

Lasafam Iturrizaga

Die Eisrandtäler im Karakorum

**Verbreitung, Genese und Morphodynamik des lateroglazialen
Sedimentformenschatzes**



2005

Photo auf der ersten Seite: Blick aus 3680 m in das Eisrandtal des Yukshin Gardan-Gletschers auf der Nordabdachung des Hispar-Karakorums. Die höchsten Einzugsbereiche sind der Kanjut Sar (7760 m) zur Linken und der Yukshin Gardan Sar (7641 m) zur Rechten. Aufnahme: L. Iturrizaga 07.07.2001

Die Eisrandtäler im Karakorum

Verbreitung, Genese und Morphodynamik des lateroglazialen
Sedimentformenschatzes

Habilitationsschrift
zur Erlangung der *venia legendi*
im Fach Geographie

vorgelegt
der Fakultät für Geowissenschaften und Geographie
der Universität Göttingen
von

Lasafam Iturrizaga

aus Berlin

Göttingen 2005

Die vorliegende Arbeit wurde im Wintersemester 2005 von der
Fakultät für Geowissenschaften und Geographie der Universität Göttingen
als Habilitationsschrift angenommen.

Die Habilitationsschrift ist beim Shaker Verlag in der Reihe „Geography International“ erschienen.

This habilitation treatise was written during the years 1999-2005 and accepted by the Faculty of Geosciences and Geography of the University Göttingen. It was published by Shaker Verlag in the book series 'Geography International'.

Iturrizaga, L. 2007. Die Eisrandtäler im Karakorum: Verbreitung, Genese und Morphodynamik des lateroglazialen Sedimentformenschatzes. Geography International (Ed. M. Kuhle), Shaker Verlag, Aachen, Vol. 2, 389 pp.

ISBN: 978-3-8322-6903-6

<http://www.shaker.de>

<http://www.shaker.eu>

Vorwort

Die vorliegende Habilitationsschrift wurde in den Jahren 1999 bis 2005 am Geographischen Institut Göttingen abgefasst. Die Durchführung dieser empirischen Forschungsarbeit ist mir durch die folgenden Institutionen und Personen ermöglicht worden, denen ich für ihre Unterstützung danken möchte:

Die Feldforschungsaufenthalte im Karakorum sowie die Auswertungsarbeiten wurden zum großen Teil durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG IT 14/2-1, IT 14/2-2, IT 14/12-1) sowie durch den Deutschen Akademischen Austauschdienst (DAAD) finanziert. Durch weitere DFG-geförderte Forschungsaufenthalte in der Sierra Nevada (USA) und an den Auslaßgletschern des Vatnajökulls (Island) konnten vertiefte Einblicke in die Genese lateroglazialer Sedimente gewonnen werden.

Besonders möchte ich Herrn Prof. Dr. Matthias Kuhle (Göttingen) für seine uneingeschränkte Unterstützung und Förderung meiner Forschungsarbeiten danken und für die Möglichkeit, die vorliegende Arbeit im Arbeitsbereich Geographie und Hochgebirgsgeomorphologie abfassen zu können. Herrn Dr. Andy Russell (University of Newcastle, Großbritannien) gilt mein Dank für die einjährige Einbindung in seine seinerzeitige Arbeitsgruppe „*Earth Surface Processes Research Group*“ an der Keele University während meiner Habilitationsarbeiten. Während der Zeit in England und Island geht mein Dank vor allem an Dr. Jonathan Carrivick, Dr. Lucy Rushmer und Dr. Fiona Tweed.

Viel Zeit habe ich in den Archiven der Royal Geographical Society und der Royal Society of Asian Affairs in London auf der Suche nach Bildmaterial der frühen Karakorum-Expeditionen verbracht. Norman Cameron, Michael Pollock und Justin Hobson möchte ich für ihre Hilfestellungen bei meinen Recherchen sowie für die Einsicht in Original-Manuskripte und Briefe der frühen Karakorum-Forschungsreisenden danken.

Herrn Prof. Dr. Heinz Eggers (Mainz) bin ich für seine Anregungen zum paraglazialen Sedimentationsformenschatz verbunden. Herrn Prof. em. Dr. Dr. h.c. Georg Buddruss (Mainz) danke ich im Hinblick auf die Transkription von landschaftsbezogenen Wakhi-Termini sowie Herrn Dipl.-Geogr. Carsten Mönning (Aachen) für die Durchsicht des Manuskriptes.

Insgesamt konnten zehn Forschungsreisen in den Karakorum unternommen werden, die Dank des großen Engagements der jeweiligen Trägermannschaften erfolgreich durchgeführt werden konnten. Meinen besonderen Dank möchte ich in diesem Zusammenhang Herrn Asif Khan (Himalaya Nature Tours, Gilgit) und Herrn Asad Karim für die exzellente Organisation der Geländeaufenthalte zukommen lassen. Mein großer Dank gilt den lokalen Bergführern Ajub Khan, Asif Ali, Ejaz Ali Khan, Irfanullah, Shambi Khan und Nafees Bagoro, die mir bei den geomorphologischen Geländeaufnahmen immer hilfreich zur Seite standen und die Expeditionsausrüstung sicher durch die reißenden Karakorum-Flüsse brachten. Besonderer Dank gilt auch den Trägern Bakthawar Shar, Faisal Karim, Alif Mohammad, Iqbal, Mirzar, Qurban, Ali, Farhad, Mohamad und Rehmatullah. Asif Ali und Ejaz Ali Khan sei speziell für die Installation sowie das Wiederauffinden der Temperaturdatenlogger gedankt.

Herzlich danken möchte ich meinen Eltern, Luis und Ursula, für die Unterstützung meiner Arbeiten sowie Raffael, Dunja & Nubya für die schönen Schweizaufenthalte - und natürlich Tioga.

Raftsch Shukria - Schobosch!

I N H A L T S V E R Z E I C H N I S

1. EINLEITUNG.....	13
1.1 Forschungsgebiete	13
1.2 Forschungsziele	14
1.3 Forschungsmethoden und Konzeption der Arbeit	16
1.4 Forschungsstand.....	16
2. DIE NATURRÄUMLICHE AUSSTATTUNG DES KARAKORUM.....	19
2.1 Topographische Merkmale der Karakorum-Landschaft	19
2.2 Geologie	21
2.3 Klima	22
2.4 Die rezente Verbreitung der Gletscher und Merkmale der Vergletscherung.....	23
2.4.1 Typen der Gletscherernährung	23
2.4.2 Zur Schneegrenze und lateroglazialen Schuttablagerung	25
2.5 Die vorzeitliche Vergletscherung	27
2.5.1 Die transglaziale Sedimentlandschaft	29
2.5.2 Die glazial-induzierten Massenbewegungen.....	30
2.6 Die geomorphologische Höhenstufung.....	31
2.7 Die Vegetation in den Eisrandtälern	34
3. DIE EISRANDTÄLER:	
EINE EINFÜHRUNG IN DIE LATEROGLAZIALEN SEDIMENTATIONSKOMPLEXE	36
3.1 Zur Terminologie der Begriffe „lateroglazial“ und "paraglazial".....	36
3.2 Randschluchten, Ablations-, Ufer- und Eisrandtäler	37
3.3 Das Ablationstal und verwandte Formen.....	40
3.4 Lateroglaziale Terrassen: Eisrand-, Kame- und Uferterrassen	44
3.5 Die Ufermoräne als Segment des Eisrandtales	49
3.5.1 Zur Terminologie Seiten- und Ufermoräne.....	49
3.5.2 Geographische Verbreitung und Unterschiede der Ufermoränenvorkommen.....	50
3.5.3 Genese der Ufermoräne	51
3.5.4 Ufermoränenanlagerung und -überschüttung.....	53
3.5.5 Forschungsergebnisse aus europäischen Hochgebirgen zur Ufermoränengenese	53
3.6 Zeitliche Einordnung der lateroglazialen Sedimentformationen	55
4. REGIONAL-EMPIRISCHER TEIL	59
4.1 <i>Die Eisrandtäler der Batura-Nord-, Ost- und Südabdachung.....</i>	60
4.1.1 Batura-Gletscher	60
4.1.2 Die Eisrandtäler am Passu-, Ghulkin- und Gulmit-Gletscher	80
4.1.2.1 Passu-Gletscher	82
4.1.2.2 Ghulkin-Gletscher	86
4.1.2.3 Gulmit-Gletscher	89
4.1.3 Hassanabad-Gletscher (Shispar-Gletscher).....	92
4.1.4 Die Talschaft Bar	99
4.1.4.1 Kukuar-Gletscher	99
4.1.4.1.1 Aldar Kush-Gletscher (oder Aldakash-Gletscher).....	105
4.1.4.1.2 Baltar-Gletscher.....	106

<i>4.2 Die Eisrandtäler der Hispar-Südabdachung / Spantik-Sosbun-Gruppe</i>	109
4.2.1 Hispar-Gletscher	109
4.2.1.1 Bitanmal-Gletscher.....	118
4.2.1.2 Skambarish-Gletscher.....	118
4.2.1.3 Skambarish-West-Gletscher	120
4.2.1.4 Podestmoränen am Yutmaru- und Hispar-Gletscher.....	122
4.2.1.5 Kunyang-Gletscher.....	125
4.2.1.6 Garumbar-Gletscher	126
4.2.1.7 Yengutz-Gletscher	129
4.2.1.8 Pumari Chhish-Gletscher.....	132
4.2.2 Barpu-Gletscher	140
4.2.3 Hopar-Gletscher	150
<i>4.3 Die Eisrandtäler der Spantik-Sosbun-Südabdachung / Haramosh-Nordabdachung</i>	154
4.3.1 Chogolungma-Gletscher	154
4.3.1.1 Die tributären Gletscher des Chogolungma-Gletschers	165
4.3.1.1.1 Kilwuri-Gletscher.....	166
4.3.1.1.2 Sencho-, Niamur-, Burimis- und Remendok-Gletscher	166
4.3.1.1.3 Bolocho-Gletscher.....	167
4.3.1.1.4 Sgari-byen-Gletscher (Hoh-Gletscher).....	169
4.3.2 Tippuri-Gletscher	172
<i>4.4 Die Eisrandtäler der Hispar-Nordabdachung in der Talschaft Shimshal</i>	176
4.4.1 Virjerab-Gletscher.....	177
4.4.2 Khurdopin-Gletscher.....	180
4.4.3 Yukshin Gardan-Gletscher.....	191
4.4.4 Yazghil-Gletscher	195
4.4.5 Malungutti-Gletscher	206
4.4.6 Momhil-Gletscher	217
4.4.7 Lupghar-Gletscher	225
<i>4.5 Die Eisrandtäler der Batura-Lupghar-Kette (Chapursan-Tal)</i>	233
4.5.1 Yishkuk-Gletscher	234
4.5.2 Kit-ke-Jerav-Gletscher	240
4.5.3 Koz Yaz-Gletscher.....	249
4.5.4 Buattar-Gletscher	251
<i>4.6 Die Eisrandtäler des Baltoro Muztagh und des Sosbun Muztagh</i>	253
4.6.1 Baltoro-Gletscher	253
4.6.2 Biafo-Gletscher	263
4.6.3 Skoro-Gletscher (Teste-Tal).....	267
<i>4.7 Die Eisrandtäler der Rakaposhi-Diran-Südseite: Die Talschaft Bagrot</i>	269
4.7.1 Hinarche-Gletscher	269
4.7.2 Yune-Gletscher	272
4.7.3 Barche-Gletscher.....	274
<i>4.8 Die Eisrandtäler der Batura-West-Seite: Das Karambar-Tal</i>	286
4.8.1 Bhurt-Gletscher	286
4.8.2 Karambar-Gletscher	290
4.8.2.1 Kutschkulin-Gletscher	293
4.8.3 Saklei Buk-Gletscher	295
4.8.4 Lup Buk-Gletscher (Pekhin-Gletscher).....	296

4.8.5	Warghut-Gletscher	298
4.8.6	Chillinji-Gletscher.....	299
4.8.7	Sokther Rabot-Gletscher	301
4.8.8	Chateboi-Gletscher.....	302
4.8.9	Saklei Shuyinj-Gletscher.....	304
4.8.10	Rochen-Gletscher.....	305
4.8.11	Die Gletscher in der Karambar-Passregion.....	306
5. AUSGEWÄHLTE LANDSCHAFTSFORMEN IM LATEROGLAZIALEN BEREICH.....		308
5.1	Erdpyramiden als lateroglaziale Landschaftselemente.....	308
5.1.1	Erste Erwähnungen über Erdpyramiden in Hochasien und Terminologisches.....	308
5.1.2	Verbreitung der Erdpyramiden im Karakorum.....	308
5.1.3	Exkurs: Forschungen zu Erdpyramiden aus dem Alpenraum.....	313
5.1.4	Typen von Erdpyramiden in den Eisrandtälern des Karakorums.....	314
5.1.5	Fallbeispiele	315
5.1.6	Zusammenfassende Auswertung der Korngrößenanalysen	319
5.2	Eislappenzungen und Filialzungenbecken.....	324
5.3	Podest-, Dammmoränen und verwandte Formen.....	329
5.4	Lateroglaziale Blockgletscher: Kame-Blockgletscher.....	332
5.5	Lateroglaziale Seen	336
5.5.1	Verbreitung lateroglazialer Seen.....	336
5.5.2	Charakteristika lateroglazialer Seen.....	336
5.5.3	Auslaufmechanismen und Entwässerungswege.....	338
6. SYNTHESE UND ERGEBNISSE DER GELÄNDEBEFUNDE		341
6.1	Verbreitung der Eisrandtäler.....	341
6.2	Die Genese der Eisrandtäler	344
6.2.1	Die Nebentäler als Schuttliefergebiete für die Eisrandtäler.....	345
6.2.2	Hangmoränen als Schuttliefergebiete für die Eisrandtäler.....	346
6.3	Lateroglazialformen an Blankeisgletschern und schuttbedeckten Gletschern:.....	348
6.4	Die Ufermoräne als lateroglaziales Landschaftselement	351
6.5	Ergebnisse der Korngrößenanalyse von ausgewählten lateroglazialen Sedimentformen....	354
6.6	Alterseinordnung der lateroglazialen Sedimentationskomplexe.....	357
6.7	Die aktuelle Situation der Eisrandtäler: Konstruktive und destruktive Eisrandtäler	362
6.8	Die Entwässerung in den Eisrandtälern	364
6.9	Die Eisrandtäler als Siedlungsraum.....	366
7. ZUSAMMENFASSUNG.....		367
8. LITERATURVERZEICHNIS		369

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 1.1:	Das Untersuchungsgebiet im Karakorum.....	14
Abb. 1.2:	Relative zeitliche Einordnung der lateroglazialen Landschaftsformen	16
Abb. 2.1:	Schneegrenzverlauf am Hispar-Gletscher: Nähr- zu Zehrgebietsverhältnis.....	24
Abb. 2.2:	Höhe der Gletscherzungen in Bezug auf die geographische Länge	27
Abb. 2.3:	Hypsometrische Verbreitung ausgewählter Schuttkörpertypen im Karakorum.....	31
Abb. 3.1:	Übersicht über Begriffsbezeichnungen für die Eisrandtäler.....	36

Abb. 3.2:	Ausgewählte Typen von Eisrandformationen	38
Abb. 3.3:	Die geomorphologischen Einheiten des Eisrandtals.....	39
Abb. 3.4:	Schematischer Querschnitt durch ein Ablationstal.....	42
Abb. 3.5:	Ausbildung einer Ablationsschlucht.....	43
Abb. 3.6:	Erniedrigung der Gletscheroberfläche im lateroglazialen Bereich durch die Ausbildung von subglazialen Schmelzhohlkehlen	44
Abb. 3.7:	Schematischer Entwurf der Genese der lateroglazialen Sedimentausräume	46
Abb. 3.8:	Ausgewählte Entstehungsmöglichkeiten von Eisrandterrassen.....	47
Abb. 3.9:	Terminologie der randlichen Moränenwälle	50
Abb. 3.10:	Verzahnungsformen von Ufermoräne und benachbarten Sedimenten	51
Abb. 3.11:	Konvergenzformen von Wällen im Hangfußbereich.....	52
Abb. 3.12:	Formen der Ufermoränenanlagerung (A) und Ufermoränenüberschüttung (B).....	53
Abb. 3.13:	Unterschiedliche Aufschüttungsabfolgen der Hauptufermoräne.....	56
Abb. 4.1:	Legende für die Übersichtskartierungen im regionalen Teil	59
Abb. 4.1.1.1:	Übersichtskartierung der Verbreitung ausgewählter lateroglazialer Sedimente am Batura-Gletscher sowie der Proben- und Temperaturmeßlokalitäten.....	61
Abb. 4.1.1.2:	Satellitenbild des Batura-Gletschers.....	62
Abb. 4.1.1.3:	Aufnahme des linken Eisrandtales am Batura-Gletscher	64
Abb. 4.1.1.4:	Multiphasiger Aufbau der Lateralmoränenfassung am Stickbelt-Gletscher	71
Abb. 4.1.1.5:	Korngrößenverteilungsdiagramm Batura... ..	75
Abb. 4.1.1.6:	Beispiele für den Temperaturverlauf an der Meßlokalität Yashpirt.....	79
Abb. 4.1.2.1:	Satellitenbilddaufnahme (Landsat 2000) Passu-, Ghulkin-und Gulmit-Gletschers	80
Abb. 4.1.2.2:	Exemplarischer Querschnitt eines vergletscherten Tales mit beidseits ausgebildeten Eisrandtälern.....	82
Abb. 4.1.2.3:	Übersichtskartierung lateroglazialer Sedimente am Passu-Gletscher	83
Abb. 4.1.2.4:	Längsprofil Passu-Gletscher mit Verbreitung der Eisrandtäler.....	84
Abb. 4.1.2.5:	Längsprofil des Ghulkin-Gletschers mit dem Verbreitungsraum der Eisrandtäler	87
Abb. 4.1.2.6:	Schematische Darstellung der hypsometrischen Verbreitung der Ufertäler und Ufermoränenleisten entlang meridional verlaufender Gletscher im Karakorum.....	90
Abb. 4.1.3.1:	Geomorphologische Skizzierung der lateroglazialen Sedimentlandschaft am Hassanabad-Gletscher mit den Gletscherschwankungen	93
Abb. 4.1.3.2:	Hassanabad-Gletscher: Photo aus Hayden (1907, Plate 32)	96
Abb. 4.1.3.2:	Hassanabad-Gletscher: Photo von Visser 1925 (RGS 08880)	96
Abb. 4.1.4.1:	Geomorphologische Skizze der lateroglazialen Ablagerungen in der Talschaft Bar	99
Abb. 4.2.2.1:	Geomorphologische Überblicksskizze mit den im Text angesprochenen lateroglazialen Ablagerungen am Hispar-Gletscher	110
Abb. 4.2.1.2:	Aufnahme der Hispar-Gletscherzunge aus dem Jahre 1906	115
Abb. 4.2.1.3:	Exemplarische Sequenz der Ufermoränenanlagerung.....	117
Abb. 4.2.1.4:	Skambarish-Gletscher im Jahre 1908.....	119
Abb. 4.2.1.5:	Ausbildung von Pseudo-Doppelfirsten an den Ufermoränen durch Anlagerung von Protalus Ramparts an den Ufermoränenaußenhang.....	123
Abb. 4.2.1.6:	Aufnahme von Hayden (1907).	130
Abb. 4.2.1.7:	Blick auf die steil abfallende und konvex-aufgewölbte Yengutz-Gletscherzunge aus dem Jahr 1906 (Hayden 1907).	130
Abb. 4.2.1.8:	Das lateroglaziale Sedimentationsumfeld des Pumari Chhish-Gletschers	133
Abb. 4.2.2.1:	Übersichtskarte über die Verbreitung der lateroglazialen Sedimente am Barpu- und Hopar-Gletscher	125
Abb. 4.2.2.2:	Genese des Kamekegelkomplexes am Barpu-Gletscher (Girgindil-Stadium und Post-Girgindil-Stadium).....	146
Abb. 4.3.1.1:	Übersichtskarte der lateroglazialen Sedimentationskomplexe am Chogolungma- Gletscher.....	155
Abb. 4.3.1.2:	Probe 19.07.2000/1.....	160
Abb. 4.3.1.3:	Probe 22.07.2000/1.....	160

