegen eine Lössdeposition zwischen 15 und 17 ka und stimmen mit dem Ende des Ghulkin II-Vorstosses des Borit Jheel-Glazials überein (vgl. Kap. 3.5.1). Dieses Datum kennzeichnet somit den frühest möglichen Zeitpunkt der Pedogenese im Untersuchungsgebiet. Ältere Bodenbildungen können hier aufgrund von Schneegrenzdepressionen von ca. 1.000 m und fehlender hochglazialer Oberflächen wie z.B. Moränenterrassen ausgeschlossen werden.

Relativ alte Datierungen stammen aus den mittleren bis unteren Bereichen der meist stark geschichteten Bodenprofile des denudativen Prozessbereiches und liegen zwischen 7.500 und 8.800 b.p. Die Decksedimente können dementsprechend wesentlich jüngeren Datums sein, was das maximal 1.600 Jahre alte obere Kolluvium im Profil N3C bestätigt.

In den glazialen Prozessbereichen variieren die Datierungen entsprechend der unterschiedlich alten Moränenstände. Die ältesten glazigenen Oberflächen stellen die neoglazialen Endmoränen eines vereinigten Salini- und Aguzapi-Gletschers (7,4 ka bis 4.700 b.p.) dar. Der neoglaziale Moränenkomplex von Dar wurde zwischen 1.500 und 2.100 b.p. geomorphologisch überformt. Die neoglaziale bis rezent überformte GLM wurde im Profil Ga5 auf 400 b.p. datiert.¹²⁸ Ähnlich junge Alter liefern die glazifluvialen und fluviolakustrischen Prozessbereiche im Talbodenniveau mit 300 bis 800 b.p.

Die Datierungen lassen sich in subrezente (<1.000 a), spätholozäne (1.000-5.000 a), frühholozäne (5.000-10.000 a) und pleistozäne (>10.000 a) Altersklassen einteilen, die zu vorsichtigen qualitativen geomorphodynamischen Interpretationen herangezogen werden. So können den Altersklassen geomorphodynamische Attribute zugewiesen und somit Standorte mit geringer, mäßiger, hoher und sehr hoher Substratdynamik differenziert werden. Betrachtet man schließlich die Zuordnung der unterschiedlich geomorphodynamischen Standorte zu den differenzierten Prozessbereichen, leitet sich eine sehr hohe Substratdynamik in den glazifluvialen, fluviolakustrischen und gravitativen Prozessbereichen, die sehr hohe bis mäßige Dynamik in den glazialen Prozessbereichen, mäßige Aktivität der denudativen Prozessbereiche sowie die vergleichsweise geringe Dynamik der periglazialen Prozessbereiche ab.

¹²⁸ Hierbei handelt es sich um eine Datierung an Huminsäuren, so dass eine nachträgliche Infiltration von Huminstoffen nicht ausgeschlossen werden kann.

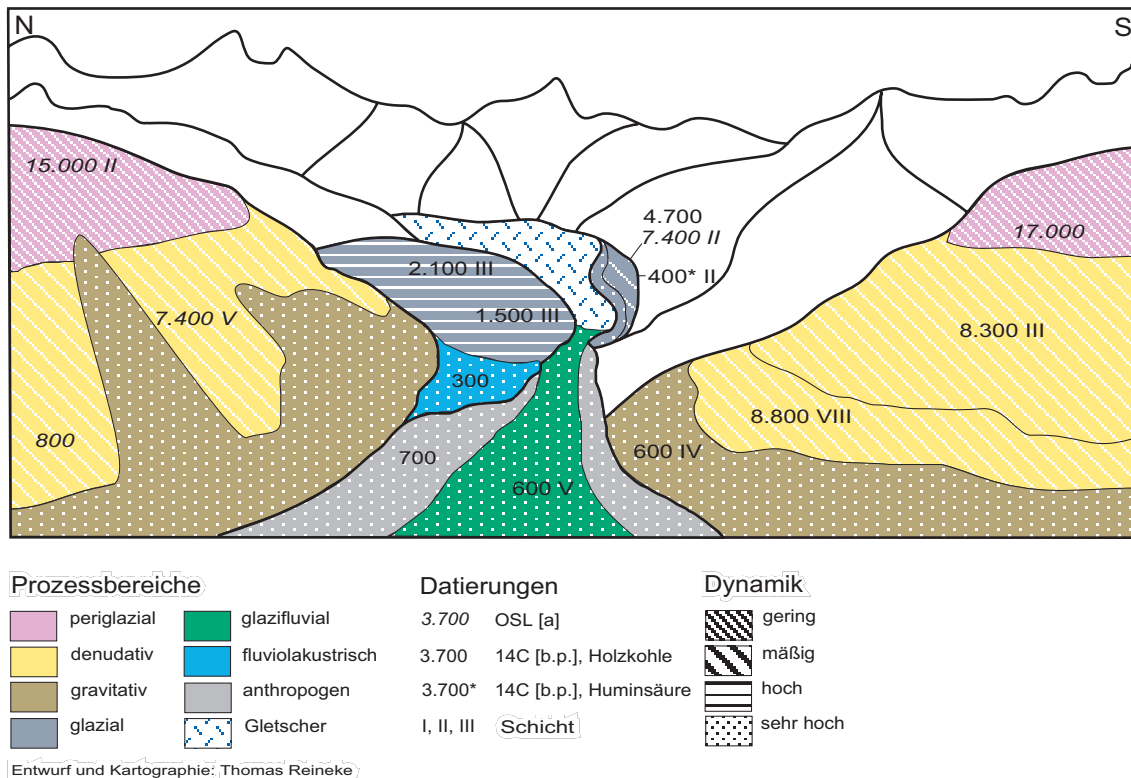


Abb. 60: Substratdynamik im oberen Bagrot-Tal

Die Datierungen zeichnen somit die zuvor rekonstruierte Reliefentwicklung, die durch Glazialmorphologie und postglaziale Hangrückverlegung gesteuert wird, sehr gut nach. Daher werden die Oberflächen und damit auch die Böden vom periglazialen Prozessbereich bis zum Talbodenniveau immer jünger.

Eine hervorragende Rolle für die differenzierte Geomorphodynamik scheint die Vegetationsverteilung und die damit einhergehende Veränderung der Vegetationsdichte einzunehmen. Während die geschlossene und sehr dichte Mattenvegetation im periglazialen Prozessbereich mit durchschnittlich 95 %-iger Bodenbedeckung die spätglazialen Lössse zu stabilisieren vermag, zeugen im denudativen Prozessbereich mit bis zu 80 % Deckungsgrad die meist vielgliedrigen Schichtprofile mit oft mehreren übereinander lagernden Kolluvien von Massenverlagerungen, in denen die originären Lössse eingearbeitet worden sind. Im unteren denudativen Prozessbereich mit nur noch 50 % Vegetationsbedeckung (*Juniperus*-Wald) bilden vorwiegend Lössschutte die Decksedimente und im darunter anschließenden gravitativen Prozessbereich lagern Hangschutte an der Oberfläche, auf denen das *Artemisia*-Zwerggesträuch ca. 30 % Bodenbedeckung erreicht.

7.2 Das System der Substratgenese und -verteilung

Zur näheren Charakterisierung der in Kap. 5.4 differenzierten Sedimenttypen wurden für die Körnungsverteilung der Feinböden die statistischen Größen Median,¹²⁹ Sortierungsgrad, Schiefe und der Körnungsquotient S/U ermittelt. Vor allem die Beziehung zwischen Median und Sortierung ist sehr gut geeignet, den pedogenetisch wichtigen Lössseinfluss sowie Vermischungstendenzen bzw. Mischungsreihen in den Hangsedimenten darzustellen.

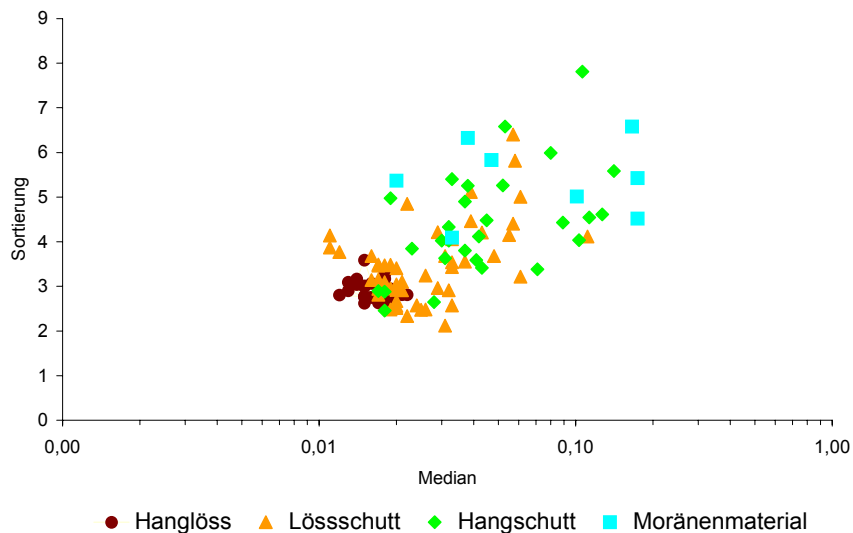


Abb. 61: Punktdiagramm Median - Sortierung der Hangsedimente

In Abb. 61 werden die statistischen Größen Median und Sortierung der Korngrößenverteilungen nach Sedimenttypen dargestellt. Die Punktwolken der verschiedenen Sedimenttypen werden in der Reihenfolge Hanglöss, Lössschutt, Hangschutt bis hin zum Moränenmaterial größer. Das bedeutet, dass die Variabilität der Substrate hinsichtlich ihrer durchschnittlichen Äquivalentdurchmesser und Sortierung in dieser Richtung zunimmt.

Die Hanglössse liegen in dem Diagramm relativ nahe zusammen, besitzen Mediane zwischen 0,012 und 0,024 mm und werden durch Sortierungsindizes um 3 gekennzeichnet. Die Lössschutte mit mittleren Äquivalentdurchmessern zwischen 0,011 und 0,061 mm streuen demgegenüber bereits beträchtlich. Während einige Feinsedimente aus Lössschutt sich mit den Hanglössen decken, gibt es eine weitere Gruppe, die mit Korngrößendurchmessern von > 0,025 mm wesentlich gröber zusammengesetzt und mit Sortierungsindizes bis 6,4 in der Regel schlechter sortiert ist.

Die Punktwolke der Hangschutte verschiebt sich noch weiter in Richtung größerer Äquivalentdurchmesser und schlechterer Sortierungsindizes. Es fallen kaum noch Proben in den Bereich der Hanglössse, die Mediane überschreiten die 0,063 mm-Grenze zwischen Schluff und Sand und die Sortierung nimmt bis auf den Wert 7,8 zu. Gleiches gilt für die Proben aus Moränenmaterial, wobei hier mit 0,174 mm die größten mittleren Korngrößen ermittelt wurden. Der relativ große Deckungsgrad der Punktwolken von Hangschutt und Moränenmaterial v.a. im Bereich der gröbereren Substrate spiegelt den Anteil glazialer

¹²⁹ Der Median bezieht sich auf die Verteilung der Äquivalentdurchmesser

Sedimente in den Hangschutten wider. Auf der anderen Seite werden auch noch rezent die Obermoränen durch v.a. gravitativ verlagerten Hangschutt genährt.

Tab. 11: Feinbodeneigenschaften nach Sedimenttypen

Hanglöss: n=48					glazifluviale Sedimente: n=10				
	Median	So	S	S/U		Median	So	S	S/U
x	0,016	3,011	0,787	0,147	x	0,187	2,864	0,792	4,208
s	0,003	0,346	0,152	0,085	s	0,145	1,314	0,208	4,042
k	0,000	0,098	0,043	0,024	k	0,090	0,815	0,129	2,505
Lössschutt: n=50					fluviolakustrische Sedimente: n=11				
	Median	So	S	S/U		Median	So	S	S/U
x	0,030	3,494	0,986	0,476	x	0,015	2,384	1,007	0,164
s	0,018	0,893	0,406	0,353	s	0,006	0,634	0,347	0,111
k	0,005	0,247	0,112	0,098	k	0,003	0,375	0,205	0,065
Hangschutt: n=28					Median [mm] So Sortierung S Schiefe S/U Sand/Schluff-Quotient x Mittelwert s Standardabweichung k Konfidenzintervall: 95 %				
	Median	So	S	S/U					
x	0,054	4,390	1,228	0,830					
s	0,029	0,912	0,414	0,432					
k	0,013	0,447	0,265	0,160					
Moränenmaterial: n=8									
	Median	So	S	S/U					
x	0,094	5,397	1,121	1,119					
s	0,068	0,853	0,765	0,505					
k	0,047	0,591	0,530	0,350					

Tabelle 11 fasst die statistischen Feinbodenmerkmale der Sedimenttypen zusammen. Hierzu werden Median, Sortierung, Schiefe und das Sand/Schluff-Verhältnis der Korngrößenzusammensetzungen in den jeweiligen Sedimentklassen herangezogen und deren Mittelwerte, Standardabweichungen und die 95 %-igen Konfidenzintervalle ermittelt.

Die oben angesprochene Vergrößerung der Sedimente vom Hanglöss zum Moränenmaterial spiegelt sich auch in den Mittelwerten der Mediane wider, die von 0,016 auf 0,094 mm ansteigen, was den Korngrößen Mittelschluff und Feinsand entspricht. In gleicher Richtung nehmen die Standardabweichungen und die Konfidenzintervalle zu und die durchschnittliche Sortierung der Sedimente ab. Das Sand/Schluff-Verhältnis kennzeichnet in dieser Reihe die Abnahme der Schluffanteile und somit die zunehmende Vermischung von Löss mit anderen Substratkomponenten. Auch die Schiefe, als Maß für die Dominanz von groben bzw. feinen Bestandteilen, belegt mit der Linksschiefe für Hanglöss den hohen Löss einfluss. Die Lössschutte und die moränischen Sedimente sind annähernd symmetrisch verteilt und nur im Hangschutt ist eine leichte Rechtsschiefe zu erkennen. Die zugleich großen Standardabweichungen der Hangschutte und Moränen zeigen die petrographisch heterogene Zusammensetzung dieser Sedimente auf. Auch wenn die Grundgesamtheit der glazialen Depositionen mit n=8 gering ist, bestätigen die vergleichsweise weiten Konfidenzintervalle und mit Ausnahme der Sortierung auch die höchsten Standardabweichungen die große Variabilität der moränischen Feinbodeneigenschaften.

Die glazifluvialen und fluviolakustrischen Sedimente werden gesondert betrachtet, da sie fluvial verlagert und deponiert worden sind und somit bessere Sortierungswerte zu erwarten sind. So liegen die Sortierungindizes mit Ausnahme weniger Ausreisser unter dem Wert 3, was für fluvial beeinflusste Ablagerungen eine relativ schlechte Sortierung belegt.

Die Korngrößen variieren dagegen beträchtlich, was auf Veränderungen der energetischen Transportverhältnisse zurückzuführen ist. Die fluviolakustrischen Sedimente streuen relativ eng um den Mittelwert 0,015 mm und die glazifluvialen Sedimente dagegen um 0,187 mm. In den vergleichsweise groben glazifluvialen Sedimenten belegen hohe Standardabweichungen und weite Konfidenzintervalle unterschiedliche Strömungsgeschwindigkeiten während der Sedimentation. Die im Mittel feinsten Sedimente (0,015 mm) stellen die fluviolakustrischen Ablagerungen dar, deren Körnung relativ symmetrisch verteilt ist. Die geringen Standardabweichungen und engen Konfidenzintervalle weisen auf die annähernd konstanten Sedimentationsbedingungen für diese Schluffe hin.

Fazit: Die statistischen Auswertungen zeigen mit zunehmender mittlerer Korngröße der Hangsedimente die tendenzielle Abnahme des Sortierungsgrades sowie den Anstieg der Streuung. Unter Berücksichtigung der oberflächennahen Verteilung dieser Sedimenttypen im Relief (Kap. 5.5) sowie der Profilinterpretationen (Kap. 6) und der differenzierten Geomorphodynamik in den Prozessbereichen (Kap. 7.1) kann folgende bodengeomorphologisch relevante Mischungsreihe postuliert werden:

An ausgewählten Standorten in den vergleichsweise geomorphodynamisch stabilen periglazialen Prozessbereichen zeugen rezent ca. 30 cm mächtige Lössе von einer flächendeckenden Lössdeposition vor 17 ka (Ghulkin II-Stadial). Nach z.T. spätglazialer pedogenetischer Überprägung wurden diese Lössе v.a. im denudativen Prozessbereich verlagert und mit liegenden Substraten vermischt, was zur Ausbildung von Schichtprofilen mit zumeist kolluvialen Hanglössen führte. Intensive Vermengung durch wahrscheinlich rasche Umlagerung und weite Transportstrecken resultierte dagegen in der Ausbildung von Lössschutten mit höheren Grobbodenanteilen in den unteren denudativen Prozessbereichen. In den Hangschutten, die am Ende dieser Mischungsreihe die Decksedimente der gravitativen Prozessbereiche stellen, können neben Verwitterungsprodukten des Anstehenden unterhalb von ca. 3.500 m ü.M. zusätzlich glazigene Sedimente vermengt worden sein. Während solifluidal verlagerte Hangschutte (Fließerden) eine relativ kompakte Bodenmatrix aus z.T. lösshaltigen Feinsedimenten aufweisen, sind die gravitativ verlagerten Schutte meist sehr locker gelagert, so dass dort teilweise Feinmaterial abgereichert und hangabwärts, in lokalen Senken, wieder angesammelt werden konnte. Abgesehen von diesen lokalen Effekten findet in dieser Mischungsreihe u.a. durch fluviale und auch äolische Feinsedimentanreicherung eine Vergröberung und durch Einarbeitung von glazialen Sedimenten eine Heterogenisierung der Lockersubstrate statt, die die substanzielle Differenzierung genetisch unterschiedlicher Sedimente sehr stark einschränkt (vgl. Kap. 3.5.4).

Im Talbodenniveau verzahnen sich Schwemmfächer und Schutthalden mit diversen Moränen, Flussterrassen und fluviolakustrischen Sedimenten. In den fluvial beeinflussten Prozessbereichen findet z.T. eine Korngrößen-sortierung der Feinsedimente zwischen Schluffen und Sanden statt, während der Großteil der Feinböden durch fluvialen Austrag dem System entzogen wird.

Die fluviolakustrischen und glazifluvialen Ablagerungen bilden Sedimentspeicher, aus denen Feinsedimente ausgeblasen und als Löss bis in die oberen periglazialen Prozessbereiche transportiert werden können, wo sie erneut der hangialen Mischungsreihe zugeführt werden (vgl. Abb. 13).

7.3 Die Bodenbildungspotenziale in den Prozessbereichen

Die Charakterisierung der rezenten Bodenbildung in den untersuchten Prozessbereichen kann einerseits qualitativ durch die feldanalytische Beschreibung und Erfassung der dominanten pedogenetischen Prozesse und andererseits quantitativ durch eine Indizierung der Bodenbildungsintensität erfolgen. Im Kap. 6 wurde deutlich, dass v.a. Verbraunung und Verlehmung die bodenbildenden Prozesse im Untersuchungsgebiet darstellen. Neben Gefügemerkmalen und dem Ton- und Feinschluffgehalt gibt die Bodenfarbe wertvolle Hinweise auf diese pedogenetischen Prozesse. Die Bodenfarbe wird in hohem Maße von pedogenen Oxiden beeinflusst, die über hydrolytische und oxidative Zersetzung von lithogenen Fe(II)-haltigen Mineralen dem pedogenetischen Zyklus zugeführt werden (SCHWERTMANN 1988). Daher dient die chemische Analyse der pedogenen Fe-Oxide durch sequentielle Aufschlußverfahren der Charakterisierung von Art und Intensität der pedogenen Verwitterung. Auch wenn mit den üblichen Extraktionsmethoden (oxalat- und dithionit-löslicher sowie Königswasseraufschluss; vgl. Kap. 4.3) einzelne Fe-Oxid-Kristallisations-Phasen wie amorphes, freies oder kristallines Eisen nicht bestimmt werden können,¹³⁰ ist dennoch eine Indizierung des relativen Verwitterungsgrades von Böden und Sedimenten möglich (stellvertretend BÄUMLER 2001: 18ff).

Um den Verwitterungsgrad eisenhaltiger Primärminerale der verschiedenen Sedimenttypen zu kennzeichnen wird das Verhältnis von dithionit-extrahiertem Eisen (Fe_d) zum Gesamteisen (Fe_t) herangezogen und mit dem Körnungsquotienten S/U, der den Lösseinfluss kennzeichnet, in Beziehung gesetzt (Abb. 62). Der Bezug von Fe_d auf das Gesamteisen ist wichtig, da nicht ausgeschlossen werden kann, dass bei den zumeist basischen Grüngesteinen des Anstehenden ein Teil des dithionitlöslichen Eisens lithogenen Ursprungs ist und nur so ein relativer Vergleich unterschiedlich zusammengesetzter Sedimenttypen möglich ist.

¹³⁰ Zur geringen Selektivität dieser sequentiellen Extraktion siehe stellvertretend WALKER (1983), FINE & SINGER (1989) und BORGGAARD (1988, 1990, 1992).

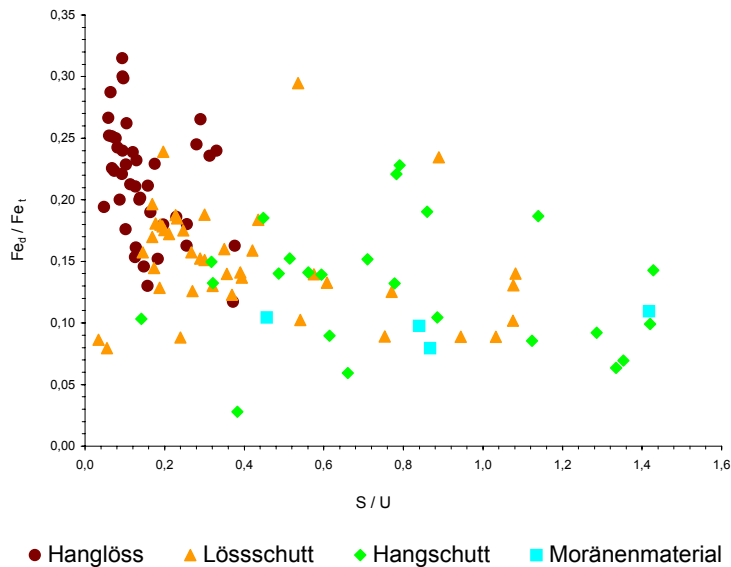


Abb. 62: Punktdiagramm $S/U - Fe_d/Fe_t$ der Hangsedimente

Insgesamt lässt sich für die Sedimenttypen, unabhängig von der Reliefposition in den Prozessbereichen und der Profiltiefe, eine relative Zunahme dithionitlöslichen Eisens mit abnehmendem S/U -Verhältnis bzw. zunehmendem Lösserfluss konstatieren. Andere Möglichkeiten als eine insgesamt aufgrund der feineren Körnung bessere bzw. raschere Freisetzung pedogener Oxide wie z.B. ein bereits vor der Ablagerung höherer Gehalt an pedogenen Oxiden scheinen demgegenüber weniger bedeutsam zu sein. Entsprechend der in Kap. 7.2 aufgezeigten Mischungsreihe nimmt die Verwitterungsintensität vom Hangschutt und Moränenmaterial bis zum Hanglöss zu.

Es stellt sich nun die Frage, ob die Verwitterungsintensität bzw. der Verwitterungsgrad der Bodenhorizonte bzw. Bodensedimente verschiedener geomorphologischer Prozessbereiche signifikante Unterschiede aufweisen. Da tiefgründige Schichtprofile mit A-Horizonten und verbraunten und verlehnten B-Horizonten bzw. Bodensedimenten auf die periglazialen und denudativen Prozessbereiche beschränkt sind, beziehen sich die folgenden Analysen auf die Verwitterungsmaterialien dieser Prozessbereiche.

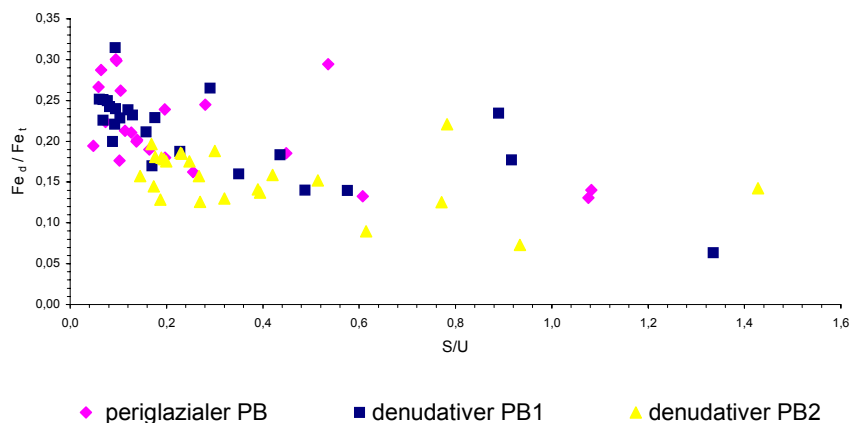


Abb. 63: Punktdiagramm $S/U - Fe_d/Fe_t$ der Verwitterungsmaterialien

In der Abbildung 63 wird deutlich, dass die Verwitterungsintensität der Bodenhorizonte und Bodensedimente nicht durch deren Lage in einem der Prozessbereiche erklärt werden kann.

Das ist darauf zurückzuführen, dass z.B. in den tieferen Schichten des periglazialen Prozessbereiches auch Bodensedimente mit höheren S/U-Verhältnissen vorkommen können (vgl. Kap. 6). Trotzdem treten die feinkörnigen Bodensedimente mit S/U-Quotienten von $< 0,2$ und Fe_d/Fe_t -Verhältnissen von $> 0,2$, also solche mit einem hohen Anteil pedogener Fe-Oxide, vorwiegend in dem periglazialen und oberen denudativen Prozessbereich auf.

Der Schwerpunkt der Punktwolke des unteren denudativen Prozessbereichs setzt sich von denen der anderen Prozessbereiche deutlich ab. Diese Tendenz untermauert die feldanalytischen Beobachtungen, dass stark verbrauchte Horizonte und Sedimente mit ausgeprägter Gefügebildung vorwiegend im periglazialen und oberen denudativen Prozessbereich auftreten und dass im unteren denudativen Prozessbereich sekundäre Carbonatisierung die rezente hydrolytische Verwitterung einschränkt oder gar unterbindet.

Das grundlegende Problem bei der Kennzeichnung der Bodenbildung in den Prozessbereichen ist, dass pedogene Boden(sediment)merkmale nicht ausschließlich in situ entwickelt werden, sondern vor der Verlagerung auch an anderer Stelle entstanden sein können. Im Fall der Verlagerung stabiler Fe-Oxide spiegelt das Fe_d/Fe_t -Verhältnis nicht mehr zwangsläufig die Verwitterungsintensität der jeweiligen Prozessbereiche wider. Weitere Verwitterungsindizes wie z.B. $(Fe_d - Fe_o) / Fe_t$ und $(Fe_d \times Al_t) / (Al_d \times Fe_t)$ ¹³¹ liefern ähnliche Ergebnisse.

Das Verhältnis des oxalatlöslichen Eisens zum Gesamteisen (Fe_o/Fe_t) könnte sich dagegen eher zur Kennzeichnung der aktuellen Verwitterungsintensität eignen. Da die hydrolytische Verwitterung mit abnehmenden pH-Werten zunimmt, wird dieser Eisenindex mit den pH-Werten in Beziehung gesetzt, um zu prüfen in wie weit dieser auf die aktuellen Verwitterungsbedingungen reagiert.

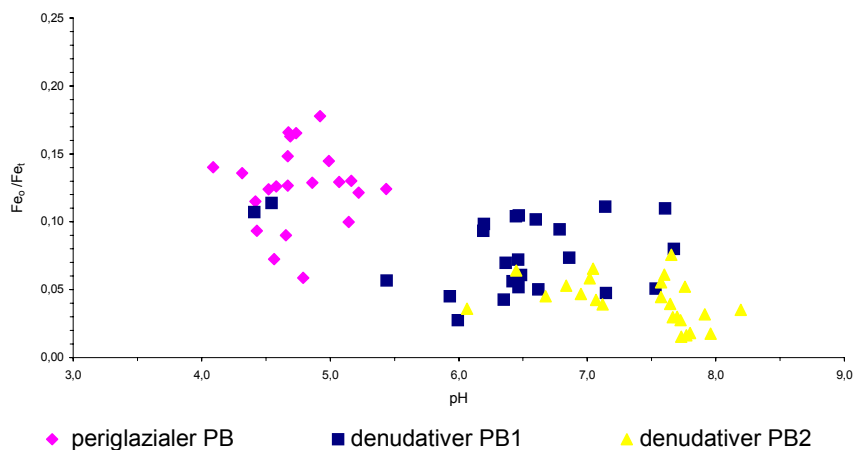


Abb. 64: Punktdiagramm pH – Fe_o/Fe_t der Verwitterungsmaterialien

Die Schwerpunkte der dargestellten Prozessbereiche verschieben sich mit abnehmenden pH-Werten in Richtung erhöhter Fe_o -Freisetzung. Die höheren Fe_o/Fe_t -Werte weisen dabei, da sie offensichtlich schneller auf die aktuellen Verwitterungsbedingungen reagieren als die Fe_d/Fe_t -Verhältnisse, indirekt auf die rezente Verwitterungsaktivität hin.

¹³¹ Siehe hierzu auch ARDUINO (1984, 1986) und EGLI et al. (2001).

Im Vergleich zum Punktdiagramm S/U- Fe_d/Fe_t (Abb. 63) zeichnet sich in Abbildung 65 neben der ansteigenden Eisenverhältnisse mit zunehmendem Lösseinfluss zusätzlich eine Gradierung der Prozessbereiche ab.

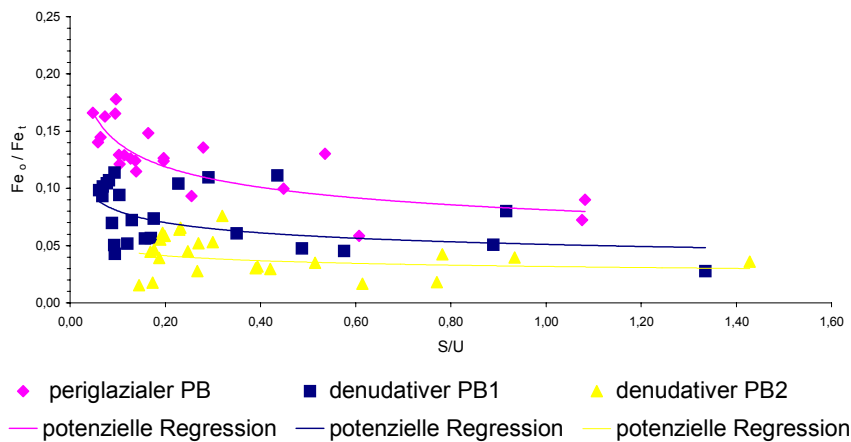


Abb. 65: Punktdiagramm S/U – Fe_o/Fe_t der Verwitterungsmaterialien

So steigen die Fe_o/Fe_t -Quotienten, als Maß für die aktuelle Verwitterungsaktivität, in den Bodensedimenten (Kolluvien) und Verwitterungshorizonten (A- und B-Horizonte) vom denudativen Prozessbereich der unteren Waldstufe bis zum periglazialen Prozessbereich an. Die vom periglazialen Prozessbereich bis zum denudativen Prozessbereich der unteren Waldstufe zunehmende Vermischung der Lösses führt zu einer Erhöhung der Streuung in gleicher Richtung.