Abb. 4.3.1.4: Probe 24.07.2000/1.....	160
Abb. 4.3.1.5: Probe 26.07.2000/1.....	160
Abb. 4.3.2.1: Möglichkeiten der Entstehung von Terrassenformen mit asymptotischer Anschmiegung der Terrassenfläche an den Hang	174
Abb. 4.4.1: Übersichtskarte der Talschaft Shimshal	176
Abb. 4.4.2.1: Übersichtskarte über die lateroglazialen Sedimentationskomplexe am Khurdopin-Gletscher	181
Abb. 4.4.4.1 Übersichtskarte über den Yazghil-Gletscher	195
Abb. 4.4.5.1: Übersichtskarte über den Malungutti-Gletscher	206
Abb. 4.4.5.2: Die geomorphologische Entwicklung im lateroglazialen Bereich des Malungutti- Gletschers und die Ausbildung der Filialzungenbecken (vereinfachte Darstellung) ...	208
Abb. 4.4.5.3: Die rezente und relikte lateroglaziale Sedimentationslandschaft mit der Ausbildung von zwei Filialzungenbecken am Malungutti-Gletscher.....	209
Abb. 4.4.6.1: Übersichtskarte über den Momhil-Gletscher.....	217
Abb. 4.4.6.2: Ufermoränenaufschluss am Momhil-Gletscher in 3650 m.....	222
Abb. 4.4.7.1: Verbreitung der lateroglazialen Sedimente am Lupghar-Gletscher	225
Abb. 4.5.1: Übersichtskarte des oberen Chapursan-Tals.....	233
Abb. 4.5.2: Landsat 4/5-Szene Kit-ke-Jerav-Gletscher	234
Abb. 4.5.2.1: Die geomorphologische Situation im Eisrandtal bei Wyeen (4025 m) am Kit-ke-Jerav-Gletscher.....	244
Abb. 4.6.1.1: Übersichtskarte Baltoro-Gletscher mit ausgewählten lateroglazialen Formen.....	254
Abb. 4.6.2.1: Übersichtskarte über den Biafo-Gletscher mit ausgewählten lateroglazialen Formen.	263
Abb. 4.7.1.1: Übersichtskarte des Bagrot-Tals.....	269
Abb. 4.7.1.2: Geomorphologische Skizze des Filialzungenbeckens / Hinarche-Gletscher.....	271
Abb. 4.7.2.3: Geomorphologische Skizze Zungenbereich von Barche- und Yune-Gletscher	273
Abb. 4.8.1: Die Gletscher im oberen Abschnitt der Talschaft Karambar.....	286
Abb. 5.1.1: Kriterienkatalog zur Typisierung von Erdpyramiden aus glazigenem Sediment	310
Abb. 5.1.2: Erdpyramidentypen	314
Abb. 5.1.3: Probenlokalität: Toltar an der Konfluenz Kukuar- und Bar-Tal (3775 m).....	316
Abb. 5.1.4: Korngrößendiagramm 28.09.2000/2.....	317
Abb. 5.1.5: Korngrößendiagramm 02.10.2000/1.....	317
Abb. 5.1.6: Korngrößendiagramm 04.10.2000/1.....	318
Abb. 5.1.7: Korngrößendiagramm 10.06.1999/1.....	321
Abb. 5.1.8: Korngrößendiagramm 16.07.2000/1.....	321
Abb. 5.1.9: Korngrößendiagramm 19.07.2000/1.....	322
Abb. 5.1.10: Korngrößendiagramm 11.08.2000/1.....	322
Abb. 5.2.1: Postsedimentäre Transformationen der Ufermoränen	325
Abb. 5.2.2: Genese von distalen, paarweise auftretenden Ufermoränenanlagerungen	326
Abb. 5.3.1: Podest- und Dammmoränen	331
Abb. 5.4.1: Entwicklung eines Kameblockgletschers	332
Abb. 5.5.1: Typen von lateroglazialen Seen.....	337
Abb. 6.1: Hauptverbreitungsgebiete der lateroglazialen Sedimente in Abhängigkeit vom Gletschertyp.....	342
Abb. 6.2: Die Schuttliefergebiete der Eisrandtäler und ihre Transportrichtungen	346
Abb. 6.3: Die Entwicklung der Eisrandtäler abgeleitet aus der Glazialgeschichte	348
Abb. 6.4: Gletscherlängsprofile von Blankeisgletschern bis 30 km Länge im Vergleich mit dem verschutteten Ghulkin-Gletscher	349
Abb. 6.5: Exemplarische Korngrößendiagramme	355
Abb. 6.6: Altersstellung von Ufermoräne und den Sedimenten im Eisrandtal	357
Abb. 6.7: Lateroglazial-Chronologie der Vergletscherungsstadien im Karakorum	359
Abb. 6.8: Lateroglaziale Serie in den Eisrandtälern des Karakorum	360
Abb. 6.9: Entwässerungswege im lateroglazialen Bereich.....	365

TABELLENVERZEICHNIS

Tab. 2.1:	Ausgewählte Beispiele für Reliefvertikaldistanzen in den lateroglazialen Bereichen ...	20
Tab. 2.2:	Beispiele der Nähr-/Zehrgebietsverhältnisse im Karakorum	26
Tab 5.1.1:	Termini für säulenförmige Erdakkumulationen	308
Tab. 5.1.2:	Ausgewählte Erdpyramidenvorkommen im Karakorum	311
Tab. 5.4.1:	Ausgewählte Blockgletschervorkommen im Karakorum.....	324
Tab. 6.1:	Höhenstufung der lateroglazialen Sedimente und der korrespondierenden Massen- bewegungsprozesse	363

PHOTOVERZEICHNIS

Photo 3.1:	Ablationsschlucht Kit-ke-Jerav-Gletscher
Photo 3.2:	Eisrandtal Yazghil-Gletscherseite
Photos 4.1.1.1-29:	Batura-Gletscher
Photos 4.1.2.1-12:	Passu-, Ghulmit- und Ghulkin-Gletscher
Photos 4.1.3.1-7:	Hassanabad-Gletscher
Photos 4.1.4.1-15:	Kukuar-, Bar- und Aldar Kush-Gletscher
Photos 4.2.1.1-26:	Hispar-Gletscher
Photos 4.2.1.8.1-11:	Pumari Chhish-Gletscher
Photos 4.3.1.1-32:	Chogolungma-Gletscher
Photos 4.3.2.1-3:	Trippuri-Gletscher
Photos 4.4.1.1-5:	Virjerab-Gletscher
Photos 4.4.2.1-15:	Khurdopin-Gletscher
Photos 4.4.3.1-4:	Yukshin Gardan-Gletscher
Photos 4.4.4.1-20:	Yazghil-Gletscher
Photos 4.4.5.1-12:	Malungutti-Gletscher
Photos 4.4.6.1-13:	Momhil-Gletscher
Photos 4.4.7.1-13:	Lupghar-Gletscher
Photos 4.5.1.1-10:	Yishkuk-Gletscher
Photos 4.5.2.1.-12 :	Kit-ke-Jerav-Gletscher
Photos 4.6.1.1-10:	Baltoro-Gletscher
Photos 4.6.1.1.-4:	Biafo-Gletscher
Photos 4.6.1.2.1:	Mango-Gletscher
Photos 4.7.1.1-19:	Hinarche, Barche- und Yune-Gletscher
Photos 4.8.1.1-4:	Bhurt-Gletscher
Photos 4.8.2.1-7:	Karambar-Gletscher
Photos 4.8.2.1.1-2:	Kutschkulin-Gletscher
Photos 4.8.3.1-3:	Saklei Buk-Gletscher
Photos 4.8.4.1:	Lup Buk-Gletscher
Photos 4.8.5.1-2:	Warghut-Gletscher
Photos 4.8.6.1-2:	Chillinji-Gletscher
Photos 4.8.7.1:	Sokther Rabot-Gletscher
Photos 4.8.8.1-4:	Chateboi-Gletscher
Photos 4.8.9.1-2:	Saklei Shuyinj-Gletscher
Photos 4.8.10.1:	Rochen Yaz-Gletscher
Photos 4.8.11.1:	Karambar-Pass-Gletscher
Photos 5.1.1-10:	Erdpyramiden
Photos 5.2.1-11:	Eislappen- und Filialzungenbecken
Photos 5.4.1-3:	Lateroglaziale Blockgletscher
Photos 5.5.1-11:	Lateroglaziale Seen

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit widmet sich den sedimentologischen Übergangsräumen vom Gletscher zur angrenzenden Talflanke: den Eisrandtälern. Die in ihnen abgelagerten Sedimentationskomplexe erstrecken sich bis zu mehrere Dekakilometer entlang der Gletscherränder. Streckenweise nehmen sie tallandschaftsähnliche Formen mit einem eigenen Entwässerungssystem an. Eisrandtäler und verwandte Formen kommen zwar in fast allen vergletscherten Regionen dieser Erde in verschiedenen Variationen vor, doch in kaum einem anderen Hochgebirge sind diese lateroglazialen Sedimentationsbildungen so ausladend und vielfältig ausgebildet wie im Karakorum.

Der Karakorum wird heute von einer Gletscherlandschaft erfüllt, die in Anklängen an eiszeitliche Vergletscherungsverhältnisse erinnert. Bei der Traversierung vom Biafo- zum Hispar-Gletscher folgt man einem 110 km langen Gletscherstrom und findet im Snow Lake eine weitflächige, mit Eis verfüllte Gebirgslandschaft vor. Am benachbarten, 59 km langen Baltoro-Gletscher ragen vier Achttausender über den breiten, dendritisch verzweigten Gletscherstrom auf. In Concordia vereinigen sich der Godwin-Austen- sowie der Vigne-Gletscher und fließen weitere 30 km hinab bis nach Paju in 3500 m Höhe. Das Bemerkenswerte dabei ist, dass die skizzierte Gletscherverfüllung die Bildung einer komplexen lateroglazialen Sedimentationslandschaft nicht ausschließt. Gletscher und Schuttkörper sind in derselben Höhenstufe großflächig verbreitet. Die Verzahnung von lateralen Schuttkörperkomplexen und Vergletscherung ist bezeichnend für das stark reliefierte Hochgebirge. Je höher die Gletscher allerdings das Relief mit Eis verfüllen, desto mehr wird die Fläche der potentiellen Schuttliefergebiete reduziert und desto geringer sind die lateroglazialen Sedimentationskomplexe verbreitet.

Für Bergsteiger und die einheimischen Berghirten stellen die Eisrandtäler einen landschaftlichen Gunstraum dar, da sie die Zugänglichkeit zu den oberen Einzugsbereichen erheblich erleichtern und die oftmals beschwerlichen Gletscherquerungen verkürzt werden. Ein Großteil des Weges zu den Basislagern der 7000er und 8000er kann in den Eisrandtälern zurückgelegt werden. Erst in den obersten Streckenabschnitten wird die Traversierung auf den Gletscher notwendig. Die weitläufigen Eisrandtäler dienen gebietsweise auch als temporäre Siedlungsplätze für die Almwirtschaft, so dass morphologische Veränderungen der Eisrandtäler durch Befragungen der Einheimischen erfassbar sind. Überdies finden wir im Karakorum die erstaunliche Situation vor, dass die Gletscherzungenenden bis in die semiariden, sommerwarmen Tallagen hinabreichen. An der Gletscherzunge des Baltoro-Gletschers können im Sommer Lufttemperaturen von über 30°C herrschen. Dieser weite vertikale Verbreitungsspielraum führt zur Existenz von diversen Ufermoränentypen an ein und demselben Gletscher, die unterschiedliche Klimaregionen durchlaufen.

Im Zuge der großen Erkundungs- und Erforschungsphase des Karakorum zu Beginn des 20. Jhds. wurden viele Gletschergebiete und die zugehörigen Gletscherendlagen erfasst, insbesondere auch der schwer zugänglichen Gletscher der Karakorum-Nordseite. Trotz verbesserter Infrastruktur und Bergsteigerausrüstung sind diese abgelegenen Gebiete und vor allem die lateroglazialen Gletscherbereiche inzwischen vergleichsweise wenig weiter erforscht worden.

1.1 Die Forschungsgebiete

Mit dem Karakorum wurde ein Untersuchungsgebiet ausgewählt, das die größte Konzentration an außerarktischen Gletschern beherbergt. Damit ist ein vielfältiger randglazialer Formenschatz zu erwarten. Gleichzeitig existieren hier aber auch kurzläufige Gletscher, die denen kleiner Gebirgsgruppen in den Alpen ähneln. Die Untersuchungsgebiete im Karakorum umfassen weitgehend alle größeren Gletschergebiete des westlichen und zentralen Karakorum (Abb. 1.1). Mit dem Karambar-Tal wird im Westen in dieser Studie der Übergang zum Hindukusch erfasst. Die östliche Grenze des Untersuchungsgebietes stellen die Einzugsbereiche um den K2 mit dem Baltoro-Gletscher dar. In die vorliegende Studie wurden 43 Gletscher inklusive ihrer Nebengletscherströme

miteinbezogen. Somit konnten die lateroglazialen Sedimentationskomplexe an Gletschern unterschiedlicher Ernährungsweise, in verschiedenen Expositionen gelegen und unter unterschiedlichen topographischen Bedingungen untersucht werden. Die vertikale Erstreckung des engeren Untersuchungsgebietes liegt zwischen der rezenten Schneegrenze, unterhalb derer die Schuttablagerung vermehrt einsetzt, und dem rezentem Gletscherzungenende. Die Schneegrenze verläuft im Karakorum zwischen 4800 m und 5200 m. Die tiefsten aktuellen Gletscherzungen enden in einer Höhe von 2350 m, so dass ein potentieller vertikaler Verbreitungsraum der lateroglazialen Sedimente von rund 2800 m besteht (Abb. 2.3). Die hypsographische Kurve für den Karakorum (HEWITT 1989) zeigt, dass in diesem Höhenbereich auch der Großteil der Landoberfläche angesiedelt ist, so dass die lateroglazialen Sedimente eine weite Verbreitung in der Horizontalen finden können. Insgesamt wurden von der Verfasserin zehn Forschungsreisen in den Jahren 1992, 1995, 1997, 1999, 2000, 2001, 2002, 2003 und 2004 in den Karakorum und Hindukusch durchgeführt, wobei sich die Arbeiten seit 1999 speziell auf die Erforschung der Eisrandtäler konzentrierten und vergleichende Beobachtungen aus den Vorjahren herangezogen werden konnten. Es ist insbesondere die Höhenstufe zwischen 2300 m und 5500 m, die für die vorliegenden Arbeiten relevant ist.

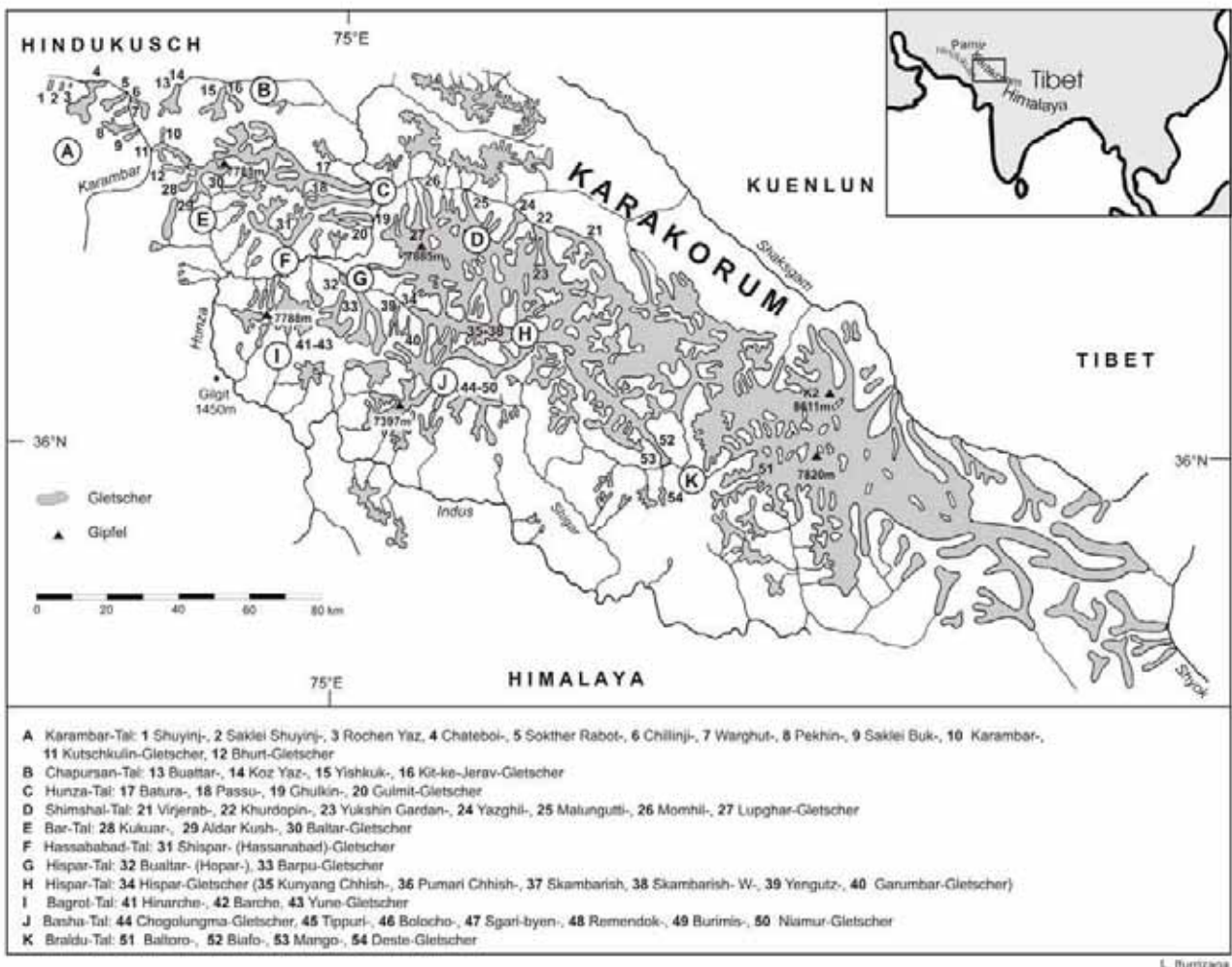


Abb. 1.1: Die Untersuchungsgebiete im Karakorum mit den in der vorliegenden Arbeit behandelten Gletschern

1.2 Forschungsziele

Die Karakorum-Gletscher werden randlich von breiten, lateroglazialen Sedimentkomplexen über Horizontaldistanzen von mehreren Dekakilometern begleitet und nehmen im geomorphologischen Formeninventar eine weite Verbreitung ein. Das Ziel der Arbeit liegt in der systematischen

Inventarisierung des lateroglazialen Formenschatzes der Karakorum-Gletscher und in der Klärung der Genese individueller Landschaftsformen in den Eisrandtälern sowie ihrer relativen zeitlichen Einordnung.