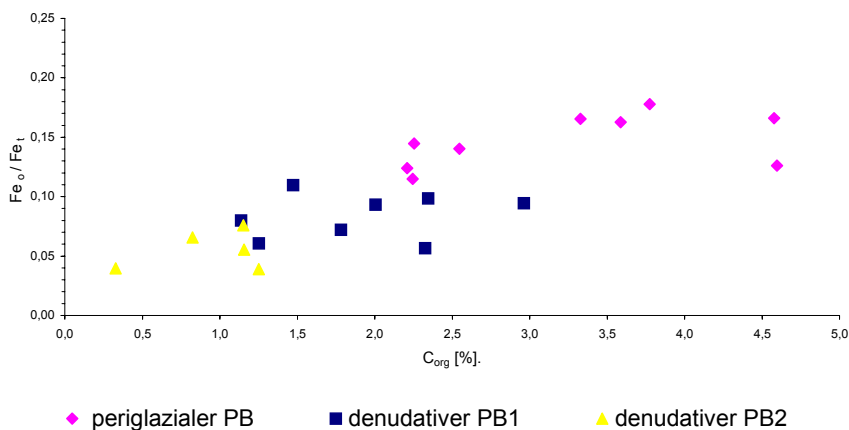


Abb. 66: Punktdiagramm C_{org} – Fe_o/Fe_t der Verwitterungsmaterialien

In den Ah-Horizonten der untersuchten Prozessbereiche steigen sowohl der C_{org} -Anteil als auch die Eisenverhältnisse vom unteren denudativen über den oberen denudativen bis zum periglazialen Prozessbereich an, was als eine Zunahme der Bodenbildungsintensität in gleicher Richtung gedeutet werden kann (vgl. Abb. 66).

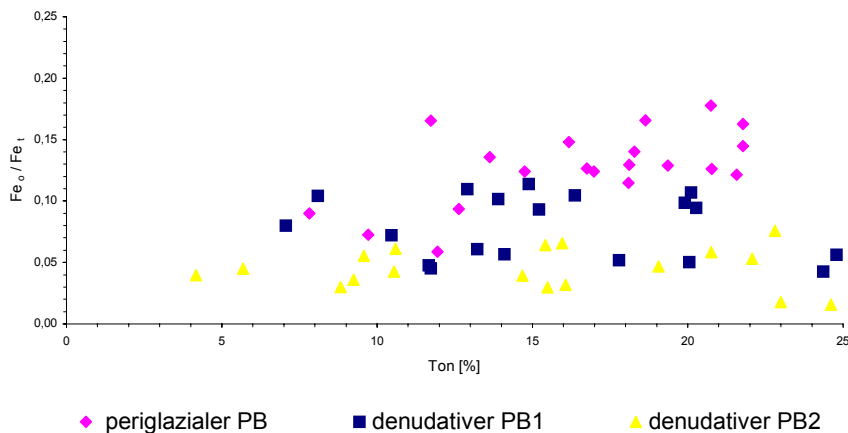


Abb. 67: Punktdiagramm Tongehalt – Fe_o/Fe_t der Verwitterungsmaterialien

Die Tongehalte der Verwitterungshorizonte und Bodensedimente verhalten sich demgegenüber unabhängig von der aktuellen Verwitterungsaktivität. Abbildung 67 zeigt, dass die Variabilität des Tonanteils vom periglazialen Prozessbereich bis zum unteren denudativen Prozessbereich zunimmt und somit die ansteigende Sedimentheterogenität der in Kap. 7.2 aufgezeigten Mischungsreihe nachzeichnet.

Tonmineralanalysen:

Im Folgenden werden Tonmineralanalysen zur Charakterisierung der Bodenbildungspotenziale in den Prozessbereichen herangezogen. An ausgewählten Proben der Verwitterungshorizonte wurden die Tonminerale röntgendiffraktometrisch bestimmt und deren Zusammensetzung semiquantitativ ermittelt. Natürlich handelt es sich bei den jeweils ermittelten Tonmineralgehalten nur um Annäherungen (vgl. Kap. 4.4). Trotzdem können Unterschiede in den Tonmineralspektren identifiziert werden, die im Folgenden unter Berücksichtigung des Ausgangsgesteins hinsichtlich der pedogenen Überprägungen von Bodensedimenten interpretiert werden.¹³²

Die Chalt-Vulkanite des Untersuchungsgebietes setzen sich aus Amphibolen, Pyroxenen, Plagioklasen, Epidoten und Chloriten zusammen (vgl. Kap. 3.1). Diese metamorphen Grüngesteinsserien zeichnen sich durch hohe SiO_2 -, MgO -, Fe_2O_3 - und CaO - Gehalte sowie durch niedrige K_2O - und P_2O_5 - Gehalte aus (vgl. Tab. 1). Der hohe Anteil von primären Chloriten in den beprobten Substraten ist daher auf die geogene Vererbung aus diesem Gestein zurückzuführen. Diese ererbten Tonminerale können durch Transformation oder nach hydrolytischer Zersetzung dieser und anderer silikatischer Primärminerale durch Neof ormation bzw. Pseudomorphose pedogene Tonminerale wie z.B. Smectit, Illit, Kaolinit und Vermiculit hervorbringen.

Die stark kalkhaltigen Metasedimentite beschränken sich auf einen schmalen Höhenbereich im oberen denudativen Prozessbereich der nordexponierten Talflanken. Hier bilden

¹³² Vgl. RIGHI & LORPHELIN (1986), BÄUMLER et al. (1997) und RIGHI et al. (1999), die in alpinen Milieus ebenfalls auf der Basis semiquantitativer Tonmineralanalysen unterschiedliche chemische Verwitterungsintensitäten nachweisen sowie ALLEN et al. (2001), die auf der Basis solcher Untersuchungen sogar Rückschlüsse auf die glaziale Reliefentwicklung zulassen.

metamorphisierte Clacite die dominanten Gesteinsminerale, so dass dort ein anderes Verwitterungsmilieu mit anderen Verwitterungsprozessen und –produkten zu erwarten sind.

Neben der mineralischen Zusammensetzung der Ausgangsgesteine ist für die Tonmineralbildung in den Sedimenten des Untersuchungsgebietes die Beschaffenheit der originären Lössse von zentraler Bedeutung. OWEN et al. (1992: 505) untersuchten lösshaltige Sedimente auf der untersten Flussterrasse im oberen Bagrot-Tal. Sie stellen eine mineralogische Zusammensetzung v.a. aus Illit, Kaolinit, Muskovit, Quarz, Plagioklasen und Orthoklasen sowie zu geringen Mengen aus Wechsellagerungsmineralen fest und schliessen sekundäre Tonmineralbildungen aus. Hierbei handelt es sich aber aufgrund der Position auf der untersten Flussterrasse um ein Mischsediment mit sowohl Hangschutt- als auch glazialen Sedimentanteilen, welches in dieser Arbeit als Lössschutt klassifiziert wurde und nicht um originäre Lössse, wie sie im Untersuchungsgebiet ausschließlich in den periglazialen Prozessbereichen aufgeschlossen worden sind.

Ausgehend von der Annahme, dass die Lössse aus den lokalen lakustrischen und glazifluvialen Ablagerungen des Talbodenniveaus ausgeblasen worden sind, geben die Tonmineralanalysen der Proben aus diesen Prozessbereichen (Ba1/35, Ba2/10, Ba3/5, Ga2/10, Ga3/38) den Hinweis darauf, dass sich das Tonmineralspektrum der Lössse auf v.a. primäre Chlorite und etwas untergeordnet auf Illit beschränkt. Ein Fremdanteil durch Ferntransport kann natürlich nicht vollständig ausgeschlossen werden.

Für das Untersuchungsgebiet ist aufgrund der vorherrschenden Ausgangsgesteine das nachstehende Schema für die Bildungs- und Umbildungspfade der Tonminerale abzuleiten:

Glimmer → Illit → Smectit, Vermiculit → sekundärer Chlorit
primärer Chlorit → Smectit, Vermiculit → sekundärer Chlorit

Diese typische chemische Verwitterungsreihe (SCHACHTSCHABEL et al. 1998: 19; BRADY & WEIL 2000: 237) wird v.a. durch die Kalium- und Aluminiumdynamik geprägt. Die Abreicherung von Kalium in den Verwitterungsmaterialien der metamorphen Chaltvulkanite führt bevorzugt zur Pseudomorphose von Illiten (Illitisierung). Durch weitere Kaliumabfuhr entstehen Smectite und Vermiculite und das erhöhte Angebot von Aluminiumhydroxonium und dessen Einbau in die Zwischenschichten resultiert schließlich in der Neof ormation von sekundärem Chlorit und verschiedenen Wechsellagerungsmineralen. Voraussetzung für diese Um- und Neubildungsprozesse ist eine gewisse hydrolytische Aktivität, die mit sinkendem pH-Wert begünstigt wird. Letzterer wird v.a. durch den mit der Meereshöhe zunehmendem Niederschlag und von der Pufferkapazität der Ausgangsmaterialien gesteuert (vgl. Abb. 64). So handelt es sich bei den Substraten des unteren denudativen Prozessbereichs mit pH-Werten > 7 um entweder sekundär carbonatisiertes oder primär kalkhaltiges Material der Metasedimentite.

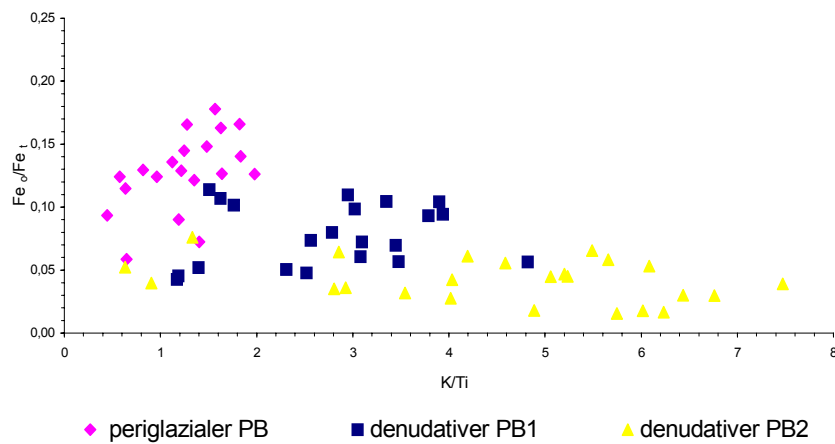


Abb. 68: Punktdiagramm $K/Ti - Fe_0/Fe_T$ der Verwitterungsmaterialien

In Abbildung 68 wird das Verhältnis des verwitterungslabilen Elementes Kalium zum verwitterungsresistenten Titan gegen den Fe_0/Fe_T -Quotienten aufgetragen. Die Schwerpunkte der Punktwolken zeichnen eine Abreicherung von Kalium und einen gleichzeitigen Anstieg des Eisenquotienten vom unteren denudativen über den oberen denudativen Prozessbereich bis zum periglazialen Prozessbereich nach. Unter Berücksichtigung der oben erläuterten Verwitterungsreihen und Gesteinsmächtigkeiten deutet diese Differenzierung auf eine in gleicher Richtung ansteigende chemische Verwitterungsintensität hin. Daher ist hinsichtlich der Tonmineralspektren mit zunehmender Verwitterung zunächst ein Anstieg der Illit- und Smectitgehalte zu erwarten.

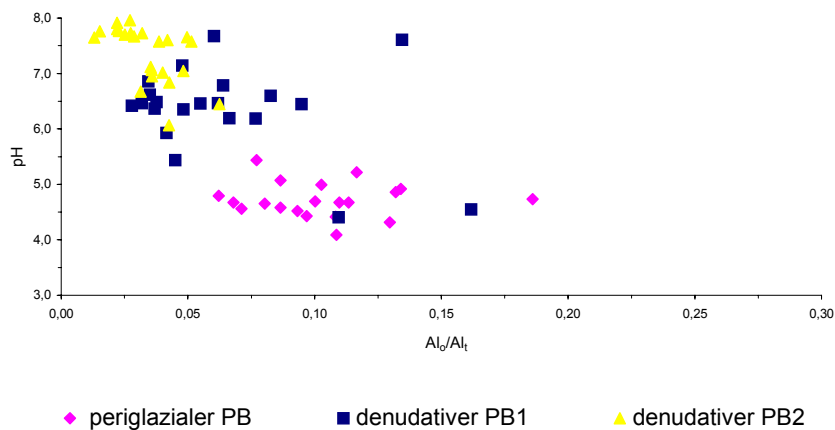


Abb. 69: Punktdiagramm $Al_0/Al_T - pH$ der Verwitterungsmaterialien

Ähnlich lässt sich auch die Gruppierung der Werte in Abbildung 69 interpretieren. Die mit abnehmenden pH-Werten zunehmende Al-Mobilität deutet darauf hin, dass vor allem in den sauren Bereichen mit pH-Werten unterhalb von 5,0 Al-Hydroxid für den Einbau in den Tonmineral-Zwischenschichten zur Verfügung steht, was die Bildung von Vermiculit, sekundärem Chlorit sowie Wechsellagerungsmineralen fördert.

Unter Berücksichtigung obenstehender typischer pedogener Verwitterungsreihe lassen sich die untersuchten Proben folgendermaßen kategorisieren (vgl. Tab. A44):

- * Material mit vorwiegend **primärem Chlorit** und etwas untergeordnet Illit, teilweise etwas Kaolinit, aber ohne Smectit, Vermiculit und sekundärem Chlorit weist auf **sehr geringe Verwitterungsaktivität** hin.
- ** Material mit vorwiegend **Illit** und etwas untergeordnet primärem Chlorit, teilweise geringfügig Kaolinit, aber ohne Smectit, Vermiculit und sekundärem Chlorit weist auf eine **geringe Verwitterungsaktivität** hin.
- *** Material mit vorwiegend **Illit**, wesentlich weniger primärem Chlorit und mit geringen **Smectit-** und/oder **Kaolinitanteilen**, aber ohne Vermiculit und sekundärem Chlorit weist auf eine **mäßige Verwitterungsaktivität** hin.
- **** Material mit **sekundärem Chlorit** und/oder **Vermiculit**, relativ geringen Illitgehalten und geringen Kaolinit- und Smectitanteilen weist auf eine relativ **hohe Verwitterungsaktivität** hin.

Zieht man nun diese Einteilung als ein qualitatives Maß für die Bodenentwicklung heran und vergleicht deren Ausprägung in den unterschiedlichen Prozessbereichen mit entsprechender Substratdynamik, so ergibt das folgendes Bild (vgl. Abb. 70):

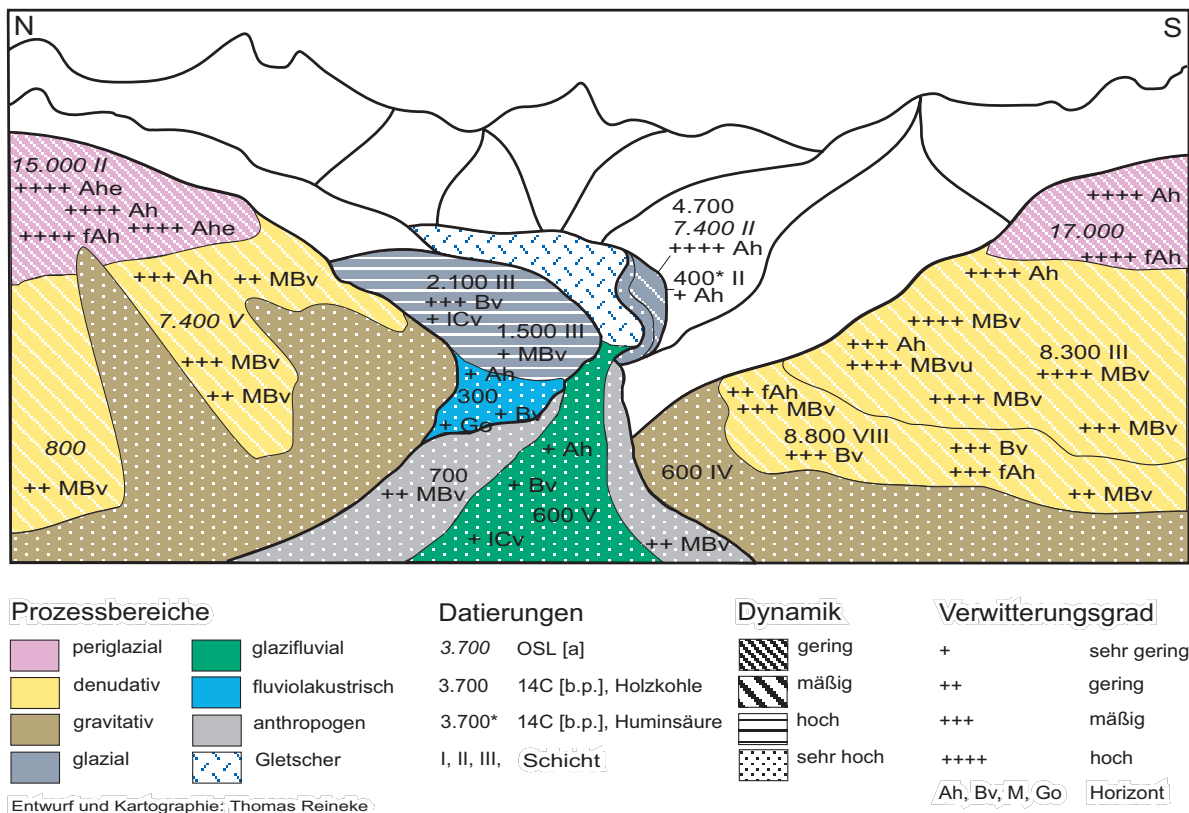


Abb. 70: Substratdynamik und Bodenentwicklung im oberen Bagrot-Tal

Die Tonminerale in den insgesamt 37 analysierten Proben setzen sich unabhängig von den Gesamtgehalten an Ton zusammen (vgl. Tab. A44). In den meisten Proben dominiert entweder Illit oder primärer Chlorit bzw. sekundärer Chlorit und/oder Vermiculit. Hämatit konnte in geringen Mengen nur in den Verwitterungshorizonten der Profile N3F und N3B nachgewiesen werden. Hierbei handelt es sich um rubefiziertes Material aus den kalkhaltigen Metasedimentiten (vgl. Kap. 6.1.2). Die Tonminerale Kaolinit und Smectit sind demgegenüber in den Proben nicht durchgehend nachweisbar und nur in geringen Mengen enthalten. Die in allen Prozessbereichen geringen Gehalte an Kaolinit deuten auf eine vergleichsweise extensive chemische Verwitterung der Primärminerale mit nur geringer Siliciumfreisetzung und –abfuhr hin, was mit den ermittelten Bodenreaktionen und Kalkgehalten gut übereinstimmt. Wie bereits angedeutet kann aber nicht ausgeschlossen werden, dass Kaolinit auf die Vorverwitterung des Fernanteils des äolischen Sediments zurückzuführen ist.

Sekundäre oder pedogene Al-Chlorite konnten bis auf eine Ausnahme (Profil N3F) nur in den periglazialen Prozessbereichen mit relativ sauren Bodenreaktionen nachgewiesen werden. Da primäre Chlorite unter sauren Bedingungen nicht stabil sind (BARNHISEL & BERTSCH 1989) und bei phyllitischen Schiefern die Glimmer den größten Anteil der Phyllosilikate stellen, resultieren bei chemischer Verwitterung neben Illiten v.a. pedogene Al-Chlorite und Wechsellagerungsminerale. Letztere bilden sich vorwiegend aus den stabileren Vermiculiten durch Al-Hydroxid-Zwischenlagerung. In den geomorphodynamisch relativ stabilen periglazialen Prozessbereichen befinden sich somit vergleichsweise hochentwickelte Böden.¹³³

Die als verwitterte Bodensedimente und Horizonte angesprochenen Substrate des denudativen Prozessbereichs der nordexponierten oberen Waldstufe weisen demgegenüber weniger sekundäre Chlorite auf, sondern enthalten Vermiculite und teilweise Smectite, die als „Vorstufen“ sekundäre Chloride interpretiert werden können. Im unteren denudativen Prozessbereich der Nordexposition überwiegen mäßig entwickelte Böden mit hohen Illit- und geringen Smectitgehalten. Bereits hier treten aber schon gering entwickelte Böden ohne Smectit auf. Die Böden der denudativen Prozessbereiche der südexponierten Hänge zeichnen sich durch mäßige bis geringe chemische Verwitterung aus. Im Gegensatz zur Nordexposition lassen sich keine Unterschiede zwischen den Vegetationsstufen *Juniperus*-Wald und *Artemisia*-Zwerggesträuch erkennen.

In den stabilsten Positionen der gravitativen Prozessbereiche sowie in den fluvio-lakustrischen und glazifluvialen Prozessbereichen befinden sich maximal gering entwickelte Böden. Die glazialen Prozessbereiche weisen ihrer Altersabstufung entsprechend Böden unterschiedlicher Entwicklungsstufen von gering (Ga5) über mäßig (Dar) bis hoch (Ga1) auf.

Fazit: Sowohl die Ausprägung der Fe_o/Fe_t - als auch der Fe_o/Fe_t -Quotienten können zwanglos mit einer zunehmenden Verwitterung mit abnehmendem S/U-Quotienten erklärt werden und weisen damit auf die hervorragende Bedeutung des Lösses für die Bodenbildung hin. Während der Fe_o/Fe_t -Index relativ stabil ist und bei der Verlagerung innerhalb der Mischungsreihe vererbt wird, eignet sich der Fe_o/Fe_t -Index zur Kennzeichnung der rezenten Verwitterungsaktivität in den Prozessbereichen. Sowohl der Fe_o/Fe_t -Index als auch der C_{org} -Gehalt belegen einen zunehmenden Bodenbildungsgrad vom unteren über den

¹³³ Bereits REYNOLDS (1971) weist auf die Bedeutung der chemischen Verwitterung in der alpinen Zone hin und hebt dabei die Bedeutung der Neofomation von Vermiculit und Smectit hervor.

oberen denudativen Prozessbereich bis hin zum periglazialen Prozessbereich. Diese Zunahme stimmt mit den ansteigenden Altern der oberflächennahen Sedimente in den Prozessbereichen überein. Ferner nimmt in gleicher Richtung mit ansteigender absoluter Meereshöhe der Niederschlag zu und die Bodenreaktion ab.

Koinzidenzen bestehen auch zwischen den Tonmineralanalysen und den Datierungen. Die ältesten Substrate mit den deutlichsten Verwitterungsmerkmalen weisen ein Tonmineralspektrum aus Smectit, Vermiculit und sekundären Chlorit auf und die Sedimente der jüngsten und aktivsten Oberflächen sind mit einer Tonmineralzusammensetzung aus vorwiegend primären Chloriten und Illiten nur geringfügig verwittert.

8. Zusammenfassende Diskussion

Mit Hilfe eines bodengeomorphologischen Konzepts werden für das obere Bagrot-Tal die unterschiedlichen Bodenbildungen und deren Verteilungsmuster erfasst sowie Limitierungen und Potenziale der Pedogenese diskutiert.

Die Auswertung geowissenschaftlicher Literatur unter besonderer Einbeziehung geomorphologischer Informationen bildet die Grundlage für eine Reliefeinteilung, die die unterschiedlichen pedogenetischen Voraussetzungen im oberen Bagrot-Tal berücksichtigt. Das Karakorumgebirge stellt ein geologisch junges und geomorphologisch hoch aktives Hochgebirge dar, in dem die Geomorphodynamik, die damit verbundene Verteilung sowie das Alter oberflächennaher Substrate die Pedogenese entscheidend beeinflussen.

Daher wurde bei der Konzeption für die Herstellung einer geomorphologischen Karte des oberen Bagrot-Tales besonderer Wert auf die unterschiedlichen Prozesskombinationen sowie die Verteilung quartärer Decksedimente gelegt. Die Karte ist eine Kompilation aus Satellitenbildinterpretation, Feldkartierung und der Auswertung umfangreichen Bildmaterials. Letzteres liegt in Form fotografischer Panoramen, die von Hoch- und Tiefstandorten angefertigt wurden, nahezu flächendeckend vor und diente als Entscheidungshilfe bei der flächendeckenden Synthese der Informationen des Satellitenbildes mit den Kartierungsergebnissen. Die Auswertung führte zur Identifizierung und Abgrenzung glazialer, periglazialer, denudativer, gravitativer, glazifluvialer und fluviolakustrischer sowie anthropogener Prozessbereiche.

Landschaftsgenese / Reliefentwicklung

Neben der Ausweisung geomorphologischer Prozessbereiche dient die geomorphologische Karte v.a. der landschaftsgenetischen Interpretation. Das Untersuchungsgebiet wurde und wird bis heute durch die glaziale Dynamik geprägt. Die Abfolge von drei Glazialen mit jeweils mehreren – bislang zeitlich noch nicht hinreichend differenzierten - Stadien führte zu sich wiederholenden und ineinander greifenden Relief-Formungsphasen, die paläoklimatische Ursachen besitzen. Die postglaziale Hangentwicklung wurde durch die Eisdruckentlastung in den übersteilten, unteren Hangabschnitten und die glazifluviale Unterschneidung der Hangbasis initiiert und setzte sich durch rückschreitende Erosion hangaufwärts fort.

Für die rezente Verteilung der Ausgangssubstrate im oberen Bagrot-Tal ist die Reliefentwicklung seit dem spätglazialen Ghulkin II-Stadial (ca. 30–20 ka) ausschlaggebend. Die postglaziale Landschaftsgenese setzt sich aus verschiedenen Formungsphasen zusammen, die zu einer differenzierten Hangentwicklung führt.

Zu den Teilprozessen zählen v.a. die glazifluviale Einschneidung in die Grundmoränen, die sich im 3.000 m-Niveau befinden sowie die Ausbildung eines stark fluktuierenden Wildbachsystems im Talbodenniveau mit Flussterrassengenesen. An den glazial übersteilten Hängen unterhalb der Trogschulter im 3.500 m-Niveau findet Hangrückverlegung sowie die stellenweise erosive Einschneidung der Trogschulterkante statt. Ferner werden Lateralmoränen auf den Steilhängen größtenteils abgetragen und die resultierenden Hangfußschuttkörper und Schwemmfächer verzahnen sich mit glazifluvialen Terrassen. In den Hangabschnitten oberhalb der Trogschulter konnte sich bereits während des Ghulkin II-Stadials periglazialer Frostscht auf die Trogschulter einstellen. Seit dem haben

sich dort v.a. auf den südexponierten Talflanken Glatthänge gebildet, die bis heute erhalten sind. Parallel dazu findet Schluffauswehung im Talbodenniveau und Lössakkumulation auf den Talflanken statt.

Im Talbodenniveau wird die Landschaftsgenese zusätzlich durch die neoglaziale bis rezente Geomorphodynamik geprägt. So nimmt der neoglaziale Moränenkomplex von Dar im Kartenmittelpunkt großen Raum ein. Die wahrscheinlich ebenfalls neoglazial angelegte große Lateralmoräne (GLM) wurde neuzeitlich nur stellenweise überschüttet. Vor allem entlang des Barche-Talgletschers stellen sich die mobilisierten Lockersubstrate der übersteilten Hangbereiche auf diese GLM ein.

Der Talbodenbereich zwischen dem Barche-Gletschertor und der Hinarche-Zunge bleibt dagegen im Neoglazial weitestgehend eisfrei. Da der Hinarche-Gletscher noch bis 1997 auf den gegenüber liegenden Dameh-Hang prallte, wurde die rückschreitende Erosion durch das abriegelnde Eis eingeschränkt und der Talboden oberhalb der Eisbrücke blieb von extremer glazifluvialer Einschneidung über lange Zeit verschont. Im 14. Jahrhundert führte der Ausbruch des Barche-Gletscherstausees zur Ausbildung einer Erosionsterrasse, die zwischen 2.570 m und 2.750 m ü.M. verläuft.

Die geomorphologische Stabilität bzw. Substratdynamik im Untersuchungsgebiet

In jungen und geomorphologisch hochdynamischen Ökosystemen ist der Faktor Zeit für die Pedogenese von besonderer Bedeutung. Da auf der einen Seite sich die Deglaziation im Relief von oben nach unten fortsetzt, so dass zunächst die hochgelegenen Hangabschnitte eisfrei werden und auf der anderen Seite die postglaziale Hangrückverlegung durch rückschreitende Erosion von unten nach oben voran schreitet, werden die Reliefabschnitte mit zunehmender Meereshöhe älter. Das bedeutet, dass exogenen Prozessen in gleicher Richtung mehr Zeit zur Verfügung stand, um nach dem Formungsereignis Gleichgewichtsbedingungen anzustreben. Mit fortgeschrittener Relaxationszeit sinkt in der Regel auch die Geomorphodynamik und steigt dementsprechend die geomorphologische Stabilität (vgl. Tab. 6). Daher ist vom Talbodenniveau bis zu den periglazialen Prozessbereichen, also mit zunehmender Meereshöhe, auch mit einer Abnahme der Geomorphodynamik zu rechnen.

Für die rezente Pedogenese ist aber nicht primär das Alter großer Reliefeinheiten, sondern das Alter und die Stabilität bodenbildender Substrate und damit die Substratdynamik auf den entsprechenden Hangabschnitten von Bedeutung. Insgesamt nimmt die Anzahl der beteiligten geomorphologischen Prozesse mit zunehmender Meereshöhe ab und die Überlagerung und Verzahnung verschiedener Prozesse in entgegengesetzter Richtung zu (vgl. Abb. 12). Art und Intensität der Geomorphodynamik in den geomorphologischen Prozessbereichen werden zum einen durch die vertikale Abfolge dieser Prozesse und zum anderen durch die postglaziale Vegetationsentwicklung gesteuert. Beide Steuerungsgrößen hängen letztendlich von klimatologischen Faktoren, d.h. von deren höhen- und expositionsbedingten Intensität sowie zeitlichen Schwankungen in der Größe einzelner Parameter ab. Die Prozesskonstellationen sowie deren Magnituden und Frequenzen sind daher sehr variabel.

Durch zahlreiche Datierungen oberflächennaher Sedimente konnte untermauert werden, dass die Substratdynamik mit der Höhe, also mit der Zeitdauer, die zur Herstellung eines annähernden Gleichgewichtszustands zur Verfügung stand, abnimmt. Die Datierungen

lassen sich in subrezente (<1.000 a), spätholozäne (1.000-5.000 a), frühholozäne (5.000-10.000 a) und pleistozäne (>10.000 a) Altersklassen einteilen.

In den periglazialen Prozessbereichen liegen äolische Ablagerungen der letzten Hauptvergletscherung an der Oberfläche, in den denudativen Prozessbereichen bilden Hangsedimente mit früh- bis spätholozänem Alter die oberflächennahen Substrate und in den gravitativen Prozessbereichen sind die Oberflächen rezent noch sehr aktiv. Während die Datierungen in den glazifluvialen und fluviolakustrischen Prozessbereichen subrezente Alter aufweisen, variieren die Datierungen in den glazialen Prozessbereiche entsprechend ihrer neoglazialen bis subrezentem Alter.

Substratgenese und -verteilung

Das anstehende Festgestein bildet nur in Ausnahmefällen direkt das Ausgangsmaterial der Böden. Deren Verwitterungsprodukte stellen aber im Gegensatz zu den allochthonen äolischen und glazigenen Substratkomponenten eine konstante Größe für die Substratgenese dar. Die physikalischen Eigenschaften der quartären Decksedimente in den ausgegliederten Prozessbereichen sind neben deren Alter bzw. der geomorphologischen Stabilität für die Pedodiversität im Untersuchungsgebiet entscheidend. Insgesamt konnten sechs Sedimenttypen durch die Kombination der im Gelände erfassbaren Parameter Skelettgehalt, Lagerung, Bodenart, Gefüge, Farbe und effektive Lagerungsdichte bzw. Eindringwiderstand differenziert werden. Die Hangsedimente unterschiedlichster Massenbewegungen wurden in Hanglöss, Lössschutt und Hangschutt klassifiziert. Moränenmaterial wurde nur in seiner ursprünglichen glazialen Deposition als solches angesprochen und liegt ansonsten als Bestandteil der oben genannten Hangsedimente vor. Die Sedimenttypen glazifluviale Schotter und fluviolakustrische Feinsedimente konnten durch ihre jeweilige Reliefposition im Landschaftskontext eindeutig abgegrenzt werden.