Die gängigen genetischen Klassifikationen eismarginaler Ablagerungen stammen primär aus den Inlandeisvereisungsgebieten Nordamerikas und Skandinaviens mit geringen bis moderaten Reliefenergien sowie aus den alpidischen Gebirgszügen Nordamerikas und Europas (FLINT 1971, EHLERS 1994, AHNERT 2003). Dieser Formenschatz ist nicht ohne weiteres auf die lateroglazialen Landschaftsformen der extremen Hochgebirge in den subtropischen Breitenlagen übertragbar. Die lateroglazialen Sedimentationsräume sind im Hochgebirge aufgrund der sich kleinräumig wechselnden topographischen und petrographischen Verhältnisse ausladender und vielfältiger aufgebaut als im Umfeld eines Inlandeises. Hohe Reliefenergiebeiträge in Kombination mit vielzähligen genetisch verschiedenen Schuttlieferquellen führen zu komplex aufgebauten Sedimentationskörpern.

Die vorliegende Arbeit liefert einen Beitrag zur Glazialmorphologie des Karakorum. Sie geht in einer überregionalen Bestandsaufnahme der horizontalen und vertikalen Verbreitung der lateroglazialen Sedimentationsräume innerhalb der geomorphologischen Höhenstufung nach. In der Studie sollen die Schuttliefergebiete der Eisrandtäler genauer identifiziert und der korrespondierende Formenschatz differenziert und systematisiert werden. Dabei soll Aufschluss darüber gewonnen werden, inwieweit die Verbreitung dieser Formen von Faktoren, wie der Exposition, Talbreite, Gletschergröße und Gletschertyp abhängig ist.

Überdies soll geklärt werden, in wieweit sich die Eisrandtäler heute im Aufbau befinden oder degradiert werden. Daran schließt sich die Frage an, welche zeitlichen Bildungsphasen im lateroglazialen Sedimentationsraum im Karakorum diagnostiziert werden können. Diesbezüglich ist insbesondere der historische bis neoglaziale Bildungszeitraum von Interesse. Veränderungen der temporären Siedlungsräume in den Eisrandtälern können Hinweise auf subrezente Gletscherschwankungen liefern. Die lateroglazialen Sedimentbereiche stellen ein vergleichsweise hochaufgelöstes Archiv für Gletscherschwankungen dar. Somit wurden für die einzelnen Gletscher deren Oszillationen sowohl im lateroglazialen als auch im frontalen Bereich dokumentiert. Auf dieser Basis konnte der Erstellung einer zeitlichen relativen Chronologie der Gletscherstände nachgekommen werden.

Der regionale Teil der Arbeit verfolgt das Ziel, einen ersten Gesamtüberblick über die lateroglazialen Sedimentationsformen der Gletscher im Karakorum zu geben. Die Bestandsaufnahme der heutigen Gletscherstände im Karakorum erfolgte bislang nur fragmentarisch und beinhaltet vor allem die gut zugänglichen Gletscher im Hunza-Tal, deren Zungenenden bis nahe an die Straßentrasse des Karakorum Highways heranreichen und für die zum Teil detaillierte geodätische Aufnahmen im proglazialen Bereich vorliegen (s. Kap. 1.4). Demgegenüber steht für die abgelegeneren Vergletscherungsgebiete und insbesondere für das lateroglaziale Umfeld der Gletscher weniger Datenmaterial zur Verfügung. Hier stammen die umfangreichsten Informationen von den ersten Forschungsreisenden zu Beginn des 20. Jhds. (z.B. von OESTREICH 1906, 1911/1912, VISSER 1928). Die frühen Aufzeichnungen über Gletscherschwankungen und vor allem Photographien der Gletscherenden gewinnen mit der Zeit im Hinblick auf den bitemporalen Vergleich mehr an Relevanz für die Aufzeichnung von jüngeren Gletscherschwankungen. In diesem Sinne ist die aktuelle Aufnahme der Vergletscherungssituation von elementarer Bedeutung. Denn auch Fernerkundungsdaten alleine reichen nicht aus, um den Wandel der Gletscherstände zu rekonstruieren, da zwar mit den aus der Luft gewonnenen Daten die Gletscherlängenänderungen nachvollziehbar sind, aber nicht die beachtlichen Schwankungen der Gletscheroberfläche. Diese sind oftmals bei den stationär verweilenden Zungenendlagen im Karakorum bezeichnender für Änderungen in den Massenhaushalten der Gletscher (HAYDEN 1907). Weiterhin liefert die vorgenommene Bestandsaufnahme eine Basis für zukünftige bitemporale Vergleiche, insbesondere im Hinblick auf die jüngsten Gletscherfluktuationen im Karakorum. Diesbezüglich ist vor allem die photographische Dokumentation eine wesentliche Grundlage.

Die detaillierte Kenntnis der Verzahnungsbereiche zwischen Gletscherrand und angrenzender Talflanke ist sowohl für die Eiszeitrekonstruktion als auch für eine sinnvolle Altersdatierung in den

Ufermoränen- und Gletschervorfeldbereichen von Bedeutung. Durch den hier gewonnenen Einblick in die Hochregionen wird eine genauere Kenntnis über die rezenten Ablagerungsbedingungen geliefert. Diese können dann auf die Sedimenthinterlassenschaften der unvergletscherten Talabschnitte transponiert werden. Weiterreichende Schlussfolgerungen aus den Ergebnissen dieser Studie können für den transglazialen Schuttkörperaufbau gezogen werden. Die Sedimentlandschaft im Karakorum unterlag im Zuge der spät- und postglazialen Deglaziation einer Umgestaltung durch postsedimentäre Prozesse und führte zu typischen glazial-induzierten Folgeschuttkörpern (vgl. ITURRIZAGA 1999a & b). In diesem transglazialen Sedimentationszyklus spielen die Sedimentationsformen der Eisrandtäler eine entscheidende Rolle. Auch für die Eiszeitrekonstruktion erweisen sich die Ufermoränenkomplexe bedeutender als Endmoränenlagen, die einer raschen Abtragung durch Schmelzwasserabgänge unterliegen.

1.3 Forschungsmethoden und Konzeption der Arbeit

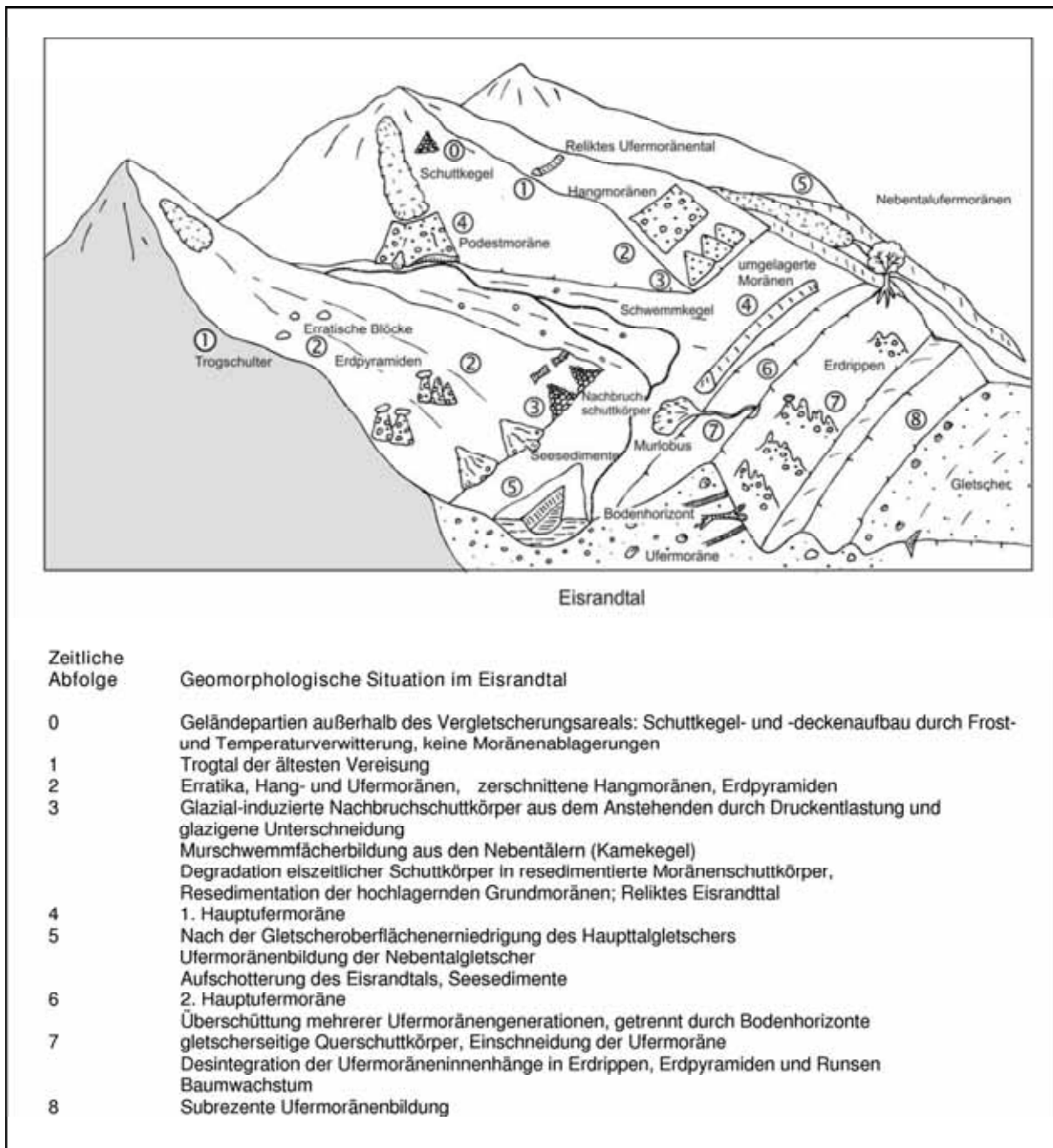
Die methodische Grundlage der vorliegenden Arbeit bildet die geomorphologische Geländeaufnahme und Beschreibung auf der Basis der Lagebeziehung der einzelnen Landschaftsformen. Um die Genese der lateroglazialen Einzelformen zu erklären, müssen diese im Lichte des Formenzusammenhangs innerhalb der verschiedenen Vergletscherungsstadien eingefasst werden. Hierzu bildete das photographische Dokumentationsmaterial die Basis. Die Anfertigung geomorphologischer Übersichtskartierungen liefern einen Überblick über die untersuchten lateroglazialen Sedimentbereiche.

Zur Sedimentansprache wurden Korngrößenanalysen im Sedimentlabor des Geographischen Institutes durchgeführt. Kalkgehaltsbestimmungen erfolgten im Hinblick auf die Frage der Stabilitäts- und Erosionseigenschaften der Ufermoräneninnenhänge. Absolute Datierungen wurden anhand von ¹⁴C-Datierungen an Holzfunden in den proximalen Ufermoränenkliffs vorgenommen. Sie wurden vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover datiert. Entfernungsmessungen erfolgten mit einem Laserdistanzmesser. Datenlogger der Firma ELPRO wurden für Temperaturmessungen im Hinblick auf die expositionsabhängige Verbreitung der Ablationstäler für ein Jahr am Batura-Gletscher ausgelegt. Für den bitemporalen Vergleich von Gletscherständen wurden neben den publizierten Photographien die Photoarchive der Royal Geographical Society (London), der Royal Society of Asian Affairs (London) sowie des Pitt River Museums (University of Oxford) aufgesucht. Letzteres Archiv enthält eine Sammlung von über 1500 Photographien von R.C.F. SCHOMBERG aus den 30er und 40er Jahren des letzten Jahrhunderts. Die Photographien der Royal Geographical Society sind im laufenden Text als Verweise mit der Bezeichnung RGS und der fortlaufenden Nummer angegeben. Bei der zeitlichen Einordnung der lateroglazialen Sedimente wird die in Abb. 6.6.2 aufgestellte relative Chronologie verwendet. Hierzu zählen das Yazghil-, Yukshin Gardan-, Girgindil-, Post-Girgindil-, Batura-, Malungutti-, Post-Malungutti-, Hinarche- und Pumari Chhish-Stadium. Die Chronologie wurde auf der Basis abgrenzbarer lateroglazialer Sedimentgenerationen erstellt, die im regionalen Teil dieser Arbeit erarbeitet und vorgestellt werden. Der Differenzierung von Hoch-, Spät- und Postglazial liegt die Chronologie von KUHLE (2001) zugrunde. Das in der Arbeit ausgesonderte Yazghil-Stadium entspricht der spät- bis hochglazialen Eisausdehnung im Karakorum. Die Differenzierung der lateroglazialen Sedimentkomplexe konzentriert sich vor allem auf den postglazialen Zeitraum. Abb. 1.2 zeigt einen schematischen Überblick über die relative Lagebeziehung lateroglazialer Landschaftsformen.

1.4 Forschungsstand: Einordnung der Studie in den wissenschaftshistorischen Kontext der Glazialmorphologie im Karakorum

Die Eisrandtäler wurden als eigenständiger Sedimentationskomplex in der Forschungsliteratur bislang wenig thematisiert, obwohl sie einen Transitraum für Forschungsexpeditionen auf dem Weg von den Tallagen zu den Basislagern der hohen Gipfelpyramiden darstellen. Die ersten gletscherkundlichen Beobachtungen im Karakorum stammen von VIGNE (1835), CONWAY (1894) und insbesondere den WORKMANS (WORKMAN & WORKMAN 1901, 1904a & b, 1905, 1908a & b, 1910a & b). Als

wegweisend für die Morphologie und Sedimentationsverhältnisse in den lateroglazialen Gletscherrandbereichen sind die Pionierarbeiten von OESTREICH (1911/12), VISSER (1928, 1938) und KICK (1956 & 1964) zu nennen. Tragende Bedeutung kommt den sehr umfangreichen glazialmorphologischen Studien von VISSER (1935 - 1940) zu. Er führte u.a. eine Inventarisierung der Gletschervorkommen im Karakorum durch und thematisierte als erster die hier in Rede stehenden lateroglazialen Ausräume ausführlicher. V. KLEBELSBERG (1938) sowie JORSTAD (1957) haben die seinerzeitigen Forschungsergebnisse über die lateroglazialen Erscheinungsformen erstmals resümiert. In Kap. 3 erfolgt eine umfangreichere Erörterung der hier genannten Arbeiten sowie der Erforschung der einzelnen Landschaftsformen im lateroglazialen Bereich.



L. Iturrizaga

Abb. 1.2: Relative zeitliche Einordnung der lateroglazialen Landschaftsformen

Die Grundzüge der Genese der Ufer- und Ablationstäler im Himalaya-Raum wurden von KUHLE (1982, 1991) beschrieben. In einer weiteren Arbeit finden aus dem Blickwinkel der hoch- bis

spätglazialen Vergletscherungsausdehnung die eismarginalen Sedimente Erwähnung (KUHLE 2001). Hierin werden auch die glaziofluvialen Sedimentationsverhältnisse im Bereich von Eisrandlagen vorzeitlicher und rezenter Gletschergebiete im Sinne genetischer Sequenzen untersucht. Im Rahmen glazialmorphologischer Studien behandeln DERBYSHIRE & OWEN (1989) sowie HEWITT (1989, 1993) die Geomorphologie der Gletscherrandgebiete. Weiterhin werden die lateroglazialen Schuttkörper in einer von der Verfasserin erarbeiteten Typologie der Schuttkörper für den Karakorum mit erfasst (ITURRIZAGA 1999a & b, 2000a & b, 2005a & b). RÖTHLISBERGER (1986) hat sich der absoluten sowie MEINERS (1996) der relativen zeitlichen Einordnung von Ufermoränen auf der Basis der Chronologie von KUHLE (1994) im Karakorum gewidmet, welche indirekt Rückschlüsse auf das Alter der Eisrandtäler erlauben (Kap. 6.6).

Die Ausbildung der Eisrandtäler steht im unmittelbaren Zusammenhang mit der vorzeitlichen Vergletscherungsgeschichte, so dass im Folgenden ein kurzer Überblick über die kontroverse Diskussion der Vergletscherungsausmaße im Karakorum gegeben wird (s. für detailliertere Ausführungen v. KLEBELSBERG 1948/49, DERBYSHIRE 1996, KUHLE 2001). Angesichts seiner beschwerlichen Zugänglichkeit wurde der Karakorum recht früh erkundet (z.B. SCHLAGINTWEIT 1861) und glazialmorphologische Beobachtungen gewonnen, wenn auch nicht immer von ausgebildeten Gletscherkundlern (KICK 1960). Seit den 60er Jahren des 19. Jahrhunderts wurde im Karakorum auf Indikatoren unterschiedlich alter Vergletscherungsstadien hingewiesen (GODWIN-AUSTEN 1860, DREW 1875, LYDEKKER 1881). DREW (1875) und LYDEKKER (1881) kamen zu dem Ergebnis, dass das Shigar-Tal (Muztagh Karakorum) bis hinab nach Skardu (2200 m) vergletschert war. Der Zusammenstrom aus Baltoro- und Biafo-Gletscher erreichte damit eine Länge von etwa 160 km (DIENER 1896: 23). DAINELLI (1922-34), der an der Karakorum-Expedition von Dr. Filippi im Jahre 1913-14 teilnahm, skizzierte für den Karakorum vier Vereisungsphasen, die denjenigen der Alpen (Mindel, Riß, Würm, Post-Würm) entsprachen. Er ging von einer Vergletscherung des Indus-Tales aus, die bis mindestens in die Umgebung von Gilgit (1450 m) hinabreichte (TRINKLER 1930, v. KLEBELSBERG 1948/49). DAINELLI eröffnete mit seinen Befunden eine kontroverse Diskussion über das Ausmaß der quartären Vergletscherung im Karakorum. Seine geomorphologischen Ausführungen stießen wegen der mangelnden Beweiskraft seiner Belege auf große Skepsis.