Für die Substratgenese und Verteilung kann folgendes Modell abgeleitet werden. Auf den Hängen stehen neben den autochthonen Verwitterungsprodukten der anstehenden Gesteine äolische Sedimente und Moränenmaterial für die Genese bodenbildender Substrate zur Verfügung. Die Verlagerung dieser Substrate hangabwärts führt zu einer Mischungsreihe von Hanglöss über Lössschutt bis hin zu Hangschutt. In dieser Richtung nimmt der Lösserfluss ab und der Skelettanteil sowie die Substratvariabilität zu. So tritt erst unterhalb von ca. 3.500 m Höhe (Schliffgrenze) das petrographisch sehr heterogene Moränenmaterial als Bestandteil dieser Mischsubstrate, v.a. des Hangschuttes, hinzu. Hangschutte können gravitativ verlagert als lockere Hangschuttdecken oder solifluidal als kompakte Fließerden mit Skeletteinregelungen vorliegen.

Die vergleichsweise stabilen periglazialen Prozessbereiche, mit Vegetationsbedeckungsgraden um 95 %, weisen eine durchschnittlich 30 cm mächtige Hanglössdecke auf, die auf 17 ka datiert werden konnte. Auf den Nordexpositionen der anschließenden, denudativen Prozessbereiche mit relativ dichten subhumiden Koniferenbeständen (Vegetationsbedeckungsgrade von 70 bis 80 %) bilden ebenfalls vorwiegend Hanglösser, die kolluvial überprägt worden sind, die Geländeoberflächen. Diese feinkörnigen, schluffreichen Sedimente sind somit lediglich in den Bereichen flächenhaft verbreitet, die durch eine dichte Vegetationsdecke vor Abtrag geschützt sind.

Weitere Transportstrecken und zunehmende Vermischung mit Verwitterungsprodukten des Anstehenden oder mit Moränenmaterial führen zu den Substrattypen Lössschutt und Hangschutt. Während Lössschutt für die unteren, denudativen Prozessbereiche mit aufgelichteten *Juniperus*-Beständen (50 % Deckungsgrad) typisch ist, stellt der Hangschutt v.a. in den meist übersteilten, gravitativ geprägten Prozessbereichen mit spärlichem *Artemisia*-Bewuchs das Decksediment.

In den glazifluvialen und fluviolakustrischen Prozessbereichen des Talbodenniveaus findet demgegenüber eine Sedimentsortierung zwischen Schluffen und Sanden sowie Schottern statt. Diese Prozessbereiche bilden die Sedimentspeicher, aus denen unter bestimmten Umweltbedingungen¹³⁴ Schluff ausgeweht und in Form von Löss der hangialen Sedimentmischungsreihe wieder hinzugefügt werden kann (vgl. Abb. 13).

Ferner sind im Talbodenniveau neoglazial bis (sub-)rezente Depositionen erhalten, die je nach Alter und Morphodynamik mehr oder weniger lössbedeckt und in Abhängigkeit von ihrer Lage im Relief mit Hangsedimenten überlagert werden. Da diese Reliefeinheiten jünger sind als 17 ka, fand auf ihnen keine nennenswerte Lössbedeckung statt.

Ältere glaziale Depositionen sind auf den steilen Talflanken nur dort erhalten, wo sie durch sekundäre Carbonatisierung verhärtet und verdichtet und dadurch gegenüber der Erosion resistent wurden.

Neben der jeweiligen Reliefposition hängt die Abtragungsresistenz der quartären Decksedimente ganz entscheidend von der Vegetationsentwicklung nach deren Sedimentation und von dem Grad der Verfestigung während der Bodenbildung durch Gefügebildung und von der bereits oben genannten sekundären Carbonatisierung ab.

Die Verteilung der Böden / Pedostratigraphie

Die pedostratigraphische Diskussion der Leitprofile in den unterschiedlichen Prozessbereichen macht deutlich, dass die Schichtung der oben genannten Sedimenttypen Aufbau und Eigenschaften der Böden bestimmt. Hierbei ist insbesondere der Anteil an Bodensedimenten und deren Mächtigkeit von Bedeutung. Die im allgemeinen starke Schichtigkeit erschwert die rein pedogenetische Interpretation der Profile und stellt sedimentologische Eigenschaften sowie die Bedeutung geomorphologischer Prozesse für die Profilgenese in den Vordergrund.

Pedogenetische Verwitterungsmerkmale weisen v.a. die kolluvialen Hanglössse der periglazialen und denudativen Prozessbereiche auf. Die Verwitterungshorizonte der Schichtprofile des periglazialen Prozessbereichs sind in Abhängigkeit von der jeweiligen Reliefposition mehr oder weniger stark versauert, verbraunt, geringfügig podsoliert, mit organischer Substanz stark angereichert und kryoturbar überprägt. Außerdem ist dort die in der Regel dreigliedrige Schichtung von Hanglöss, Lössschutt und Hangschutt typisch.

In den periglazialen Prozessbereiche sind stark bis mittel saure Kolluvium-Braunerden entwickelt, die an feuchten Standorten zu Thufur-Bildung neigen, v.a. in südexponierten Lagen hohe Gehalte an organischer Substanz und Podsolierungstendenzen aufweisen und

¹³⁴ Zu den Kontrollfaktoren für Schluffauswehung zählen v.a. ausreichende Windgeschwindigkeit, geringe Bodenfeuchte und keine bzw. nur geringe Vegetationsbedeckung.

in weniger stabilen Geländeformationen in Braunerde-Kolluvien und Kolluvium-Regosole übergehen.

Im Gegensatz zum periglazialen Prozessbereich sind im oberen denudativen Prozessbereich komplexe, oft individuelle Schichtungen z.T. unterschiedlich alter und verschieden stark verbraunter und verlehmteter Kolluvien typisch. Diese Bodensedimente können zusätzlich zum Hanglöss auch aus Lössschutten hervorgehen und weisen keine Podsolierungsmerkmale auf. Während die schwach sauren Decksedimente meist entkalkt sind, variieren die Carbonatgehalte der liegenden Substrate je nach ihrer Herkunft in weiten Grenzen.

Auf den nordexponierten Talflanken der oberen denudativen Prozessbereiche mit dichten *Picea-Pinus*-Beständen konnten frühholozäne Bodensedimente mit intensiven Verwitterungsmerkmalen von weniger stark verlehmteten, spätholozänen Kolluvien unterschieden werden. Hier herrschen mittel bis schwach saure Kolluvium-Braunerden und Braunerde-Kolluvien vor. Lediglich an Sonderstandorten mit in situ-Verwitterungsbildungen über stark kalkhaltigem Festgestein konnten Terra-fusca-Braunerden aufgeschlossen werden.

Während in den periglazialen Prozessbereichen im Wesentlichen die gebundene Solifluktion großflächig einheitliche Schichtprofile hervorbringt, sind in den denudativen Prozessbereichen aufgrund heterogener Prozesskombinationen meist diskontinuierlicher Massenbewegungen kleinräumig unterschiedliche Sedimentschichtungen die Folge.

In den unteren denudativen Prozessbereichen mit lichten *Juniperus*-Beständen sind die Bodensedimente weniger stark versauert und verbraunt und die sekundäre Kalkdynamik führt in den Unterböden zu Kalkanreicherungen. Neben dünnen Kalküberzügen auf dem Bodenskelett treten Pseudomyzelen und Lösskindeln auf. Die sekundäre Carbonatisierung bedingt hier sogar z.T. eine Verdichtung der Unterböden mit Bildung von petrocalcic Horizonten. Die Bodentypen wechseln je nach Reliefsituation zwischen schwach alkalischen bis mittel sauren Kolluvium-Braunerden, Kolluvium-Kalkbraunerden und Kalkbraunerde-Kolluvien bis hin zu Kolluvium-Lockersyrosemen.

Im denudativen Prozessbereich der *Artemisia*-Zwerggesträuchstufe lässt die hohe rezente Morphodynamik lediglich die Bildung von Kolluvium-Lockersyrosemen zu. Trotz der im Vergleich hierzu älteren Oberflächen des spätglazialen Moränenkomplexes von Dar sind auch hier nur Kolluvium-Lockersyroseme entwickelt, was durch die subrezent erhöhte Erosion nach der Waldzerstörung durch ein katastrophales Sturmereignis zu erklären ist. Auf den spätglazialen und mittelalterlichen, moränischen Oberflächen bei Gargo haben sich Kolluvium-Braunerden entwickelt, die sich neben unterschiedlicher Substratschichtung v.a. im Versauerungs- und Verbraunungsgrad unterscheiden.

Die Bodenbildungen der fluvial beeinflussten und subrezent aktiven glazifluvialen und fluviolakustrischen Prozessbereiche lassen sich der Klasse der Auenböden zuordnen. Hier können die Böden, der geomorphodynamischen Situation angepasst, nach Substrateigenschaften und Schichtungsparametern klassifiziert werden. Es handelt sich je nach Reliefposition um Vega-, Rambla- oder Paterniaböden.

Limitierungen und Potenziale für die Pedogenese

Die Verbreitung von Böden und Bodensedimenten ist im oberen Bagrot-Tal eng an die Ausbreitung der Vegetation gekoppelt. Im Talbodenniveau schränken semiaride Verhältnisse die Vegetationsentwicklung ein (Trockengrenze) und leisten somit dem bodenzerstörenden Oberflächenabfluss in den glazifluvialen und fluviolakustrischen Prozessbereichen Vorschub. In der periglazialen Höhenstufe verhindert dagegen die Wärmemangelgrenze eine höhenwärts unbeschränkte Vegetationsverbreitung. Dort vollzieht sich der Übergang der alpinen Mattenstufe zur vegetationsfreien Frostschuttstufe in ca. 4.500 m ü.M., wodurch auch das Verbreitungsgebiet der Böden begrenzt wird.

Ferner führt die glaziale Übersteilung der Hänge und die Lage der unteren Waldgrenze zu einem Wechsel von relativ stabilen periglazialen und denudativen Prozessbereichen mit kolluvialen Braunerdevarianten aus vorwiegend lösshaltigem Material (Hanglöss und Lössschutt) und den rezent sehr aktiven gravitativen Prozessbereichen ohne nennenswerte Bodenbildungen (Lockersyrose ohne Beteiligung von Kolluvien). Die Grenze zwischen diesen beiden Bereichen ist fließend und hat eher den Charakter einer Zone. Sie entspricht weitestgehend der Zone, in der der Übergang zwischen den oberflächennahen Lockermaterialtypen Lössschutt und Hangschutt stattfindet.

Entsprechend der klimatischen Voraussetzungen variieren auch pedochemische Prozesse und konzentrieren sich in den jeweiligen Höhenlagen auf einen begrenzten Zeitraum im Jahresverlauf. Das wiederum bedeutet, dass für die Entwicklung von Bodenhorizonten ein längerer Zeitraum ungestörter Pedogenese benötigt wird als z.B. in den mittleren Breiten. Es resultiert, analog zur Vegetationshöhenstufung, ein Höhenniveau mit optimalen ökologischen Voraussetzungen für die Pedogenese, das nach Expositionen modifiziert wird. Die Kernstufe der rezenten Bodenbildung bildet die obere nordexponierte Waldstufe zwischen 3.000 m und 3.700 m ü.M.

Die Analysen zum Entwicklungszustand der Böden und Bodensedimente aus quartären Ablagerungen basieren auf konventionellen Parametern zur Erfassung pedogener Prozesse. Art und Intensität der vorherrschenden bodenbildenden Prozesse Verbraunung und Verlehmung wurden durch die Kombination der Analysen von Körnung, Tonmineralen und pedogenen Eisenoxiden sowie die Bildung von Verwitterungsindizes charakterisiert.

Unabhängig von der Reliefposition in den Prozessbereichen und der Profiltiefe konnte eine Zunahme dithionitlöslichen Eisens mit zunehmendem Lösserfluss aufgezeigt werden, was den großen Einfluß der Körnung auf die Freisetzung pedogener Oxide unterstreicht. So nimmt auch die Verwitterungsintensität entsprechend der aufgezeigten Mischungsreihe vom Hangschutt und Moränenmaterial bis zum Hanglöss zu.

In einem weiteren Schritt wurden die Verwitterungshorizonte und Bodensedimente der tiefgründigen Schichtprofile in den periglazialen und denudativen Prozessbereichen gesondert untersucht, um die aktuellen Bodenbildungspotenziale zu erfassen. Hierzu wurde der Fe_o/Fe_t -Quotient herangezogen, der als Maß für die aktuelle Verwitterungsintensität dient. Es wurde ein Anstieg der Fe_o/Fe_t -Quotienten in den Bodensedimenten (Kolluvien) und Verwitterungshorizonten (A- und B-Horizonte) vom denudativen Prozessbereich der unteren Waldstufe bis zum periglazialen Prozessbereich nachgewiesen. Ferner scheint sich die Vermischung der Lössse vom periglazialen Prozessbereich bis zum denudativen Prozessbereich der unteren Waldstufe in der Erhöhung der Streuung dieses Verwitterungs-

quotienten niederschlagen. Offensichtlich übt die sekundäre Carbonatisierung in den unteren denudativen Prozessbereichen einen negativen Einfluss auf die chemische Verwitterungsaktivität aus. Auch der Anstieg des C_{org} -Anteils in den Ah-Horizonten vom unteren denudativen über den oberen denudativen bis zum periglazialen Prozessbereich belegt eine Zunahme der Bodenbildungsintensität in gleicher Richtung.

Für das obere Bagrot-Tal wurde unter Berücksichtigung der petrographischen Zusammensetzung der Ausgangsgesteine und der Kalium- und Aluminium-Mobilität in den Verwitterungshorizonten und Bodensedimenten der jeweiligen Prozessbereiche ein Schema für die Bildungs- und Umbildungspfade der Tonminerale abgeleitet. Auf der Grundlage dieses Schemas wurden die Tonmineralanalysenergebnisse hinsichtlich der Verwitterungsaktivität in den Prozessbereichen interpretiert.

Auch die Tonmineralanalysen untermauern die Zunahme der Verwitterungsaktivität mit zunehmender Meereshöhe. In dieser Richtung ist sowohl der Anstieg des Lösseinflusses in den Hangsedimenten, die Erhöhung der Niederschläge und die gleichzeitige Abnahme der pH-Werte als auch ansteigende Alter der oberflächennahen Sedimente zu verzeichnen. Die ältesten Substrate mit den deutlichsten Verwitterungsmerkmalen weisen ein Tonmineralspektrum aus Smectit, Vermiculit und sekundären Chlorit auf und die Sedimente der jüngsten und aktivsten Oberflächen sind mit einer Tonmineralzusammensetzung aus vorwiegend primären Chloriten und Illiten nur geringfügig verwittert.

Die Bodenbildungspotenziale des Untersuchungsgebietes werden demnach durch eine Reihe miteinander verknüpfter Faktoren beeinflusst. Hinsichtlich der Ausgangsgesteine spielt der Lössanteil in den oberflächennahen Substraten eine entscheidende Rolle. Die Verteilung der klassifizierten oberflächennahen Sedimenttypen in den Prozessbereichen wird maßgeblich durch die unterschiedliche Geomorphodynamik an den Standorten beeinflusst. Diese Dynamik wiederum ist eng an die differierenden Vegetationsdeckungsgrade in den rezenten Vegetationshöhenstufen geknüpft und führt zu einer Mischungsreihe, in der der Lösseinfluss mit abnehmender Meereshöhe abnimmt. Zusätzlich wird die chemische Verwitterungsaktivität in den geomorphologischen Prozessbereichen offensichtlich von dem mit der Höhe zunehmenden Niederschlag und dem daher abnehmenden pH-Wert positiv beeinflusst.

Fazit

Für das Bagrot-Tal konnte nachgewiesen werden, dass sich die glaziale und postglaziale Reliefentwicklung entscheidend auf die Genese der oberflächennahen Substrate, deren lithologische Zusammensetzung, physikalischen Eigenschaften sowie ihre Verteilung und somit auch auf das rezente Bodenmuster ausgewirkt hat. Sowohl die Ausgangssubstrate, als auch die Böden und Bodensedimente durchliefen eine komplexe Entwicklung in der zahlreiche Wechselwirkungen zwischen einzelnen bodenbildenden Faktoren auftraten.

Die Pedodiversität von rezent geomorphodynamisch aktiven Landschaften wie Hochgebirge lassen sich auf chorischer Massstabsebene mit Hilfe landschaftsgenetischer und geomorphologischer Kriterien zu sinnvollen Bodeneinheiten zusammenfassen.

Die pedostratigraphische Untersuchung und Einordnung der Bodenprofile erlaubt neben der Erklärung kleinräumiger Substrat- und Bodenwechsel Rückschlüsse auf den Zeitraum, der für die Pedogenese zur Verfügung stand. Der bodengeomorphologische Ansatz führt aber

auch zu der Erkenntnis, dass unterschiedliche Prozesskombinationen mit differenzierten Frequenzen und Amplituden in den Prozessbereichen zu verschieden großer Pedodiversität führt. Das wiederum bedeutet, dass z.B. in den periglazialen Prozessbereichen relativ weitflächig ähnliche Bodenbildungen verbreitet sind, während in denudativen Prozessbereichen die Substratschichtung kleinräumig sehr individuell ist und damit Hinweise auf die Variabilität geogener Prozesse liefert. Die Schichtprofile repräsentieren letztendlich die mehr oder weniger starke Morphodynamik in den Prozessbereichen und verdeutlichen die extremen Schwierigkeiten eines quantitativen Standortvergleichs hinsichtlich bodenbildender Prozesse bzw. einzelner Systemgrößen.

Die Art und Intensität der nachgewiesenen Verwitterungsmerkmale zeigen deutlich eine Abhängigkeit vom Grad der Standortstabilität und damit von der Dauer ungestörter Pedogenese (Zeitfaktor). Trotz schlechterer klimatischer Voraussetzungen sind die Böden der periglazialen Prozessbereiche stärker entwickelt als die der denudativen Prozessbereiche mit insgesamt für die Pedogenese günstigeren ökologischen Rahmenbedingungen, was durch den positiven Effekt der stabilisierenden Mattenvegetation zu erklären ist. Die Bodenbildungspotenziale im Untersuchungsgebiet werden daher wesentlich durch die Dauer der geomorphodynamisch stabileren Phasen gesteuert.

Desweiteren bestimmt der Lösskreislauf die Bodenbildungspotenziale, da mit der Lössakkumulation zum einen die betreffenden Oberflächen verjüngt werden und zum anderen aufgrund der feinen Körnung ein für die pedogene Verwitterung förderliches Material zur Verfügung gestellt wird.

Der dritte wesentliche Bodenbildungsfaktor ist die Wasserbewegung im Boden, die in Abhängigkeit vom Niederschlag zur Abnahme der pH-Werte mit zunehmender Meereshöhe und je nach Exposition unterhalb von 3.100 bis 3.500 m Meereshöhe zu sekundärer Carbonatisierung des Solums führt.

9. Literaturverzeichnis

Abwasser- und Klärschlammverordnung (1983): Aufschluß mit Königswasser zur nachfolgenden Bestimmung des säurelöslichen Anteils von Metallen. DIN 38 414, Teil 7.

AG Boden (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Geologische Landesämter der Bundesrepublik Deutschland. (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung), 4. Aufl., Stuttgart.

AHNERT, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. (Ulmer), Stuttgart. 440 S.

ALAILY, F. (1984): Heterogene Ausgangsgesteine von Böden: Die Rekonstruktion und Bilanzierung von Böden aus heterogenen Ausgangsgesteinen. - *Landschaftsentwicklung und Umweltforschung* 25.

ALLEN, C.E., DARMODY, R.G., THORN, C.E., DIXON, J.C. & P. SCHLYTER (2001): Clay mineralogy, chemical weathering and landscape evolution in Arctic-Alpine Sweden. - *Geoderma* 99: 277-294.

AMANO, K. & A. TAIRA (1992): Two-phase uplift of higher Himalayas since 17 Ma. - *Geology* 20: 391-394.

ARDUINO, E., BARBERIS, E., CARRARO, F. & M.G. FORNO (1984): Estimating Relative Ages From Iron-Oxide/Total-Iron Ratios Of Soils In The Western Po Valley, Italy. - *Geoderma* 33: 39-52.

ARDUINO, E., BARBERIS, E., AJMONE MARSAN, F., ZANINI E. & M. FRANCHINI (1986): Iron Oxides And Clay Minerals Within Profiles As Indicators Of Soil Age In Northern Italy. - *Geoderma* 37: 45-55.

AULITZKY, H. (1961): Die Bodentemperaturen in der Kampfzone oberhalb der Waldgrenze und im subalpinen Zirben-Lärchenwald. In: *Mitt. D. forstl. Bundesversuchsanstalt Mariabrunn*.

BARNHISEL, R.I. & P.M. BERTSCH (1989): Chlorites and hydroxy-interlayered vermiculite and smectite. In: DIXON, J.B. & S.B. WEED (eds.): *Minerals in soil environments*. SSSA book series No.1, Madison, Wisconsin, 729-788.

BATURA GLACIER INVESTIGATION GROUP (1976): Investigation report on the Batura Glacier in the Karakoram Mountains, the Islamic Republic of Pakistan (1974-1975). Batura Investigation Group, Engineering Headquarters, Peking.

BATURA GLACIER INVESTIGATION GROUP (1979): The Batura Glacier in the Karakoram Mountains and its variations. - *Scientica Sinica* 22: 8.

BÄTZ, W. & H. DÜRRSTEIN (1989): Topographische Datensätze aus SPOT-Aufnahmen. - *Geogr. Rdsch.* 41, 12: 700-705.

BÄUMLER, R. (2001): Vergleichende bodenkundliche Untersuchungen in Hochasien und Kamtschatka – Böden als Zeugen der quartären Landschafts- und Klimageschichte. - *Relief Boden Paläoklima* 16. (Borntraeger), München. 217 S.

BÄUMLER, R., ZECH, W., HEUBERGER, H. & K. WEBER-DIEFENBACH (1991): Investigation on the intensity of weathering of soils developed from glacial and fluvioglacial deposits and their relationship with the history of the landscape in the Mt. Everest region. - *Geoderma* 48: 223-243.

BÄUMLER, R. & W. ZECH (1994): Soils of the high mountain region of Eastern Nepal: classification, distribution and soil forming processes. - *Catena* 22: 85-103.

BÄUMLER, R., MADHIKEMI, D.P. & W. ZECH (1997): Fine silt and clay mineralogical changes of a soil chronosequence in the Langtang valley (Central Nepal). – *Z. Pflanzenernähr., Bodenk.* 160: 413-421.

BENN, D.I. & D.J.A. EVANS (1998): *Glaciers & Glaciation*. (Wiley), London. 734 S.

- BHUTIYANI, M.R. (2000): Sediment load characteristics of a proglacial stream of Siachen Glacier and the erosion rate in Nubra valley in the Karakoram Himalayas, India. - *Journal of Hydrology* 227: 84-92.
- BIDDULPH, J. (1880): *Tribes of Hindoo Koosh*. Calcutta. 164 S.
- BIRKELAND, P.W. (1967): Correlation of soils of stratigraphic importance in western Nevada and California, and their relative rates of profile development. In: MORRISON, R.R. & H.E. WRIGHT (eds.): *Quaternary Soils*, 72-91. Vol.9: VII INQUA Congress. Desert Research Institute, Univ. Nevada, Reno.
- BIRKELAND, P.W. (1974): *Pedology, Weathering, and Geomorphological Research*. (Oxford Univ. Press), New York. 285 S.
- BIRKELAND, P.W. (1984): *Soils and Geomorphology*. (Oxford Univ. Press), New York. 373 S.
- BIRKELAND, P.W. (1990): Soil-geomorphic research – a selective overview. - *Geomorphology* 3: 207-224.
- BLUME, H.P. & U. SCHWERTMANN (1969): Genetic evaluation of profile distribution of aluminium, iron and manganese oxides. - *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33: 438-444.
- BLUME, H.P., FREDE, H.G., FISCHER, W., FELIX-HENNINGSSEN, P., HORN, R. & K. STAHR (1996): *Handbuch der Bodenkunde*. Losebl.-Ausg., (ecomed), Landsberg/Lech.
- BOCKHEIM, J.G. & C. TARNOCAI (1998): Recognition of cryoturbation for classifying permafrost-affected soils. - *Geoderma* 81: 281-293.
- BOCKHEIM, J.G. & A.N. GENNADIYEV (2000): The role of soil-forming processes in the definition of taxa in Soil Taxonomy and the World Soil Reference Base. - *Geoderma* 95: 53-72.
- BOHLE, H.-G. & B. PILARDEAUX (1993): Jahrhundertflut in Pakistan, September 1992. Chronologie einer Katastrophe. - *Geogr. Rdsch.* 45, 2: 124-126.
- BONIFACIO, E., ZANINI, E., BOERO, V. & M. FRANCHINI-ANGELA (1997): Pedogenesis in a soil catena on serpentinite in north-western Italy. – *Geoderma* 75: 33-51.
- BONO, R. & W. SEILER (1987): Anwendungsmöglichkeiten der GMK – Ein Beispiel aus dem tropischen Hochland Äthiopiens. - *Berliner Geogr. Abh.* 42: 25-30.
- BORGGAARD, O.K. (1988): Phase identification by selective dissolution techniques. In: STUCKI, J.W., GOODMAN, B.A. & U. SCHWERTMANN (eds.): *Iron in soils and clay minerals*. Dordrecht, NATO ASI series c; mathematical and physical sciences, Vol.217: 83-98.
- BORGGAARD, O.K. (1990): *Dissolution and adsorption properties of soil iron oxides*. Copenhagen. 122 S.
- BORGGAARD, O.K. (1992): Dissolution of poorly crystalline iron oxides in soils by EDTA and oxalate. - *Z. Pflanzenernähr., Bodenk.* 155: 431-436.
- BORTENSCHLAGER, S. & G. PATZELT (1978): Das Pollendiagramm vom Kol-e-Ptukh (3272m) im östlichen Wakhan. In: SENARCLENS De GRANCY, R. & R. KOSTKA (Hrsg.): *Großer Pamir. Österr. Forschungsunternehmen 1975 in den Wakhan-Pamir/ Afghanistan*, Graz: 193-200.
- BRADY, N.C. & R.R. WEIL (2000): *Elements of the Nature and Properties of Soils*. Prentice-Hall, New Jersey. 559 S.
- BRAUN, G. (1996): Vegetationsgeographische Untersuchungen im NW-Karakorum (Pakistan). Kartierung der aktuellen Vegetation und Rekonstruktion der potentiellen Waldverbreitung auf der Basis von Satellitendaten, Gelände- und Einstrahlungsmodellen. - *Bonner Geogr. Abh.* 93, 156 S.

- BRONGER, A., PANT, R.K. & A.K. SINGHVI (1987): Pleistocene climatic changes and landscape evolution in the Kashmir Basin, India: Paleopedologic and chronostratigraphic studies. - *Quat. Res.* 27: 167-181.
- BRONGER, A., WINTER, R., DEREVJANKO, O. & S. ALDAG (1995): Loess-Palaeosol-Sequences in Tadjikistan as a Palaeoclimatic Record of the Quaternary in Central Asia. - *Quat. Proceedings* 4: 69-81.
- BROOKFIELD, M.E. (1993): Miocene to holocene uplift and sedimentation in the northern Himalaya and adjacent areas. In: SHRODER, J.F. (ed.): *Himalaya to the Sea: Geology, Geomorphology and the Quaternary*, London, 43-71.
- BRUNSDEN, D. & D.K.C. JONES (1984): The geomorphology of high magnitude – low frequency events in the Karakoram mountains. In: MILLER, K.J. (ed.): *The International Karakoram Project Vol. 1*, Cambridge: 383-388.
- BRUNSDEN, D., JONES, D.K.C. & A.S. GOUDIE (1984): Particle size distribution on the debris slopes of the Hunza-Valley. In: MILLER, K.J. (ed.): *The International Karakoram Project Vol. 2*, Cambridge: 536-580.
- BRYAN, H.W. & L.J.H. TEAKLE (1949): Pedogenic Inertia: a Concept in Soil Science. – *Nature*, No. 4179 December 3: 969.
- BÜDEL, J. (1981): *Klima-Geomorphologie*.(Borntraeger), Berlin, Stuttgart. 297 S.
- BURBANK, D.W., LELAND, J., BROZOVIC, E.N., REID, M.R. & C. DUNCAN (1996): Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. - *Nature* 379: 505-510.
- BURGISSER, H.M., GANSSER, A. & J. PIKA (1982): Late Glacial lake sediments of the Indus Valley area, northwestern Himalayas. - *Ecologiae Geologicae Helvetica* 75: 51-63.
- BURNS, S.F. & P.J. TONKIN (1982): Soil-geomorphic models and the spatial distribution and development of alpine soils. In: THORN, C.E. (ed.), *Space and time in Geomorphology*, Binghampton Symposium in Geomorphology 12. (George Allen & Unwin), London: 25-43.
- BUTLER, B.E. (1959): Periodic phenomena in landscapes as a basis for soil studies. – CSIRO Australia, Soil Publication No.14.
- BUTLER, R.W.H. & D.J. PRIOR (1988): Tectonic controls on the uplift of the Nanga Parbat massif, Pakistan Himalayas. - *Nature* 333: 247-250.
- BUTZ, D. (1994): A note on crop distribution and micro-environmental conditions in Holshal and Ghoshushal villages, Pakistan. - *Mountain Res. & Developm.* 14, 89-97.
- CAINE, N. (1974): The geomorphic processes of the alpine environment. In: IVES, J.D. & R.G. BARRY (eds.): *Arctic & Alpine Environments*. (Methuen), London: 721-748.
- CLEMENS, J. & M. NÜSSER (1994): Mobile Tierhaltung und Naturraumausstattung im Rupal-Tal des Nanga Parbat (Nordwesthimalaya): Almwirtschaft und sozioökonomischer Wandel. - *Pet. Geogr. Mitt.* 138: 371-387.
- CLEMENS, J. & M. NÜSSER (1995): Resource management in the Rupal Valley, Northern Pakistan: The utilization of forests and pastures in the area of Nanga Parbat. In: STELLRECHT, I. (ed.): *Contribution to Comparative High Mountain Research: Pakistan-India-Nepal*. Culture Area Karakoram, Occasional Paper 3.
- CLEMENS, J. & M. NÜSSER (2000): Pastoral management strategies in transition: Indicators from Nanga Parbat region (NW-Himalaya). In: EHLERS, E. & H. KREUTZMANN (eds.): *High Mountain Pastoralism in Northern Pakistan*. - *Erdkundl. Wissen* 132: 151-187.

- CONACHER, A.J. & J.B. DALRYMPLE (1977): The Nine Unit Landsurface Model: An Approach To Pedogeomorphic Research. - *Geoderma* 18, 154 S.
- CONWAY, W.M. (1894): Climbing and exploration in the Karakoram-Himalayas. London, 3 maps. 127 S.
- CONWAY, G., Z. ALAM, T. HUSAIN, & M.A. MIAN (1985): Agroecosystem Analyses and Development for the Northern Areas of Pakistan. AKRSP, RSRP Report-No. 1.
- COWARD, M.P., JAN, Q.M., REX, D., TARNEY, J., THIRWALL, M. & B.F. WINDLEY (1984): Geology of the South-Central Karakoram and Kohistan. In: MILLER, K.J. (ed.): The International Karakoram Project Vol. 2, Cambridge: 71-85
- CRAMER, T. (2000). *Geländeklimatologische Studien im Bagrottal - Karakorumgebirge, Pakistan.* GEO aktuell, Bd. 3. (terrimago-Verl.), Göttingen. 231 S.
- DAHMS, D.E. (1993): Mineralogical evidence for eolian contributions to soils of late Quaternary moraines, Wind River Mountains, Wyoming, USA. – *Geoderma* 59: 175-196.
- DAHMS, D.E. & C.L. RAWLINS (1996): A two-year record of eolian sedimentation in the Wind River Range, Wyoming, U.S.A. - *Arctic & Alpine Res.* 28: 210-216.
- DALRYMPLE, J.B., BLONG, R.J. & A.J. CONACHER (1968): A hypothetical nine unit landsurface model. - *Z. Geomorph. N.F.* 12: 60-76.
- DANIELS, R.B., GAMBLE, E.E. & J.G. CADY (1971): The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. - *Advances in Agronomy* 23: 51-88.
- DANIELS, R.B. & R.D. HAMMER (1992): *Soil Geomorphology.* (Wiley), New York. 236 S.
- DARMODY, R.G., THORNE, C.E. & J.M. RISSING (1987): Chemical Weathering Of Fine Debris From Series Of Holocene Moraines: Storbreen, Jotunheimen, Southern Norway. - *Geografiska Annaler* 69A, 3-4: 405-413.
- DAVIS, W.M. (1899): The Geographical Cycle. - *Geographical Journal* 14: 481-504.
- DE SCALLY, F.A. & J.S. GARDNER (1989): Evaluation of Avalanche-Mass Determination Approaches: An Example from the Himalaya, Pakistan. - *Journal of Glaciology* 35, 120: 248-252.
- DE TERRA, H. & T.T. PATERSON (1939): Studies on the ice age in India and associated human cultures. - *Carnegie Institute Washington Publications* 493: 354.
- DERBYSHIRE, E. (1984): Sedimentological analysis of glacial and proglacial debris: a framework for the study of Karakoram glaciers. In: MILLER, K.J. (ed.): The International Karakoram Project 1, Cambridge: 347-364.
- DERBYSHIRE, E., JIJUN, L., PERROTT, F.A., SHUYING, X. & R.S. WATERS (1984): Quaternary glacial history of the Hunza Valley, Karakoram mountains, Pakistan. In: MILLER, K.J. (ed.): The International Karakoram Project Vol. 1, Cambridge: 457-495.
- DERBYSHIRE, E. (1996): Quaternary glacial sediments, glaciation style, climate and uplift in the Karakoram and northwest Himalaya: review and speculations. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120: 147-157.
- DERBYSHIRE, E., FORT, M. & L.A. OWEN (2001): Geomorphological hazards along the Karakoram Highway. - *Erdkunde* 55: 49-71.
- DESIO, A. (1954): An exceptional glacier advance in the Karakoram-Ladakh region. - *Journal of Glaciology* 2: 383-385.
- DICKORÉ, W.B. (1991): Zonation of flora and vegetation of the northern declivity of Karakoram/Kunlun Mountains (SW Xinjiang China). - *GeoJournal* 25: 265-284.

- DICKORÉ, W.B. (1995): Systematische Revision und chorologische Analyse der Monocotyledonae des Karakorum (Zentralasien, West- Tibet). Flora Karakorumensis I. Angiospermae, Monocotyledonae. Stapfia 39.
- DICKORÉ, W.B. & M. NÜSSER (2000): Flora of Nanga Parbat (NW Himalaya, Pakistan). An annotated inventory of vascular plants with remarks on vegetation dynamics. – Englera 19. (Botanical Garden and Botanical Museum), Berlin-Dahlem. 253 S.
- DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. & M.-L. IBSEN (1996): Landslide Recognition – Identification, Movement and Causes. (Wiley), New York. 251 S.
- DITTRICH, Chr. (1995): Ernährungssicherung und Entwicklung in Nordpakistan: Nahrungskrisen und Verwundbarkeit im peripheren Hochgebirgsraum. - Freiburger Stud. z. Geogr. Entwicklungsforschung 11. (Breitenbach), Saarbrücken. 326 S.
- DITTRICH, Chr. (1997a): Food Security and Vulnerability to Food Crises in the Northern Areas of Pakistan. In: STELLRECHT, I. & M. WINIGER (eds.): Perspectives on History and Change in the Karakorum, Hindukush and Himalaya. Pakistan-German Research Project Culture Area Karakorum, Köln. - Scientific Studies 3: 23-42.
- DITTRICH, Chr. (1997b): High Mountain Food Systems in Transition - Food Security, Social Vulnerability and Development in Northern Pakistan. In: STELLRECHT, I. & H.G. BOHLE (eds.): Transformation of Social and Economic Relationships in Northern Pakistan. Pakistan-German Research Project Culture Area Karakorum, Köln. - Scientific Studies 5: 231-354.
- DOKUCHAEV, V.V. (1895): On the Question of Opening Departments of Soil Science and the Science of Microorganisms (Particularly Bacteriology) in the Imperial Russian Universities. St. Petersburg, 65pp. (in russian).
- DONGUS, H. (1984): Grundformen des Reliefs der Alpen. – Geogr. Rdsch. 36: 388-394.
- DORMAAR, J.F. & L.E. LUTWICK (1983): Extractable Fe and Al as Indicator for Buried Soil Horizons. - Catena 10: 167-173.
- DRONIA, H. (1983): Bodentemperaturmessungen in tropischen Gebirgen. - Erdkunde 37: 292-295.
- DURAND, A. (1899): The making of a Frontier. London 1899. Reprint: Graz 1974.
- EBERLE, J. (1994): Untersuchungen zur Verwitterung, Pedogenese und Bodenverbreitung in einem hochpolaren Geosystem (Liefdefjord und Bockfjord/Nordwestspitzbergen). - Stuttgarter Geogr. Stud. 121.
- ECKENSTEIN, O. (1896): The Karakoram and Kashmir. An Account of a Journey. (Fisher Unwin), London.
- EGLI, M., FITZE, P. & A. MIRABELLA (2001): Weathering and evolution of soils formed on granitic, glacial deposits: results from chronosequences of Swiss alpine environments. - Catena 45: 19-47.
- EHLERS, E. (1995): Die Organisation von Raum und Zeit - Bevölkerungswachstum, Ressourcenmanagement und angepasste Landnutzung im Bagrot/Karakorum. - Pet. Geogr. Mitt. 139: 105-120.
- EHLERS, E. (1996): Traditionelles Umweltwissen und Umweltbewußtsein und das Problem nachhaltiger landwirtschaftlicher Entwicklung – unter besonderer Berücksichtigung asiatischer Hochgebirge. - Heidelberger Geogr. Arb. 10: 37-51.
- EHLERS, E. (2000): Pastoralism in the Bagrot: Spatial organization and economic diversity. In: EHLERS, E. & H. KREUTZMANN (eds.): High Mountain Pastoralism in Northern Pakistan. - Erdkundl. Wissen 132: 73-87.

- EHWALD, E. (1984): V.V. Dokučaevs "Russkij černožëm" und seine Bedeutung für die Bodenkunde und Geoökologie. - *Pet. Geogr. Mitt.* 0: 1-11.
- ELLIS, S., D.M. TAYLOR & K.R. MASOOD (1994): Soil Formation and erosion in the Murree Hills, northeast Pakistan. - *Catena* 22: 69-78.
- ESPER, J. (1994): Versuch einer Klimarekonstruktion mit Hilfe der Dendrochronologie am Beispiel des Hunza-Tales im Karakorum. unveröffentlichte Dipl.-Arbeit, Mat.-Nat. Fak. Univ. Bonn, (Geogr. Inst.).
- ESPER, J., BOSSHARD, A., SCHWEINGRUBER, F.H. & M. WINIGER (1995): Tree-Rings from the Upper Timberline in the Karakorum as climatic Indicators for the last 1000 Years. - *Dendrochronologia* 13: 79-88.
- ESPER, J. (2000): Paläoklimatische Untersuchungen an Jahrringen im Karakorum und Thien Shan Gebirge (Zentralasien). - *Bonner Geogr. Abh.* 103. 126 S.
- FAHU CHEN, ZHAODONG FENG & JIAWU ZHANG (2000): Loess particle size data indicative of stable winter monsoons during the last interglacial in the western part of the Chinese Loess Plateau. - *Catena* 39: 233-244.
- FERGUSON, R.I. (1984): Sediment load of the Hunza river. In: MILLER, K.J. (ed.): *The International Karakoram Project, Vol. 2.*, (Cambridge University Press), Cambridge: 581-598.
- FICKERT, T. (1998): Vergleichende Beobachtungen zu Solifluktions- und Frostmustererscheinungen im Westteil Hochasiens. - *Erlanger Geogr. Arb.* 60. 150 S.
- FINE, P. & M.J. SINGER (1989): Contribution of ferrimagnetic minerals to oxalate- and dithionite-extractable iron. - *Soil Sci.Soc. Am. J.* 53: 191-196.
- FINSTERWALDER, R. (1936): Die Formen der Nanga-Parbat-Gruppe. - *Z. Ges. Erdk. Berlin* 71: 321-341.
- FINSTERWALDER, R. (1937): Die Gletscher des Nanga Parbat. *Glaziologische Arbeiten der Deutschen Himalaya Expedition 1934 und ihre Ergebnisse.* - *Z. Gletscherk.* 25: 57-108.
- FINSTERWALDER, R. (1959): Recent german expeditions to Batura; Mustagha and Rakaposhi. - *Journal of Glaciology* 3: 787-790.
- FLOHN, H. (1954): Zur Meteorologie am Nanga Parbat. In: HERRLIGKOFFER, K.M. (Hrsg.): *Nanga Parbat 1953.* Berlin: 234-255.
- FLOHN, H. (1969): Zum Klima und Wasserhaushalt des Hindukusch und der benachbarten Hochgebirge. - *Erdkunde* 23: 205-215.
- FOLK, R.L. & W.C. WARD (1957): A study in the significance of grain size parameters. - *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3-26.
- FRANCE-LANORD, C., DERRY, L. & A. MICHARD (1993): Evolution of the Himalaya since Miocene time: Isotopic and sedimentologic evidence from Bengal fan. In: TRELOAR, P.J. & M. SEARLE (eds.): *Himalayan Tectonics.* - *Geol. Soc. London Special Publication* 74: 605-621.
- FRANZ, H. (1980): Studien über Terrassen, Löss und Böden des Kashmir-Beckens, ein Beitrag zur Quartärgeschichte des Himalaya. - *Mitt. d. Österreichischen Geogr. Ges.* 122, I: 97-106.
- FRIDLAND, V.M. (1965): Make-up of the soil cover. - *Sov. Soil Sci.* 4: 343-354.
- FRIDLAND, V.M. (1974): Structure of the soil mantle. - *Geoderma* 12: 35-41.
- FRÖHLICH, W. & M. WILLER (1977): Bodentemperatur und obere Waldgrenze. Vorläufiger Bericht über Untersuchungen an den Hochbergen Ostafrikas. - *Die Erde* 4: 347-353.

- FURRER, G. (1986): Solifluidale Bodenformen und Gliederung der subnivalen Höhenstufe im Braldo- und Biafotal (Karakorum). In: Matthias Kuhle (ed.): Internationales Symposium über Tibet und Hochasien vom 8.-11. Oktober 1985 im Geogr. Inst. der Univ. Göttingen. - Göttinger Geogr. Abh. 81: 89-103.
- GARDNER, J.S. (1986): Recent fluctuation of the Rakhiot Glacier, Nanga Parbat, Punjab Himalaya, Pakistan. - *Journal of Glaciology* 23: 527-529.
- GARDNER, J.S. & K. HEWITT (1990): A surge of Bualtar glacier, Karakoram Range, Pakistan: a possible landslide trigger. - *Journal of Glaciology* 36: 159-162.
- GARDNER, R.A.M. (1989): Late Quaternary loess and paleosols, Kashmir Valley, India. - *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* 76: 225-245.
- GARDNER, R.A.M. (1994): Silt Production from Weathering of Metamorphic Rocks in the Southern Himalaya. In: ROBINSON, D.A. & R.B.G. WILLIAMS (eds.), *Rock Weathering and Landform Evolution*. 487-503.
- GARDNER, R.A.M. & H.M. RENDELL (1994): Loess, climate and orogenesis: Implications of South Asia loesses. - *Z. Geomorph. N.F.* 38: 169-184.
- GASSE, F., ARNOLD, M., FONTES, J.C., FORT, M., GILBERT, E., HUC, A., LI, B.Y., LI, Y.F., LIU, Q., MELIERES, F., VAN CAMPO, E., WAND, F.B. & Q..S. ZHANG (1991): A 13,000-year climate record from western Tibet. - *Nature* 353: 742-745.
- GASSE, F. & E. VAN CAMPO (1994): Abrupt post-glacial climate events in Western Asia and North Africa monsoon domains. *Earth Planet. - Sci. Lett.* 126: 453-456.
- GEE, G.W. & J.W. BAUDER (1986): Particle-size analysis. In: A. KLUTE (ed.): *Methods of Soil Analysis*, I. 2nd ed. ASA/SSSA, Madison, WI: 383-411.
- GERRARD, A.J. (1981): *Soils and landforms*. (Allen&Unwin), London. 256 S.
- GERRARD, A.J. (1990): *Mountain Environments*. (MIT Press), London. 317 S
- GERRARD, A.J. (1992): *Soil Geomorphology. An integration of pedology and geomorphology*. (Chapman and Hall), London. 269 S.
- GEYH, M.A. & H. SCHLEICHER (1990): *Absolute Age Determination – Physical and Chemical Dating Methods and their Application*. (Springer-Verlag), Berlin. 503 S.
- GOUDIE, A.S. (1984): Salt efflorescences and salt weathering in the Hunza Valley, Karakoram mountains, Pakistan. In: MILLER, K.J. (ed.): *The International Karakoram Project, Vol. 2*, Cambridge: 607-615.
- GOUDIE, A.S., BRUNSDEN, D., COLLINS, D.N., DERBYSHIRE, E., FERGUSON, R.I., HASHMET, Z., JONES, D.K.C., PERROTT, F.A., SAID, M., WATERS, R.S. & W.B. WHALLEY (1984): The geomorphology of the Hunza Valley, Karakoram Mountains, Pakistan. In: MILLER, K.J. (ed.): *The International Karakoram Project, Vol. 2*, Cambridge: 359-410.
- Government of Pakistan. Ministry of Food, Agriculture and Cooperatives (1992): *Forestry Sector Master Plan. Volume 4 – Northern Areas*. Islamabad.
- Government of Pakistan. Ministry of Food, Agriculture and Livestock (1998): *Soil Survey of Pakistan, Integrated land use*. Lahore.
- GRAB, S. (1994): Thufur in Mohlesi Valley, Lesotho, Southern Africa. - *Permafrost and Periglacial Processes* 5: 111-118.
- GRAB, S. (1997): Thermal Regime for a Thufa Apex and its Adjoining Depression, Mashai Valley, Lesotho. - *Permafrost and Periglacial Processes* 8: 437-445.

- GRÖTZBACH, E. (1984): Bagrot - Beharrung und Wandel einer peripheren Talschaft im Karakorum. - *Die Erde* 115: 305-321.
- GRÖTZBACH, E. (1999): Himalaya und Karakorum heute. - *Geogr. Rdsch.* 51:18-24.
- GURNEY, S.D. (2001): Aspects of the genesis, geomorphology and terminology of palsas: perennial cryogenic mounds. - *Progress in Physical Geography* 25, 2: 249-260.
- HAASE, G. (1961): Hanggestaltung und ökologische Differenzierung nach dem Catena- Prinzip. - *Pet. Geogr. Mitt.* 105, 3: 1-8.
- HAASE, G. (1973): Zur Ausgliederung von Raumeinheiten der chorischen und der regionischen Dimension – dargestellt an Beispielen aus der Bodengeographie - *Pet. Geogr. Mitt.* 2: 81-90.
- HAASE, G., MANNSFELD, K. & R. SCHMIDT (1986): Typen des Anordnungsmusters zur Kennzeichnung der Arealstruktur von Mikrogeochoren. - *Pet. Geogr. Mitt.* 1: 31-39.
- HAFFNER, W. (1984): Khumbu Himalaya. Landschaftsökologische Untersuchungen in den Hochtälern des Mount-Everest-Gebietes. In: UHLIG, H. & W. HAFFNER (Hrsg.): *Zur Entwicklung der vergleichenden Geographie der Hochgebirge. - Wege der Forschung* 223. (Wissenschaftliche Buchgesellschaft), Darmstadt: 377-406.
- HAGEDORN, J. (1970): Zum Problem der Glatthänge. - *Z. Geomorph. N.F.* 14: 103-113.
- HAGEDORN, J. (1979): Klimabedingte Relieftypen und aktuelle Forschungsregionen der Erde. 42. Dt. Geographentag Göttingen. Tagungsbericht u. wiss. Abh.: 50-64.
- HALL, G.F. (1983): Pedology and Geomorphology. In: WILDING, L.P., SMECK, N.E. & G.F. HALL (eds.): *Pedogenesis and Soil Taxonomy. 1. Concepts and Interactions*, (Elsevier), New York: 117-140.
- HALLET, B., HUNTER, L. & J. BOGEN (1996): Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: a review of the field data and their implications. - *Global Planet Change* 12: 213-235.
- HARBOR, J & J. WARBURTON (1992): Glaciation and denudation rates. - *Nature* 356: 751.
- HARBOR, J & J. WARBURTON (1993): Relative rates of glacial and nonglacial erosion in alpine environments. - *Arctic & Alpine Res.* 25: 1-7.
- HARRIS, S.A. (1988): The alpine periglacial zone. In: CLARK, M.J. (ed): *Advances in Periglacial Geomorphology*. (Wiley), Chichester: 369-413.
- HASERODT, K. (1984a): Abflußverhalten der Flüsse mit Bezügen zur Sonnenscheindauer und zum Niederschlag zwischen Hindukusch (Chitral) und Hunza-Karakorum (Gilgit), Nordpakistan. - *Mitt. d. geogr. Ges. i. München* 69: 129-161.
- HASERODT, K. (1984b): Aspects of the actual climatic conditions and historic fluctuations of glaciers in Western Karakoram. - *Journal of Central Asia* 7: 77-94.
- HASERODT, K. (1989a): Chitral (pakistanischer Hindukusch). Strukturen, Wandel und Probleme eines Lebensraumes im Hochgebirge zwischen Gletschern und Wüste. In: HASERODT, K. (Hrsg.): *Hochgebirgsräume Nordpakistans im Hindukusch, Karakorum und Westhimalaya. – Beitr. u. Mat. z. Regionalen Geographie* 2: 43-180.
- HASERODT, K. (1989b): Zur pleistozänen und postglazialen Vergletscherung zwischen Hindukusch, Karakorum und Westhimalaya. In: HASERODT, K. (Hrsg.): *Hochgebirgsräume Nordpakistans im Hindukusch, Karakorum und Westhimalaya. – Beitr. u. Mat. z. Regionalen Geographie* 2: 181-233.
- HAUSHOFER, A. (1928): Verlöste Gebirge. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, Sonderband zur 100-Jahrfeier*: 284-295.
- HAYDEN H.H. (1907): Notes on certain glaciers in North-West Kashmir. *Records of the Geological Survey of India* 35: 127-137, plates 17-39.

- HEIM, A. (1933): Minya Gonkar. Forschungsreise ins Hochgebirge von Chinesisch Tibet. (Verlag Hans Huber), Bern-Berlin.
- HEIM, A. & A. GANSSER (1939): Central Himalaya. Geological Observations of the Swiss expedition 1936. - Denkschrift der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft 73: 1-245.
- HERBERS, H. (1995): Ernährungssicherung in Nord-Pakistan: Der Beitrag der Frauen. Geogr. Rdsch. 47: 234-239.
- HERBERS, H. (1998): Arbeit und Ernährung in Yasin. Aspekte des Produktions-Reproduktions-Zusammenhangs in einem Hochgebirgstal Nordpakistans. - Erdkundl. Wissen 123. 295 S.
- HERBERS, H. & G. STÖBER (1995): Bergbäuerliche Viehhaltung in Yasin (Northern Areas, Pakistan): organisatorische und rechtliche Aspekte der Hochweidenutzung. - Pet. Geogr. Mitt. 139: 87-104.
- HEWITT, K. (1961): Karakoram glaciers and the Indus. - Indus 2: 4-14.
- HEWITT, K. (1964): A Karakoram ice-dam. - Indus 5: 18-30.
- HEWITT, K. (1967): Ice-front sedimentation and the seasonal effect: A Himalayan example. - Trans. Inst. Brit. Geogr. 42: 93-106.
- HEWITT, K. (1968): The freeze-thaw environment of the Karakoram Himalaya. - Canadian Geography 12: 85-98.
- HEWITT, K. (1969): Glacier surges in the Karakoram Himalaya (Central Asia). - Canadian Journal Earth Sciences 6: 1009-1018.
- HEWITT, K. (1989): The altitudinal organisation of Karakoram geomorphic processes and depositional environments. - Z. Geomorph. N.F. 76: 9-32.
- HEWITT, K. (1993): Torrential rains in Central Karakoram, 9-10 September 1992. Geomorphological impacts and implications for climatic change. - Mountain Res. & Developm. 13: 371-375.
- HEWITT, K. (1998a): Catastrophic landslides and their effects on the upper Indus streams, Karakoram Himalaya, northern Pakistan. - Geomorphology 26: 47-80.
- HEWITT, K. (1998b): Recent Glacier Surges in the Karakoram Himalaya, South Central Asia. http://www.agu.org/eos_elec/97016e.html.
- HEWITT, K. (2001): Catastrophic rockslides and the Geomorphology of the Hunza and Gilgit river valleys, Karakoram, Himalaya. - Erdkunde 55: 72-93.
- HICKS, D.M., McSAVENEY, M.J. & T.J.H. CHINN (1990): Sedimentation in proglacial Ivory lake, southern Alps, New Zealand. - Arctic & Alpine Res. 22: 26-42.
- HINTERMAIER-ERHARD, G. & W. ZECH (1997): Wörterbuch der Bodenkunde. (Enke), Stuttgart. 338 S.
- HOLE, F.D. (1978): An approach to landscape analysis with emphasis on soils. - Geoderma 21: 1-23.
- HOLE, F.D. & J.B. CAMPBELL (1985): Soil landscape analysis. Totowa, New Jersey. 196 S.
- HÖLLERMANN, P. (1985): The periglacial belt of mid-latitude mountains from a geocological point of view. - Erdkunde 39: 259-270.
- HOLMES, J.A. (1993): Present and past patterns of glaciation on the northwest Himalaya: Climatic, tectonic and topographic controls. In: SHRODER, J.F. (Hrsg.), Himalaya to the Sea: Geology, Geomorphology and the Quaternary, London: 72-90.
- HUGGETT, R.J. (1975): Soil-landscape systems: a model of soil genesis. - Geoderma 13: 1-22.

- HUGGETT, R.J. (1998): Soil chronosequences, soil development, and soil evolution: a critical review. - *Catena* 32: 155-172.
- ITURRIZAGA, L. (1998): Gletscher als Existenzgrundlage und Gefährdungspotential für die Hochgebirgssiedlung Shimshal im Nordwestkarakorum. - *Pet. Geogr. Mitt.* 142: 233-239.
- ITURRIZAGA, L. (1999a): Die Schuttkörper in Hochasien – Eine geomorphologische Bestandsaufnahme und Typologie postglazialer Hochgebirgsschuttkörper im Hindukush, Karakorum und Himalaya. - *Göttinger Geogr. Abh.* 106.
- ITURRIZAGA, L. (1999b): Typical debris accumulation forms and formations in High Asia – A glacial-history-based concept of the origin of Postglacial debris accumulation landscapes in subtropical high mountains with selected examples from the Hindu Kush, the Karakoram and the Himalayas. - *GeoJournal* 47, 1/2: 341-372.
- JACOBSEN, J.P. & U. SCHICKHOFF (1995): Untersuchungen zur Besiedlung und gegenwärtigen Waldnutzung im Hindukush/Karakorum. Vorläufige Ergebnisse aus laufenden Arbeiten des DFG-Schwerpunktprogrammes „Kulturraum Karakorum“. - *Erdkunde* 49: 49-59.
- JENNY, H. (1941): *Factors of soil formation. A system of quantitative pedology.* (McGraw-Hill), New York. 281 S.
- JETTMAR, K. (1975): *Die Religionen des Hindukusch. Die Religionen der Welt* 4, 1. (Kohlhammer), Stuttgart. 525 S.
- JETTMAR, K. (1977): Bolor – a contribution to the political and ethnic geography of Northern Pakistan. - *Zentralasiatische Studien* 11: 411-448.
- JETTMAR, K. (1980): Neuentdeckte Felsbilder und –inschriften in den Nordgebieten Pakistans. *Allgemeine und Vergleichende Archäologie – Beiträge.* Bd. 2: 151-199.
- JETTMAR, K. (1993): Voraussetzungen, Verlauf und Erfolg menschlicher Anpassung. In: SCHWEINFURTH, U. (Hrsg.): *Neue Forschungen im Himalaya.* - *Erdkundl. Wissen* 112: 31-47.
- JIJUN, L., DERBYSHIRE, E. & X. SHUYING (1984): Glacial and praglacial sediments of the Hunza Valley, North-West Karakoram, Pakistan: A preliminary analysis. In: MILLER, K.J. (ed.): *The International Karakoram Project Vol. 2,* Cambridge: 496-535.
- JOHNSON, D.L. & D. WATSON-STEGNER, (1987): Evolution Model of pedogenesis. - *Soil Science* 143: 349-366.
- JOHNSON, D.L., KELLER, E.A. & T.K. ROCKWELL, (1990): Dynamic Pedogenesis: New Views on Some Key Soil Concepts and a Model for Interpreting Quaternary Soils. - *Quat. Res.* 34:1-14.
- JUNGERIUS, P.D. (1985): *Soils and Geomorphology.* - *Catena, Supplement-Bd.* 6: 1-18.
- KALVODA, J. (1992): *Geomorphological Record of the Quaternary Orogeny in the Himalaya and the Karakoram. Developments in Earth Surface Processes* 3. (Elsevier), Amsterdam.
- KALVODA, J. & C.L. ROSENFELD (1998): *Geomorphological Hazards in High Mountain Areas. The GeoJournal Library, Vol. 46,* (Kluwer Academic Publishers), Dordrecht.
- KAMP, U. (1999): Jungquartäre Geomorphologie und Vergletscherung im östlichen Hindukusch, Chitral, Nordpakistan. - *Berliner Geogr. Stud.* 50.
- KELLOGG, C.E. (1938): Recent trends in soil classification. - *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 3: 253-259.
- KESSLER, M. & S. HOHNWALD (1998): Bodentemperaturen innerhalb und ausserhalb bewaldeter und unbewaldeter Blockhalden in den bolivianischen Hochanden – Ein Test der Hypothese von Walter und Medina (1969). - *Erdkunde* 52: 54-62.

- KHAN, M.A., TRELOAR, P.J., SEARLE, M.P. & M.Q. JAN (eds.) (2000): Tectonics of the Nanga Parbat Syntax and the Western Himalaya. – Geol. Soc., London, Special Publ. 170.
- KHATTAK, G.M. (1976): History of forest management in Pakistan I, II and III. – Pak. J. For. 26: 105-116, 163-170, 231-241.
- KICK, W. (1956): Der Chogo-Lungma Gletscher im Karakorum. – Z. Gletscherk., Glazialgeol. 3: 335-347.
- KICK, W. (1985): Geomorphologie und rezente Gletscheränderungen in Hochasien. - Regensburger Geogr. Schriften 19/20: 53-78.
- KICK, W. (Hrsg.), (1996): Forschung am Nanga Parbat. Geschichte und Ergebnisse. – Beitr. u. Mat. z. Regionalen Geographie 8: 1-134.
- KLAER, W. (1962a): Die periglaziale Höhenstufe in den Gebirgen Vorderasiens. - Z. Geomorph. N.F. 6: 17-32.
- KLAER, W. (1962b): Untersuchungen zur klimagenetischen Geomorphologie in den Hochgebirgen Vorderasiens. - Heidelberger Geogr. Arb. 11.
- KNEISEL, K., LEHMKUHL, F., WINKLER, S., TRESSEL, E. & H. SCHRÖDER (1998): Legende für geomorphologische Kartierung in Hochgebirgen (GMK Hochgebirge). - Trierer Geogr. Stud. 18.
- KNUEPFER, P.L.K. & L.D. McFADDEN (eds), (1990): Soils and Landscape Evolution. - Geomorphology 3.
- KÖHN, M. (1928): Bemerkungen zur mechanischen Bodenanalyse - Ein neuer Pipettapparat. – Z. f. Pflanzenernähr., Bodenk. A11: 50-54.
- KÖRNER, C. (1999): Alpine Plant Life – Functional Plant Ecology of High Mountain Ecosystems. (Springer), Berlin. 338 S.
- KOLB, H. (1994): Abflußverhalten von Flüssen in den Hochgebirgen Nordpakistans. Grundlagen, Typisierung und bestimmende Einflußfaktoren an Beispielen. In: HASERODT, K. (Hrsg.): Physisch-geographische Beiträge zu Hochgebirgsräumen Nordpakistans und der Alpen. – Beitr. u. Mat. z. Regionalen Geographie 7: 21-113.
- KREUTZMANN, H. (1989): Hunza. Ländliche Entwicklung im Karakorum. - Abhandlungen Anthropogeographie des Geogr. Instituts der Freien Univ. Berlin 44.
- KREUTZMANN, H. (1990): Oasenbewässerung im Karakorum. Autochthone Techniken und exogene Überprägung in der Hochgebirgslandwirtschaft Nordpakistans. - Erdkunde 44: 10-23.
- KREUTZMANN, H. (1994): Habitat conditions and settlement processes in the Hindukusch-Karakoram. - Pet. Geogr. Mitt. 138: 337-356.
- KREUTZMANN, H. (1996a): Siedlungsprozesse und territoriale Aneignung im zentralen Hunza-Tal. Kulturgeographische Anmerkungen zur Karte „Hunza-Karakorum 1:100.000“. - Erdkunde 50: 173-189.
- KREUTZMANN, H. (1996b): Ethnizität im Entwicklungsprozeß. Die Wakhi in Hochasien. (Reimer), Berlin. 488 S.
- KRONBERG, P. (1985): Fernerkundung der Erde – Grundlagen und Methoden des Remote Sensing in der Geologie. (Ferdinand-Enke-Verlag), Stuttgart. 394 S.
- KUGLER, H. (1977): Relief und Boden – Aufgaben und Bedeutung mittelmaßstäbiger geomorphologischer Erkundung und Kartierung. - Hall. Jb. F. Geowiss. 1: 45-50.
- KUHLE, M. (1986): The upper limit of glaciation in the Himalayas. - GeoJournal 13: 331-346.
- KUHLE, M. (1988a): Die eiszeitliche Vergletscherung West-Tibets zwischen Karakorum und Tarim-Becken und ihr Einfluß auf die globale Energiebilanz. - Geogr. Z. 76: 136-148.