SCHNEIDER (1959), WICHE (1958, 1960) und HASERODT (1989) negieren eine Vergletscherung des Hunza-Tales und damit des Indus-Tales unterhalb von Gilgit. DERBYSHIRE (1984) rekonstruierte ein Eisstromnetz, das den gesamten westlichen Hunza-Karakorum einnahm und bis in das Indus-Tal an der Konfluenz mit dem Astor-Tal in eine Höhe von rund 1200 m hinabreichte. Die tiefste, geomorphologisch belegte Eisrandlage befindet sich im Indus-Tal bei Shatial bzw. etwas weiter talabwärts bei Sazin (KUHLE 1988a, SHRODER et al. 1989). KUHLE (2001) belegt anhand von Grundmoränenfüllungen, glazial polierten Talflanken, Gletscherschliffen sowie Erratika einen durchgehenden Indus-Tal-gletscher bis in eine Höhe von 850 m – 800 m und liefert einen umfassenden empirischen Nachweis der Karakorum-Vergletscherung (KUHLE 1989, 1994, 2001). Anhand von 25 Talquerprofilen und zugehörigen Schliffgrenzen, bei denen die eiszeitlichen Gletscherpegel bis in Höhen von 6300 m Höhe reichen, wurde ein Eisstromnetz von einer Größe von rund 125.000 km² während des Last Glacial Maximums rekonstruiert. Das Eisstromnetz ist zum Ende des Spätglazials in Einzelgletscher zerfallen. HEWITT (1998, 1999, 2001) führt den Nachweis, dass es sich bei vielen, als klassische Endmoränen ausgewiesenen Sedimenten (*cross valley-moraines*) um postglaziale Bergstürze (*rock avalanches*) handelt. Damit wird das vierphasige Eiszeitmodell von DAINELLI, das auf den Endmoränenlagen basiert, in Frage gestellt. Die Autorin ordnet viele der von HEWITT (1999) angesprochenen Landschaftsformen in ihrer Schuttkörpertypologie als transglaziale Schuttkörper im Sinne von glazial-induzierten Nachbrüchen ein (ITURRIZAGA 1995, 1999a & b, 2005a & b). Die Nachbrüche sind eng gekoppelt an die Art und Verbreitung der eiszeitlichen Vergletscherung. Die vorliegende Untersuchung der lateroglazialen soll in diesem Rahmen auch weitere Aufschlüsse zur Identifikation von glazigenen Sedimenten geben.

2. Die naturräumliche Ausstattung des Karakorum

2.1 Topographische Merkmale der Karakorum-Landschaft

Das Karakorum-Gebirge (74°-79°E, 35°-37°N) steht vermittelnd zwischen dem Hindukusch und Pamir im Nordwesten und Westen und dem Himalaya im Südosten. Die westliche Begrenzung erfolgt im Wesentlichen durch das Karambar-Tal, die östliche Abgrenzung zum Kuenlun wird durch das Shyok-Tal gebildet. Im Süden bis Südosten trennt das Indus-Tal den Karakorum vom Himalaya, mit dem Nanga Parbat als westlichsten Ausläufer. Der Karakorum wird durch drei hintereinander geschaltete Gebirgsketten aufgebaut: im Süden verläuft die Rakaposhi-Haramosh-Kette, deren höchster Gipfel der Rakaposhi (oder Dumani, 7788 m) bildet. Weiter nordwärts folgen die Spantik Sosbun-Kette und der Hispar- und Batura-Muztagh, die die größten durchschnittlichen Höhen mit dem Destighil Sar (7885 m) und dem Batura (7785 m) aufweisen und die zentrale Achse des Karakorum darstellen. Im Norden schließt sich die Ghujerab-Kette mit dem Karun Koh (7164 m) und die Lughar-Kette an.

Das Hunza-Tal ist das einzige Durchbruchstal des Karakorum auf einer Gesamtlänge von 600 km und einer Breite von 150 km. Damit steht die Gebirgsaufteilung im Kontrast zum Himalaya, der durch zahlreiche Quertäler separiert wird. Die weit ausladenden Längstäler bieten günstige topographische Voraussetzungen zur Schuttablagerung. Die Längstäler sind zumeist nur in ihren obersten Abschnitten vergletschert (z.B. Baltoro, Chogolungma, Hispar). Das Ghujerab-, Chapursan- und Shimshal-Tal sind im Haupttal weitgehend eisfrei.

Kennzeichnend für das Karakorum-Gebirge sind extreme Reliefvertikaldistanzen und Reliefenergien (Tab. 2.1). Die in einer Talbodenhöhe zwischen 1700 m und 2500 m verlaufende Hunza-Talkammer zwischen Chalt und Ainabad wird von mehreren 7000ern-Gipfeln eingerahmt, die von der Tiefenlinie z.T. nicht weiter entfernt liegen als 10 km. Am markantesten tritt in diesem Abschnitt die Rakaposhi-Nordflanke in Erscheinung, die über eine Vertikaldistanz von knapp 6000 m zum Hunza-Tal hin abfällt. Auf der gegenüberliegenden Talseite ragt oberhalb von Altit (2060 m) der 7350 m hohe Ultar in einer Horizontaldistanz von nur 9 km auf. Aber auch fernab dieses antezedenten Durchbruchstals bestimmt die Vertikale in den Tälern höherer Ordnung den Gebirgsaufbau. Die Gipfelaufbauten ragen bis zu 4000 m über die Gletscheroberfläche auf, wie die Pumari Chhish- und die Kunyang Chhish-Südflanke, die Destighil-Nordflanke und natürlich die 8000er des Baltoro-Gletschers mit den Südseiten des K2-, Gasherbrum I- und Gasherbrum II sowie der Broad-Peak-Westseite. Aber selbst die Talflanken, die die Gletscherströme talabwärts eingrenzen, durchlaufen absolute Vertikaldistanzen, die eine doppelt so große Höhe aufweisen wie die Eiger-Nordwand. Dies gibt bereits zu erkennen, dass die Einzugsgebiete der Eisrandtäler einer hohen Morphodynamik unterlegen sind, aber auch entsprechende potentielle Schuttliefergebiete für die lateroglazialen Sedimentationsbereiche darstellen. Gleichzeitig durchziehen ausladende Längstäler mit Talsohlenbreiten von bis zu 2 km den Gebirgskörper. Hierbei ist insbesondere das geringe Gefälle der Talverläufe bemerkenswert. Die Kombination von hohen Einzugsbereichen und hochgelegenen, flach auslaufenden Talböden schafft im Karakorum günstige Voraussetzungen zur Vergletscherung, aber gleichzeitig auch zur Schuttdeposition.

Im Karakorum sind über 130 Siebentausender und vier Gipfel über 8000 m auf einer Fläche von rund 180.000 km² vertreten, die in etwa der Fläche der Alpen entspricht. Unter ihnen verfehlen viele nur knapp die 8000 m-Höhenmarke (u.a. Gasherbrum IV 7980 m, Gasherbrum III 7952 m, Destighil Sar 7885 m, Kunyang Chhish 7852 m, Masherbrum 7821 m). Das Karakorum-Gebirge beherbergt vier der vierzehn Achttausender der Erde, K2 (Chogori, Balti: großer Berg) 8611 m, Gasherbrum I (Hidden Peak) 8068 m, Broad Peak (Falchan Kangri) 8047 m und Gasherbrum II, 8035 m. Sie sind innerhalb einer Horizontaldistanz von nur 20 km im oberen Baltoro-Gletscherkessel versammelt. Gleichzeitig weist der Karakorum in seiner Gesamtheit die größte durchschnittliche Höhe mit Werten zwischen

Gletscher	Höchster Einzugsbereich	Höhe der Gletscher- oberfläche	Reliefvertikaldistanz Gipfel- Gletscheroberfläche	durchschnittl. Hangneigung
Baltoro-Gletscher	▲ K2 – 8611m	5135m	3476m	31,2°
	◀ Cathedrals – 5828m	3900m	1928m	52,1°
	▶ Urdukas Peak I – 6320m	3900m	2420m	23,7°
Barpu-Gletscher	▲ Malubuting I – 7453m	4570m	2883m	19,8°
	◀ 4592m	3350m	1242m	28,9°
Batura-Gletscher	▲ Batura I – 7785m	3500m	4285m	20,8°
	◀ 5807m	Fatmahil – 3300m	2507m	26,6°
	▶ Noukarsich Peak -6498m	3350m	3148m	41,9°
Biafo-Gletscher	▲ Baintha Brakk (Ogre) – 7285m	Baintha - 4227m	3085m	17,1°
		Namla - 3220m	2297m	29,9°
	▶ Shinlep Bluk – 5517m			
Chogolungma-Gletscher	▲ Malubiting C – 7291m	Basecamp – 4300m	2991m	15,2°
Hispar-Gletscher Kunyang Chhish- Gletscher	▲ Destighil Sar – 7885m	Hangfuß – 5000m	3885m	23,9°
	◀ Kunyang Chhish – 7852m	Hangfuß – 3900m	3952m	32,3°
	▶ 5066m	Hangfuß – 3900m	1066m	28,1°
Karambar-Gletscher	▲ Kampir Dior – 7168m	4570m	2598m	29,9°
	◀ 6258m	3350m	2908m	39,7°
	▷ 5642m	3350m	2292m	31,4°
Khurdopin-Gletscher	▲ Kanjut Sar – 7760m	ca. 5000m	2760m	24,7°
	◀ 6000m	4570m	1430m	29,8°
	▶ 6400m	4570m	1830m	24,8°
Malangutti-Gletscher	▲ Destighil Sar – 7885m	4750m	3315m	23,8°
Momhil-Gletscher	▲ Destighil Sar – 7885m	ca. 5000m	3385m	21,4°
	▶ Ambarin Sar 6539m	3800m	2739	36,1°
Pasu-Gletscher	▲ Shispar – 7611m	4570m	3041m	25,9°
Pumari Chhish-Gl.	▲ Kunyang Chhish 7852 m	ca. 4500m	3352m	33,8°
Shispar-(Hassanabad)- Gletscher	▲ Shispar – 7611m	4000m	3611m	35,8°
	◀ Hunza Peak – 6270m	3500m	2770m	38,3°
	▶ 5800m	3500m	2300m	35,3°
Yazghil-Gletscher	▲ Kunyang Chhish - 7852m	5790m	2162m	13,9°
	◀ Shimshal White Horn 6400m	4570m	1830m	22,1°
Yutmaru-Gletscher	▲ Kanjut Sar 7760m	4650m	3110m	19,6°

Tab. 2.1: Ausgewählte Beispiele für Reliefvertikaldistanzen in den lateroglazialen Bereichen (Legende nächste Seite)

- 1.) ▲ Maximale Reliefvertikaldistanz im oberen Einzugsbereich des Gletschers
- 2.) ◀ Reliefvertikaldistanz auf der orographisch linken Talflanke im mittleren Gletscherabschnitt
- 3.) ▶ Reliefvertikaldistanz auf der orographisch rechten Talflanke im mittleren Gletscherabschnitt
- 4.) ◁ Reliefvertikaldistanz auf der orographisch linken Talflanke im unteren Gletscherabschnitt
- 5.) ▷ Reliefvertikaldistanz auf der orographisch rechten Talflanke im unteren Gletscherabschnitt

Tab. 2.1: Ausgewählte Beispiele für Reliefvertikaldistanzen in den lateroglazialen Bereichen

5500 m - 6000 m unter den Gebirgszügen dieser Erde auf (SEARLE 1996: 119). Die tiefste absolute Höhe des Karakorum wird an der Konfluenz von Gilgit- und Indus-Tal in 1300 m ü. N.N. erreicht.

2.2 Geologie

Die geologischen Verhältnisse des Karakorum sind recht gut erforscht (DYHRENFURTH et al. 1939, SCHNEIDER 1959, GANSSER 1964, GOUDIE 1984, DESIO & ZANETTIN 1970, SEARLE 1991, KALVODA 1992, BENDER & RAZA 1995). Angesichts der flächigen Moränenbedeckung der Talflanken in den Mittellagen tritt jedoch das Anstehende als Schuttliefergebiet oftmals in den Hintergrund (ITURRIZAGA 1999a).

Der von WNW nach OSO verlaufende Karakorum erstreckt sich unmittelbar nördlich der Shyok-Suture, die zusammen mit der weiter südlich gelegeneren Indus-Suture die Schließung der Tethys nachzeichnet. Als Segment des jungpaläozoisch-mesozoischen Geosynklinalzuges Eurasiens verläuft nördlich des Karakorum-Hauptkammes die Sedimentzone des Tethys-Karakorum, für die mächtige, schwach metamorphe Kalk- und Dolomitserien mit zwischengeschalteten Schieferserien charakteristisch sind (SCHNEIDER 1957). Sie stellen im Bereich der Lupghar- und der westlichen Ghujerab-Kette die Gipfelbildner dar. Sekundär treten feinschichtige Quarzite und phyllitische Tonschiefer auf. Im südlichen Bereich wird der nordvergente Sedimentkomplex vom Kristallin überschoben, das im Hauptkamm als Granodioritmassiv ausgebildet ist. Das zentrale Rückgrat des Karakorum bildet der etwa 10 km breite und 350 km lange Karakorum Batholit. Er nimmt etwa 30 % der Fläche des Karakorum ein. Das Alter dieser plutonischen Formation beträgt gemäß radiometrischer Datierungen etwa 7 - 50 Mio. Jahre (SEARLE 1991). Sie besteht vorwiegend aus verschiedenen Granodiorit-Varietäten und sauren sowie basischen Gneisen. Diese Gesteine nehmen in den oberen Einzugsbereichen einen großen Anteil an der petrologischen Zusammensetzung der Eisrandtäler ein. Oftmals wird das Gestein durch ein dichtes anastomisierendes Netzwerk von Dykes (*Hunza dykes*) durchquert. Der nördliche Granodioritteil erscheint im Gegensatz zum südlichen Abschnitt relativ undeformiert. Die sich südlich anschließende kristalline Schiefer-Paragneis-Zone setzt sich aus mächtigen Folgen grobkörniger Marmore in Wechsellagerung mit Granatamphiboliten, reinen Hornblendeschiefern und dunklen, feinschichtigen Quarzitschiefern zusammen (SCHNEIDER 1957). Älteren Ursprungs sind die Bändergneise (nördlich von Sarat), die schieferungs- und schichtungsparelle Einlagerungen pegmatitischer Lagen und Linsen aufweisen.

Die Einzugsbereiche der Gletscherströme im Karakorum werden sowohl von Graniten (Baltoro-, Hispar-Gletscher) als auch von Sedimentgesteinen (Chogolungma-, Batura-, Yazghil-Gletscher) begleitet. Die große Länge der Gletscher bedingt, dass sie in ihrem Lauf zumeist sehr verschiedene petrologische Gebiete passieren. Während sich der durch Eislawinen geförderte Schutt oftmals aus Graniten und Gneisen zusammensetzt, bilden in den mittleren und unteren Gletscherbereichen Sedimentgesteine die Schuttzuliefergebiete. Dass die Gipfelhöhe in keiner engen Beziehung zum Gesteinsmaterial steht, wird besonders an dem hohen Baltoro-Gipfelensemble transparent (DYHRENFURTH 1939 et al.). Die höchsten Gipfel im Karakorum werden, wie im Himalaya auch, nicht von Graniten gebildet, sondern von Gneisen und von Sedimentgesteinen.

Der Karakorum liegt in einer tektonisch-seismisch aktiven Region Hochasiens. Die im Hindukusch und gelegentlich im Karakorum entlang der Karakorum-Hauptfaltungszone auftretenden mittleren Tiefenherdberbeben markieren das jüngst subduzierte intrakontinentale Becken des Kohistan-Inselbogens. Bereits geringste Erdstöße können in dieser mit reichlich Lockermaterial ausgestatteten Landschaft auslösend für großmaßstäbige hangdynamische Prozesse sein. Im Untersuchungszeitraum erfasste nach lokalen Presseberichten zufolge u.a. am 02.Nov.2002 um 02:22 Uhr (lokaler Zeit) ein Erdbeben der Stärke 5,5 auf der Richter-Skala den Karakorum. Das Epizentrum befand sich im Raum

Gilgit. Über 100 kleinere Nachbeben wurden registriert. Die stärksten Auswirkungen des Erdbebens waren im Astor-Tal auf der Nanga Parbat-Ostseite zu verzeichnen. Der Karakorum Highway war durch zahlreiche Landslides blockiert.

2.3 Klima

In großklimatischer Hinsicht liegt der Karakorum im Bereich des subtropischen Hochdruckgürtels in der Transitzone vom Monsun beeinflusstem Himalaya-Vorland zum kontinental-trockenen zentralasiatischen Hochland. Der Karakorum wird vorwiegend von einem kalt-gemäßigtem, hochkontinentalen Klimaregime eingenommen. Die Tallagen weisen aride bis semiaride Klimaverhältnisse auf, die Hochlagen zeichnen sich durch ein kalt-subhumides Klima aus. Niederschläge werden vornehmlich durch Störungen der Westwindzirkulation in den Wintermonaten hervorgerufen (FLOHN 1969). Im Gegensatz zum vom Sommermonsun beeinflussten Himalaya sind im Karakorum die Winterniederschläge für die Massenbilanz der Gletscher von hoher Relevanz. Den von Süden heranziehenden Monsunströmungen wird durch die hintereinandergelagerten NW-SE verlaufenden Gebirgszüge das Vordringen in das Gebirgsinnere des Karakorum erschwert (PAFFEN 1956: 22, FLOHN 1969: 208-209, GOUDIE 1984: 370, HASERODT 1989: 56, WEIERS 1995: 13-16). Trotzdem erreichen nach eigenen Geländebeobachtungen immer wieder Monsunaufläufer in den Sommermonaten sogar die trockene Karakorum-N-Abdachung, wie z.B. das Shimshal-Tal. Nach WEIERS (1995) handelt es sich bei den im Sommer auftretenden Starkniederschlagsereignissen (BOHLE & PILARDEUX 1993, REIMERS 1994) genetisch um eine Interaktion von Monsun- und Westwindzirkulation. Sie sind in morphodynamischer Hinsicht in Bezug auf den Abgang von Massenbewegungen von großer Bedeutung in der Sedimentkaskade (HEWITT 1993, ITURRIZAGA 1994). Die nördliche Reichweite monsunaler Strömungen wurde kontrovers diskutiert (REIMERS 1994, WEIERS 1995). SCHICKHOFF (1995: 70) sieht als Indikator für die monsunale Aktivität bis hin zum Ishkoman-Tal die nördliche Verbreitungsgrenze von *Pinus wallichiana*. MAYEWSKI et al. (1980) gehen von einer Interaktion der Sommermonsunintensität und dem Gletscherverhalten mit einer zeitlichen Verzögerung von 20 bis 30 Jahren aus. Allerdings dürften die topographischen Verhältnisse der jeweiligen Gletscher die regionalklimatischen Verhältnisse dominieren (KUHLE 1988b,c). Während des Pleistozäns ist die Monsunzirkulation aufgrund der fehlenden Aufheizung des tibetischen Plateaus in Hochasien zusammengebrochen (AN et al. 2001).