- KUHLE, M. (1988b): Zur Geomorphologie der nivalen und subnivalen Höhenstufe in der Karakorum-Nordabdachung zwischen Shaksgam-Tal und K2-Sporn: Die Quartäre Vergletscherung und ihre geoökologischen Konsequenzen. In: Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen des 46. Deutschen Geographentages 1987 in München. (Franz Steiner), Stuttgart. 413-419.
- KUHLE, M. (1988c): Letzteiszeitliche Gletscherausdehnung vom NW-Karakorum bis zum Nanga Parbat (Hunza-, Gilgit- und Indusgletschersystem). In: Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen des 46. Deutschen Geographentages 1987 in München. (Franz Steiner), Stuttgart: 606-607.
- KUHLE, M. (1991): Glazialgeomorphologie. (Wiss. Buchges.), Darmstadt. 213 S.
- KUHLE, M. (1996): Rekonstruktion der maximalen eiszeitlichen Gletscherbedeckung im Nanga-Parbat-Massiv (35°05'–40°N/74°20'–75°E). In: KICK, W. (Hrsg.): Forschung am Nanga Parbat. Geschichte und Ergebnisse. – Beitr. u. Mat. z. Regionalen Geographie 8: 135-154.
- LAUER, W. & D. KLAUS (1975): Geocological investigations of the timberline of Pico de Orizaba, Mexico. - *Arctic & Alpine Res.* 7: 315-330.
- LAVES, D. & G. JÄHN (1972): Zur quantitativen röntgenographischen Bodenton-Mineralanalyse. - *Arch. Acker- u. Pflanzenbau u. Bodenkde.* 16: 735-739.
- LEHMKUHL, F. (1989): Geomorphologische Höhenstufen in den Alpen unter besonderer Berücksichtigung des nivalen Formenschatzes. - *Göttinger Geogr. Abh.* 88.
- LEHMKUHL, F. (1997): The spatial distribution of loess and loess-like sediments in the mountain areas of Central and High Asia. – *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* 111: 97-116.
- LEHMKUHL, F. & M. KLINGE (2000): Bodentemperaturmessungen aus dem Mongolischen Altai als Indikatoren für periglaziale Geomorphodynamik in hochkontinentalen Gebirgsräumen. – *Z. Geomorph. N.F.* 44: 75-102.
- LEHMKUHL, F., KLINGE, M., REES-JONES, J. & E.J. RHODES (2000): Late Quaternary aeolian sedimentation in central and south-eastern Tibet. – *Quat. Int.* 65/66: 117-132.
- LEITNER, G.W. (1873): Results of a Tour in Dardistan, Kashmir, Little Tibet, Ladakh, Zanskar, etc.. Lahore.
- LEITNER, G.W. (1877): The Languages and Races of Dardistan. Lahore.
- LEITNER, G.W. (1893): Legends, Songs, Customs and History of Dardistan. - *The Imperial and Asiatic Quat. Review, New Series, Vol. V, No. 8/9.* 254 S.
- LESER, H. & G. STÄBLEIN (1980): Legende der Geomorphologischen Karte 1:25.000 (GMK25) – 3. Fassung im GMK-Schwerpunktprogramm. - *Berliner Geogr. Abh.* 31: 91-100.
- LESER, H. & D. SCHAUB (1987): Geomorphologische Kartierung im Hochgebirge. Ein Anwendungsbeispiel der „Grünen Legende“ im Maßstab 1:10.000. - *Berliner Geogr. Abh.* 42: 31-37.
- LESER, H. & G. ZOLLINGER (1987): Die Anwendung der grünen Legende im Maßstab 1:5000. Probleme der größtmaßstäbigen geomorphologischen Kartierung – dargestellt am Beispiel eines Kartenausschnittes vom Badischen Oberrheingrabenrand. - *Berliner Geogr. Abh.* 42: 9-15.
- LESER, H. & H.-J. KLINK (Hrsg.) (1988): Handbuch und Kartieranleitung Geoökologische Karte 1:25.000 (KA GÖK 25). – *Forsch. z. Dt. Landeskde.* 228.
- LITAOR, M.I. (1987): The Influence of Eolian Dust on the Genesis of Alpine Soils in the Front Range, Colorado. - *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51: 142-147.
- LÖFFLER, E. (1994): Geographie und Fernerkundung. Teubner Studienbücher der Geographie. Stuttgart. 251 S.

- LORIMER, D.L.R. (1935-1939): The Burushaski Language. Instituttet for Sammenlignende Kulturforskning, Serie B: Skrifter XXIX-1-3. Aschehoug, Oslo.
- LORIMER, E.O. (1939): Language Hunting in the Karakoroom. (Allen&Unwin), London. 310 S.
- MADIN, I.P., LAWRENCE, R.D. & SHAFIQ UR-REHMAN (1989): The Northwestern Nanga Parbat-Haramosh Massif: Evidence for Crustal Uplift at the Northwestern Corner of the Indian Craton. In: MALINCONICO, L.L. & R.J. LILLIE (Eds.): Tectonics of the Western Himalayas. - Geol. Soc. Am., Special Paper 232: 169-182.
- MAHANEY, W.C. (ed.) (1978): Quaternary Soils. Third York Quaternary Symposium. Norwich England. Geo Abstracts. 508 S.
- MAILÄNDER, R. & H. VEIT (2001): Periglacial cover-beds on the Swiss Plateau: indicators of soil, climate and landscape evolution during the Late Quaternary. - Catena 45: 251-272.
- MALINCONICO, L.L. (1989): Crustal Thickness Estimates for the Western Himalayas. In: MALINCONICO, L.L. & R.J. LILLIE (Eds.): Tectonics of the Western Himalayas. - Geol. Soc. Am., Special Paper 232: 237-242.
- MALINCONICO, L.L. & R.J. LILLIE (Eds.) (1989): Tectonics of the Western Himalayas. - The Geological Society of America, Special Paper 232. (Boulder), Colorado. 320 S.
- MANI, P. & H. KIENHOLZ (1988): Geomorphogenese im Gasterntal unter besonderer Berücksichtigung neuzeitlicher Gletscherschwankungen. - Ztschr. f. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 70: 95-112.
- MARBUT, C.F. (1928): A scheme of soil classification. In: Proc. 1st International Congress Soil Science Washington, D.C., 4: 1-31.
- MARBUT, C.F. (1935): Soil of the U.S. In: BAKER, O.E. (ed): Atlas of American Agriculture, Part III, USDA, Washington D.C.: 12-15.
- MARK, A.F. (1994): Patterned Ground Activity in a Southern New Zealand High-Alpine Cushionfield. - Arctic & Alpine Res. 26, 3: 270-280.
- MASON, K. (1929): Indus Floods and Shyok Glaciers. - The Himalayan Journal 1: 10-29.
- MATTHES, S. (1993): Mineralogie. 4.Aufl., (Springer), Berlin. 461 S.
- MATTSON, L.E. & J.S. GARDNER (1989): Energy exchanges and ablation rates on the debris-covered Rakhiot-Glacier. - ZGI 25: 17-32.
- McDERMID, G.J. & S.E. FRANKLIN (1995): Remote sensing and geomorphometric discrimination of slope processes. - Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 101: 165-185.
- McFADDEN, L.D. (1985): Changes in the Content and Composition of Pedogenic Iron Oxyhydroxides in a Chronosequence of Soils in Southern California. - Quat. Res. 23: 189-204.
- McFADDEN, L.D. & P.L.K. KNUEPFER (1990): Soil geomorphology: the linkage of pedology and surficial processes. In: KNUEPFER, P.L.K. & L.D. McFADDEN (eds): Soils and Landscape Evolution. - Geomorphology 3: 197-205.
- McLEAN, E.O. (1982): Soil pH and lime requirement. In: A.L. Page, R.H. Miller and D.R. Keeney (eds.), Methods of soil analysis II. 2nd ed. ASA/SSSA, Madison, WI: 199-224.
- MEHRA, O.P. & M.L. JACKSON (1960): Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. - Clays Clay Min. 7: 317-327.
- MEINERS, S. (1996): Zur rezenten, historischen und postglazialen Vergletscherung an ausgewählten Beispielen des Tien Shan und des Nord-West-Karakorum. - Geo aktuell 3, Göttingen. 248 S.
- MEINERS, S. (1998): Beobachtungen zur jüngeren Vergletscherungsgeschichte im Nordwestkarakorum und im zentralen Tienschan. - Pet. Geogr. Mitt. 142: 227-232.

- MESSERLI, B. & M. WINIGER (1992): Climate, environmental change, and resources of the african mountains from the mediterranean to the equator. – *Mountain Res. & Developm.* 12: 315-336.
- MIEHE, G. (1991): Der Himalaya, eine multizonale Gebirgsregion. In: WALTER, H. & S.W. BRECKLE: *Ökologie der Erde, Bd. 4: Spezielle Ökologie der Gemäßigten und Arktischen Zonen außerhalb Euro-Nordasiens.* (Ulmer), Stuttgart: 181-230.
- MIEHE, G. (1995): Vegetation successions and humidity changes in the Himalayas and the Karakorum. In: STELLRECHT, I. (ed.): *Pak-German Workshop: Problems of Comparative High Mountain Research With Regard to the Karakorum.* Tübingen, October 1992. CAK Research Project, Tübingen: 60-80.
- MIEHE, G. & S. MIEHE (1994): Zur oberen Waldgrenze in tropischen Gebirgen. – *Phytocoenologia* 24: 53-110.
- MIEHE, G. & S. MIEHE (1995): Vorschlag für die Benennung wichtiger Pflanzenformationen im CAK-Projektgebiet. Unveröffentlichte CAK-Mitteilung.
- MIEHE, G. & S. MIEHE (2000): Comparative high mountain research on the treeline ecotone under human impact. – *Erdkunde* 54: 34-50.
- MIEHE, G., WINIGER, M. & J. BÖHNER (2001): The Climatic Diagram Map of High Asia. – *Erdkunde* 55: 94-97.
- MIEHE, S. (1994): Humidity-dependent sequences of altitudinal vegetation belts in the northwestern Karakorum. In: ZHENG, D., ZHANG, Q. & PAN, Y. (eds.): *Proceedings of International Symposium on the Karakorum and Kunlun Mountains.* China Meteorological Press, Beijing: 347-363.
- MIEHE, S., CRAMER, T., JACOBSEN, J.P. & M. WINIGER (1996): Humidity conditions in the Western Karakorum as indicated by climatic data and corresponding distribution patterns of the montane and alpine vegetation. – *Erdkunde* 50: 190-204.
- MIEHE, S. & G. MIEHE (1998): Vegetation Patterns as Indicators of Climatic Humidity in the Western Karakorum. In: STELLRECHT, I. (ed.): *Karakorum-Hindukush-Himalaya: Dynamics of change.* Culture Area Karakorum Scientific Studies 3. (R. Köppe): 101-126.
- MILLER, K.J. (ed.) (1984): *The International Karakoram Project (Vol. 1+2).* Cambridge. 412 S.
- MILLOT (1970): *Geology of clays. Weathering, sedimentology, geochemistry.* Paris.
- MILNE, G. (1935): Some suggested units of classification and mapping, particularly for East African soils. – *Bodenkundliche Forschungen* 4: 183-198.
- MOLNAR, P. & P. ENGLAND (1990): Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? – *Nature* 346: 29-34.
- MOORCROFT, W. & G. TREBECK (1841): *Travels in the Himalayan provinces of Hindustan and the Punjab from 1819 to 1825.* London.
- MORISON, C.G.T. (1948): *Commonw. Bur. - Soil Sci., Tech. Bull.* 46: 124-128.
- MOSIMANN, T. (1985): *Untersuchungen zur Funktion Subarktischer und Alpiner Ökosysteme. (Finnmark (Norwegen) und Schweizer Alpen).* – *Physiogeographica* 7.
- NANSHAN, A., BAICHI, L. & J. ZHOU (1987): Great earthquakes and their geomorphological effects. – *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* 63: 159-165.
- NEMECZ, E., PECSI, M., HARTYANI, Z. & T. HORVATH (2000): The origin of the silt size quartz grains and minerals in loess. – *Quat. Int.* 68-71: 199-208.
- NEUSTRUYEV, S.S. (1915): On the soil combinations of plain and mountainous regions. – *Pochovedenie* 1: 62-73.

- NEUSTRUYEV, S.S. (1922): Soils and erosion cycles. - Geogr. Vestn., Petrograd 1: 1-12.
- NIELSEN, D.R. & J. BOUMA (eds.), (1985): Soil spatial variability. Pudoc, Wageningen: 130-149.
- NILSON, E. & F. LEHMKUHL (2000): Interpreting temporal patterns in the late Quaternary dust flux from Asia to the North Pacific. – Quat. Int. 76/77: 67-76.
- NORIN, E. (1925): Preliminary notes on the late Quaternary Glaciation of the North Western Himalaya. - Geografiska Annaler 7: 165-194.
- NÜSSER, M. (1998): Nanga Parbat (NW-Himalaya): Naturräumliche Ressourcenausstattung und humanökologische Gefügemuster der Landnutzung. - Bonner Geographische Abh. 97. 226 S.
- NÜSSER, M. (2000): Change and Persistence: Contemporary Landscape Transformation in the Nanga Parbat Region, Northern Pakistan. - Mountain Res. & Developm. 20, 4:348-355.
- NÜSSER, M. & J. CLEMENS (1996a): Impacts on mixed Mountain Agriculture in the Rupal Valley, Nanga Parbat, Northern Pakistan. - Mountain Res. & Developm. 16, 2: 117-133.
- NÜSSER, M. & J. CLEMENS (1996b): Landnutzungsmuster am Nanga Parbat: Genese und rezente Entwicklungsdynamik. In: KICK, W. (Hrsg.): Forschung am Nanga Parbat. Geschichte und Ergebnisse. – Beitr. u. Mat. z. Regionalen Geographie 8: 157-176.
- OESTREICH, K. (1906): Die Täler des nordwestlichen Himalaya. – Pet. Geogr. Mitt., Erg.-H., 155: 12-42.
- OHSAWA, M. (1990): An interpretation of latitudinal patterns of forest limits in South- and East-Asian mountains. - J. Ecol. 78: 326-339.
- OLLIER, C. & C. PAIN (1996): Regolith, Soils and Landforms. (Wiley) London, New York. 316 S.
- OLSON, C.G. (1997): Systematic Soil-Geomorphic Investigations – Contributions of R.V. Ruhe to Pedologic Interpretation. - Advances in GeoEcology 29: 415-438.
- OWEN, L.A. (1988): Terraces, uplift and climate, Karakoram mountains, Northern Pakistan. Unveröffentlichte Dissertation, University of Leicester.
- OWEN, L.A. (1989a): Terraces, Uplift and Climate in the Karakoram Mountains, Northern Pakistan: Karakoram Intermontane Basin Evolution. – Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 76: 117-146.
- OWEN, L.A. (1989b): Neotectonics and Glacial Deformation in the Karakoram Mountains and the Nanga Parbat Himalaya. - Tectonophysics 163: 227-265.
- OWEN, L.A. (1991): Mass movement deposits in the Karakoram Mountains: Their sedimentary characteristics, recognition and role in Karakoram landform evolution. – Z. Geomorph. N.F. 35: 401-424.
- OWEN, L.A. (1996): Quaternary lacustrine deposits in a high-energy semi-arid mountain environment, Karakoram Mountains, northern Pakistan. - Journal of Quat. Science 11: 461-483.
- OWEN, L.A. & E. DERBYSHIRE (1989): The Karakoram Glacial Depositional System. – Z. Geomorph. N.F. 76: 33-73.
- OWEN, L.A., WHITE, B.J., RENDELL, H. & E. DERBYSHIRE (1992): Loessic Silt Deposits in the Western Himalayas: Their Sedimentology, Genesis and Age. - Catena 19: 493-509.
- OWEN, L.A. & E. DERBYSHIRE (1993): Quaternary and holocene intermontane basin sedimentation in the Karakoram Mountains. In: SHRODER, J.F. (ed.): Himalaya th the Sea: Geology, Geomorphology and the Quaternary, London: 108-131.
- OWEN, L.A. & J. ENGLAND (1998): Observations on rock glaciers in the Himalayas and Karakoram Mountains of northern Pakistan and India. - Geomorphology 26: 199-213.

- OWEN, L.A. & M.C. SHARMA (1998): Rates and magnitudes of paraglacial fan formation in the Garhwal Himalaya: implications for landscape evolution. - *Geomorphology* 26: 171-184.
- OWEN, L.A. & F. LEHMKUHL (2000) (eds): Late Quaternary Glaciation and Paleoclimate of Tibetan Plateau and Bordering Mountains. – *Quat. Int.* 65/66.
- OWEN, L.A., SCOTT, C.H. & E. DERBYSHIRE (2000): The Quaternary glacial history of Nanga Parbat. In: OWEN, L.A. & F. LEHMKUHL (eds): Late Quaternary Glaciation and Palaeoclimate of the Tibetan Plateau and Bordering Mountains. – *Quat. Int.* 65/66: 63-79.
- PAFFEN, K.H., PILLEWIZER, W. & H.-J. SCHNEIDER (1956): Forschungen im Hunza-Karakorum. Vorläufiger Bericht über die wissenschaftlichen Arbeiten der Deutsch-Österreichischen Himalaya-Karakorum-Expeditionen 1954. - *Erdkunde* 10: 1-33.
- PAGE, A.L., MILLER, R.H. & D.R. KEENEY (eds.) (1982): *Methods of soil analysis II*. 2nd ed., ASA/SSSA, Madison, WI: 570-571.
- PETTERSON, M.G., WINDLEY, B.F. & I.W. LUFF (1991): The Chalt Volcanics, Kohistan, N Pakistan: High-Mg tholeiitic and Low-Mg Calc-Alkaline Volcanism in a Cretaceous Island Arc. In: SHARMA, K.K. (Ed.) (1991): *Geology and Geodynamic Evolution of the Himalayan Collision Zone. Part 1* - Oxford-New York: 19-30.
- PHILLIPS, W.M., QUADE, J., SHRODER, J.F., Jr. & J. POTHS (1996): Cosmogenic ³He in garnet, Raikot valley, Nanga Parbat Himalaya, Pakistan. 11th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop.
- PILARDEAUX, B. (1995): Innovation und Entwicklung in Nordpakistan. Über die Rolle von exogenen Agrarinnovationen im Entwicklungsprozeß einer peripheren Hochgebirgsregion. - *Freiburger Stud. z. Geographischen Entwicklungsforschung* 7. 308 S.
- PILLEWIZER, W. (1957): Bewegungsstudie an Karakorumgletschern. In: *Geomorphologische Studien. Fritz Machatschek zum 80. Geburtstag gewidmet*. Gotha, - *Pet. Geogr. Mitt., Erg.-H.*, 262: 53-60.
- PORTER, S.C. (1970): Quaternary Glacial Record in Swat Kohistan, West Pakistan. – *Bulletin of the Geological Society of America* 81: 1421-1446.
- PRICE, M.F. & D.I. HEYWOOD (eds.) (1994): *Mountain Environments and Geographic*
- PYE, K. (1996): The nature, origin and accumulation of loess. – *Quat. Sci. Rev.* 14: 653-667.
- RAFIQPOOR, M.D. (1994): Geomorphologische Kartierung in der Apolobamba-Kordillere (Bolivien). - *Erdkunde* 48, 4: 241-258.
- REHEIS, M.C., HARDEN, J.W., McFADDEN, L.D. & R.R. SHROBA (1989): Development rates of late Quaternary soils, Silver Lake Playa, California. - *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53: 1127-1140.
- REIMERS, F. (1992): Untersuchungen zur Variabilität der Niederschläge in den Hochgebirgen Nordpakistan und angrenzender Gebirge. – *Beitr. u. Mat. z. Regionalen Geographie* 6. 219 S.
- REIMERS, F. (1994): Die Niederschlagssituation in den Hochgebirgen Nordpakistan während der Flutkatastrophe vom September 1992. Ein weiterer Beitrag zur Diskussion der Monsunreichweite. In: HASERODT, K. (Hrsg.): *Physisch-geographische Beiträge zu Hochgebirgsräumen Nordpakistan und der Alpen*. – *Beitr. u. Mat. z. Regionalen Geographie* 7: 1-19.
- REINEKE, T. (1995): Aufbau und Eigenschaften von Böden an einem nord- und einem südexponierten Hang im Bagrottal (Karakorum/Nordpakistan). unveröffentlichte Dipl.-Arbeit, Mat.-Nat. Fak. Univ. Bonn, (Geogr. Inst.).
- RENDELL, H.M. (1989): Loess deposition during the Late Pleistocene in Northern Pakistan. – *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* 76: 247-255.

- RENDELL, H.M. (1993): The palaeoclimatic significance of the loess deposits in Northern Pakistan. In: SHRODER, J.F. (ed.): *Himalaya to the Sea: Geology, Geomorphology and the Quaternary*, London: 227-235.
- RENDELL, H.M., GARDNER, R., AGRAWAL, D.P. & N. JUYAL (1989): Chronology and stratigraphy of Kashmir loess. – *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl.-Bd. 76: 213-223.
- REPP, G. (1963): Waldökologische Studien im westlichen Himalaya. - *Mitt. d. Flor.-soz. Arb.-gemeinschaft. N.F.* 10: 207-222.
- REYNOLDS, R.C. Jr. (1971): Clay Mineral Formation in an Alpine Environment. - *Clays and Clay Minerals* 19: 361-374.
- RHOADES, D. & S.I. THOMPSON (1975): Adaptive strategies in alpine environments: beyond ecological particularism. - *American Ethologist* 2: 535-551.
- RICHARDS, B.W.M. (2000): Luminescence dating of Quaternary sediments in the Himalaya and High Asia: a practical guide to its use and limitations for constraining the timing of glaciation. In: OWEN, L.A. & F. LEHMKUHL (eds.): *Late Quaternary Glaciation and Palaeoclimate of the Tibetan Plateau and bordering mountains*. – *Quat. Int.* 65/66: 49-61.
- RICHARDS, B.W.M., OWEN, L.A. & E.J. RHODES (2000): Timing of late Quaternary glaciations in the Himalayas of Northern Pakistan. - *Journal of Quat. Science* 15: 283-297.
- RICHARDS, K.S. (1990): General Problems in geomorphometry. In: GOUDIE, A. (ed.): *Geomorphological Techniques*. London: 35-43.
- RICHARDS, K.S., ARNETT, R.R. & S. ELLIS (eds.) (1985): *Geomorphology and Soils*. (Allen&Unwin), London. 441 S.
- RICHTER, M. (1996): Klimatologische und pflanzenmorphologische Vertikalgradienten in Hochgebirgen. - *Erdkunde* 50: 205-237.
- RICHTER, M., PFEIFER, H. & T. FICKERT (1999): Differences in exposure and altitudinal limits as climatic indicators in a profile from Western Himalaya to Tian Shan. – *Erdkunde* 53, 2: 89-107.
- RIGHI, D. & L. LORPHELIN (1986): Weathering of silt and clay in soils of a toposequence in the Himalayas, Nepal. - *Geoderma* 39: 141-155.
- RIGHI, D. & L. LORPHELIN (1987): The soils of a typical slope in the Himalayas (Nepal): their main characteristics and distribution. - *Catena* 14: 533-551.
- RIGHI, D., HUBER, K. & C. KELLER (1999): Clay formation and podzol development from postglacial moraines in Switzerland. - *Clay Minerals* 34: 319-332.
- ROESCHMANN, G. & F. LEHMEIER (1993): Vorschläge zur morphographischen Kennzeichnung des Oberflächenreliefs für punktbezogene geowissenschaftliche Profilaufnahmen (REPA). – *Geol. Jb. F* 26. 49 S.
- RÖTHLISBERGER, F. & M.A. GEYH (1985): Glacier Variations in Himalayas and Karakorum. – *Z. Gletscherk., Glazialgeol.* 21: 237-249.
- RÖTHLISBERGER, F. (1986): *10.000 Jahre Gletschergeschichte der Erde*. (Sauerländer), Aarau. 416 S.
- RUHE, R.V. (1956): Geomorphic surfaces and the nature of soils. - *Soil Sci*, 82: 441-455.
- RUHE, R.V. (1974): Holocene environments and soil geomorphology in Midwestern United States. - *Quat. Res.* 4: 487-495.
- RUNGE, E.C.A. (1973): Soil development sequences and energy models. - *Soil Sci.* 115: 183-193.

- SAUNDERS, F. (1983): Karakoram Villages. An agrarian study of 22 villages in the Hunza, Ishkoman & Yasin valleys of Gilgit District. FAO Integrated Rural Development Project, Pak/80/009. AKRSP, Gilgit.
- SCHACHTSCHABEL, P., BLUME, H.-P., BRÜMMER, G., HARTGE, K.H. & U. SCHWERTMANN (1998): Lehrbuch der Bodenkunde, 14. Aufl. (Enke), Stuttgart. 494 S.
- SHELLING, J. (1970): Soil genesis, soil classification and soil survey. - *Geoderma* 4: 165-193.
- SCHICKHOFF, U. (1993a): Das Kaghan-Tal im Westhimalaya (Pakistan). Studien zur landschaftsökologischen Differenzierung und zum Landschaftswandel mit vegetationskundlichem Ansatz. - *Bonner Geogr. Abh.* 87. 268 S.
- SCHICKHOFF, U. (1993b): Man's impact on vegetation and landscape in the Kaghan Valley. – *Pak. J. F.* 43: 128-147.
- SCHICKHOFF, U. (1995a): HIMALAYAN Forest-Cover Changes in Historical Perspective: A Case Study in the Kaghan Valley, Northern Pakistan. - *Mountain Res. & Developm.* 15: 3-18.
- SCHICKHOFF, U. (1995b): Verbreitung, Nutzung und Zerstörung der Höhenwälder im Karakorum und angrenzenden Hochgebirgsräumen Nordpakistans. – *Pet. Geogr. Mitt.* 139: 67-85.
- SCHICKHOFF, U. (1995c): Forest changes in the Karakorum. In: STELLRECHT, I. (ed.): Pak-German Workshop: Problems of Comparative High Mountain Research With Regard to the Karakorum. Tübingen, October 1992. *CAK Occasional Papers* 2, University of Tübingen: 50-59.
- SCHICKHOFF, U. (1996a): Die Wälder der Nanga-Parbat-Region. Standortbedingungen, Nutzung, Degradation. In: KICK, W. (Hrsg.): *Forschung am Nanga Parbat. Geschichte und Ergebnisse.* – *Beitr. u. Mat. z. Regionalen Geographie* 8: 177-189.
- SCHICKHOFF, U. (1996b): Contributions to the synecology and syntaxonomy of West Himalayan coniferous forest communities. - *Phytocoenologia* 26: 537-581.
- SCHICKHOFF, U. (1996c): Der Raubbau an den Waldressourcen Nordpakistans. - *Südasiens* 16: 81-84.
- SCHICKHOFF, U. (1998): Die Degradierung der Gebirgswälder Nordpakistans – Faktoren, Prozesse und Wirkungszusammenhänge in einem regionalen Mensch-Umwelt-System. unveröffentlichte Habilitation, Mat.-Nat. Fak. Univ. Bonn, (Geogr. Inst.).
- SCHLICHTING, E. (1970): Bodensystematik und Bodensoziologie. – *Z. Pflanzenernähr., Bodenk.* 127, 1: 1-9.
- SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P. & K. STAHR (1995): *Bodenkundliches Praktikum.* 2.Aufl., Pareys Studentexte 81, (Blackwell Wissenschaftsverlag), Berlin – Wien. 295 S.
- SCHLÜTZ, F. (1998): Vegetationgeschichtliche Untersuchungen in Hochasien – 2. Zum Holozän des Karakorum und zum letzten Glazial im Quinlig Shan. – *Pet. Geogr. Mitt.* 142: 149-154.
- SCHLÜTZ, F. (1999): Palynologische Untersuchungen über die holozäne Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte in Hochasien (Nanga Parbat, Karakorum, Nianbaoye, Lhasa) und das Pleistozän in China (Qinling-Gebirge, Gaxun Nur). - *Dissertationes Botanicae* 315.
- SCHMIDT, M. (1995): Sozioökonomische Aspekte der Walddegradation in subtropischen Hochgebirgen. Das Fallbeispiel Bagrot/Karakorum. unveröffentlichte Dipl.-Arbeit, Mat.-Nat. Fak. Univ. Bonn, (Geogr. Inst.).
- SCHMIDT, R. (1987): Bodenprozesse und Struktur der Bodendecke. - *Wiss. Abh. Geogr. Ges. DDR* 19: 193-203.
- SCHMIDT, R. (1997): Grundsätze der Bodenvergesellschaftung. In: BLUME, H.P. et al. (1998, *Ergänzungsband*): *Handbuch der Bodenkunde.* (ecomod).

- SCHNEID, M (1995): Socioeconomic development in Bagrot Valley: social effects. Occasional Papers 2. Pak-German Workshop on „Problems of comparative high mountain research with regard to the Karakorum“, October 1992: 212-217.
- SCHNEIDER, H.J. (1962): Die Gletschertypen. Versuch einer einheitlichen Terminologie. Geographisches Taschenbuch 1962/63: 276-283.
- SCHNEIDER, H.-J., (1959): Zur diluvialen Geschichte des NW-Karakorum. - Mitt. d. geogr. Ges. in München: 201-216.
- SCHNEIDER, H.J. (1969): Minapin – Gletscher und Menschen im NW-Karakorum. - Die Erde 100: 266-286.
- SCHULTZ, A. (1924): Morphologische Probleme der Hochgebirgswüsten Zentralasiens. – Pet. Geogr. Mitt. 70: 167-172.
- SCHOMBERG, R.F.C. (1947): The Bagrot Valley, Gilgit. - The Himalayan Journal 14: 72-75.
- SCHUNKE, E. (1977): Zur Genese der Thufur Islands und Ost-Grönlands. - Erdkunde 31: 279-287.
- SCHUNKE, E. & S.C. ZOLTAI (1988): Earth hummocks (Thufur). In: CLARK, M.J. (ed): Advances in Periglacial Geomorphology. (Wiley), Chichester: 231-245.
- SCHWEINFURTH, U. (1956): Über klimatische Trockentäler im Himalaya. – Erdkunde 10: 297-301.
- SCHWEINFURTH, U. (1957): Die horizontale und vertikale Verbreitung der Vegetation im Himalaya. - Bonner Geogr. Abh. 20. 372 S.
- SCHWEINFURTH, U. (1983): Man`s impact on vegetation and landscape in the Himalayas. In: HOLZNER, W., WERGER, M. & I. IKUSIMA (eds.): Man`s impact on vegetation: 297-309.
- SCHWEINFURTH, U. (1983): Mensch und Umwelt am Indusdurchbruch am Nanga Parbat (NW-Himalaya). In: SNOY, P. (Hrsg.): Ethnologie und Geschichte. Festschrift für K. Jettmar: 536-559.
- SCHWEINFURTH, U. (Hrsg.), (1993): Neue Forschungen im Himalaya. – Erdkundl. Wissen 112: 31-47.
- SCHWERTMANN, U. (1964): Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung. – Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 105: 194-202.
- SCHWERTMANN, U. & R.M. TAYLOR (1977): Iron oxides. In: DIXON, J.B. & S.B. WEED (eds.): Minerals in soil environments. - Soil Sci.Soc. Am., Madison: 145-180
- SCHWERTMANN, U. (1988): Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments. In: STUCKI, J.W., GOODMAN, B.A. & U. SCHWERTMANN (eds.): Iron in soils and clay minerals. London: 267-308.
- SEARLE, M. P. (1991): Geology and Tectonics of the Karakorum Mountains. (Wiley), Chichester. 358 S.
- SHAMSHAD, K.M. (1988): The meteorology of Pakistan. Climate and weather of Pakistan. Karachi.
- SHARMA, K.K. (Ed.) (1991): Geology and Geodynamic Evolution of the Himalayan Collision Zone. Part 1 - Oxford-New York.
- SHRODER, J.F. (1989a): Geomorphic development of the western Himalayas. - Geological Bulletin University of Peshawar 22: 127-151.
- SHRODER, J.F. (1989b): Hazards of the Himalaya.- American Scientist 77: 564-573.
- SHRODER, J.F. (ed.) (1993a): Himalaya to the Sea: Geology, Geomorphology and the Quaternary. (Routledge), London. 429 S.

- SHRODER, J.F. (1993b): Himalaya to the Sea: Geomorphology and the Quaternary of Pakistan in the regional context. In: SHRODER, J.F. (ed.): Himalaya to the Sea: Geology, Geomorphology and the Quaternary, London: 1-42.
- SHRODER, J.F. (1998): Slope failure and denudation in the western Himalaya. – *Geomorphology* 26: 81-105.
- SHRODER, J.F., KHAN, M.S., LAWRENCE, R.D., MADIN, I. & S.M. HIGGINS (1989): Quaternary glacial chronology and neotectonics in the Himalaya of northern Pakistan. In: MALINCONICO, L.L. & R.J. LILLIE (eds.): Tectonics of the Western Himalayas. - *Geol. Soc. Am., Special Paper* 232: 275-294.
- SHRODER, J.F., OWEN, L.A. & E. DERBYSHIRE (1993): Quaternary Glaciation of the Karakoram and Nanga Parbat Himalaya. In: SHRODER, J.F. (ed.): Himalaya to the Sea: Geology, Geomorphology and the Quaternary: 132-158.
- SHRODER, J.F. & M.P. BISHOP (1998): Mass movement in the Himalaya: new insights and research directions. - *Geomorphology* 26: 13-35.
- SHRODER, J.F., BISHOP, M.P. & R. SCHEPPY (1998): Catastrophic flood flushing of sediment, western Himalaya, Pakistan. In: KALVODA, J. & C.L. ROSENFELD (1998): *Geomorphological Hazards in High Mountain Areas. The GeoJournal Library* 46, (Kluwer Academic Publishers), Dordrecht: 27-48.
- SIBIRTSEV, N.M. (1909): *Soil Science*. 2nd ed, St. Petersburg.
- SIDKY, M.H. (1993): Irrigation and the political evolution of the high-mountain kingdom of Hunza. - *Asian Affairs* 14: 131-144.
- SINGH, T. (1917): *Assessment Report of the Gilgit Tahsil*. Lahore.
- SLAYMAKER, O. (1991): Mountain geomorphology: A theoretical framework for measurement programmes. - *Catena* 18: 427-437.
- SMITH, C.A.S., CLARK, M., BROLL, G., PING, C.L., KIMBLE, J.M. & G. LUO (1999): Characterization of selected soils from the Lhasa region of Qinghai-Xizang Plateau, SW China. - *Permafrost and Periglacial Processes* 10: 211-222.
- SNOY, P., (1975): Bagrot. Eine dardische Talschaft im Karakorum. *Bergvölker im Hindukush und Karakorum.*, Bd.2, Graz. 244 S.
- Soil Survey Staff (1998). *Keys to Soil Taxonomy*. 8th edition, USDA, NRCS, Washington DC. 326 S.
- SPREITZER, H. (1960): Hangformen und Asymmetrie der Bergrücken in den Alpen und im Taurus. – *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 1*: 211-236.
- STÄBLEIN, G. (1980): Die Konzeption der Geomorphologischen Karten GMK25 und GMK100 im DFG-Schwerpunktprogramm. - *Berliner Geogr. Abh.* 31: 13-30.
- STÄBLEIN, G. (1990): Inventarisierung des Reliefs als eine Voraussetzung zur großräumigen geökologischen Planung. – *Geogr. Rdsch.* 42, 11: 613-617.
- STACUL, G. (1987): Prehistoric and protohistoric Swat, Pakistan (c. 3000-1400 B.C.). *IsMEO, Reports and Memoirs*, XX, Rome. 232 S.
- STELLRECHT, I. (1992): Umweltwahrnehmung und vertikale Klassifikation im Hunza-Tal (Karakorum). – *Geogr. Rdsch.* 44: 426-434.
- STINGL, H. (1974): Zur Genese und Entwicklung von Strukturbodenformen. In: POSER, H. (Hrsg.): *Geomorphologische Prozesse und Prozeßkombinationen in der Gegenwart unter verschiedenen Klimabedingungen.* – *Abh. der Akademie der Wiss. in Göttingen*: 249-262.

- STOKES, S. (1999): Luminescence dating applications in geomorphological research. - *Geomorphology* 29: 153-171.
- SYERS, J.K., JACKSON, M.L., BERKHEISER, V.E., CLAYTON, R.N. & R.W. REX (1969): Eolian Sediment Influence on Pedogenesis during the Quaternary. - *Soil Sci.* 107: 421-427.
- TAHIRKHELI, R.A.K. (1979a): Geology of Kohistan and Adjoining Eurasian and Indo-Pakistan Continents, Pakistan. In: TAHIRKHELI, R.A.K. & Q.M. JAN (Eds.): *Geology of Kohistan, Karakoram Himalaya, Northern Pakistan*. – *Geol. Bulletin of the University of Peshawar, Special Issue 11*: 1-30.
- TAHIRKHELI, R.A.K. (1979b): Geotectonic Evolution of Kohistan. In: TAHIRKHELI, R.A.K. & Q.M. JAN (Eds.): *Geology of Kohistan, Karakoram Himalaya, Northern Pakistan*. *Geol. Bulletin of the University of Peshawar, Special Issue 11*: 113-130.
- TAHIRKHELI, R.A.K. & Q.M. JAN, (1984): The geographical and geological domains of the Karakorum. In: MILLER K. J. (Hrsg.), *The international Karakorum Project Vol. 2*, Cambridge: 57-70.
- TALBOT, W.S. (1916): *Review of the Assessment Report of the Gilgit Tahsil*. Lahore.
- THORN, C.E. & R.G. DARMODY (1980): Contemporary eolian sediments in the alpine zone, Colorado Front Range. - *Physical Geography* 1: 162-171.
- TONKIN, P.J. & L.R. BASHER (1990): Soil-stratigraphic techniques in the study of soil and landform evolution across the Southern Alps, New Zealand. - *Geomorphology* 3: 547-575.
- TRASK, P.D. (1932): *Origin and environment of source pediments of petroleum. Houston/Texas*. 323 S.
- TRINKLER, E. (1930) *The ice-age on the Tibetan Plateau and in the adjacent region*. - *Journal Fluid Mechanics* 32: 693-704.
- TROLL, C. (1938a): *Der Nanga Parbat als Ziel deutscher Forschung*. – *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin* 73:1-26.
- TROLL, C. (1938b): *Reliefenergie und Vergletscherung in der Nanga Parbat-Gruppe*. – *Z. Gletscherk.* 26: 303-307.
- TROLL, C. (1939): *Das Pflanzenkleid des Nanga Parbat. Begleitworte zur Vegetationskarte der Nanga Parbat-Gruppe (Nordwest-Himalaya)* 1:50.000. *Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Dt. Museums f. Länderk. zu Leipzig, N.F.7*: 151-193.
- TROLL, C (1967): *Die klimatische und vegetationsgeographische Gliederung des Himalaya-Systems. Khumbu-Himal, Bd.1*: 353-388.
- TROLL, C. (1973): *Die Höhenstaffelung des Bauern- und Wanderhirtentums im Nanga Parbat-Gebiet (Indus Himalaya)*. In: RATHJENS, C., TROLL, C. & H. UHLIG (Hrsg.): *Vergleichende Kulturgeographie der Hochgebirge des südlichen Asien*. – *Erdwiss. Forschung* 5: 43-48.
- VAN LOON, A.J. (2000): *The stolen sequence*. - *Earth-Science Reviews* 52, 1-3: 237-244.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1985): *Frost effects in soils*. In: BOARDMAN, J. (ed.): *Soils and Quaternary Landscape Evolution*. (Wiley), New York: 117-158.
- VEERHOFF, M. (1992): *Silicatverwitterung und Veränderung des Tonmineralbestandes in Waldböden als Folge von Versauerungsvorgängen*. - *Bonner Bodenkdl. Abh.* 8. 249 S.
- VISSER, P.C. (1928): *Von den Gletschern am obersten Indus*. – *Z. Gletscherk.* 16: 169-229.
- VISSER, P.C. (1935): *Wissenschaftliche Ergebnisse der niederländischen Expeditionen in den Karakorum und die angrenzenden Gebiete in den Jahren 1922, 1925 und 1929/30. Band I und II*. Leipzig - Leiden.

- WAGNER, A. (1934): Meteorologisches zur Nanga Parbat Expedition. – Mitt. d. Dt. und Öster. Alpenvereins: 276-280.
- WAGNER, G.A. & L. ZÖLLER (1989): Neue Datierungsmethoden für geowissenschaftliche Forschungen. - Geogr. Rdsch. 9: 507-512.
- WAGNER, H.-J. (1970): Kein Monsun am Nanga Parbat. - Alpenvereinsjahrbuch 95, 1: 188-199.
- WALKER, A.L. (1983): The effects of magnetite on oxalate- and dithionite-extractable iron. - Soil Sci. Soc. Am. J. 47: 1022-1026.
- WALTER, H. & E. MEDINA (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.
- WARAGAI, T. (1998): Effects of Rock Surface Temperature on Exfoliation, Rock Varnish, and Lichens on a Boulder in the Hunza Valley, Karakorum Mountains, Pakistan. - Arctic & Alpine Res. 30, 2: 184-192.
- WASSON, R.J. (1978): A debris flow at Reshun, Pakistan Hindu Kush. - Geografiska Annaler 60A: 151-159.
- WASSON, R.J. (1979): Stratified debris slope deposits in the Hindu Kush, Pakistan. – Z. Geomorph. N.F. 23: 302-320.
- WEBER, B. (2000): Die Bodentemperatur als landschaftsökologischer Indikator am Beispiel des Karakorum-Gebirges (Pakistan). unveröffentlichte Dipl.-Arbeit, Mat.-Nat. Fak. Univ. Bonn, (Geogr. Inst.).
- WEIDENBACH, F. (1952): Gedanken zur Lößfrage. - Eiszeitalter und Gegenwart 2: 25-36.
- WEIERS, S. (1995): Zur Klimatologie des NW-Karakorum und angrenzender Gebiete. Statistische Analysen unter Einbeziehung von Wettersatellitenbildern und eines Geographischen Informationssystems (GIS). - Bonner Geogr. Abh. 92.
- WEIERS, S. (1998): Wechselwirkungen zwischen sommerlicher Monsunaktivität und außertropischer Westzirkulation in den Hochgebirgsregionen Nordpakistans. – Pet. Geogr. Mitt. 142: 85-104.
- WHALLEY, W.B. (1984): High altitude rock weathering processes. In: MILLER, K.J. (ed.): The International Karakoram Project, Vol. 1, Cambridge: 365-373.
- WHITEMAN, P.T.S. (1985): Mountain oases. A technical report of agricultural studies in the the Hunza, Ishkoman & Yasin valleys of Gilgit District. FAO/UNDP PAK/80/009, Dept. of Agriculture / Integrated Rural Development Project, Gilgit.
- WHITTIG, L.D. & W.R. ALLARDICE (1986): X-Ray Diffraction Techniques. In: KLUTE, A. (ed): Methods of soil analysis I. 2nd ed. ASA/SSSA, Madison, Wisconsin: 331-363.
- WHITTINGTON, A.G. (1996): Exhumation overrated at Nanga Parbat, northern Pakistan. - Tectonophysics 260: 215-226.
- WICHE, K. (1960): Klimamorphologische Studien im westlichen Karakorum. Dt. Geographentag Berlin 1959, Tagungsber. und wiss. Abh.: 190-203.
- WIEN, K. (1936a): Die Wetterverhältnisse am Nanga Parbat während der Katastrophe auf der deutschen Himalaya-Expedition 1934. – Meteorologische Ztschr. 1: 26-37.
- WIEN, K. (1936b): Weather conditions on Nanga Parbat. - Himalayan Journal 8: 78-85.
- WILLIAMS, P.J. & M.W. SMITH (1989): The frozen earth – fundamentals of Geocryology. (Cambridge University Press), Cambridge. 306 S.

- WINIGER, M. (1979): Bodentemperaturen und Niederschlag als Indikatoren einer klimatisch ökologischen Gliederung tropischer Gebirgsräume. - *Geomethodika* 4: 121-150.
- WINIGER, M. (1996): Karakorum im Wandel. Ein methodischer Beitrag zur Erfassung der Landschaftsdynamik in Hochgebirgen. - *Jb. Geogr. Ges. Bern* 59: 59-74.
- WISSMANN, H. v. (1959): Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien. - *Abh. Akad. Wiss. u. Lit. Mainz, Math.-Naturwiss. Kl.* 14: 1101-1407.
- WRIGHT, J.S. (2001): "Desert" loess versus "glacial" loess: quartz silt formation, source areas and sediment pathways in the formation of loess deposits. - *Geomorphology* 36: 231-256.
- XU, D. (1991): Quaternary glaciation of the north slope of Karakorum mountains. - *GeoJournal* 25: 233-242.
- YAALON, D.H. & S. BERKOWICZ (eds.) (1997): *History of Soil Science, International Perspectives*. - *Advances in GeoEcology* 29. 438 S.
- YOST, R.S., UEHARA, G. & R.L. FOX (1982): Geostatistical analysis of soil chemical properties of large land areas. II. Kriging. - *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46: 1033-1037.
- ZECH, W., GLASER, B., NI, A., PETROV, M. & I. LEMZIN (2000): Soils as indicators of the Pleistocene and Holocene landscape evolution in the Alay Range (Kyrgystan). - *Quat. International* 65/66: 161-169.
- ZEITLER, P.K. (1985) : Cooling history of the NW Himalaya, Pakistan. - *Tectonics* 4: 127-151.
- ZEITLER, P.K., JOHNSON, N.M., TAHIRKHELI, R.A.K. & C.W. NAESER (1981): Nanga Parbat massif rates and uplift. - *Geol. Soc. Am., Abst. Prog.* 13. 488 S.
- ZEITLER, P.K., JOHNSON, N.M., NAESER, C.W. & R.A.K. TAHIRKHELI (1982): Fission-track evidence for Quaternary uplift of the Nanga Parbat region, Pakistan. - *Nature* 298: 255-257.
- ZEITLER, P.K., SUTTER, J.F., WILLIAMS, I.S., ZARTMAN, R. & R.A.K. TAHIRKHELI (1989): Geochronology and temperature history of the Nanga Parbat-Haramosh Massif, Pakistan. In: MALINCONICO, L.L. & R.J. LILLIE (eds.): *Tectonics of the Western Himalayas*. - *Geol. Soc. Am., Special Paper* 232: 1-22.
- ZEITLER, P.K., CHAMBERLAIN, C.P. & H.A. SMITH (1993): Synchronous anatexis, metamorphism and rapid denudation at Nanga Parbat (Pakistan Himalaya). - *Geology* 21: 347-350.
- ZHANG, XIANGSONG & SHI, YAFENG (1980): Changes of the Batura Glacier in the Quaternary and recent times. *Professional papers on the Batura Glacier, Karakoram Mountains, Beijing*: 173-190.
- ZHANG, XIANGSONG (1984): Recent variations of some glaciers in the Karakoram mountains. In: MILLER, K.J. (ed.): *The International Karakoram Project Vol. 1, Cambridge*: 39-50.
- ZOLTAI, S.C. & W.W. PETTAPIECE (1974): Tree distribution on perennially frozen earth hummocks. - *Arctic & Alpine Res.* 6: 403-411.

10. Anhang

Tab. A1: Feldanalytische Kennzeichnung der Hanglöss

Profil/Tiefe [cm]	Bodenart	Skelett	Eindringwiderstand [kg/cm ²]	Gefüge	Farbe
L1/10	Ut4	Gr1	0,25	pla	10YR 3/2
L1/20	Ut4	Gr2; X1	0,25	pla	10YR 4/3
L2/4	Ut4	Gr1	1,25	kru	10YR 3/2
L2/15	Ut3	Gr2	1,5	sub	10YR 4/3
L2/85	Ut3	Gr2	1,25	pla	10YR 3/2
L3/15	Ut4	Gr2; X1	0,25	kru	10YR 3/2
N3F/4	Ut4	Gr2; X1	2,25	sub	5YR 3/2
N3F/20	Ut3	Gr2; X1	0,5	sub	5YR 4/4
N3/2	Ut4	-	0,25	kru	10YR 3/2
N3/20	Ut4	Gr1	1,25	sub	10YR 4/3
N3/47	Lu	Gr2; X1	2,0	sub	10YR 5/3
N3B/3	Ut2	Gr2; X1	0,25	kru	5YR 3/3
N3B/15	Ut4	Gr2; X1	0,5	sub	10YR 4/3
N3B/45	Lu	Gr2; X1	0,25	sub	10YR 5/3
BR1/12	Ut3	Gr2; X1	1,25-2,0	sub	10YR 3/1
BR1/18	Ut3	Gr2; X1	0,25-0,75	sub	10YR 3/2
BR1/24	Ut4	Gr2; X1	0,5	kru-pla	10YR 3/2
BR2/10	Ut4	Gr2	0,25-1,5	kru-sub	10YR 3/2
BR2/30	Ut4	Gr2; X1	0,25-0,75	sub	10YR 3/2
BR3/10	Ut4	Gr2	0,25-1,0	kru-sub	10YR 2/1
D1/3	Uls	Gr1	0,25	sub	10YR 3/3
D1/7	Ut3	Gr1	2,0	koh-sub	10YR 3/2
D1/9	Ut3	Gr2; X1	2,0	sub	10YR 3/2
D1/12	Ut2	Gr2; X1	2,5	kru-sub	10YR 2/1
D1/15	Uls	Gr2; X1	2,5	sub-koh	5YR 4/4
D2/45	Ut2	Gr2; X1	1,5	sub	10YR 2/1
N1/6	Ut4	-	0,5	kru-sub	10YR 3/2
N1/14	Ut3	Gr2	0,75	sub	10YR 5/4
N1/20	Ut4	Gr2	1,0	sub	10YR 4/6
N1/67	Ut3-Ut4	Gr2; X1	1,25	sub	10YR 4/6
N2/1	Ut3	-	0,25	kru	10YR 3/4
N2/20	Ut4	Gr2	0,5	sub	10YR 4/6
N3C/10	Ut3	Gr1	0,5	sub	5YR 4/4
N3C/30	Tu4	Gr1	1,25	sub	10YR 4/3
N3D/20	Ut3	Gr1	0,25	koh	10YR 4/3
N4/16	Ut3	Gr2	1,75	sub	10YR 3/4
Ga1/5	Ut3	Gr1	1,75	kru	10YR 2/1
Ga1/25	Uls	Gr2; X1	1,25	sub	10YR 3/3

Bodenart: Die Kurzzeichen der Bodenartenuntergruppen bestehen aus einem Großbuchstaben (S = Sand, L = Lehm, U = Schluff, T = Ton) und einem nachgestellten Kleinbuchstaben (s = sandig, l = lehmig, u = schluffig, t = tonig) sowie meist einer Kennziffer (2 = schwach, 3 = mittel, 4 = stark) bzw. einem zweiten Kleinbuchstaben. Bsp.: Su2 = schwach schluffiger Sand, Lts = sandig – toniger Lehm

Skelett: Gr = Grus, X = kantige Steine, G = Kies, O = rund Steine; 2 = schwach, 3 = mittel, 4 = stark, 5 = sehr stark

Gefüge: kru = Krümelgefüge, sub = Subpolyederggefüge, pla = Plattengefüge, ein = Einzelkorngefüge, koh = Kohärentgefüge

Tab. A2: Feldanalytische Kennzeichnung der Lössschutte

Profil/Tiefe [cm]	Bodenart	Skelett	Eindringwiderstand [kg/cm ²]	Gefüge	Farbe
L2/70	Ut4	Gr3; X1	0,5-1,25	pla	10YR 4/3
L3/30	Uls	Gr2; X2	0,25	sub	10YR 4/3
N3/110	Slu	Gr2	1,0	koh-sub	10YR 5/3
DL1/10	Ut2	Gr2; X2	0,5	sub	10YR 4/2
DL1/25	Ut4	Gr2; X2	1,25	sub	10YR 5/3
DL1/40	Ut4	Gr2; X2	4,0	kit	2.5Y 6/3
DL1/60	Lu	Gr3; X2	>4,5	kit	2.5Y 5/3
DL1/100	Ut3	Gr2; X2	>4,5	sub	2.5Y 6/4
DL1/160	Lu	Gr4; X2	3,5	sub	2.5Y 5/4
DL2/20	Ut4	Gr2; X2	0,75	sub	10YR 3/2
DL2/58	Ut3	Gr2; X2	0,75	koh-sub	10YR 2/2
DL2/75	Ut4	Gr2; X2	2,25	sub	10YR 5/3
DL2/91	Ut2	Gr2	1,0	sub	2.5Y 5/4
DL2/105	Ut2	Gr2	1,25	sub	10YR 2/1
DL2/115	Ut2	Gr2	1,25	sub	5YR 4/4
DL2/150	Ut3	Gr2; X2	1,75	ein-sub	10YR 3/3
DL3/25	Uls	Gr2; X1	2,0	sub	10YR 3/3
DL3/75	Uls	Gr2; X2	3,75	kit	2.5Y 4/4
BR1/30	Ut3	Gr2; X1	0,25-0,75	pla-sub	10YR 3/2
BR3/30	Su4	Gr2; X2	1,0-1,25	sub	10YR 3/6
BR3/50	Slu	Gr2; X2	1,0-2,25	sub	10YR 4/4
CS1/2	Ut3	Gr2; X1	1,5-2,5	sub	10YR 3/2
CS1/10	Uls	Gr3; X2	2,0-4,0	sub	10YR 4/6
CS2/10	Us	Gr2; X2	2,25	koh-sub	10YR 3/3
CS2/35	Uls	Gr3; X2	2,0-3,0	koh-sub	10YR 4/6
CS3/10	Uls	Gr3; X2	0,25-1,0	kru-sub	10YR 2/2
Sa1/15	Us	Gr2; X1-2	1,0-1,75	sub	10YR 3/3
Sa2/18	Ut2	Gr2; X2	0,75-1,5	sub-koh	10YR 3/3
Sa3/8	Uls	Gr2; X1	0,5	sub-koh	10YR 3/3
Sa3/18	Slu	Gr2; X2	3,5-4,0	kit	2.5Y 4/3
D2/10	Uls	Gr2; X2	2,25-3,25	sub	10YR 3/3
D2/30	Su4	Gr2; X2	1,0-2,25	sub	10YR 4/3
D2/60	Ut2	Gr2; X2	1,25-1,75	koh-sub	10YR 2/2
N4/7	Lu	Gr3; X1	0,25	sub	10YR 3/4
Gas1/10	Slu	Gr2; X1	1,0	sub	5Y 4/3
Gas1/30	Slu	Gr2; X1	0,75	sub	5Y 4/4
Gas1/40	Su3	Gr2; X2	1,0	koh-sub	2.5Y 5/4
Gas1/55	Uls	Gr2; X2	1,5	sub	2.5Y 4/2
Ga5/2	Us-Uls	Gr2; X1	1,5	kru	2.5Y 5/2
Ga5/9	Su4	Gr2; X1	2,25	sub	10YR 3/2
Ga5/18	Us	Gr2; X1	2,25	sub	10YR 3/3
Ga5/25	Su4	Gr2; X1	1,25-1,75	sub	10YR 3/3

Tab. A3: Feldanalytische Kennzeichnung der Hangschutte

Profil/Tiefe [cm]	Bodenart	Skelett	Eindringwiderstand [kg/cm ²]	Gefüge	Farbe
L1/40	Sl3	Gr4; X5	1,0	ein	10YR 5/4
L2/45	Ut2	Gr5; X2	1,5-2,25	koh	2.5Y 5/4
N3/80	Slu	Gr4; X3	2,25	ein	10YR 6/2
N3B/100	Ls2	Gr3; X4	1,75	koh	10YR 6/2
DL2/65	Uls	Gr4; X3	2,75	ein	10YR 3/3
DL2/163	Uls-Slu	Gr3; X4	>4,5	kit	10YR 5/3
BR1/65	Su4	Gr3; X4	>2,0	koh	2.5Y 5/6
BR2/55	Uls	Gr2; X5	1,25-3,5	sub-ein	10YR 3/4
BR2/70	Uls	Gr2; X3	0,5-2,25	sub	2.5Y 3/2
BR3/70	Su4	Gr3; X4	1,0-3,0	sub-koh	2.5Y 3/2
CS1/35	Su4	Gr4; X4	0,5-2,5	ein	2.5Y 4/2
CS2/70	Su4	Gr4; X2	>4,5	koh-kit	2.5Y 5/6
CS3/35	Uls	Gr3; X4	2,0-3,0	koh-sub	10YR 3/6
CS3/60	Us	Gr3; X5	2,75-3,5	koh-ein	2.5Y 4/2
Sa1/58	Ut2	Gr3; X5	3,25-4,0	ein	2.5Y 3/3
Sa2/60	Uls	Gr3; X4	3,25-4,0	ein	2.5Y 3/3
Sa3/50	Uu	Gr4; X5	>4,5	ein	2.5Y 5/3
D1/35	Uls	Gr3; X4	3,0	koh	5Y 4/2
D1/50	Lu	Gr2; X3	>4,5	kit-pla	5Y 6/1
D3/20	Su4	Gr4; X2	2,0-3,0	koh	10YR 3/3
Ga5/55	Su4	Gr3; X3	1,5-2,0	koh-ein	2.5Y 4/2
N1/40	Slu-Sl4	Gr4; X2	1,5	koh	10YR 5/8
N2/65	Sl3	Gr3; X4	3,0	ein	10YR 5/3
N4/30	Lts	Gr3; X3	2,0	sub	10YR 4/4
Gas1/100	Slu	Gr4; X4	3,5	ein	5Y 4/4
Gas1/145	Su3	Gr5; X3	3,0	ein-kit	5Y 6/3

Tab. A4: Feldanalytische Kennzeichnung des Moränenmaterials

Profil/Tiefe [cm]	Bodenart	Skelett	Eindringwiderstand [kg/cm ²]	Gefüge	Farbe
DL3/800	Sl3	Gr3; X2	>4,5	ein	2.5Y 5/3
N4/60	Su3-Su4	Gr4; X5	3,75	ein-kit	2.5Y 5/3
Sa1/85	Lu	Gr3; X5	>4,5	ein-kit	2.5Y 4/3
Sa2/95	Slu	Gr4; X5	>4,5	kit	2.5Y 4/4
Ga1/45	Su3	Gr3; X5	>4,5	ein	5Y 4/3
D3/100	Slu	Gr3; X5	>4,5	ein	5Y 4/2

Tab. A5: Feldanalytische Kennzeichnung der Schotter

Profil/Tiefe [cm]	Bodenart	Skelett	Eindringwiderstand [kg/cm ²]	Gefüge	Farbe
DL1/120	Su3	G4; O2	3,5	ein	2.5Y 4/3
Ga2/10	Su3	G1	0,5	ein-sub	5Y 4/2
Ga3/12	Su2	G5; O2	0,25-1,0	ein-koh	2.5Y 3/3
Ga3/30	Ss	G5; O2	0,25-1,0	ein	5Y 3/2
Ga3/45	Su3	G5; O4	2,0	sub-koh	2.5Y 3/3
Ga4/19	Su4	G2; O1	0,75	koh-sub	2.5Y 4/4
Ga4/24	Su2	G2; O1	0,25-1,5	ein	2.5Y 5/6
Gas2/5	Su4	-	0,5	ein	2.5Y 3/3
Ba2/22	Su3	-	0,25	koh	5Y 3/2
4.S.30	Su2	-	1,25	ein	5Y 3/2

Tab. A6: Feldanalytische Kennzeichnung der lakustrischen Sedimente

Profil/Tiefe [cm]	Bodenart	Skelett	Eindringwiderstand [kg/cm ²]	Gefüge	Farbe
DL3/155	Ut4	-	2,5	koh	2.5Y 4/4
Ga3/2	Ut2	-	0,25	kru	5Y 4/2
Ga3/38	Ut3	G1; O1	1,0	sub-koh	5Y 4/3
Ga4/2	Ut4	-	0,75	kru	5Y 4/3
Ga4/10	Ut3	-	1,25	sub-pla	5Y 5/4
Gas2/45	Us	G1	2,0	sub	5Y 5/4
Gas2/107	Ut4	-	2,0	sub	2.5Y 3/3
4.S.35	Uu	-	1,5	pla	5Y 4/2
Ba2/10	Uu	-	1,75	sub	5Y 4/2
Ba2/17	Us	-	1,75	sub	5Y 4/2
Ba3/5	Ut2	-	2,25	sub	5Y 3/2

Tab. A7: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils L1

Ort: Lesch

Höhe: 4.100 m ü.M.

Neigung: 1°-2°

Exposition: -

Relief: Kuppe

Dynamik: erosiv-stabil

Ausgangsmaterial: Hanglöss über Solifluktionsschutt aus Grüngesteinen

Vegetation: alpine Matten, stark beweidet

Humusform: mullartiger Moder

Klassifikation: Kolluvium-Braunerde

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ah	0-15	dunkel grau-braun 10YR3/2; 10YR5/2	Ut4	Gr1	pla	0,25	W5	
MBv	15-30	dunkel braun 10YR4/3; 10YR6/4	Ut4	Gr2; X1	pla	0,25	W3	
II ilCv	30-60+	gelblich braun 10YR5/4; 10YR6/3	SI3	Gr4; X5	ein	1,0	W1	

Tab. A8: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils L2

Ort: Lesch

Höhe: 4.090 m ü.M.

Neigung: 1°-2°

Exposition: -

Relief: Buckelwiese in Tiefenlinie

Dynamik: akkumulativ

Ausgangsmaterial: Löss über Solifluktionsschutt

Vegetation: alpine Matten

Humusform: mullartiger Moder

Klassifikation: Kolluvium-Braunerde

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ah	0-5	dunkel grau-braun 10YR3/2; 10YR5/3	Ut4	Gr1	kru	1,25	W6	
MBv	5-28	dunkel braun 10YR4/3; 10YR7/3	Ut3	Gr2	sub	1,5	W5	
II fAh	28-30	dunkel grau-braun 10YR3/2; 10YR5/3	Ut4	Gr1	sub	0,75	W4	
III ilCv	30-65	hell oliv-braun 2.5Y5/4; 2.5Y6/4	Ut2	Gr5; X2	koh	1,5- 2,25	W2	
IV fMBv	65-80	dunkel braun 10YR4/3; 10YR6/3	Ut4	Gr3; X1	pla	0,5- 1,25	W2	
V fAh	80-94	dunkel braun 10YR3/2; 10YR6/3	Ut3	Gr2	pla	1,25	W1	
VI ilCv	94-103	hell oliv-braun 2.5Y5/4; 2.5Y6/4	Ut2	Gr5; X2	koh	1,5	W1	
VI ilCv2	103-125+	hell oliv-braun 2.5Y5/4; 2.5Y6/4	SI3	Gr6; X2	ein	>4,5	W0	

Tab. A9: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils L3

Ort: Lesch

Höhe: 4.090 m ü.M.

Neigung: 36°

Exposition: WNW

Relief: Oberhang

Dynamik: transformativ-stabil

Ausgangsmaterial: Hanglöss über Hangschutt aus Grüngesteinen

Vegetation: alpine Matten

Humusform: mullartiger Moder

Klassifikation: Kolluvium-Regosol

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ah	0-26	dunkel grau-braun 10YR3/2; 10YR5/3	Ut4	Gr2; X1	kru	0,25	W5	
II BC	26-34	braun 10YR4/3; 10YR7/4	Uls	Gr2; X2	sub	0,25	W3	
III ilCv	34-80+	10YR5/4 2.5Y5/4	S/3	Gr3; X6	ein	-	W1-W0	

Tab. A10: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils N1

Ort: Dameh-Hang

Höhe: 3.690 m ü.M.