Im Hunza-Tal ist eine S-N gerichtete Ariditätszunahme zu verzeichnen. Die südlich der Rakaposhi-Kette gelegene Stadt Gilgit (1490 m) weist einen Jahresniederschlag von 132 mm auf, während die nördlich der Lupghar-Kette gelegene Siedlung Misgar (3106 m) nur einen Betrag von 109 mm bei gleichzeitiger vertikaler Niederschlagszunahme aufweist. Für den Karakorum wird angenommen, dass die Niederschläge mit der Höhe kontinuierlich zunehmen (HEWITT 1989) und damit nicht wie der Himalaya eine Maximalniederschlagszone in unter 5000 m Höhe aufweisen. Während in den Tallagen noch wüstenhafte Klimabedingungen herrschen, weisen die Hochregionen Niederschlagswerte von über 2000 mm / Jahr auf. Im Vergleich zur Himalaya-Süd-Abdachung mit 6000 mm / Jahr sind dies vergleichsweise geringe Niederschlagssummen. HEWITT (1989) nimmt die folgende vertikale hygrische Höhengliederung vor: bei Niederschlagswerten von 80-200 mm in einer Höhe von bis zu rund 1500 m finden wir aride Klimaverhältnisse, bei Niederschlagswerten von 200 - 350 mm in einer Höhe von 1500 m - 3000 m semi-aride, bei Werten von 350 - 500 mm in einer Höhe von 3000 m - 4000 m sub-humide und über 4000 m bei Werten von 500 mm - 1800 mm humide Klimaverhältnisse vor. Vom Culture Area Karakoram-Projekt (CAK) wurden seit 1990 Klimastationen u.a. im Bagrot-Tal installiert, die den hypsometrischen Niederschlagsgradienten gut dokumentieren. Die Station Sinakker (2210 m) erhält 142 mm Jahresniederschlag, die Station Dardomal (3550 m) 393 mm, die Station Dameh High (3690 m) 565 mm und die Station Diran (4030 m) bereits 721 mm. Die mittlere Jahreslufttemperatur nimmt an den genannten Stationen von 11,6 °C in 2.210 m ü.M. auf -2,2 °C in 4.030 m ü.M. ab. KUHLE (1988b: 414) zeigt anhand von Schneemessungen am K2-Gletscher auf der Karakorum N-Seite eine exponentielle Niederschlagszunahme zwischen 4.000 m und 5.500 m ü.M.

Die rezenten Eisrandtäler verlaufen somit in ihren untersten Bereichen in den ariden bis semiariden Tallagen mit jährlichen Niederschlagswerten von 100 mm - 200 mm. In den mittleren bis oberen

Abschnitten erreichen sie die subhumide bis humide Klimazone mit schätzungsweise rund 350 mm bis mindestens 800 mm Jahresniederschlag.

Die Jahresmitteltemperaturen betragen in Chilas (1260 m) südlich des Karakorum 26,4°C mit einem Maximumwert von 47,0°C, in Gilgit (1460 m) beträgt die Jahresmitteltemperatur 15,8 °C, in Misgar (3106 m) 6,0°C und in Karimabad 11,2°C (WEIERS 1995: 33). Extreme tages- und jahreszeitliche Schwankungen der Temperatur sind typisch. Eigene Temperaturmessungen im Gletscherrandbereich erfolgten am Batura-Gletscher (s. Kap. 4.1.1).

Der Abfluss des Hunzas-Flusses beträgt 900 mm / Jahr (GOUDIE et al. 1984), wobei das jahreszeitliche Abflussregime starken saisonalen Schwankungen unterliegt. Rund 80 % des Abflusses erfolgt in nur vier Monaten in den Sommermonaten von Juni bis September, wobei ein Großteil der Suspensionsfracht befördert wird (CHARLES 1984: 174). Dieses saisonale Schwankungsverhalten zwischen maximalem zu minimalem Abfluss unterstreicht die Korrelation zwischen der schmelzwasser gebundenen Speisung des Hunza-Flusses und dem jährlichen Temperaturgang. Spitzenabflusswerte liegen bei rund 1500 m³s⁻¹. Unvermittelte Abflusszunahmen werden durch Extremfluten bedingt durch Gletscherseeausbrüche im Sommer hervorgerufen.

2.4 Die rezente Verbreitung der Gletscher und Merkmale der Vergletscherung im Karakorum

Ogleich der Karakorum in der subtropischen Trockenzone Hochasiens liegt, besitzt er unter den polfernen Gebirgen die weitflächigste Talvergletscherung (v. WISSMAN 1959). Fünf Gletscher über 50 km Länge durchströmen den westlichen Teil des Gebirges. Über ein Dutzend Gletscher haben eine Ausdehnung von über 30 km und übertreffen damit den längsten Gletscher des Himalayas, den Gangotri-Gletscher. Rund 28% der Gebirgsfläche des Karakorum sind vergletschert (VISSER 1938: 7-8), im Himalaya sind es lediglich 17%. bzw. 33 200 km² (v. WISSMANN 1959: 23), in den Alpen 2,2% (VISSER 1938: 8). Ein Vergletscherungszentrum befindet sich im West-Karakorum im Snow Lake. Von hier aus verzweigen sich spinnenförmig der Hispar-, Biafo- und im entfernten Rahmen der Khurdopin-, Virjerab-, Braldu- und Panmah-Gletscher. Der Baltoro-Gletscher leitet bei 76°00'E allmählich zum Ost-Karakorum über. Hier dominieren der Siachen-Gletscher sowie der Rimo-Gletscher das Vergletscherungsbild. Der 72 km lange Siachen-Gletscher ist der längste Gletscher im Karakorum. Trotz der hohen Flächenvergletscherung ragen die gletscherbegleitenden Gebirgsmassive bis zu über 3500 m über die Gletscheroberfläche hinauf. Somit stehen große Flächen anstehenden Gesteins zur Schuttlieferung und folglich zur eismarginalen Sedimentation bereit. Die längsten Gletscher des West-Karakorums, der Baltoro-, Hispar- und Batura-Gletscher, verlaufen in NW-SE-Richtung, im Streichen des Hauptkammes.

Allerdings sind die Längenangaben der Gletscher hinsichtlich ihrer eigentlichen Größe nur bedingt aussagekräftig, denn die Karakorum-Gletscher zeigen ein stark verzweigtes Nährgebiet (Abb. 2.1). Flächenangaben wären sinnvoller (s. v. WISSMANN 1959), allerdings aufgrund der schlechten Kartenlage oftmals schwer erfassbar. Einige der Nebengletscher erreichen Längen, die den Ausmaßen des Aletsch-Gletschers (24 km) entsprechen, so z.B. der Kunyang Chhish-Gletscher. Die tributären Gletscher des Hispar-Gletschers sind zusammen ebenso lang wie der Hispar-Gletscher selbst. Der Siachen-Gletscher ist bezüglich seiner Fläche fast doppelt so groß wie der Biafo-Gletscher, aber nur 10 km länger als letzterer. Der dendritisch verzweigte Grundriss hat auch zur Folge, dass die Verbreitung lateroglazialer Sedimentationsräume sehr groß ist.

Auf den ersten Blick erstaunt es, dass der Himalaya als höchstes Gebirge der Erde mit zehn Achttausendern nicht auch die größte Vergletscherung aufweist. Allerdings gilt zu beachten, dass die Gletscher im Karakorum bis zu 1000 km nördlicher als die Gletscher im Ost-Himalaya liegen. Während sich die nördlichsten Gletscher der Ghujerab-Kette im Karakorum im Bereich von 37°N befinden, enden die Gletscherzungen des Sikkim-Himalayas (z.B. Oklatang-Gletscherzunge in 4200 m Höhe) rund 10 Breitengrade südlicher bei 27°30'N. Auch die sehr viel höheren absoluten Niederschlagsmengen auf der Himalaya-Südabdachung, die die Karakorum-Niederschlagswerte in den mittleren Höhenbereichen um das sechs bis zehn-fache übersteigen, reichen für eine ausladendere Vergletscherung nicht aus. Die Niederschläge fallen im Himalaya vorwiegend in den Sommermonaten, die somit in die Massenbilanz des Gletschers nur unwesentlich mit einfließen.

Weiterhin liegen die oberen Einzugsbereiche oberhalb der Obergrenze der Monsunströmung, die sich bereits in rund 4000 m befindet. Im Karakorum begünstigen neben den Winterniederschlägen die flach auslaufenden Talböden in einer vergleichsweise großen Höhenlage die Vergletscherung.

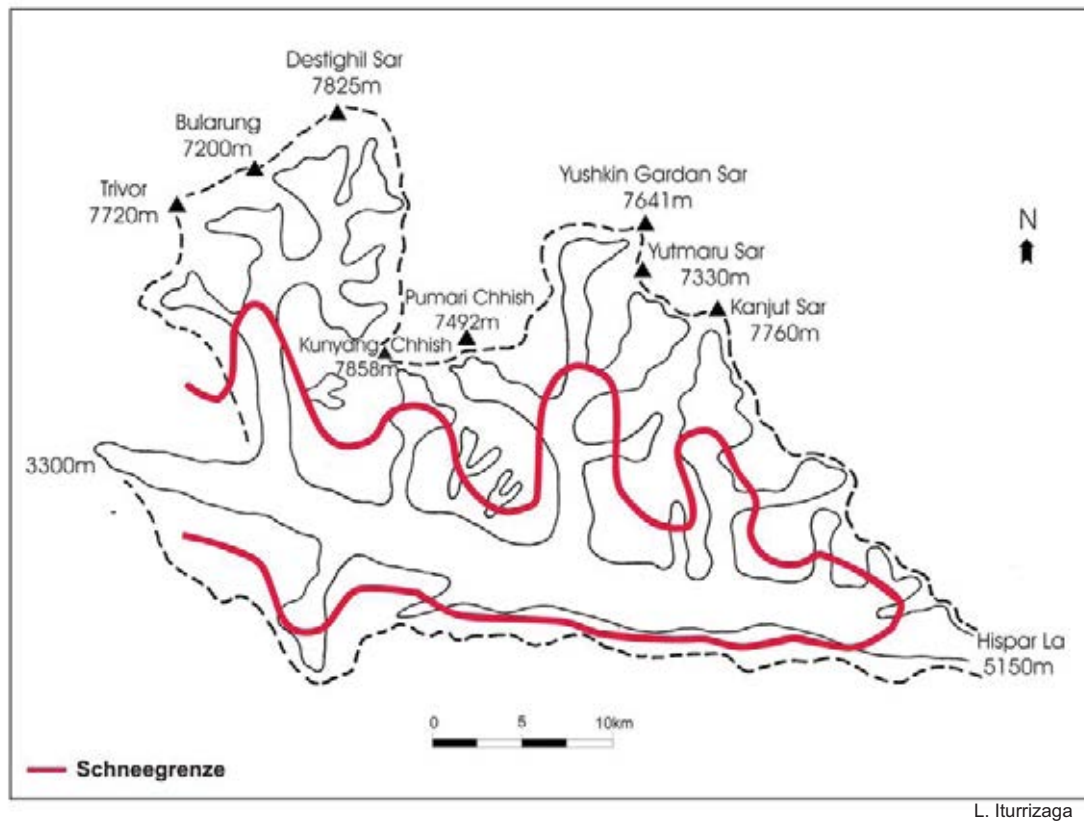


Abb. 2.1: Schneegrenzverlauf am Hispar-Gletscher: Nähr- zu Zehrgebietsverhältnis

2.4.1 Typen der Gletscherernährung

Schon frühzeitig wurden Forschungsreisende darauf aufmerksam, dass die Karakorum-Gletscher aufgrund der topographischen Verhältnisse eine andersgeartete Ernährungsweise besitzen als die Alpen-Gletscher (SCHLAGINTWEIT 1856, OESTREICH 1911/12, VISSER 1938). Während in den Alpen der vornehmlich durch Primärniederschläge aufgebaute Firnfeldengletscher unter den Gletschertypen dominant ist, führen die morphologischen Verhältnisse des extremen Steilreliefs im Karakorum zu primär lawinengespeisten Gletschertypen, die sich insbesondere durch das Fehlen von hochgelegenen Firnfeldern kennzeichnen. Wie im empirischen Teil der Arbeit ausgeführt, hat dies auch Implikationen für die Verbreitung der lateroglazialen Sedimente. Grundsätzlich sind zwei Gletschertypen auszusondern, der Lawinenkessel- und der Firnkesselgletscher (vgl. SCHLAGINTWEIT 1856, OESTREICH 1911/12, KICK 1956, PAFFEN et al. 1956: 15-21, SCHNEIDER 1962: 267-283, VISSER 1938). Weiterhin treten Firnkaskaden- und Firnstrom-Gletscher auf.

- a) *Lawinenkesselgletscher* (Turkestanischer Typ nach v. KLEBELSBERG 1938) (z.B. Baltar-, Gulmit-, Ghulkin-, Kuyang Chhish-, Mutchual-, Pumari Chhish-, Shishpar-, Ultar-Gletscher): Bei diesem firnfeldlosen Gletschertyp befindet sich das Sammelbecken unterhalb der klimatischen Schneegrenze. Die Ernährung erfolgt in erster Linie durch Lawinen. Die Schneegrenze verläuft innerhalb den bis zu 3000 m absoluter Vertikaldistanz messenden, gewaltigen Steilwänden der 7000er-Gipfelaufbauten. Nähr- und Zehrgebiet sind miteinander verbunden, im Gegensatz zum Lawinenkegelgletscher, bei dem beide durch hohe Steilwände von einander isoliert sein können. Die hohe Beschattung der engen und hochaufragenden Talkessel, in der die Gletscher wie am Grund einer Badewanne versinken, ist günstig für die Gletschererhaltung sowie auch die starke Obermoränenbedeckung, die den Gletscher vor dem Abschmelzen schützen. Bei entsprechender

Länge und mäßigem Gefälle der Gletscher werden sie von hochaufragenden, grobblockigen Ufermoränen begleitet. Die Steiflanken führen dazu, dass eine lateroglaziale Schuttablagerung bei diesem Gletschertyp erst bis zu 1000 m unterhalb der Schneegrenze möglich wird.

Dieser Gletschertyp ist zumeist nicht länger als 20 km, so dass kaum Nebentäler in das lateroglaziale Umfeld einmünden. In den streng V-förmigen Eisrandtälern sind zumeist auch keine glazifluvialen Sedimente aufgeschottert, da die Einmündung von Nebentälern fehlt. Die dendritische Verzweigung des Nährgebietes bleibt bei diesem Gletschertyp zumeist aus. Diese Gletscher weisen durch die hohe Frequenz der Eislawinenabgänge eine hohe Schuttführung auf. Sie sind zum Teil recht bewegungsaktiv und fließen in engen Talgefäßen ab. Der Eisstrom verläuft gänzlich im Zehrgebiet.

- b) *Firnesselgletscher* (z.B. Batura-, Baltoro-, Chogolungma-Gletscher): Dieser Gletschertypus ist zumeist aus mehreren Firnkesseln dendritisch zusammengesetzt. Die Sammelbecken sind oberhalb der klimatischen Schneegrenze angesiedelt. Die Speisung erfolgt primär durch Lawinen. Sie zeigten über das letzte Jahrhundert relativ stationäre Zungenendlagen.
- c) *Firnaskaden-Gletscher* (z.B. Pasu-, Miari-, Yazghil-Gletscher): Neben diesen beiden klassischen Gletschertypen des Karakorum konnte bei der Untersuchung der Gletscher der Hispar-Nordabdachung im Rahmen der vorliegenden Arbeit noch ein weiterer Gletschertyp ausgesondert werden: der Firnkaskaden-Gletscher. Hier werden die Lawinenabgänge durch zwischengeschaltete, stufenförmig angeordnete Verflachungen oberhalb der Schneegrenze in der Gefällskurve des Gletschers abgedämpft. Bereits PAFEN et al. (1956: 18) wurde auf diesen Mischtyp zwischen Firnmulden- und Firnkesselgletscher aufmerksam. Es handelt sich hierbei zumeist um Blankeisgletscher.
- d) Ein weiterer Gletschertyp ist der *Firnstromgletscher*: Beim Firnstromgletscher (z.B. Siachen- oder Fedschenko-Gletscher) gehören Teile der Zunge dem Nährgebiet an. Wenn die Schneegrenze absinkt, erhalten diese Gletscher einen starken Massenzuwachs.

Die Karakorum-Gletscher sind für ihre starke Verschuttung der Gletscheroberfläche bekannt (HASERODT 1989). Es existiert allerdings auch eine Vielzahl von Blankeisgletschern bzw. nur wenig verschuttete Gletscher, die bislang nur eine geringe Beachtung fanden. Diese Gletschertypen sind insbesondere im Hinblick auf die Frage relevant, in wieweit an den weißen Gletschern eine andersartige lateroglaziale Schuttablagerung erfolgte (Kap. 6.3). Generell wirkt die mächtige Schuttbedeckung als Ablationsschutz. Allerdings sind die Karakorum-Gletscher im Sommer zur Zeit des Temperaturmaximums bei gleichzeitigem Niederschlagsminimum durch die geringe Wolkenbedeckung der subtropischen Einstrahlung in hohem Maße ausgesetzt. Im Himalaya dagegen sind die Verhältnisse umgekehrt: Das Niederschlagsmaximum liegt im Sommer, so dass die dichte Monsunbewölkung die Ablationsrate vermindert. Zugleich sind die Sommermonate hinsichtlich der Gletscherernährung ungünstig.

Für die Karakorum-Gletscher ist die Blockschollenbewegung charakteristisch (FINSTERWALDER 1937). Die Geschwindigkeit bleibt über nahezu den gesamten Querschnitt des Gletschers weitgehend gleich. Sie kann durch Gleitbewegungen infolge von Druckverflüssigungen an der Gletscherbasis entstehen, insbesondere vor Geländehindernissen.