Neigung: 23°

Exposition: NW

Relief: Unterhang

Dynamik: transformativ-akkumulativ

Ausgangsmaterial: Hanglöss über Hangschutt über phyllitischen Schiefen

Vegetation: alpine Matten

Humusform: Moder, feinhumusarm

Klassifikation: Kolluvium-Braunerde

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ah	0-10	dunkel grau-braun 10YR3/2; 10YR4/2	Ut4	-	kru-sub	0,5	W6	schwer vom Humusprofil zu trennen; an Hor.Gr. evt Oberfl. N1 93`
MBv	10-18	gelblich braun 10YR5/4; 10YR6/4	Ut3	Gr2	sub	0,75	W6	
II fMBv	18-25	dunkel gelb-braun 10YR4/6; 10YR7/4	Ut4	Gr2	sub	1,0	W5	
III ilCv	25-62	gelb-braun 10YR5/8; 10YR7/4	Slu-Sl4	Gr4; X2	koh	1,5	W3	Skelett eingeregelt
IV fMBv	62-72	dunkel gelb-braun 10YR4/6; 10YR7/3	Ut3-Ut4	Gr2; X1	sub	1,25	W2	
V ilCv	72-96	hell oliv-braun 2.5Y5/4; 2.5Y6/4	S/3	Gr4; X6	ein	-	W1	Skelett eingeregelt
VI imC	96+	-	-	-	-	-	W0	phyllitische Schiefer

Tab. A11: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils N2

Ort: Dameh-Hang

Höhe: 3.470 m ü.M.

Neigung: 42°

Exposition: NW

Relief: oberer Steilhang

Dynamik: transformativ-erosiv

Ausgangsmaterial: Hanglöss über Hangschutt über metam. Kalkgestein

Vegetation: *Betula*-Wald

Humusform: mullartiger Moder

Klassifikation: Kolluvium-Braunerde

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ah	0-2	dunkel gelb-braun 10YR3/4; 10YR5/3	Ut3	-	kru	0,25	W5	
MBv	2-40	dunkel gelb-braun 10YR4/6; 10YR7/4	Ut4	Gr2	sub	0,5	W5	an Hor.-grenze dichte Wurzeln X eingeregelt
II elCv	40-120	braun 10YR5/3; 10YR8/2	SI3	Gr3; X4	ein	3,0	W3	
III cmCv	120+	-	-	Gr3; X6	-	-	W1	Metasedimente, anstehend

Tab. A12: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils N3F

Ort: Dameh-Hang

Höhe: 3.320 m ü.M.

Neigung: 23°

Exposition: NNW

Relief: Hangrücken

Dynamik: akkumulativ-stabil

Ausgangsmaterial: Hanglöss über resistenter Kalksteinrippe

Vegetation: lichter *Picea-Pinus*-Wald

Humusform: Mull

Klassifikation: Terra-fusca-Braunerde

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ah	0-9	dunkel rötlich braun 5YR3/2; 5YR3/4	Ut4	Gr2; X1	sub	2,25	W4	
Bvu	9-33	rötlich braun 5YR4/4; 5YR5/6	Ut3	Gr2; X1	sub	0,5	W3	
elCv	33-67	hell gelblich braun 2.5Y6/4; 2.5Y7/3	SI2	Gr3; X3	koh-ein	1,0	W3	
elCv2	67-75	hell grau 5Y7/2; 5Y8/1	Su2	Gr3; X5	ein	3,0	W2	Untergrenze: Grobwurzelanr.
mcCv	75-82+	-	-	-	-	-	W0	

Tab. A13: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils N3C

Ort: Dameh-Hang

Höhe: 3.380 m ü.M.

Neigung: 40°

Exposition: NW

Relief: mittlerer Steilhang

Dynamik: transformativ

Ausgangsmaterial: Hanglöss über Hangschutt

Vegetation: *Picea-Pinus*-Wald; Waldweide und Holzeinschlag **Humusform:** -

Klassifikation: Kolluvium

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
MBv	0-17	rötlich braun 5YR4/4; 5YR5/6	Ut3	Gr1	sub	0,5	W3	
II fMBv	17-60	dunkel braun 10YR4/3; 10YR5/3	Tu4	Gr1	sub	1,25	W3	Kolluvium, stark verbraunt
III eICv	60-75+	braun 10YR5/3; 10YR8/2	S/3	Gr3; X5	ein	-	W2	Hangschutt, stark kalkhaltig

Tab. A14: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils N3D

Ort: Dameh-Hang

Höhe: 3.390 m ü.M.

Neigung: 40°

Exposition: NW

Relief: mittlerer Steilhang

Dynamik: akkumulativ-transformativ

Ausgangsmaterial: Hanglöss über sandigen Schüttungen und metam. Kalkgestein

Vegetation: *Picea-Pinus*-Wald, Waldweide und Holzeinschlag **Humusform:** Moder

Klassifikation: Kolluvium-Braunerde

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ah	0-2	braun 10YR5/3; 10YR6/3	-	Gr1	kru-sub	0,5	W3	nur 3 Horizonte beprobt
MBv	2-18	fahl braun 10YR6/3; 10YR7/3	-	Gr1	sub	1,0	W3	in 10 cm Holzkohle
II fAh	18-25	dunkel braun 10YR4/3; 10YR5/3	Ut3	Gr1	koh	0,25	W3	
II MBv	25-33	fahl braun 10YR6/3; 10YR7/3	-	Gr1	sub	1,0	W3	
III fMBv	33-45	fahl braun 10YR6/3; 10YR7/3	-	Gr2	koh	1,25	W3	
IV fAh	45-47	oliv braun 2.5Y4/3; 2.5Y5/2	Su4	Gr1	koh	1,0	W2	
IV C	47-85	oliv 5Y5/3; 5Y6/2	-	Gr2	koh	1,25	W1	an Schichtgrenze viel Skelett (Kalksteine 2-6 cm)
V C	85-170	oliv 5Y5/3; 5Y6/2	Su3	Gr2	koh	1,25	W1	
VI cmCv	170-180+	-	-	Gr3; X6	ein	-	W0	Metasedimentit

Tab. A15: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils N3B

Ort: Dameh-Hang

Höhe: 3.325 m ü.M.

Neigung: 32°

Exposition: WNW

Relief: Mittelhang

Dynamik: relativ stabil

Ausgangsmaterial: Hanglöss über Hangschutt (Fließerde) und Moränenmaterial

Vegetation: *Picea-Pinus*-Wald, stark degradiert

Humusform: mullartiger Moder,

Klassifikation: Braunerde-Kolluvium

lückenhaft

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ah	0-9	dunkel rötlich braun 5YR3/3; 5YR3/4	Ut2	Gr2; X1	kru	0,25	W4	Holzkohle
II fMBv	9-27	dunkel braun 10YR4/3; 10YR6/4	Ut4	Gr2; X1	sub	0,5	W3	
III fM	27-92	braun 10YR5/3; 10YR7/4	Lu	Gr2; X1	sub	0,25	W3	Untergrenze: X4+W3; Tasche mit Bv-Mat. u. Holzkohle
IV eICv	92-125	hell bräunlich grau 10YR6/2; 10YR7/2	Ls2	Gr3; X4	koh	1,75	W2	
V eICv2	125-140+	hell oliv-braun 2.5Y5/3; 10YR8/2	Su3-Su4	Gr3; X6	ein-kit	-	W1	Moränenmaterial

Tab. A16: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils N3

Ort: Dameh-Hang

Höhe: 3.165 m ü.M.

Neigung: 34°

Exposition: N

Relief: Mittelhang

Dynamik: akkumulativ-stabil

Ausgangsmaterial: Hanglöss über Hangschutt und Moräne

Vegetation: *Picea-Pinus*-Wald

Humusform: F-Mull

Klassifikation: Kolluvium-Braunerde

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ah	0-3	dunkel grau-braun 10YR3/2; 10YR4/2	Ut4	-	kru	0,25	W5	
MBv	3-41	dunkel braun 10YR4/3; 10YR5/4	Ut4	Gr1	sub	1,25	W4	
II fMBv	41-66	braun 10YR5/3; 10YR7/4	Lu	Gr2; X1	sub	2,0	W4	
III eICv	66-92	hell bräunlich grau 10YR6/2; 10YR7/2	Slu	Gr4; X3	ein	2,25	W3	
IV M	92-120	braun 10YR5/3; 10YR7/2	Slu	Gr2	koh-sub	1,0	W3	
V ICv	120+	hell oliv-braun 2.5Y5/3; 10YR8/2	Su3-Su4	Gr3; X6	ein-kit	-	W1	

Tab. A17: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils DL1

Ort: Dameh-Hang

Höhe: 3.050 m ü.M.

Neigung: 5°

Exposition: NE

Relief: Hangverflachung

Dynamik: erosiv-stabil

Ausgangsmaterial: Schwemmlöss mit Kieslage über Moräne

Vegetation: offener *Juniperus*-Wald

Humusform: Mull

Klassifikation: Kalkbraunerde-Kolluvium

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ah	0-20	dunkel grau braun 10YR4/2; 10YR6/2	Ut2	Gr2; X2	sub	0,5	W6	Holzkohle
II fMBv	20-32	braun 10YR5/3; 10YR7/3	Ut4	Gr2; X2	sub	1,25	W4	
II Bcv	32-46	hell gelblich braun 2.5Y6/3; 10YR7/2	Ut4	Gr2; X2	kit	4,0	W2 W5	Pseudomyzele
III ICc	46-85	hell oliv braun 2.5Y5/3; 10YR7/2	Lu	Gr3; X2	kit	>4,5	W2	Pseudomyzele, Lösskindel
III ICc2	85-120	hell oliv braun 2.5Y6/4; 2.5Y7/3	Ut3	Gr2; X2	sub	>4,5	W2	Pseudomyzele, Lösskindel
IV IC	120-125	oliv braun 2.5Y4/3; 2.5Y6/3	Su3	G4; O2	ein	3,5	W0	Kieslage
V eIC	125-235	hell oliv braun 2.5Y5/4; 2.5Y6/3	Lu	Gr3; X2	sub	3,5	W0	Wechselager. Löss/Kies
VI Cc	235-240+	hell oliv-braun 2.5Y5/3; 10YR8/2	Su3-Su4	Gr3; X6	-	>4,5	W0	z.T. gX

Tab. A18: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils DL2

Ort: Dameh-Hang

Höhe: 3.035 m ü.M.

Neigung: 8°

Exposition: N

Relief: Tiefenlinie, fluviale Rinne

Dynamik: akkumulativ

Ausgangsmaterial: Lössschutt, Hanglöss, Hangschutt

Vegetation: offener *Juniperus*-Wald

Humusform: Mull

Klassifikation: Kolluvium-Braunerde

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ah	0-2	sehr dunkel grau 10YR3/1; 10YR4/2	Ut4	-	kru	0,25	W5	
MBv	2-57	dunkel grau braun 10YR3/2; 10YR4/2	Ut4	Gr2; X2	sub	0,75	W4	Holzkohle, undatiert
II fAh	57-59	sehr dunkel braun 10YR2/2; 10YR3/3	Ut3	Gr2; X2	koh-sub	1,5	W3	
II MBv	59-64	dunkel braun 10YR3/3; 10YR5/3	Ut4	Gr2; X2	sub	0,75	W3	
III ICv	64-67	dunkel braun 10YR3/3; 10YR4/3	Uls	Gr4; X3	ein	2,75	W3	Sand- u. Kies-Linsen
IV M	67-90	braun 10YR5/3; 10YR6/3	Ut4	Gr2; X2	sub	2,25	W3	X eingeregelt
V M2	90-91	hell oliv braun 2.5Y5/4; 2.5Y6/3	Ut2	Gr2	sub	1,0	W3	heller, blau-grauer Streifen
VI M3	91-104	braun 10YR5/3; 10YR6/3	Ut4	Gr2; X2	sub	1,25	W3	
VII fAhc	104-110	schwarz 10YR2/1; 10YR3/2	Ut2	Gr2	sub	1,25	W3	evt. Brandhor., Pseudomyzele
VII MBv2	110-122	rötlich braun 5YR4/4; 5YR5/6	Ut2	Gr2	sub	1,25	W3	evt. Frittzungszone
VII MBv3	122-130	dunkelbraun 10YR3/3; 10YR6/4	Ut3	Gr2; X2	koh-sub	1,5	W3	
VIII fAh	130-134	schwarz 10YR2/1; 10YR5/4	Ut2	Gr2	sub	1,75	W2	Holzkohle 8.800 b.p.
VIII Mc	134-160	dunkel braun 10YR3/3; 10YR6/4	Ut3	Gr2; X2	koh-sub	1,75	W2	Pseudomyzele
IX ICcv	160-165	braun 10YR5/3; 10YR7/2	Uls-Slu	Gr3; X4	kit	>4,5	W1	Pseudomyzele
X Ccv	165-173+	hell oliv-braun 2.5Y5/3; 10YR8/2	Su3-Su4	Gr3; X6	kit	-	W0	Moräne

Tab. A19: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils DL3

Ort: Dameh-Hang

Höhe: 3.015 m ü.M.

Neigung: 15°

Exposition: NW

Relief: Steilkante

Dynamik: transformativ

Ausgangsmaterial: Lössschutt über Hangschutt und fluvio-lakustrischen Sedimenten

Vegetation: *Juniperus*-Wald / Artemisiasteppe

Humusform: Mull

Klassifikation: Kolluvium-Kalkbraunerde

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ah	0-5	sehr dunkel grau 10YR3/1; 10YR4/2	Uls	-	kru	0,5	W5	
MBcv	5-55	dunkel braun 10YR3/3; 10YR5/3	Uls	Gr2; X1	sub	2,0	W3	
II ICcv	55-100	olivbraun 2.5Y4/4; 2.5Y6/3	Uls	Gr2; X2	kit	3,75	W2	Pseudomyzele

cm	Substrat	cm	Substrat
-105	U	:	
-108	S	-330	Wechsel U/S mit ca. 1 cm Mächtigkeit
-109	U	-335	fG
-111	S	:	
-113	U	-350	Wechsel U/S mit ca. 1 cm Mächtigkeit
-114	S	-360	fG, mG
:		:	
-130	Wechsel U/S mit ca. 1cm Mächtigkeit	-365	Wechsel U/S mit ca. 1 cm Mächtigkeit
-134	fGr	-370	fG
:		:	
-152	Wechsel U/S mit ca. 1 cm Mächtigkeit	-400	Wechsel U/S mit ca. 1 cm Mächtigkeit
-163	mGr; z.T. gGr mit bis zu 3cm LA eingeregelt	-402	U dunkel
:		:	
-187	Wechsel U/S mit ca. 1 cm Mächtigkeit	-430	Wechsel U/S mit ca. 1 cm Mächtigkeit
-190	fG	-435	fG, mG
:		-440	U dunkel
-205	Wechsel U/S mit ca. 1 cm Mächtigkeit	-448	S
-210	fG	-449	U dunkel
:		:	
-221	Wechsel U/S mit ca. 1 cm Mächtigkeit	-463	Wechsel U/S mit ca. 1 cm Mächtigkeit
-222	U dunkel	-466	fG, mG
:		:	
-260	Wechsel U/S mit ca. 1 cm Mächtigkeit	-510	Wechsel U/S mit ca. 1 cm Mächtigkeit
-265	U obere 2 cm dunkel; evt. fAh	-520	mG
:		:	
-269	Wechsel U/S mit ca. 1cm Mächtigkeit	-570	U dunkel/hell gebändert mit ca. 1-1,5 cm Mächtigkeit
:		:	?????????
-270	U dunkel	-800	Moräne

Tab. A20: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils N4

Ort: Dameh-Hang

Höhe: 2.930 m ü.M.

Neigung: 24°

Exposition: NW

Relief: kuppiges Relief

Dynamik: transformativ

Ausgangsmaterial: Hanglöss über Hangschutt und Moräne

Vegetation: Juniperus-Wald

Humusform: -

Klassifikation: Kolluvium

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
MBv	0-14	dunkel gelb braun 10YR3/4; 10YR5/4	Lu	Gr3; X1	sub	0,25	W4	
II fMBv	14-18	dunkel gelb braun 10YR3/4; 10YR5/4	Ut3	Gr2	sub	1,75	W4	
III fMBv2	18-50	dunkel gelb braun 10YR4/4; 10YR6/4	Lts	Gr3; X3	sub	2,0	W5	Kieslinse 38-41cm
IV Cc	50-90	hell oliv braun 2.5Y5/3; 10YR8/2	Su3-Su4	Gr4; X5	ein-kit	3,75	W1	

Tab. A21: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils BR1

Ort: Bari Rung

Höhe: 3.955 m ü.M.

Neigung: 3°-4°

Exposition: S

Relief: Gratposition

Dynamik: erosiv-stabil

Ausgangsmaterial: Hanglöss über Lössschutt, Hangschutt und Grüngesteinen

Vegetation: alpine Matten, kaum beweidet

Humusform: feinhumusarmer

Klassifikation: podsolige Kolluvium-Braunerde

typischer Moder

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Aeh	0-10	grau 10YR5/1; 10YR4/2	Ut3	Gr2	kru-sub	1,25-2,0	W5	
MBhv	10-14	dunkel grau 10YR3/1; 10YR4/2	Ut3	Gr2; X1	sub	1,25-2,0	W5	
MBv	14-23	dunkel grau braun 10YR3/2; 10YR5/3	Ut3	Gr2; X1	sub	0,25-0,75	W4	
II fAh	23-26	dunkel grau 10YR3/1; 10YR4/2	Ut4	Gr2; X1	kru-pla	0,5	W4	
II MBv	26-40	dunkel grau braun 10YR3/2; 10YR5/3	Ut3	Gr2; X1	pla-sub	0,25-0,75	W3	
III M	40-48	dunkel grau braun 2.5Y3/2; 2.5Y4/3	Uls	Gr2; X2	sub-ein	0,75-1,25	W2	
IV ICv	48-78	hell oliv braun 2.5Y5/6; 2.5Y6/3	Su4	Gr3; X4	koh	>2,0	W2	
V mCv	78-82+	-	-	-	ein	>4,5	W0	

Tab. A22: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils BR2

Ort: Bari Rung

Höhe: 3.885 m ü.M.

Neigung: 42°

Exposition: SSW

Relief: Glatthang, viele große Blöcke an Oberfläche

Dynamik: transformativ-stabil

Ausgangsmaterial: Hanglöss über Hangschutt aus Grüngesteinen

Vegetation: alpine Matten, kaum beweidet

Humusform: feinhumusarmer

Klassifikation: podsolige Kolluvium-Braunerde

typischer Moder

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Aeh	0-15	dunkel grau braun 10YR3/2; 10YR4/4	Ut4	Gr2	kru-sub	0,25-1,5	W5	
MBhv	15-47	dunkel grau braun 10YR3/2; 10YR5/6	Ut4	Gr2; X1	sub	0,25-0,75	W5	ab 35cm großer Block – 70cm
II fM	47-60	dunkel gelb braun 10YR3/4; 10YR6/3	Uls	Gr2; X5	sub-ein	1,25-3,5	W3	sehr locker, z.T. Ah-Mat.
III ICv	60-75	dunkel grau braun 2.5Y3/2; 2.5Y4/3	Uls	Gr2; X3	sub	0,5-2,25	W2	
IV ICv2	75-100	hell oliv braun 2.5Y5/6; 2.5Y6/3	Su4	Gr3; X5	ein	>2,0	W1	

Tab. A23: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils BR3

Ort: Bari Rung

Höhe: 3.830 m ü.M.

Neigung: 39°

Exposition: S

Relief: Tiefenlinie am Glatthang, viele Wanderblöcke

Dynamik: akkumulativ

Ausgangsmaterial: Hanglöss über Hangschutt

Vegetation: alpine Matten, kaum beweidet

Humusform: feinhumusarmer

Klassifikation: Braunerde-Kolluvium

typischer Moder

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ah	0-18	schwarz 10YR2/1; 10YR3/3	Ut4	Gr2	kru-sub	0,25-1,0	W5	
II fMBv	18-40	dunkel gelb braun 10YR3/6; 10YR6/4	Su4	Gr2; X2	sub	1,0-1,25	W4	
III fM	40-60	dunkel gelb braun 10YR4/4; 10YR7/3	Slu	Gr2; X2	sub	1,0-2,25	W3	
IV ICv	60-93	dunkel grau braun 2.5Y3/2; 2.5Y4/3	Su4	Gr3; X4	sub-koh	1,0-3,0	W2	
V ICv2	93-100+	hell oliv braun 2.5Y5/6; 2.5Y6/3	Su4	Gr3; X5	koh-ein	-	W0	

Tab. A24: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils CS1

Ort: Choki Sai

Höhe: 3.580 m ü.M.

Neigung: 2°

Exposition: WSW

Relief: Kamm

Dynamik: stabil

Ausgangsmaterial: Lössschutt über Hangschutt

Vegetation: offener *Juniperus*-Wald

Humusform: -

Klassifikation: Kolluvium-Braunerde

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ah	0-3	dunkel grau braun 10YR3/2; 10YR5/3	Ut3	Gr2; X1	sub	1,5-2,5	W2-3	
MBv	3-15	dunkel gelb braun 10YR4/6; 10YR6/4	Uls	Gr3; X2	sub	2,0-4,0	W2	
II fM	15-43	dunkel grau braun 2.5Y4/2; 2.5Y6/3	Su4	Gr4; X4	ein	0,5-2,5	W2	Kalküberzüge auf Skelett-Oberflächen
III ICv	43-60	oliv braun 2.5Y4/4; 2.5Y7/3	Su4	Gr4; X4	ein	0,5-2,5	W2	
III ICv2	60-70	oliv braun 2.5Y4/4; 2.5Y7/3	Su4	Gr3; X5	ein	>4,5	W1	
IV ICv3	70-85	hell oliv braun 2.5Y5/6; 2.5Y6/3	Su4	Gr3; X5	ein	-	W1	ab 85 cm Festgestein

Tab. A25: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils CS2

Ort: Choki Sai

Höhe: 3.565 m ü.M.

Neigung: 40°

Exposition: S

Relief: Mittelhang

Dynamik: transformativ-labil

Ausgangsmaterial: Hanglöss über Hangschutt

Vegetation: offener *Juniperus*-Wald

Humusform: mullartiger Moder,

Klassifikation: Kolluvium-Lockersyrosem

lückenhaft

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ai	2-3 mm	10YR3/1; -	-	Gr1	-	-	-	Kruste
MBv	0-27	dunkel braun 10YR3/3; 10YR5/4	Us	Gr2; X2	koh-sub	2,25	W3	
II fMBv	27-48	dunkel gelb-braun 10YR4/6; 10YR6/4	Uls	Gr3; X2	koh-sub	2,0-3,0	W3	
III ICcv	48-78	hell oliv braun 2.5Y5/6; 2.5Y7/4	Su4	Gr4; X2	koh-kit	>4,5	W2	sehr dicht gelagert
IV ICcv2	78-94	hell oliv braun 2.5Y5/6; 2.5Y7/4	Su4	Gr4; X3	koh-ein	>4,5	W2	
V ICv	94-110+	hell oliv braun 2.5Y5/6; 2.5Y7/4	Su4	Gr3; X5	ein	>4,5	W2	Skelett eingeregelt

Tab. A26: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils CS3

Ort: Choki Sai

Höhe: 3.550 m ü.M.

Neigung: 33°

Exposition: S

Relief: Tiefenlinie, viel Schutt auf Oberfläche

Dynamik: akkumulativ-labil

Ausgangsmaterial: Hanglöss über Hangschutt

Vegetation: offener *Juniperus*-Wald

Humusform: mullartiger Moder,
lückenhaft

Klassifikation: Braunerde-Kolluvium

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ah	0-25	dunkel braun 10YR2/2; 10YR3/3	Uls	Gr3; X2	koh-sub	0,25-1,0	W3-4	z.T. Hohlräume
II fMBv	25-50	dunkel gelb braun 10YR3/6; 10YR5/3	Uls	Gr3; X4	koh-sub	2,0-3,0	W3	z.T. Feinmat. eingespült
III ICcv	50-100	dunkel grau braun 2.5Y4/2; 2.5Y6/3	Us	Gr3; X5	koh-ein	2,75-3,5	W2	Kalkkrusten zerkratzt
IV ICcv2	100-120+	hell oliv braun 2.5Y5/6; 2.5Y7/4	Su4	Gr3; X5	ein	-	W1	Skelett eingeregelt

Tab. A27: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Sa3

Ort: Sat

Höhe: 2.960 m ü.M.

Neigung: 12°

Exposition: S

Relief: Grat am Unterhang

Dynamik: stabil

Ausgangsmaterial: Hanglöss über Hangschutt aus Moränenmaterial

Vegetation: *Artemisia*-Zwerggesträuch

Humusform: -

Klassifikation: Kolluvium-Lockersyrosem

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ai	2-3 mm	dunkel grau 2.5Y3/1; -	-	Gr1	-	-	-	Kruste
MBv	0-15	dunkel braun 10YR3/3; 2.5Y5/4	Uls	Gr2;X1	sub-koh	0,5	W3	an Schichtgr. viele Wurzeln; stark verdichtet
II fMc	15-22	oliv-braun 2.5Y4/3; 2.5Y6/2	Slu	Gr2;X2	kit	3,5-4,0	W2	ob. Schichtgr. petrocalcic
III ICcv	22-42	oliv-braun 2.5Y4/4; 2.5Y7/2	Uu	Gr3;X5	kit-ein	>4,5	W2	große Blöcke mit >30 cm LA
III ICv	42-90+	hell oliv-braun 2.5Y5/3; 2.5Y7/2	Uu	Gr4;X5	ein	>4,5	W1-0	

Tab. A28: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Sa1

Ort: Sat

Höhe: 2.930 m ü.M.

Neigung: 3°-5°

Exposition: S

Relief: Hangverflachung oberhalb Geländekante

Dynamik: akkumulativ

Ausgangsmaterial: Lössschutt über Hangschutt aus Moränenmaterial

Vegetation: *Artemisia*-Zwerggesträuch

Humusform: -

Klassifikation: Kolluvium-Lockersyrosem

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ai	2-3 mm	dunkel grau 10YR5/3/1; -	-	Gr1	-	-	-	Kruste
MBcv	0-35	dunkel oliv braun 10YR3/3; 10YR5/4	Us	Gr2; X1-2	sub	1,0-1,75	W2	Skelett mit Kalkkrusten Skelett eingeregelt; Moränenmat. verdichtet
II ICcv	35-68	dunkel oliv braun 2.5Y3/3; 2.5Y7/3	Ut2	Gr3; X5	ein	3,25-4,0	W2	
III ICcv2	68-90+	oliv-braun 2.5Y4/4; 2.5Y7/4	Lu	Gr3; X5	ein-kit	>4,5	W1	

Tab. A29: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Sa2

Ort: Sat

Höhe: 2.910 m ü.M.

Neigung: 35°

Exposition: S

Relief: Unterhang

Dynamik: labil

Ausgangsmaterial: Lössschutt über Hangschutt über Moräne

Vegetation: *Artemisia*- Zwerggesträuch

Humusform: -

Klassifikation: Kolluvium-Lockersyrosem

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ai	2-3 mm	dunkel grau 2.5Y3/1; -	-	Gr1	-	-	-	Kruste
MBcv	0-43	dunkel braun 10YR3/3; 10YR5/4	Ut2	Gr2;X2	sub-koh	0,75-1,5	W3	an Schichtgr. viele Wurzeln; petrocalcic, stark verdichtet große Blöcke mit >30cm LA
II fMcv	43-70	dunkel oliv-braun 2.5Y3/3; 2.5Y5/3	Uls	Gr3;X4	ein	3,25-4,0	W2	
III ICcv	70-85	oliv-braun 2.5Y4/4; 2.5Y7/2	Slu	Gr3;X5	ein-kit	>4,5	W1	
IV ICcv2	85-120+	oliv-braun 2.5Y4/4; 2.5Y7/2	Slu	Gr4;X5	kit	>4,5	W1-0	

Tab. A30: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils D1

Ort: Moränenkomplex von Dar

Höhe: 3.215 m ü.M.

Neigung: 2-3°

Exposition: -

Relief: Zungenbecken

Dynamik: stabil

Ausgangsmaterial: Hanglöss über Fließerde und Moräne

Vegetation: offener *Juniperus*-Wald, stark degradiert

Humusform: Mull, lückenhaft

Klassifikation: Kolluvium-Lockersyrosem

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ai	0-1	dunkel grau-braun 10YR3/2; 2.5Y4/2	-	-	kru	-	-	evt. rezente Lössakkum.
MBv	1-6	dunkel braun 10YR3/3; 2.5Y4/3	Uls	Gr1	sub	0,25	W3	
II fAh	6-8	dunkel grau-braun 10YR3/2; 2.5Y4/2	Ut3	Gr1	koh-sub	2,0	W3	
II MBv	8-10	dunkel grau-braun 10YR3/2; 2.5Y5/3	Ut3	Gr2; X1	sub	2,0	W3	
III fAh	10-13	schwarz 10YR2/1; 10YR3/2	Ut2	Gr2; X1	kru-sub	2,5	W3	Brandhor. mit Holzkohle
III MBv	13-18	rötlich braun 5YR4/4; 5YR5/6	Uls	Gr2; X1	sub-koh	2,5	W3	evt. Frittzungszone
IV ICv	18-45	oliv-grau 5Y4/2; 5Y7/2	Uls	Gr3; X4	koh	3,0	W2	Skelett eingeregelt
IV ICcv	45-57	hell grau 5Y6/1; 5Y8/1	Lu	Gr2; X3	kit-pla	>4,5	W2	Wurzeln zw. Platten inger.
V ICcv	57-63+	oliv-grau 5Y4/2; 5Y7/2	Slu	Gr3; X5	kit-ein	>4,5	W1	

Tab. A31: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils D2

Ort: Moränenkomplex von Dar

Höhe: 2.955 m ü.M.

Neigung: 5°

Exposition: W

Relief: Unterhang

Dynamik: akkumulativ

Ausgangsmaterial: Lössschutt über Hangschutt aus Moränenmaterial

Vegetation: offener *Juniperus*-Wald, stark degradiert

Humusform: Mull, lückenhaft

Klassifikation: Kolluvium-Lockersyrosem

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ai	0-1	10YR3/1	-	Gr1	-	-	-	
MBv	1-22	dunkel braun 10YR3/3; 2.5Y4/3	Uls	Gr2; X2	sub	2,25-3,25	W3	
II fM	22-42	dunkel braun 10YR4/3; 2.5Y5/3	Su4	Gr2; X2	sub	1,0-2,25	W3	
III fAhc	42-53	schwarz 10YR2/1; 10YR3/2	Ut2	Gr2; X1	sub	1,5	W2	bis ca. 70 cm Pseudomyzelen
III MBcv	53-80	dunkel braun 10YR2/2; 2.5Y4/4	Ut2	Gr2; X2	koh-sub	1,25-1,75	W2	
IV ICv	80-86+	oliv-grau 5Y4/2; 5Y7/2	Su4	Gr4; X5	ein-kit	>4,5	W1	1.500 b.p.

Tab. A32: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils D3

Ort: Moränenkomplex von Dar

Höhe: 2.985 m ü.M.

Neigung: 28°-30°

Exposition: W

Relief: Mittelhang

Dynamik: erosiv-transformativ

Ausgangsmaterial: geschichtete Hangschutte über Moränenmaterial

Vegetation: offener *Juniperus*-Wald; stark degradiert

Humusform: -

Klassifikation: Kolluvium-Lockersyosem

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ai	0-1	10YR3/1; -	-	Gr1	-	-	-	
M	1-14	dunkel braun 10YR3/3; 2.5Y5/3	Su4	Gr4; X2	koh	2,0-3,0	W3	die Schüttungsgrenzen sind makroskopisch leicht zu differenzieren; das Skelett ist hangparallel eingeregelt
II M	14-30	dunkel braun 10YR3/3; 2.5Y5/3	Su4	Gr4; X2	koh	2,0-3,0	W2	
III ICv	30-46	dunkel grau braun 10YR4/2; 2.5Y5/3	Su4	Gr4; X2	koh	2,5-3,5	W2	
IV ICv2	46-58	dunkel grau braun 10YR4/2; 2.5Y5/3	Su4	Gr4; X2	koh	2,5-3,5	W3	
V ICv3	58-70	dunkel grau braun 10YR4/2; 2.5Y5/3	Su4	Gr4; X2	koh	2,5-3,5	W3	
VI ICv4	70-90	oliv-grau 5Y4/2; 5Y7/2	Slu	Gr3; X5	kit-ein	>4,5	W2	stark verfestigt; Blöcke und Steine mit Kalküberzügen
VII ICcv	90-115+	oliv-grau 5Y4/2; 5Y7/2	Slu	Gr3; X5	ein	>4,5	W1	

Tab. A33: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Ga1

Ort: Gargo

Höhe: 3.370 m ü.M.