2.4.2 Zur Schneegrenze und lateroglazialen Schuttablagerung

Allgemein gilt der Grundsatz, dass die Schuttablagerung im glazialen System in Form von Ufermoränen unterhalb der Schneegrenze einsetzt. Es gibt allerdings zahlreiche Beispiele, dass auch oberhalb der eiszeitlichen Schneegrenze Grundmoränenablagerungen vorzufinden sind (so z.B. im Rolwaling Himal, KÖNIG 2002). Die Schneegrenze verläuft im Karakorum je nach Exposition in einer Höhe von 4700 m – 5300 m (v. WISSMANN 1959). THOMSON (1852) konstatierte für den Karakorum des Weiteren einen Anstieg der Schneegrenze von West nach Ost. Auf der Karakorum-Nordseite im östlichen Teil des Gebirges verläuft die Schneegrenze in rund 5100 m - 5300 m (KUHLE 1994), während sie im Hunza-Tal bis zu mehrere hundert Meter tiefer verläuft. Die Talböden setzen bei den

im Hunza-Karakorum häufig vertretenen Lawinenkesselgletschern erst sehr tief ein, so dass die Schneegrenze hier häufig innerhalb der Steilwand verläuft. Die im Gelände anzuwendende visuelle Methode der Schneegrenzberechnung nach LICHTENECKER (1938) anhand des Einsatzes von Ufermoränen scheidet somit oftmals aus, denn aufgrund der Reliefsteilheit setzen die Ufermoränen bis zu 1000 m tiefer als die Schneegrenze ein. Bereits SIMONY (1868, zit. aus v. KLEBELSBERG 1949: 683) versuchte anhand des höchsten Austauens der Ufermoränen die Schneegrenze zu berechnen.

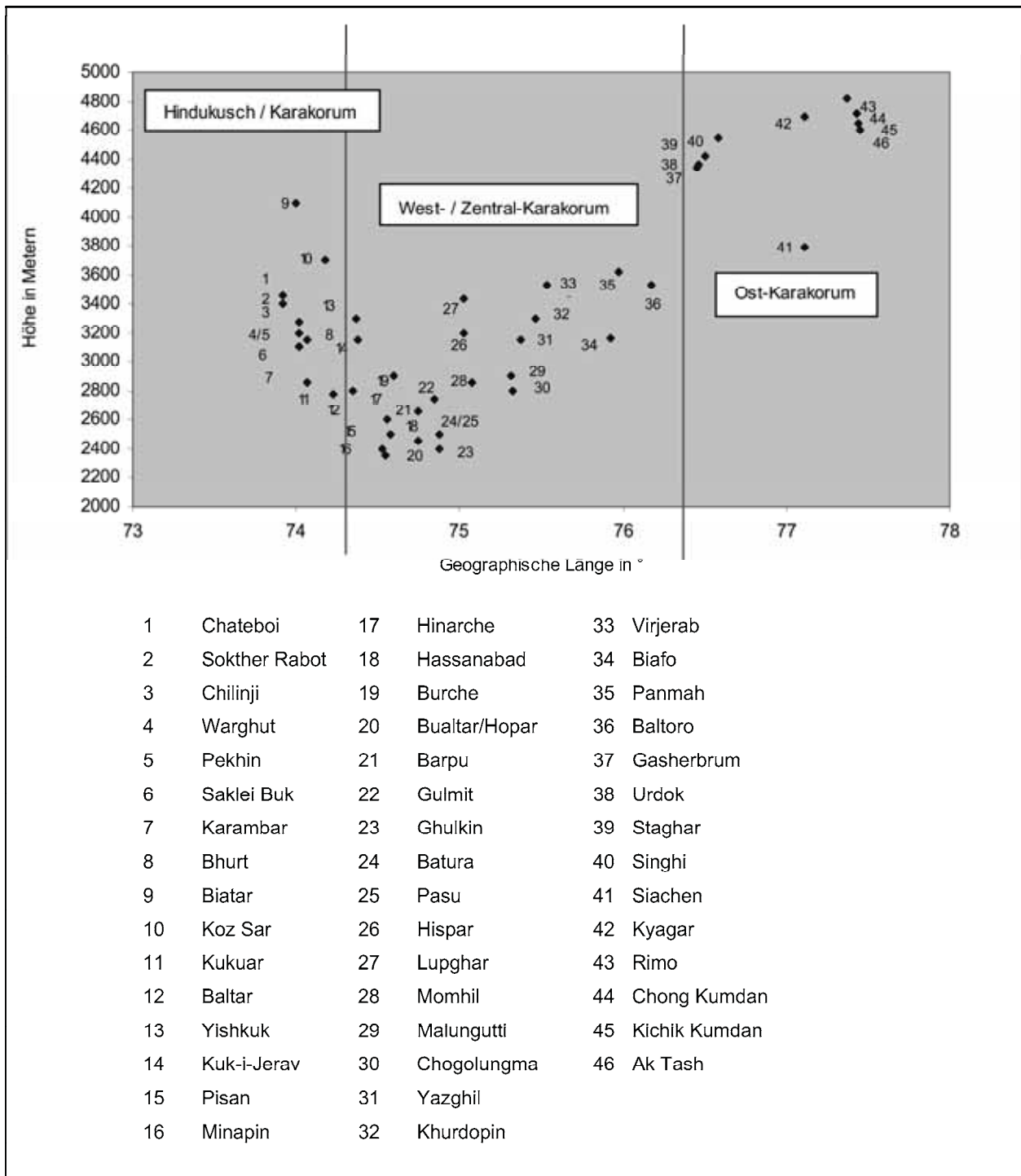
Batura-Gletscher	1 : 2
Khurdopin-Gletscher	1 : 3
Malungutti-Gletscher	1 : 0,75
Momhil-Gletscher	1 : 2
Passu-Gletscher	1 : 1
Virjerab-Gletscher	1 : 5
Yazghil-Gletscher	1 : 1,2

Tab. 2.2: Beispiele der Nähr-/Zehrgebietsverhältnisse im Karakorum (Aus: VISSER 1938)

Bemerkenswert ist das Nähr-Zehrgebietsverhältnis der Karakorum-Gletscher (Tab. 2.2). Die Zehrgebiete - als potentielle Ablagerungsräume von Glazialschutt - nehmen im Verhältnis zu den Nährgebieten der Gletscher einen erstaunlich hohen Flächenanteil ein (ITURRIZAGA 2001 & 2003). In keinem anderen Gebirge der Erde befinden sich so ausgedehnte Gletscherflächen weit unterhalb der Schneegrenze. Das Flächenverhältnis von Nähr- zu Zehrgebiet liegt bei einem Verhältnis von bis zu 1:5. Für die Alpengletscher ist ein inverses Verhältnis von 1:0,5 bis 1:0,3 die Regel (GROß, KERSCHNER & PATZELT 1977).

Die Gletscherzungenenden reichen im Karakorum angesichts der klimatischen Ungunfstfaktoren in den Tieflagen in einigen Gebieten erstaunlich weit in die Tallagen herunter. Der vertikale Verbreitungsspielraum der Gletscher diktiert unmittelbar die Verbreitung lateroglazialer Sedimente. Die tiefsten rezenten Eisrandlagen weisen der Ghulkin-, Minapin- und Barpu-Gletscher in Höhenlagen zwischen 2350 m und 2500 m auf. Abb. 2.2 zeigt eine graphische Übersicht über die Höhe der Gletscherzungenlagen in Abhängigkeit von der geographischen Länge. CHARLES (1985: 132 f.) zeigte anhand ausgewählter Gletscher im Hunza-Tal und dem Siachen-Gletscher auf, dass die Gletscherzungen in Abhängigkeit von der geographischen Länge im Westen im Hunza-Tal am tiefsten reichen und gegen den Ost-Karakorum hin in immer höheren Lagen enden. Dieser Trend - sofern man die kürzeren Hängegletscherenden ignoriert - lässt sich im Diagramm nachvollziehen. Der längste Gletscher Siachen im Ost-Karakorum endet in 3880 m Höhe, der Rimo in 4825 m. Selbst die in Nord-Exposition befindlichen Gletscher im Ost-Karakorum, wie der Kyagar-Gletscher mit mehreren über 7000 m hohen Gipfeln im Einzugsbereich (u.a. Apsarasas 7239 m, Kangri 7236 m), vergleichbar mit dem Lupghar-Gletscher, enden in 4880 m, d.h. 1500 m höher als der Lupghar-Gletscher. Gleiches gilt für den Gasherbrum-Gletscher mit dem 8035 m hohen Broad-Peak im Einzugsbereich. Generell liegen im Ost-Karakorum die Talbodenniveaus mit über 3000 m Höhe wesentlich höher als im Hunza-Tal, so dass die topographische Konstellation keine tieferen Gletscherendlagen erlaubt. Wenn man die weiter westlich gelegenen Gletscherendlagen der Karambar-Talschaft in die Betrachtung einbezieht, zeigt sich, dass sich hier wiederum ein Anstieg der Gletscherendhöhe vollzieht. Auch hier vereiteln das höhere Talbodenniveau tieferreichende Gletscherzungenlagen.

Interessant ist in diesem Zusammenhang, dass obwohl die Einzugsbereichshöhen im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes in der Baltoro-Region bis zu über 2000 m höher liegen als im westlichen Karakorum, die Gletscherzungen in diesem Gebiet rund 1000 m höher enden. Eigentlich wären tiefer gelegene Eisrandlagen als im westlichen Karakorum zu erwarten. Dies zeigt, dass die maximale Einzugsbereichshöhe von sekundärer Bedeutung für die Höhenlage der Gletscherzunge ist.



L. Iturrizaga

Abb. 2.2: Höhe der Gletscherzungen in Bezug auf die geographische Länge

Ausschlaggebender sind die den Einzugsbereichen vorgeschalteten Talbodenverhältnisse sowie deren Höhe und damit die Ausbreitungsmöglichkeiten im Gletscherzungenbereich. Bei gleichem Talgefälle und Höhenprofil wie auf der Rakaposhi-West-Seite unterhalb der Schneegrenze würde der Baltoro-Gletscher wesentlich tiefer herunterreichen als es in natura der Fall ist. Wenn allerdings der Einzugsbereich des Rakaposhi um 1000 m höher wäre, würde sich die Höhe der Eisrandlage vermutlich nur noch wenig talabwärts verschieben. Die Faustregel „100 m Schneegrenzdepression

entsprechen einer 200 m tiefer gelegenen Eisrandlage“ ist nach den Geländebeobachtungen nur bedingt anwendbar.

2.5 Die vorzeitliche Vergletscherung

Der Forschungsstand zur Vergletscherungsgeschichte wurde in Kapitel 1.4 reflektiert. Im Folgenden soll ein kurzer Abriss über die eigenen Geländebefunde zur vorzeitlichen Vergletscherung gegeben werden, da sie im Hinblick auf die Genese der Eisrandtäler von tragender Bedeutung ist. Detailbeschreibungen zu diesem Themenkomplex finden sich im regionalen Teil der Arbeit. Generell zeigt sich im Karakorum eine bemerkenswert gute Überlieferung der vorzeitlichen Vergletscherungsspuren wie in kaum einem anderen Hochgebirge.

Die deutlichsten Spuren der vorzeitlichen Vergletscherungsausdehnung sind die mächtigen Hangmoränen oberhalb der rezenten Gletscher im lateroglazialen Ablagerungsraum sowie talabwärts der aktuellen Gletscherzungen. In allen Talschaften verkleiden Hangmoränen bis zu über 1000 m über dem Talboden die Talflanken (ITURRIZAGA 1999a, 2003). Eingeschaltet in die Hangmoränen sind basal oftmals glaziofluviale Ablagerungen der folgenden Gletscherrückzugsphasen sowie der vorzeitlichen lateroglazialen Ablagerungsräume („Kameterrassen“).

Grundmoränendecken, die mit *Artemisia* und höhenwärts mit alpinen Rasengesellschaften überzogen sind und äußerlich reinen periglazialen in situ-Schuttdecken ähneln, verkleiden die Hänge insbesondere im lateroglazialen Bereich. Dass es sich um glazigene Ablagerungen handelt, wird neben den darin enthaltenen Erratika insbesondere daran deutlich, dass isoliert stehende Erdpyramiden von bis zu 3 m Höhe dem Hang aufgesetzt sind (Kap. 5.1) und eine weiterflächige Moränenverkleidung implizieren (z.B. am Hispar-Gletscher bei Skambarish in 4200 m Höhe). Erratika befinden sich an den Talflanken bis in eine Höhe von rund 4100 m (z.B. auf der rechten Hunza-Talseite oberhalb von Borith Jeel in 4100 m, auf der rechten Khurdopin-Gletscherseite in 4100 m, auf der rechten Karambar-Talseite gegenüber der Einmündung des Chillinji-Gletschers in 4000 m).

Beim glazigenen Abtragungsformenschatz vermisst man die Kare im Karakorum. Sie sind vergleichsweise selten vertreten. Auch die klassischen Trogtäler sind nicht präsent. Auf den flacher geneigten Zwischentalscheiden fallen schroffe Felsburgen auf, die sich hahnenkammartig auf der Gratlinie entlang ziehen (z.B. am Rash Lake in 4700 m, oberhalb der Yazghil-Alm in 4200 m, auf dem Lupghar/Momhil-Pass in 4200 m). Die Existenz solcher Tors werden in der Glazialmorphologie als Beleg dafür verwandt, dass diese Bereiche vorzeitlich nicht vergletschert waren, da diese Felsburgen ansonsten durch den Gletscherschliff erodiert worden sein müssten. Die angesprochenen Lokalitäten im Karakorum sind allerdings hocheiszeitlich noch vom Eis überflossen worden, wie dies die Arbeiten von KUHLE (2001) belegen. Diese Spornbereiche befanden sich in der Konfluenzlinie zweier zusammenlaufender Gletscher. Es ist möglich, dass die obersten Felsbereiche nunataka-artig aus der Gletscheroberfläche hinausgeragt haben. KUHLE (2001) weist in seinen Untersuchungen nach, dass es sich bei Moränenakkumulationen im Talgrund von bis zu mehreren hundert Meter Mächtigkeit um Grundmoränen handelt und damit eine erheblich höhere Eismächtigkeit vorlag als bisher angenommen.

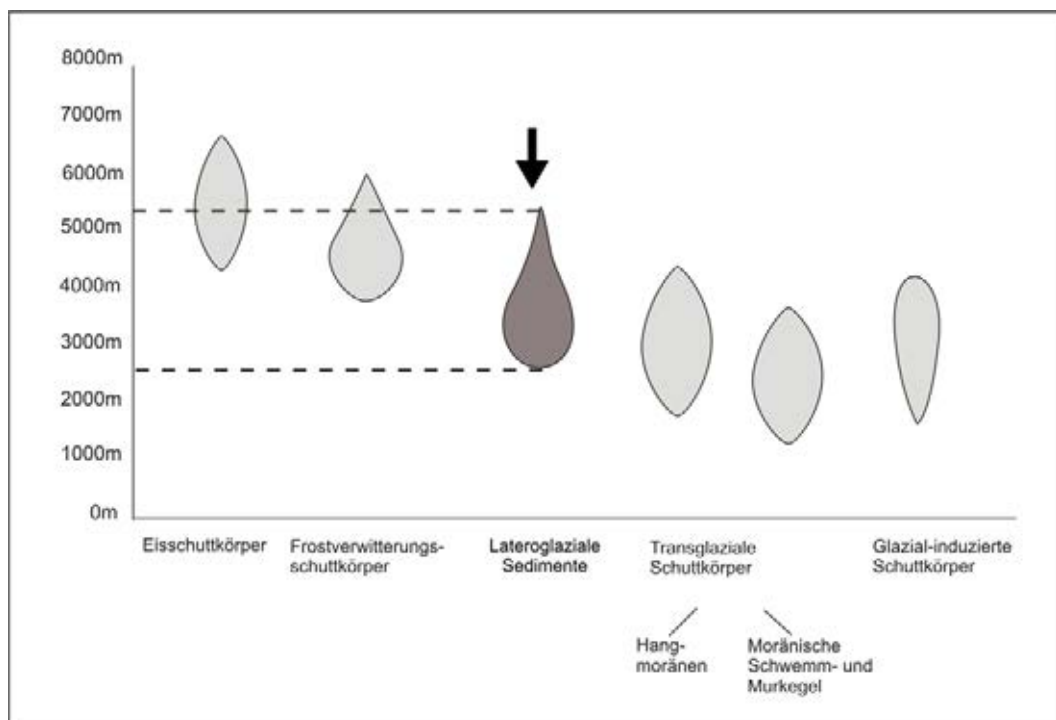
Die Formen der subglazialen Schmelzwassererosion kommen am deutlichsten in den Klammern zum Ausdruck, z.B. am Shimshal-Talausgang. Strudeltöpfe als Belege der vorzeitlichen Vergletscherung sind im Karakorum seltener anzutreffen als im Himalaya. Die größten Strudeltöpfe konnten auf der linken Buattar-Talseite in 3600 m Höhe entdeckt werden (Kap. 4.5). Sie erstrecken sich kataraktartig über eine Vertikaldistanz von mehreren Dekametern.

In den Tieflagen um die 1500 m bis 3000 m sind im Granit häufig schalenförmige Hohlformen ausgebildet (z.B. an der N-exponierten Talflanke oberhalb von Gilgit in 1700 m Höhe oder oberhalb des Borith Jeel-Sees in 2660 m Höhe). Über die Genese dieser Hohlformen in den Gesteinsoberflächen besteht auch in anderen Mittel- und Hochgebirgsregionen seit langem Uneinigkeit darüber, inwieweit es sich hierbei um chemische Verwitterungsformen oder Vergletscherungsspuren handelt (vgl. ORTLAM 1994). Diese kolkartigen Formen sind relativ klein, d.h. etwa handbreit bis allerhöchstens kopfgroß. Sie treten teilweise zu Dutzenden und in linearer Anordnung auf den Felsoberflächen auf. Auf den ersten Blick erscheinen sie an manchen Lokalitäten wie Bohrlöcher und muten wie künstliche Hohlformen an, die maschinell in den Fels eingelassen

wurden. Sie sind zum Teil senkrecht zur steilstehenden Felsoberfläche eingetieft. Sowohl die exakte geometrische Form als auch die Eintiefungsrichtung spricht gegen Verwitterungsprozesse. Auf der orographisch rechten Karambar-Gletscherseite konnten in einer Höhe von 2920 m solche Hohlformen auf einer erst jüngst vom Gletschereis freigegebenen Felsfläche vorgefunden werden, die keine andere als die glazigene Genese in Frage kommen lässt, da der Bildungszeitraum für Verwitterungsprozesse zu kurz wäre. In den Hohlformen selbst war grobkörniger Schutt abgelagert.

2.5.1 Die transglaziale Sedimentlandschaft

Die Karakorum-Landschaft ist durch ihre Fülle an Lockermaterialsedimenten gekennzeichnet (Abb. 2.3). Als dominierender Prozess der Gesteinsdesintegration im Hochgebirge – insbesondere in Schneegrenzlage – gilt bislang die mechanische Gesteinsaufbereitung in Form der Frostverwitterung (GOUDIE 1984). Schutthalden werden allgemeinhin als Kennform der Periglazialregion interpretiert (STÄBLEIN 1977) und auch im Karakorum werden sie in diesem Sinne genetisch gedeutet (HEWITT 1989). Frostwechsel treten zwar im Karakorum zu jeder Jahreszeit in alternierenden Höhenbereichen auf (HEWITT 1968 b, 1989: 14), jedoch ist es fraglich, inwieweit eine morphologische Wirksamkeit der Frostwechsel besteht. Die Höhenzone zwischen 4000 m – 6000 m bietet in den Monaten Mai bis Oktober gute Ausgangsbedingungen für Frostverwitterungsprozesse. Bei Niederschlagswerten zwischen 500 mm und 1000 mm sowie Temperaturen, die sich um den Gefrierpunkt bewegen, sind sowohl die für die Frostverwitterung notwendige Feuchtigkeit als auch Frostwechsel vorhanden. Das Hauptverbreitungsgebiet der Schutthalden reicht jedoch weit unterhalb die Schneegrenze. Die Niederschlagssummen in den Tallagen in einer Höhe von 2000 m – 3000 m liegen unter 200 mm /Jahr, so dass das notwendige Wasser für gesteinsprengende Prozesse fehlt.



L. Iturrizaga

Abb. 2.3: Hypsometrische Verbreitung ausgewählter Schuttkörpertypen im Karakorum

Bereits die weite hypsometrische Verbreitung der Schutthalden impliziert, dass diese Formen nicht klimatisch-gebunden sein können. Vielmehr belegen glazialmorphologische Untersuchungen, dass der Großteil des Schuttkörperaufkommens im Karakorum maßgeblich an die eiszeitlichen Vergletscherungsausmaße gebunden ist, d.h. glazigen geprägt ist (ITURRIZAGA 1999a, 1999b). Ein Großteil der Schuttkegel im Karakorum ist auf die Resedimentation von spätglazialen Hangmoränen

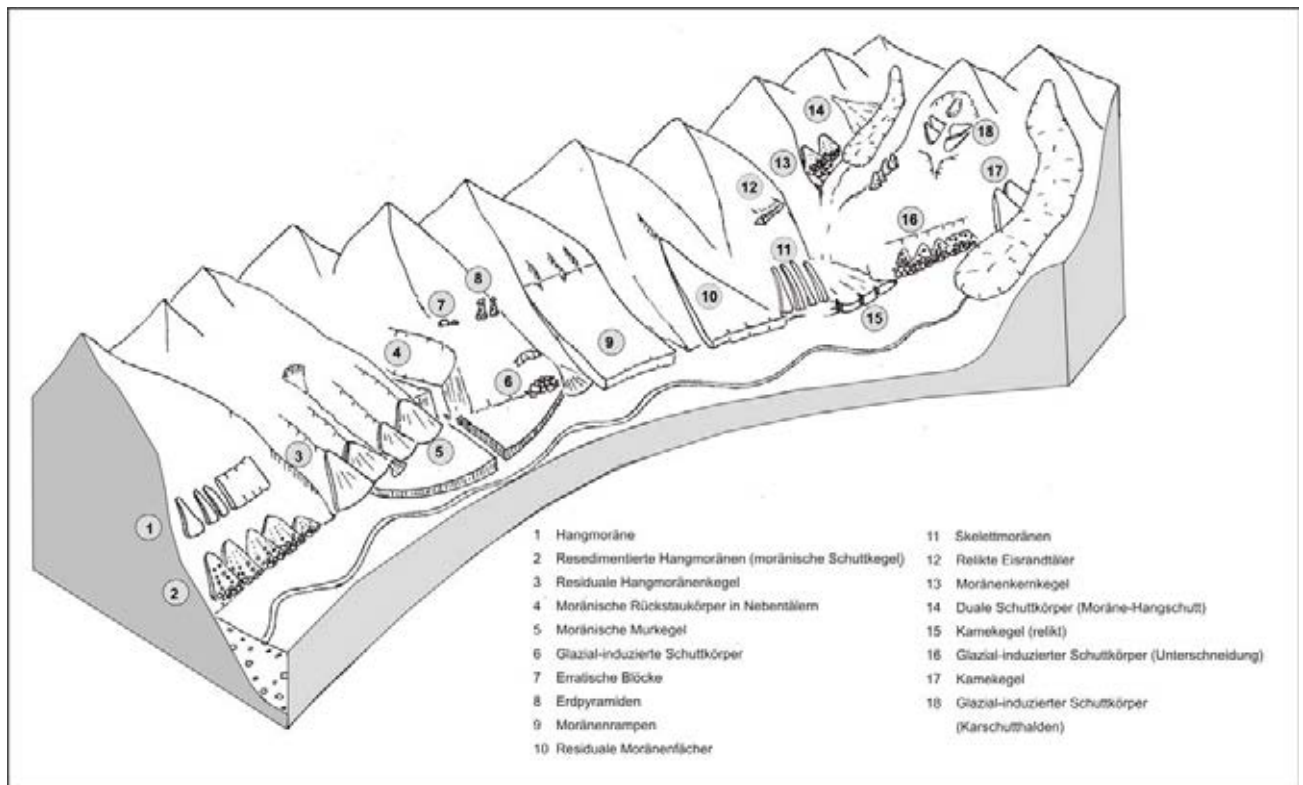
zurückzuführen (Abb. 2.3). Die Moränen sind oftmals soweit aufgezehrt, dass das ursprüngliche Schuttliefergebiet nicht mehr erkenntlich wird. Lediglich kleine dreiecksförmige Moränenüberbleibsel beiderseits der Apexregion der moränenen Schuttkegel unterhalb von geschützten Felsbastionen vermögen einen Hinweis auf das Ausgangsmaterial zu geben. Vielerorts ist auch die Disproportionalität zwischen der Größe von Einzugsgebiet und Aufschüttungsform augenfällig. Am Ausgang kleinräumiger Talkessel sind überproportional große fluvial-geprägte Schuttkörper aufgeschüttet. Erst die Beteiligung von resedimentierten Moränenablagerungen aus dem Nebental am Schuttkörperaufbau sowie eines Grundmoränenfundamentes im Haupttal lassen die großen Dimensionen der Schuttkörper verständlich werden. Der duale Schuttkörperaufbau aus spätglazialen Moränenmaterial an der Basis und darauf eingestellten postglazialen Schuttlieferungen ist kennzeichnend für den transglazialen Schuttkörperaufbau. Das Moränenfundament kann sukzessive von den postglazialen Hangprozessen verkleidet werden, so dass diese Schuttkörper einen heute nicht mehr erkenntlichen Moränenkern besitzen. Bei dem Moränenkern handelt es sich oftmals um relikte lateroglaziale Sedimente. Neben der direkten Umlagerung von glazigenen Sedimenten prägen glazigene Residualschuttkörper die Landschaft, d.h. aus dem Moränenmaterial durch post-sedimentäre Prozesse herauspräparierte Schuttkörper. Die rezenten lateroglazialen Sedimente sind in einer Höhe zwischen 2350 m und 5200 m abgelagert. Abb. 2.4 zeigt zusammenfassend einen Überblick über die transglaziale Landschaft. Für ein besseres Verständnis der Genese und Charakteristika dieses Formenschatzes sollen die vorliegenden Untersuchungen hinsichtlich der rezenten lateroglazialen Sedimentkomplexe weitere Informationen liefern.

2.5.2 Die glazial-induzierten Massenbewegungen

Aus der skizzierten Vergletscherungsausdehnung, die übersteilte Gesteinshänge sowie Sedimentakkumulationen hinterlassen hat, resultiert die postglaziale Transformation der glazigen-geprägten Talandschaft in eine Ausgleichslandschaft. Die rezenten Massenbewegungsprozesse kreieren dabei nicht die heute dominanten Hangformen, sondern zerstören primär eine ältere Form, nämlich das hoch- bis späteiszeitliche Glazialrelief. Die Größe und Mächtigkeit von Schuttkörpern sowie daraus abgeleitete Sedimentationsraten lassen keine Rückschlüsse auf deren Alter zu. Extremereignisse, die einen großen Anteil der Schuttkörper in nur wenigen Stunden, Tagen oder Monaten aufbauen, wechseln mit langandauernden Ruhephasen bzw. sukzessivem Schuttkörperaufbau. Die höchsten großflächigen Hangmoränenvorkommen, die für den transglazialen Schuttkörperaufbau eine Rolle spielen, reichen im Karakorum generell bis in Höhen von etwa 3600 m hinauf, vereinzelt auch höher. Höhenwärts sind sie zumeist nur noch sporadisch in Form einzelner Moränendecken und Erratika überliefert. Insbesondere an den Konfluenzlagen treten voluminöse Hangmoränen in Erscheinung (Kap. 4.4.4).

Unterschiede in der Vegetationsbedeckung spielen eine vergleichsweise untergeordnete Rolle für den Ablauf geomorphologischer Prozesse. In vielen Gebieten existieren keine geschlossenen Waldareale, die einen Einfluss auf die sedimentäre Hangstabilität haben könnten. Starkniederschläge gehören zu den wichtigsten Auslösefaktoren für Massenbewegungen, sowie z.B. im September 1992 (HEWITT 1993, ITURRIZAGA 1994, 1996).

Die Resedimentation von Hangmoränen in moränale Schutthalden, Schwemmkegel und Murkegel findet vor allem in der Höhenstufe zwischen 3000 m und 1500 m statt (Abb. 2.4). Hier kann zwischen Residual-, Resedimentations- und Nachbruchschuttkörpern unterschieden werden (ITURRIZAGA 1999a, 2005a). Der Schuttkörperaufbau im Karakorum ist wesentlich durch die glazial-induzierte Nachbruchdynamik geprägt. Die durch die Deglaziation hervorgerufene Druckentlastung und das fehlende Widerlager des Gletschers sowie aber auch die unmittelbare glazigene Unterschneidung führt an übersteilten Talflanken zu diversen Nachbruchschuttkörpern. Fast in jedem historischen Gletschervorfeld lässt sich anschaulich nachvollziehen, dass Gletscherrückgang und Schutthaldenbildung unmittelbar miteinander verzahnt sind. Die Kernzone der glazigen-induzierten Nachbrüche liegt zwischen 2500 m und 3500 m.



L. Iturrizaga

Abb. 2.4: Die transglaziale Schuttkörperlandschaft

2.6 Die geomorphologische Höhenstufung

Die hohen Reliefvertikaldistanzen im Karakorum bedingen eine starke hypsometrische Differenzierung der geomorphologischen Prozesse und korrelierten Ablagerungsformen. Eine reale Höhenstufung mit linearen Abgrenzungen der einzelnen Gürtel ist naturgemäß nicht ausgebildet. Vielmehr handelt es sich um in ihrer Höhenlage stark schwankende Höhenstufen, die untereinander eng verzahnt sind. Die geomorphologische Formenvielfalt nimmt mit abnehmender Höhe zu. In den Tieflagen sind insbesondere durch die Resedimentation vorzeitlicher Sedimente hochkomplexe, polygenetische Ablagerungen präsent. HEWITT (1989) erstellte eine Übersicht der geomorphologischen Massenbewegungsprozesse und ihrer Ablagerungen in Abhängigkeit von der Höhe. Diese Höhenstufung basiert hingegen auf dem klassischen Schema der alpinen Hochgebirgsgeomorphologie, in dem der Frostverwitterung eine bedeutende Rolle bei der Aufbereitung des Gesteinsmaterials sowie als Schuttliefergebiete für Massenbewegungsprozesse eingeräumt wird (HEWITT 1969). Die folgende Höhenstufung basiert auf dem Konzept des transglazialen Schuttkörperaufbaus (s. auch Tab. 6.1).

Die Gipfelregionen: die pergelide Stufe oberhalb von rund 6800 m

Die Gipfelregionen spielen eine bedeutende Rolle im Hinblick auf die Schuttproduktion. Die pergelide Stufe nimmt absolut gesehen die kleinste Fläche unter den Höhenstufen ein. Weltweit betrachtet ist sie aber im Karakorum – neben dem Himalaya – mit am großflächigsten vertreten. Die Durchschnittshöhe des Karakorum liegt bei 5500 m – 6000 m. Die Gipfel sind im Karakorum bei gleicher absoluter Höhe unterschiedlich stark vergletschert bzw. mit Flankeneis verkleidet. An der Süd- und Südwestseite des K2 (8611 m) treten großflächig Felsaufbauten zu Tage, die nur punktuell von Hängegletschern und

Firnflächen eingenommen werden, z.B. die Gasherbrum-IV-Westseite, der Masherbrum und der Muztagh-Tower. Die ungegliederten Wandfluchten sind unmittelbar den Atmosphärrillen ausgesetzt. Weder Eislawinen noch Gletscher sind an diesen Wandpartien primär formungsaktiv.

In den Gipfelregionen liegen die Temperaturen permanent unterhalb des Gefrierpunktes. Für das Auftreten von Frostwechseln ist es bereits zu kalt, so dass Frostsprengung als eine Form der Gesteinsaufbereitung nicht mehr stattfindet. Die Gipfelregionen überragen die Gletscherobergrenze (KUHLE 1987). Sie resultiert aus der Kombination von Steilrelief und negativen Temperaturen. Die Kompaktion des Neuschnees vollzieht sich bei Temperaturen von um die -30°C sehr langsam. Bevor es zur Setzung des Schnees kommt, die für eine Gletscherbildung Voraussetzung ist, wird der trockene Schnee im exponierten Steilrelief bereits verblasen. Am K2 ist die Gletscherobergrenze in 6850 m erreicht (KUHLE 1987 ebd.).

Ganz im Gegensatz zu den nackten Felsaufbauten der oben erwähnten Baltoro-Region sind die etwas weiter südlich gelegenen Gipfel des Baltoro Kangri (7300 m) sowie der Chogolisa (7668 m) vollständig in einen mächtigen Eispanzer eingekleidet. Hier werden kaum Felsflächen vom Eis preisgegeben. Diese Gipfel bieten aufgrund geringer Neigungsverhältnisse der Flankenpartien bessere Schneeablagerungsmöglichkeiten. Ein topographischer Gunststandort hinsichtlich eines höheren Feuchteinputs scheidet aus. Die glazigene Ausformung der Talflanken in Form des Gletschergrundschliffs dominiert an diesen Gipfeln über der morphologischen Wirksamkeit der Eislawinen. Die Schuttproduktion fällt wesentlich geringer aus.

Die Flankenvereisungen und die großen Steilwände: von den Gipfelregionen bis hinab in eine Höhenlage von rund 5000 m

Trotz der hohen Durchschnittshöhe des Karakorum verbleibt immer noch ein Großteil des Reliefs mit extremen Neigungsverhältnissen über lange Vertikaldistanzen. Die in Rede stehende Formungsstufe der Flankenvereisungen und großen Steilwände befindet sich unterhalb der Gletscherobergrenze, ist aber aufgrund extremer Neigungen trotz ihrer Lage oberhalb der Schneegrenze vielerorts gletscherfrei. Es ist der Höhenbereich, in denen sowohl mächtige Eisbalkone die Felsflanken einnehmen als auch schutt- und eisfreie große Wandbildungen.

Eislawinen durchlaufen unter den Massenbewegungsprozessen die größte Reliefvertikalspanne im Karakorum. Sie setzen in Höhen von über 7000 m an und können bis in Höhen von 3500 m - zumeist auf dem Gletscher - auslaufen. Ihre morphologische Wirksamkeit ist durch ihre hohe kinetische Energie gekoppelt an den langen vertikalen Transportweg entsprechend hoch. Der Eislawinenschliff modelliert zum einen charakteristische runsen- bis wannenförmige lineare Hohlräume in die Steiflanken, die kaskadenartig untereinander geschachtelt sein können. Diese Erosionsformen von Eis- und Schneelawinen stellen bei einer Anhebung der Schneegrenze die Einzugstrichter zukünftiger Steinschlagrunsen dar. Kleinere Eisbalkone und Firnfelder schaffen durch glazial-erosive Übertiefung an den steilen Felsflanken kleine, sehr flachgründige Gehängekare. Sie sind oftmals in der Form eines Hufeisenabdruckes in den Fels eingelassen. Eislawinen nehmen vor allem als Schuttlieferanten eine wichtige Stellung im geomorphologischen System ein. Der Schutt wird vorerst im Gletscherkörper talabwärts transportiert und taut dann unterhalb der Schneegrenze in Form unterschiedlicher Moränentypen aus.

Die Schuttablagerung in dieser Höhenstufe ist gering. Eine der höchsten, aus der Literatur bekannten flächigen Schuttablagerungen befindet sich am Everest-Südsattel in 7400 m Höhe.

Die Periglazialregion zwischen rund 5200 m und 3800 m: Alpine Matten und Schutthalden

In diesem Höhenbereich treten nun Frostwechsel auf, mindestens acht Monate im Jahr (HEWITT 1989). Die höchsten Eisrandtäler setzen in der Periglazialregion ein. Allerdings sind diese Ausräume in der Regel durch die Lageveränderungen des Gletschers zu instabil, als dass in diesen Bereichen Frostmusterformen auftreten. Der Großteil der Eisrandtäler liegt unterhalb der periglazialen Stufe. In trockenen Hochgebirgen verbleibt für die Periglazialregion eine große vertikale Verbreitungsspanne. Schneegrenze und Solifluktuationsuntergrenze liegen hier weit von einander entfernt.

PAFFEN et al. (1956: 28), FURRER (1986) und HEWITT (1989) bemerken für den Karakorum, dass das trockene Klima und das Steilrelief ungünstig für die Ausbildung von Solifluktuationsformen sei. FICKERT

(1998) zeigt allerdings für den NW-Karakorum einen vielfältigen periglazialen Formenschatz, u.a. Frostmusterböden im Naltar-Tal in 4500 m Höhe mit 1,5 - 2 m Durchmesser. Im Westteil des NW-Karakorum liegt die Soliflukstionsstufe zwischen 3700 m – 5200 m in S-Exposition, zwischen 3750 m – 4800 m in N-Exposition; im Ostteil des NW-Karakorum verläuft die Untergrenze der Soliflukstionsstufe in 4000 m in S- und N-Exposition, die Obergrenze liegt bei maximal 5300 m in S-Exposition und in 4900 m in N-Exposition (FICKERT 1998). Die obere Verbreitung der Solifluktion wird hier durch die Schneegrenze angegeben.