Neigung: 12°

Exposition: W

Relief: Endmoräne Salini-Gletscher

Dynamik: stabil

Ausgangsmaterial: Hanglöss über Moräne

Vegetation: Grasland (überweidet)

Humusform: Modernmull

Klassifikation: Kolluvium-Braunerde

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ah	0-10	schwarz 10YR2/1; 10YR3/1	Ut3	Gr1	kru	1,75	W5	
MBv	10-18	dunkel braun 10YR3/3; 10YR5/3	Uls	Gr1; X1	sub	0,5	W5	
II fMBv	18-27	dunkel braun 10YR3/3; 10YR5/3	Uls	Gr2; X1	sub	1,25	W3	
III ICv	27-30	dunkel braun 10YR3/3; 10YR5/3	Uls	Gr3; X1	sub	0,25	W5	Skelett eingeregelt
IV ICv2	30-60+	oliv 5Y4/3; 5Y6/3	Su3	Gr3; X5	ein	>4,5	W1	dicht gelagert

Tab. A34: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Ga5

Ort: Gargo

Höhe: 3.325 m ü.M.

Neigung: 26°

Exposition: S

Relief: Seitenmoräne Barche-Gletscher

Dynamik: labil

Ausgangsmaterial: Lössschutt über Hangschutt und Moräne

Vegetation: Weide, übernutzt

Humusform: Mull, lückenhaft

Klassifikation: Kolluvium-Braunerde

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
Ah	0-3	grau-braun 2.5Y5/2; 2.5Y3/2	Us-Uls	Gr2; X1	koh	1,5	W4	
MBv	3-16	dunkel grau-braun 10YR3/2; 2.5Y4/2	Su4	Gr2; X1	sub	2,25	W3	
II fAh	16-20	dunkel braun 10YR3/3; 2.5Y4/3	Us	Gr2; X1	sub	2,25	W3	Holzkohle in 19 cm
II MBv	20-32	dunkel braun 10YR3/3; 2.5Y5/3	Su4	Gr2; X1	sub	1,25-1,75	W3	
III ICv	32-70	dunkel grau-braun 2.5Y4/2; 2.5Y6/2	Su4	Gr3; X3	koh-ein	1,5-2,0	W2	
IV ICcv	70-95	oliv-grau 5Y4/2; 5Y7/2	Su4	Gr3; X3	ein	>4,5	W1	Moräne; sekundäre Carbonatisierung
V ICcv2	95-100+	oliv-grau 5Y4/2; 5Y7/2	Su4	Gr2; X6	ein	-	W0	

Tab. A35: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Gas2

Ort: Flußterrasse unterhalb Gossoner

Höhe: 2.570 m ü.M.

Neigung: 3-5°

Exposition: SW

Relief: oberes Flußterrassenniveau

Dynamik: rel. stabil

Ausgangsmaterial: fluviale Sedimente

Vegetation: *Artemisia*, Gräser

Humusform: -

Klassifikation: Vega

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
aAh	0-12	dunkel oliv braun 2.5Y3/3; 2.5Y6/2	Su4		ein	0,5	W3	Hor. 2-4: Su4/ Us- Wechsel mit gS- bis Kieslinsen
II faM	12-65	oliv 5Y5/4; 5Y7/3	Us	G1	sub	2,0	W3	
III faAh	65-73	oliv-braun 2.5Y4/3; 2.5Y6/2	Us		sub	1,0	W3	
IV ailC	73-105	oliv 5Y5/4; 5Y7/3	Us	G2; O1	sub-ein	4,0	W2	Skelett nur in Linsen
V faAh2	105-110	dunkel oliv-braun 2.5Y3/3; 2.5Y6/2	Ut4		sub	2,0	W3	Holzkohle 600 b.p.
VI ailC2	110-125+	-	-	G2; O5	ein	-	W1	Flußschotter

Tab. A36: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Ga2

Ort: Gargo

Höhe: 3.310 m ü.M.

Neigung: 3°

Exposition: N

Relief: unteres Flußterrassenniveau mit kuppigem Relief

Dynamik: rel. labil

Ausgangsmaterial: glazifluviale Sande

Vegetation: Weide, extrem übernutzt

Humusform: Mull, lückenhaft

Klassifikation: Rambla

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
aAi	0-1	5Y2/1	-	-	-	-	-	
ailC	1-6	5Y5/1	Ss		ein	0,25	W3	Die Hor. 2 bis 4 bestehen aus Wechsellagerungen von Ss u. Su; z.T. mit Kiesinsen; zw. 30 u. 70 cm stark verwürgt
II faMBv	6-18	oliv-grau 5Y4/2; 5Y6/3	Su3	G1	ein-sub	0,5	W3	
II aM	18-22	5Y4/1	Su2		ein	1,0	W3	
III ailC	22-130	5Y5/1	Ss/ Su	G1	ein/ ein-koh	0,25- 1,25	W2-W1	

Tab. A37: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Ga3

Ort: Gargo

Höhe: 3.315 m ü.M.

Neigung: 2°-3°

Exposition: N

Relief: mittleres relativ ebenes Flußterrassenniveau

Dynamik: rel. stabil

Ausgangsmaterial: glazifluviale Feinsedimente und Schotter

Vegetation: Weide, extrem übernutzt

Humusform: Mull

Klassifikation: Paternia

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
aAh	0-4	oliv-grau 5Y4/2; 5Y5/2	Ut2	-	kru	0,25	W4	
ailC	4-9	oliv 5Y4/3; 5Y7/2	Ut3	-	sub	2,0	W3	
II aMBv	9-15	dunkel oliv-braun 2.5Y3/3; 2.5Y5/3	Su2	G5; O2	ein-koh	0,25- 1,0	W3	
II aIC	15-36	dunkel oliv-grau 5Y3/2; 5Y6/3	Ss	G5; O2	ein	0,25- 1,0	W3	Schotterfarbe heterogen
III aIC2	36-41	oliv 5Y4/3; 5Y7/2	Ut3	G1; O1	sub-koh	1,0	W2	
IV aMBv2	41-50	dunkel oliv-braun 2.5Y3/3; 2.5Y5/3	Su3	G5; O4	sub-koh	2,0	W2	
IV aIC3	50-80+	-	Ss	G5; O4	ein	0,25- 2,0	W0	Schotterfarbe zu heterogen

Tab. A38: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Ga4

Ort: Gargo

Höhe: 2.320 m ü.M.

Neigung: 1°-3°

Exposition: N

Relief: obere Flußterrasse, eben

Dynamik: rel. stabil

Ausgangsmaterial: glazifluviale Feinsedimente und Schotter

Vegetation: Weide, extrem übernutzt

Humusform: Mull

Klassifikation: Paternia

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
aAh	0-5	oliv 5Y4/3; 5Y7/2	Ut4	-	kru	0,75	W4	
ailC	5-16	oliv 5Y5/4; 5Y7/2	Ut3	-	sub-pla	1,25	W3	
II aMBv	16-22	oliv-braun 2.5Y4/4; 2.5Y6/3	Su4	G2; O1	koh-sub	0,75	W3	
II ailC2	22-28	hell oliv-braun 2.5Y5/6; 2.5Y6/4	Su2	G2; O1	ein	0,25-1,5	W2	
III ailC3	28-56	dunkel oliv-grau 5Y3/2; 5Y6/3	Ss	G4; O3	ein	-	W2	
IV ailC4	56-80+	-	Ss	G5; O2	ein	-	W0	Schotterfarben zu heterogen

Tab. A39: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Ba2

Ort: Barche

Höhe: 3.265 m ü.M.

Neigung: 1°-2°

Exposition: -

Relief: Talboden/Flußau

Dynamik: rel. stabil

Ausgangsmaterial: fluviolakustrische Sedimente

Vegetation: Weide

Humusform: moderartiger Mull

Klassifikation: Auengley

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
aAh	0-2	dunkel grau 5Y3/1; 5Y5/1	-		sub	1,25	W4	
aGor	2-3	oliv-grau 5Y4/2; 5Y7/2	Uu		sub	0,75	W3	
II afAh	3-4	dunkel grau 5Y3/1; 5Y5/1	-		sub	1,25	W3	
II aGor	4-15	oliv-grau 5Y4/2; 5Y7/2	Uu		sub	1,75	W3	
III aGro	15-19	oliv-grau 5Y4/2; 5Y7/1	Us		sub	1,75	W3	
IV aGor	19-25	dunkel oliv-grau 5Y3/2; 5Y6/2	Su3		koh	0,25	W3	G-Hor. sind farblich und durch Bodenart differenzierbar Wurzeln v.a. im Gro
V aGro	25-30	oliv-grau 5Y5/1; 5Y8/2	-(Ss)	G4	ein	0,25	W2	ab 30cm mit Kiesen; ab 38cm Grundwasser
VI aGor	30-38+	dunkel oliv-grau 5Y3/2; 5Y6/2	-(Su3)	G1	sub	-	W2	

Tab. A40: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Ba3

Ort: Barche

Höhe: 3.270 m ü.M.

Neigung: 1°-2°

Exposition: SSW

Relief: hangnaher Talboden

Dynamik: rel. stabil

Ausgangsmaterial: fluviolakustrische Sedimente, Oberfläche leicht diskordant zur Schichtung

Vegetation: Weide, übernutzt

Humusform: Mull

Klassifikation: Rambla

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe (feucht); Munsellwerte feucht; trocken	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
aAi	0,2 cm	dunkel grau 5Y3/1; 5Y5/1	-		kru	0,25	W4-5	
aiC	0-2	hell grau 5Y7/2; 5Y8/3	-		koh-ein	0,25	W4	
II faAh	2-3	dunkel grau 5Y3/1; 5Y5/1	-		sub-pla	2,0	W4	
II aMBv	3-10	dunkel oliv-grau 5Y3/2; 5Y5/2	Ut2		sub	2,25	W3	
III faAh	10-10,5	dunkel grau 5Y3/1; 5Y5/1	-		sub-pla	1,25	W3	
III aMBv	10,5-11,5	grau 5Y4/1; 5Y5/2	Ss		ein	0,25	W3	
IV faAh	11,5-14	dunkel grau 5Y3/1; 5Y5/1	-		sub-pla	1,0	W3	
IV aMBv	14-18+	oliv-grau 5Y5/1; 5Y8/2	-		sub	2,0	W3	ab 18 cm wie Ba1: Wechsel-lagerung mit Kiesbändern
V...rGor/ rGro	18-95+	-	-		sub, koh	-	W2-0	

Tab. A41: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Ba1

Ort: Barche

Höhe: 3.250 m ü.M.

Neigung: 1°-2°

Exposition: S

Relief: Terrassenkante, ehem. Seeboden

Dynamik: rel. stabil

Ausgangsmaterial: fluviolakustrische Sedimente, leichte Diskordanz zur Oberfläche

Vegetation: Weide, übernutzt

Humusform: Mull, lückenhaft

Klassifikation: Vega

Horizont	Tiefe (cm)	Farbe	Bodenart	Skelettgehalt (Vol.-%)	Gefüge	Dichte	Wurzeln	Bemerkung
aAh	0-4	dunkel grau 5Y3/1; 5Y5/1	U	-	koh-ein	1,5	W4	
aMBv	4-15	dunkel oliv-grau 5Y3/2; 5Y5/2	U/	-	koh-sub	1,5	W4	
ll...rGor/ rGro	15-685+	-	-	-			W2-0	U/S-Wechsel- lagerung mit Kiesbändern
cm	Bd-Art	Farbe	cm	Bd-Art	Farbe			
2mm	humos	braun	-100	U	graublau			
-17	UI	grau	-105	<u>Su</u>	hellgrau			
2mm-	humos	braun	-108	U	graublau			
-18	<u>Sl</u>	hellgrau	-110	<u>S, G3</u>	hellgrau-weiß			
-21	UI	grau	-112	Us	hellgrau			
3mm	humos	braun	-116	<u>S, G3</u>	hellgrau-weiß			
-22	Us	hellgrau	-118	<u>Su</u>	hellbraun, rostfl.			
-24	UI	blau-grau	-120	U	hellgrau-blau			
-25	UI, humos	braun (-)	-126	Us	hellgrau			
-29	Us	hellgrau (-)	-133	U	graublau, rostfl.			
-30	UI	braun (-)	-139	<u>Su</u>	orange-hellgrau			
-32	UI	braun-grau (-)	-147	U	graublau, rostfl.			
-34	Us	hellgrau (-)	-170	<u>S</u>	braun			
-39	UI	braungrau/blau-gef. (-)	2mm	humos	braun			
-41	<u>Sl</u>	hellgrau (-)	-172	U	graublau			
-44	U	hellbraun-grau (-)	-180	Us	braun, rostfl.			
-45	S, G3	rostfarben	2mm	humos	braun			
-48	U	hellbraun-grau	-189	U, Wurzelreste	blaugrau, hydromorph			
-49	UI, humos	braun (-)	-190	<u>S</u>	hellgrau-weiß			
-51	U	grau-blau (-)	-192	Us	hellgrau-braun			
-52	humos	braun (-)	-216	U	braun-grau, rostfl.			
-53	U	hellbraun (-)	-217	humos	braun			
-60	<u>S, G4, z.T. org.</u>	hellgrau, rostfl.	-220	<u>S</u>	grau-braun			
-70	Us	hellgrau, rostfl. in Bändern	-229	U	blaugrau			
5mm	humos	braun	-2mm	humos	braun			
-78	U	graublau	-239	<u>S</u>	braun-grau, rostfl.: Holz.			
2mm	humos	braun	-245	U	blaugrau, rostfl.			
-80	U	graublau	5mm	humos	braun			
-81	<u>Su</u>	weiß	-256	<u>S</u>	hellgrau-braun			
-84	U	graublau	-268	U	blaugrau, rostfl.			
-85	<u>S</u>	<u>S</u>	-276	<u>S</u>	hellgrau, rostfl.			
-87	Su	graubraun	-283	U	blaugrau-braun			
-93	U	graublau	-288	U	blaugrau			
-94	<u>S</u>	hellgrau	5mm	Us, humos	braun			
-97	U	graublau	-305	U	blaugrau, rostfl.			
-99	<u>S</u>	hellgrau, gefleckt	309	<u>S</u>	hellgrau			

Fortsetzung Tab. A41: Bodenkundliche Kennzeichnung des Profils Ba1

cm	Bd-Art	Farbe	cm	Bd-Art	Farbe
-325	U	blaugrau, rostfl.	-518	U	blaugrau, rostfl.; z.T. org.
<u>-329</u>	<u>S</u>	<u>hellbraun-grau, fl.</u>	<u>-521</u>	<u>Su</u>	<u>braungrau, rostfl.; z.T. org.</u>
3mm humos		braun	-524	U	blaugrau, rostfl.; z.T. org.
<u>-332</u>	<u>S, G3</u>	<u>hellgrau-weiß</u>	<u>-539</u>	<u>Su</u>	<u>braun-graublau, rostfl.; org.</u>
-337	U	blaugrau; z.T. org.	2mm humos		braun
<u>-338</u>	<u>Su</u>	<u>hellgrau</u>	-541	U	blaugrau, rostfl.; z.T. org.
-359	U	blaugrau; z.T. org.	<u>-544</u>	<u>Su</u>	<u>graublau, rostfl.; z.T. org.</u>
3mm humos		braun	<u>-552</u>	U	<u>braungrau, rostfl.; z.T. org.</u>
<u>-366</u>	<u>S, G3</u>	<u>hellgrau; Holzkohle</u>	<u>-558</u>	U	<u>blaugrau, rostfl.; z.T. org.</u>
-373	U	blaugrau; z.T. org.	-569	U	braungrau, rostfl.; z.T. org.
3mm humos		braun	-576	U	blaugrau, rostfl.; z.T. org.
-389	U	blaugrau-braun; z.T. org.	-577 humos		braun
-407	U	blaugrau; z.T. org.	-580	<u>Su</u>	<u>braungrau, rostfl.; z.T. org.</u>
-416	U	braun-blaugrau; z.T. org.	<u>-583</u>	<u>Su</u>	<u>grau, rostfl.; z.T. org.</u>
-429	U	blaugrau; z.T. org.	-586	U	blaugrau, rostfl.; z.T. org.
-434	U	braun-blaugrau; z.T. org.	<u>-589</u>	<u>Su</u>	<u>grau, rostfl.; z.T. org.</u>
-444	U	blaugrau; z.T. org.	-592	U	blaugrau, rostfl.; z.T. org.
<u>-449</u>	<u>Su</u>	<u>hellgrau-braun, rostfl.; org.</u>	-595	U	braungrau, rostfl.; z.T. org.
-453	U	blaugrau; z.T. org.	<u>-600</u>	<u>S</u>	<u>grau, rostfl.; z.T. org.</u>
3mm humos		braun	-604	Us	graublau, rostfl.; z.T. org.
<u>-466</u>	<u>S</u>	<u>braun-grau, rostfl.</u>	-622	U	blaugrau, rostfl.; z.T. org.
2mm humos		braun	-627	L	braun, rostfl.; z.T. org.
-476	U	blaugrau, rostfl.; z.T. org.	5mm humos		braun
-486	U	braungrau, rostfl.; z.T. org.	<u>-633</u>	<u>S, G4</u>	<u>hellgrau-weiß</u>
-492	U	blaugrau, rostfl.; z.T. org.	-636	U	grau, rostfl.; z.T. org.
2mm humos		braun	<u>-638</u>	<u>S</u>	<u>grau</u>
<u>-497</u>	<u>Su</u>	<u>graublau-braun, rostfl.; org.</u>	-653	U	graublau
-504	U	braungrau, rostfl.; z.T. org.	-663	U	braungrau
-509	U	blaugrau, rostfl.; z.T. org.	-667	U	blaugrau
<u>-512</u>	<u>Su</u>	<u>braungrau, rostfl.; z.T. org.</u>	-677	U	braungrau
-514	U	blaugrau, rostfl.; z.T. org.	-685	L	braun, rostfl.; viel org.
<u>-516</u>	<u>Su</u>	<u>braungrau, rostfl.; z.T. org.</u>			

Legende für die Tabelle:

- 2mm humos braun** 2 mm mächtige dunkle Bänder
- 18 Sl hellgrau Tiefenangabe von Sandlagen mit Farbbezeichnung
- 332 S, G3 hellgrau-weiß Tiefenangabe von Sandlagen mit Kiesanteilen und Farbbez.

----- Schichtgrenzen sind verwürgt, Frostdynamik

(-) Substrat ist entkalkt; sonst kalkhaltig

Tab. A42: IR-OSL-Datierungen

Profil	Lab. Nr	Feuchtefaktor	U (µg/g)	Th (µg/g)	K (%)	DE _□ (Gy)	a-Wert	DL _{gesamt} (Gy ka ⁻¹)	Alter (ka)
DL1	D73	1.07 ±0.05	3.08 ±0.15	10.77 ±0.54	0.65 ±0.03	8.70 ±6.9	0.08 ±0.02	3.17 ±0.25	< 20
L1	D74	1.37 ±0.41	2.08 ±0.10	7.26 ±0.36	0.18 ±0.01	30.0 ±4.1	0.08 ±0.02	1.77 ±0.15	17.0±2.74
Ga1	D75	1.14 ±0.06	2.51 ±0.13	8.77 ±0.44	0.14 ±0.01	17.4 ±0.6	0.08 ±0.02	2.33 ±0.16	7.48±0.58
Ga2	D76	1.06 ±0.05	0.33 ±0.02	1.14 ±0.06	0.13 ±0.01	8.99 ±1.38	0.08 ±0.02	0.72 ±0.03	12.47±1.98
Sa2	D77	1.05 ±0.05	2.51 ±0.13	8.79 ±0.44	1.00 ±0.05	2.86 ±0.25	0.08 ±0.02	3.36 ±0.24	0.85±0.10
BR1	D78	1.33 ±0.67	2.59 ±0.13	9.05 ±0.45	0.09 ±0.00	30.57 ±0.82	0.08 ±0.02	2.03 ±0.11	15.0±2.5
CS3	D79	1.04 ±0.05	1.84 ±0.09	6.44 ±0.32	0.19 ±0.01	15.20 ±0.75	0.08 ±0.02	2.03 ±0.15	7.48±0.66
MW	D80	1.07 ±0.05	8.53 ±0.43	2.98 ±0.15	0.88 ±0.04	26.92 ±1.31	0.08 ±0.02	4.90 ±0.46	5.5±0.58

Tab. A43: ¹⁴C-Datierungen

Profil	Material	Tiefe [m]	δ ¹³ C	¹⁴ C	kalibrierte Zeitintervalle
Ga1	Holzkohle	0,2	-27,3	4205±185	BC 3020-2495
Ga5	fAh	0,19	-24,1	360±130	AD 1435-1665
Ba1	Holzkohle	3,66	-22,9	370±215	AD 1400-1954
Gas2b	Holzkohle	0,67	-25,2	625±70	AD 1295-1405
Gut1	Holzkohle	0,1	-22,9	745±180	AD 1060-1405
Gas1	Holzkohle	1,0	-23,1	670±60	AD 1285-1395
N3B	Holzkohle	0,8	-24,0	7620±225	BC 6610-6185
N3C	Holz	0,17	-24,3	1675±160	AD 220-560
DL2	Holz	1,3	-23,2	7990±75	BC 7035-6700
D1	Holzkohle	0,13	-24,9	2515±75	BC 795-425
D2	Holzkohle	0,8	-23,6	1615±85	AD 380-550

Tab. A44.1-4: Verwitterungsgrade auf Basis der Tonmineralanalysen

A44.1 sehr geringer Verwitterungsgrad

Profil/Tiefe [cm]	Kaolinit	Illit	Smectit	Chlorit: p, s Vermiculit: v	Tongehalt [%]
D1/50	-	+++	-	+++++ p	23
D2/10	-	++++	-	++++ p	12
Ga2/10	-	+++	-	+++++ p	2
Ga3/38	-	+++	-	+++++ p	15
Ga5/3	+	++++	-	+++ p	8
Ga4/2	-	++++	-	++++ p	18
Ba1/35	+	++++	-	++++ p	7
Ba3/5	+	++++	-	++++ p	11
Ba2/10	-	++++	-	++++ p	5

A44.2 geringer Verwitterungsgrad

Profil/Tiefe [cm]	Kaolinit	Illit	Smectit	Chlorit: p, s Vermiculit: v	Tongehalt [%]
CS2/10	-	+++++	-	+++ p	13
Sa1/15	+	+++++	-	++ p	6
Sa3/8	+	+++++	-	++ p	16
Ko1/50	+	+++++	-	+++ p	13
Gas1/30	+	+++++	-	+++ p	13
Gas1/55	-	+++++	-	+++ p	16

A44.3 mäßiger Verwitterungsgrad

Profil/Tiefe [cm]	Kaolinit	Illit	Smectit	Chlorit: p, s Vermiculit: v	Tongehalt [%]
N3F/4	+	+++++	(+)	++ p	20
DL1/10	+	+++++	(+)	++ p	15
DL1/25	+	+++++	++	++ p	25
DL2/20	+	+++++	(+)	++ p	21
DL3/155	+	+++++	++	++ p	21
CS1/2	+	+++++	(+)	+++ p	14
Sa1/35	+	+++++	++	++ p	25
D1/3	-	+++++	(+)	+++ p	13
Ko1/85	-	+++++	(+)	+++ p	18

A44.4 hoher Verwitterungsgrad

Profil/Tiefe [cm]	Kaolinit	Illit	Smectit	Chlorit: p, s Vermiculit: v	Tongehalt [%]	Hämatit
L1/10	+	+	-	+++++ ps	22	
L2/4	+	+++	-	+++++ ps	18	
L2/70	+	+++	-	+++++ ps	17	
BR1/10	+	+	-	+++++ ps	15	
BR1/24	+	-	-	+++++ ps	18	
BR2/10	+	++	-	+++++ ps	22	
BR3/10	-	++	-	+++++ psv	21	
Ga1/5	+	++	-	+++++ psv	14	
N3F/20	+	++++	(+)	++++ psv	14	+
N3B/15	+	+++	(+)	++++ pv	18	+
N3B/45	+	+++	++	++++ pv	25	+
N3/47	+	++++	++	+++ pv	27	

Legende:

in Spuren: (+)

< 10 %: +

10-20 %: ++

20-40 %: +++

40-60 %: ++++

60-80 %: +++++

>80 %: ++++++

Chlorit: p primärer Chlorit

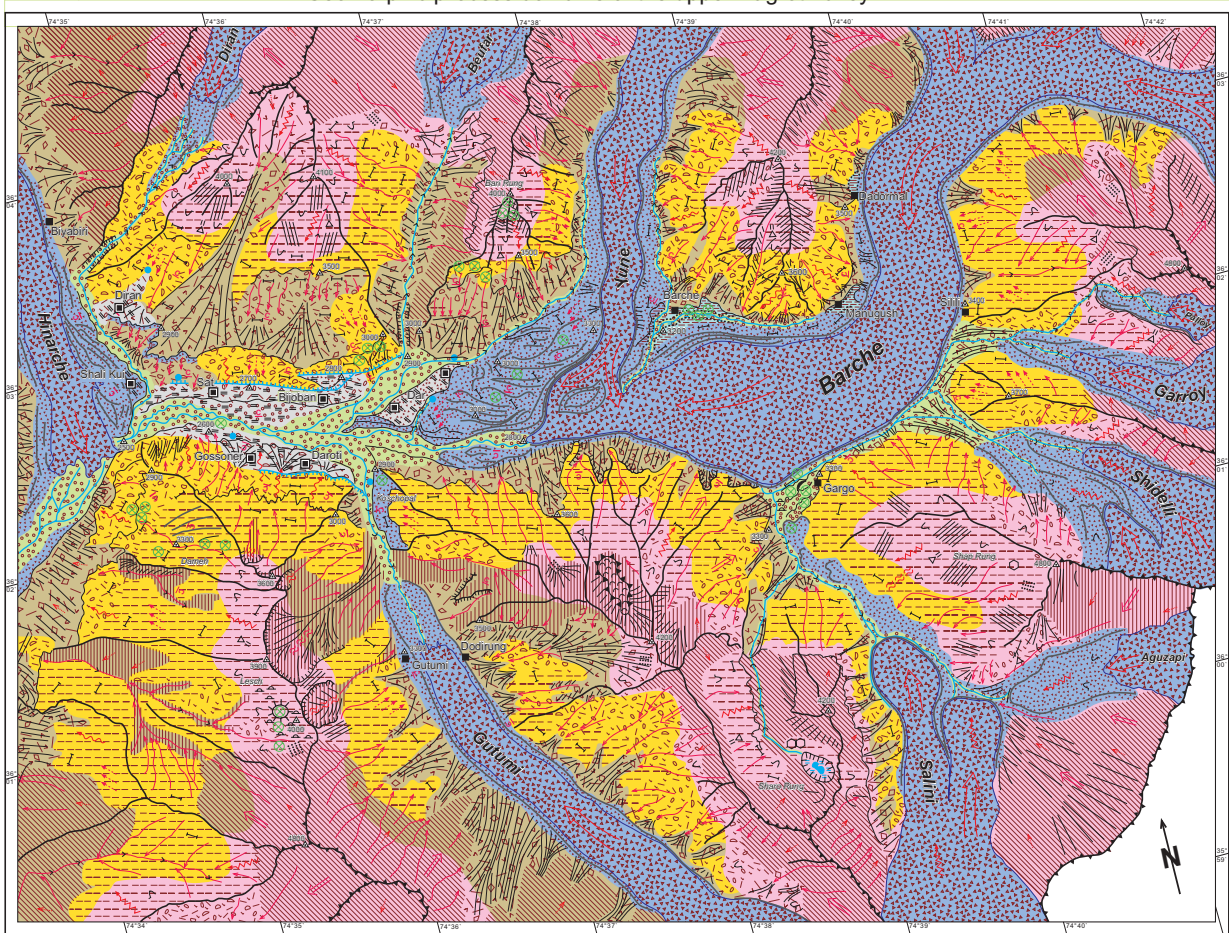
Chlorit: s sekundärer Chlorit

ps vorwiegend sekundärer Chlorit

psv vorw. sek. Chlorit und Vermiculit

Geomorphologische Prozessbereiche im oberen Bagrot-Tal

Geomorphic process domains of the upper Bagrot Valley



1. Kanten und Geländestufen

- Kamm ridge
- Grat arête
- Kante edge

2. Talformen

- talform valley cross sections
- troglatprofil trough valley
- kerbtalprofil V-shaped profile
- klamm gorge

3. Geomorphologische Einzelzeichen

- Kessel sink
- Kar cirque
- Moränenwall moraine rampart
- Abrissionscheibe landslide scar
- Sporn spur
- Kuppe small hill
- Nunatak nunatak, horn
- Transfluenzpass glacial transfluence pass
- Blockgletscher rock glacier

4. Kleinformen

- Wanderblock creeping rock
- Bewässerungsterrasse irrigation terrace
- Solifunktionslobe solifluction lobe
- Streifenboden striped ground
- Frostmusterboden patterned ground
- Düne dune
- Thufa thufa
- Viehganglein cattle trail
- Schiefer und Phyllite metamorphic shales and phyllites
- Metasedimente (kalkhaltig) calcareous metasediments

6. Lockersubstratypen

- Löss loess
- Lössschutt loessic debris
- Hangschutt slope debris
- Moränenmaterial glacial deposits
- Schotter fluvial gravel
- lakustrische Feinsedimente lacustrine deposits

7. Geomorphologische Prozesse

- Eisstromrichtung ice flow direction
- Steinschlag rock fall
- Solifluktion solifluction
- flächenhafte Abspülung sheet erosion
- linienhafte Erosion gully erosion
- Gleitung, Rutschung slide, slump
- Mure mud flow
- Lawine avalanche
- Ausfällung precipitation

8. Hydrographische und glaziologische Verhältnisse

- Fluss, Bach river, stream
- See lake
- vermoßte Bereiche swampy ground
- Quelle, z.T. periodisch spring, partly periodic
- Gletscher, vorwiegend schuttbedeckt glacier, mostly covered by debris

9. Geomorphologische Prozessbereiche

- periglazial periglacial
- denudativ denudational
- gravitativ gravitational
- glazial glacial
- glazifluvial glaciofluvial
- fluviolakustrisch fluviolacustrine
- anthropogen anthropogenic

10. Sonstiges

- Sommeranbauisierung summer settlement with cultivation
- Sommerweidewirtschaft pasture settlement
- Bewässerungskanal irrigation channel
- Höhenangaben in Meter ü.M. barometric elevation in m a.s.l.
- Bodenkundliches Leitprofil soil profile

Kompiliert aus Satellitenbildinterpretation, Feldkartierungen (1993, 1997, 1999) und Auswertung fotografischer Panoramen compiled from interpretation of satellite image, field-mapping 1993, 1997, 1999 and evaluation of photographic panoramas.

Grundlage: IRS-1C PAN; nicht geokodiert Aufnahmezeitpunkt: 21.08.1997 Maßstab ca. 1:25 000 source: IRS-1C PAN; not geocoded date of satellite image: August 21st 1997 scale approx. 1:25 000

Entwurf durch: T. REINEKE Kartographie cartography: R.-J. EHRIG, T. REINEKE

Hergestellt mit Unterstützung des Scherzpunktprogramms "Kulturraum Karakorum" (CAR) der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG)

Produced with support by the "Culture Area Karakorum" Project (CAR) of the German Research Council (DFG)