Die eigenen Geländebeobachtungen zeigten Strukturböden zumeist auf Zwischengratscheiden oder in Passregionen oberhalb von 4000 m (z.B. in Yazghil in 4200 m Höhe im Schiefer). Steinstreifen wurden in 5000 m Höhe im Shimshal-Pamir oberhalb von Shurt im Kalksteinschutt gesichtet. Blockgletscher kommen in einer Höhenlage von 3500 m bis 4500 m vor. Insbesondere in den nördlichen Teilen des Karakorum (Karambar-Tal, nördliche Shimshal-Region) sind sie weit verbreitet. In den Gebieten, in denen die Gipfelhöhen unter 5500 m bleiben und moderate Reliefverhältnisse bestehen sowie die Niederschlagsverhältnisse nicht zu humid sind, sind Blockgletscher ausgebildet.

Als wichtigster morphologisch wirksamer Prozess wird in dieser Höhenstufe die Frostverwitterung angesehen (International Karakoram Project 1984, HEWITT 1989, 1993). Die Verbreitung von Schutthalden in dieser Höhenstufe ist jedoch im Vergleich zu den tieferliegenden Höhenstufen auffallend gering. Schutthalden gehen z.T. auf ehemalige Eislawinenkegel zurück. Schutthalden im lateroglazialen Bereich sind auch hier bereits auf glazial-induzierte Prozessvorgänge wie Unterschneidungen, Druckentlastung oder Resedimentation von hochlagernden Moränen zurückzuführen (ITURRIZAGA 1999).

Die Mittellagen: Die Regionen hoher Formungsintensität zwischen 4000 m und 2500 m

Wir treten nun in eine Höhenstufe ein, in der Schuttablagerungen aufgrund der Lage unterhalb der Schneegrenze und moderaterer Neigungsverhältnisse das Gebirgsrelief zu dominieren beginnen. In der hypsometrischen Kurve des Karakorum nehmen die Regionen zwischen 3000 m und 6000 m flächenmäßig den größten Raum ein (HEWITT 1989). Ab einer Höhenlage von 4500 m – 4000 m gehen viele der Gletscher in den Typ des Talgletschers über. Hier setzt schließlich der Bereich der lateroglazialen Eisrandtäler ein, der sich bis in Höhen von 2500 m hinab erstreckt.

Am hochfrequentesten unter den Massenbewegungen sind die Steinschlagabgänge. Das Lockermaterial wird oftmals durch glazigene Sedimente bereitgestellt. Unter den feuchten Massenbewegungen treten Murabgänge durch die Bereitstellung von leicht mobilisierbarem Lockermaterial in Form glazigener Ablagerungen häufig auf. Die Talflanken sind zum Teil flächendeckend mit Hangmoränen verkleidet. Der Ablagerungsraum setzt in den unvergletscherten Haupttälern bzw. Passbereichen bereits in rund 4700 m ein (Shimshal Pamir), in den vergletscherten Talabschnitten sind Murablagerungen zumeist erst unterhalb von 4000 m im lateroglazialen Bereich anzutreffen. Moränale Schutthalden zählen zu den markantesten Landschaftsformen in dieser Höhenstufe. Als typische Desintegrationsformen des Moränenmaterials treten die Erdpyramiden auf. Es lässt sich generell zwischen nival-induzierten und pluvial-induzierten Murgängen differenzieren. Die nival-induzierten Murgänge treten im Frühjahr und insbesondere im Hochsommer auf. Die pluvial-induzierten Murgänge sind zumeist an Starkregenereignisse im Hochsommer gekoppelt, die in Verbindung mit monsonalen Strömungen auftreten. Insbesondere Wolkenbrüche („*cloudbursts*“) mit Niederschlagsmengen von über 60 mm in einer Stunde - was im Karakorum einer Menge entspricht, die über die Hälfte des Jahresniederschlages beträgt - können der Auslöser für großmaßstäbige Murabgänge sein. Ihr Auftreten ist zumeist an enge Täler oder Talschlüsse gebunden, in denen es zu lokalen Staueffekten kommt. Durch einen einstündigen Platzregen am 31. Juli 2000 wurde die Trasse zwischen Gilgit und Skardu an mindestens 29 Stellen durch Mur- und Felssturzereignisse zerstört.

Die Formungsregion der Schneelawinen ist – nicht zuletzt aufgrund des kargen Waldbestandes - recht weit verbreitet. Die Schneelawinen haben ihren Ausgangspunkt in Höhen von rund 5500 m und laufen bis in Höhen von 2000 m aus. Die meisten Lawinenablagerungen konzentrieren sich in einer Höhe zwischen 3300 m und 4000 m. Im Karakorum wird von Schneehöhen von bis zu 12 m Höhe berichtet (KALVODA 1992: 36). In den Tallagen in 2000 m Höhe ist die Schneemächtigkeit nicht höher als kniehoch.

Unterhalb von 3000 m sind die Gesteinsblöcke mit Wüstenlack in rötlich-brauner Farbe patiniert (von einer maximalen höhenwärtigen Verbreitung wird bis in 4000 m Höhe berichtet). Anhand der Gesteinspatinierungen lassen sich unterschiedlich alte Moränenstadien gut differenzieren, wie z.B. die neoglazialen Moränenstände am Batura-Gletscher. In Höhenlagen von rund 3300 m wird diese durch chemisch-physikalische Prozesse hervorgerufene Verwitterungsrinde durch das Vorkommen epilithischer Flechten (*Xanthoria elegans*) abgelöst. In Übergangsregionen können auf der N-exponierten (oder Schatten-)Seite der Gesteinsblöcke Flechten auftreten, während an der sonnenzugewandten die Gesteinsoberfläche mit Wüstenlack überzogen ist.

Die Tallagen unterhalb von 2300 m Höhe

Unterhalb von 2300 m befindet sich die rezent unvergletscherte Fußstufe des Karakorum. Diese Höhenregion liegt bereits außerhalb des Untersuchungsgebietes. Bei der Sedimentumlagerung und dem Abtrag spielen in den Tallagen äolische Prozesse eine große Rolle, insbesondere in den breiten Talkammern und Durchbruchstälern im Hunza-, Shigar-/Indus- und Karambar-Tal treten Sandstürme auf. Glazigen-induzierte Prozesse sind hier von geringerer Bedeutung für die Landschaftsgenese. Im Gegensatz zum Himalaya spielen Muren aufgrund des wesentlich geringeren Niederschlagsangebotes in den niederen Fußregionen des Karakorum nun eine geringere Rolle.

2.7 Die Vegetation in den Eisrandtälern

Der Karakorum beherbergt eine artenarme Florenregion mit einem vergleichsweise geringen Vegetationsdeckungsgrad und steht im Kontrast zu der Vegetationsvielfalt der nur sieben bis neun Breitengrade südlich gelegeneren Himalaya-Südabdachung. Die Eisrandtäler stellen Sonderstandorte im Hinblick auf den Vegetationsbesatz dar. Durch die Gletschernähe und der damit verbundenen höheren Luftfeuchtigkeit sowie der Wasserzufuhr bestehen günstigere Wachstumsbedingungen als in vergleichbaren Höhenlagen unvergletscheter Gebirgsbereiche. So ist auch das Aufkommen von Waldbeständen im lateroglazialen Bereich begünstigt. Der üppige Vegetationsbestand mancher Eisrandtäler, die zusätzlich durch Uferbäche durchflossen werden, vermittelt den Eindruck kleinräumiger „Talschaften“. In den Expeditions- und Forschungsberichten haben diese extrazonalen Standorte mit oasenartigen üppigen Vegetationsinseln immer wieder Anlass zu ausschweifenden Beschreibungen geboten (VISSER 1938: 43, „Miniaturtal“). Andererseits können sich in den Hochlagen der Eisrandtäler katabatische Gletscherwinde auch negativ auf den Baumwuchs auswirken. An einigen Gletschern verlieren die Vegetationsgrenzen gletschereinwärts an Höhe.

Der Niederschlag stellt den Minimumfaktor für das Pflanzenwachstum dar. Das Aufkommen vieler Pflanzenbestände ist an edaphische Gunststandorte gebunden. PAFFEN et al. (1956: 24) konstatieren auf einem 100 km langen S-N-Profil zwischen Nanga Parbat und Hunza-Karakorum ein Florengefälle, bei dem sich die Artenzahl der Gefäßpflanzen bedingt durch die zunehmende Trockenheit um die Hälfte reduziert. Gleichzeitig werden die himalayaischen von den zentralasiatischen Florenelementen in Richtung Norden abgelöst. Ganz beachtlich ist, dass auch gen Osten zu dem am größten vergletschertsten Gebiet des Karakorum hin ein ähnlicher Feuchtigkeitsgradient auf einem West-Ost-Profil entlang des Indus- bzw. Shigar-Tales zum K2 (Baltoro-Gletscher) ausgebildet ist.

Die Eisrandtäler erstrecken sich von der submontanen bis zur subnivalen Höhenstufe. Die Halbwüstenbereiche der Tallagen setzen sich vornehmlich aus *Artemisia-Salsola-Ephedra-Capparis-Zwergstrauchgesellschaften* mit einem Deckungsgrad von 5% - 35% zusammen. Höhenwärts dominieren dann mit bis zu 70% Deckung die *Artemisia-Zwergsträucher*. In den höheren Lagen ist die *Artemisia-Steppe* häufig mit *Juniperus semiglobosa*-Offenwald durchsetzt. Die oberen Eisrandtalabschnitte gehen dann in die Stufe der alpinen Rasengesellschaften (*Carex* und *Kobresia*) über.

In einigen Talschaften ist eine Waldstufe ausgebildet, die feuchttempierte Nadelwaldstufe. Sie wird nach unten hin durch eine xerisch bedingte Waldgrenze abgegrenzt, die in Höhenlagen von 2600 m – 2800 m verläuft. Die obere Waldgrenze befindet sich in rund 3800 m – 4000 m Höhe und wird oftmals durch Birken (*Betula utilis*) zur subalpinen Stufe hin abgeschlossen. Sie verläuft damit rund 1000 m – 1300 m unterhalb der rezenten Schneegrenze, was in etwa den Verhältnissen auf der Himalaya-

Südabdachung entspricht, obwohl im Himalaya ein wesentlich höheres Niederschlagsangebot zur Verfügung steht.

Im westlichen Teil des Karakorum zeigen die Eisrandtäler mit ihren breiten Talböden mitunter eine überraschend dichte Bewaldung. Hohe ausladende Weiden, Birken und baumwüchsiger Juniperus nehmen die Eisrandtäler flächendeckend ein (z.B. am Karambar-, Chillinji-, Kukuar-, Baltar-, Biro- und Kunti-Gletscher, Batura-Gletscher). Auf der Rakaposhi-Nordabdachung sowie in Teilen der Südabdachung umgürtet der feucht-temperierte Nadelwald das Gebirgsmassiv, bei dem *Betula utilis* die obere Waldgrenze bildet. Hierzu zählen u.a. die lateroglazialen Bereiche des Biro-, Kunti-, Minapin-, Pisan-, Bagrot-, Hinarche-Gletschers, an denen die Ufermoränenaußenhänge mit Birken bestanden sein können, während die Talflanken mit Koniferen besiedelt sind. Die Eisrandtäler des Kukuar- und Baltar-Gletschers auf der Batura-Südabdachung weisen mit den dichtesten Bestand an Birken, Weiden und Ebereschen auf. Die ausladenden Eisrandtäler des Batura-Gletschers werden von Pappeln, Juniperus und weiteren Nadelbäumen eingenommen. In den nördlichen Gebieten fehlt in manchen Regionen die montane Höhenstufe des feucht-temperierten Höhenwaldes vollständig. Nur noch einzelne Baumvorkommen weisen auf die ehemals geschlossene Waldstufe hin.

In der Talschaft Shimshal sind keine geschlossenen Waldbestände mehr vorhanden. Die Eisrandtäler sind gebietsweise mit baumwüchsigem Juniperus, Weiden, Rosensträuchern lückig bestanden. Die Ufermoränen erfahren aber keine Konsolidierung durch Baumbestände. Die lateroglazialen Bereiche des Virjerab- und Khurdopin-Gletschers sind nahezu baumfrei. Am Yukshin-Gardan- und Yazghil-Gletscher sind die Hänge bis maximal 3900 m mit sehr lückigen Juniperus-Beständen besetzt. Auf dem fruchtbaren Eisrandtalboden des Malungutti-Gletschers befindet sich eine oasenartige Besiedlung mit Laubbäumen, am Momhil-Gletscher sind in dem kleinen Eisrandtalabschnitt in 3700 m Höhe Koniferen vorzufinden. Am Lupghar-Gletscher sind bemerkenswert dickstämmige Einzelexemplare des Wacholders erhalten.

Auch die lateroglazialen Bereiche der weiter südlich gelegenen Gletscher Hispar, Baltoro und Biafo zeigen einen kärglichen Vegetationsbestand auf. Juniperus-Bäume kommen nur als Einzelexemplare vor. Das Lokalklima des Chogolungma-Gletschers ist allerdings deutlich feuchter ausgeprägt. Hier sind die Talflanken bis in Höhen von 4000 m mit Juniperus und Salix bewachsen.

Das Sedimentationsumfeld des Baltoro-Gletschers ist weitgehend baumfrei. Gänzlich waldfrei sind die lateroglazialen Bereiche im westlichen Teil der Batura-Muztagh-Nordseite am Biatar-, Koz Yaz-, Yishkuk-, Kuk-i-Jerav-Gletscher. Nur vereinzelte Juniperus-Offenwald-Bestände säumen die Talflanken.

Die Eisrandtäler unterliegen im Karakorum einer starken weidewirtschaftlichen Nutzung für Ziegen, Schafe und Yaks. Fast alle der Gletscher weisen – vor allem in Südexposition - Sommeralmen auf. Die Vegetation in den Eisrandtälern und an den angrenzenden Talflanken wurde und wird durch die intensive Beweidung und Abholzung nachhaltig verändert, so dass von einer stark anthropogen veränderten Baumgrenze ausgegangen werden kann. In manchen Eisrandtälern wird die Nutzung zur vollständigen Vernichtung ganzer Waldbestände beigetragen haben. Auch rezent liegen die Waldbestände an den Ufermoränenaußenhängen – trotz verbesserter Forstpolitik – noch der Abholzung, wie beispielsweise entlang der Gletscher der Talschaft Bagrot.

Die höchsten Sommeralmen in den Eisrandtälern sind in Höhenlagen von 3800 m anzutreffen. Das heißt sie liegen etwa 800 m unterhalb der höchsten Sommeralmen in der Passregion des Shimshal Pamir (ITURRIZAGA 1997a). Die Weidegebiete reichen in den Eisrandtälern bis rund 4500 m hinauf. Die Hänge der Talflanken sowie die Außenhänge der Ufermoränen sind partienweise lückenlos mit Viehgangeln gemustert (z.B. auf der rechten Lupghar-Gletscherseite).

Ein Großteil des Pflanzenbestandes in den Tallagen geht auf Bewässerungsmaßnahmen zurück. Die Eisrandtäler befinden sich jedoch oberhalb dieser Region. Nur an vereinzelten Gletschern, wie am Hopar-, Ghulkin- oder Tipurri-Gletscher, ist der Ufermoränenaußenhang mit Bewässerungskanälen durchzogen und zum Teil mit Sanddornanpflanzungen zusätzlich konsolidiert.

In früheren Zeiten fand an einigen Gletschern in den Eisrandtälern eine landwirtschaftliche Nutzung statt, die jedoch wegen mangelnder Bewässerungsmöglichkeiten durch das Einsinken der Gletscheroberfläche wieder aufgegeben werden musste. Zusammenfassend zeigt sich insgesamt ein konträres Bild zu den Eisrandtälern der Himalaya-Südabdachung, die in der Regel höher liegen und in der alpinen Stufe angesiedelt sind und von alpinen Rassengesellschaften eingenommen werden.

3. Die Eisrandtäler: Eine Einführung in die lateroglazialen Sedimentationskomplexe

3.1 Zur Terminologie der Begriffe „lateroglazial“ und "paraglazial"

Angesichts der vagen Terminologie für die seitlich die Gletscher begleitenden Sedimente ist eine Beleuchtung der bislang verwandten Begriffe vonnöten. Der eigentliche Raumbegriff für die sedimentären Ablagerungen im seitlichen Bereich des Gletschers ist in der deutschen Terminologie *paraglazial*, der auf v. KLEBELSBERG (1950: 80) zurückgeht. Er benutzte die Bezeichnung ohne nähere Erläuterung für randglaziale Ablagerungen im Zusammenhang mit der Genese der Inntalterrassen. Später wird *paraglazial* von EGGERS (1961: 19) für Moränenterrassen im Wallis verwendet. Er bezeichnet damit den Schuttaufnahmeraum, der sich zwischen der konvex gewölbten Gletscherzunge im Zehrgebiet und der eisfreien Talflanke ergibt und sich vorwiegend aus glaziofluvialen Ablagerungen konstituiert. GARLEFF & STINGL (1985) schreiben von paraglazialen Hangleisten in der Anden-Ostabdachung. KUHLE (1991: 150) verwendet "paraglaziale Bildungen" gemäß der klassischen Terminologie und verwendet ihn auch synonym mit dem Begriff *Ufersander*. Die Bezeichnung *paraglazial* wird in der Mehrzahl der Anwendungen auf Sedimentablagerungen übertragen, die sich im lateralen randglazialen Bereich befinden. Zumeist werden in Anlehnung an Kameterrassen geschichtete Sedimente glaziofluvialer Herkunft angesprochen und damit eine genetische Implikation geknüpft. Allerdings fand der Begriff aufgrund der geringen Beschäftigung mit diesem Eisrandbereich vergleichsweise wenig Anwendung. In den Handbüchern der physischen Geographie (z.B. LOUIS 1979, GOUDIE 2002, AHNERT 2003, ZEPP 2004) findet er keine Erwähnung. Im Englischen besitzt die Bezeichnung *paraglacial* eine gänzlich andere Bedeutung als im Deutschen *paraglazial*. Der Term *paraglacial* wurde von RYDER (1971a, 1971b) im Zusammenhang mit Studien über Schwemmfächer im Fraser- und Thompson-Tal in British Columbia (Kanada) geprägt. Die Autorin intendierte mit der begrifflichen Neuschöpfung primär die moränenen Fächerbildungen, die im Laufe der Deglaziation durch die fluviale Umarbeitung von Moränen entstehen, von den typischen Fächern aus den ariden Gebieten abzugrenzen (LUSTIG 1965, HOOKE 1967). Später wurde *paraglacial* von CHURCH & RYDER (1972: 3059) als "*nonglacial processes that are directly conditioned by glaciation*" näher definiert. Paraglaziale Schuttkörper sind in ihrem Sinne typisch für kürzlich entgletscherte Landschaften. In den letzten zehn Jahren hat sich der Begriff *paraglacial* in der englischen Wissenschaft etabliert (BALLANTYNE 2002) – im Gegensatz zum deutschen Pendant.

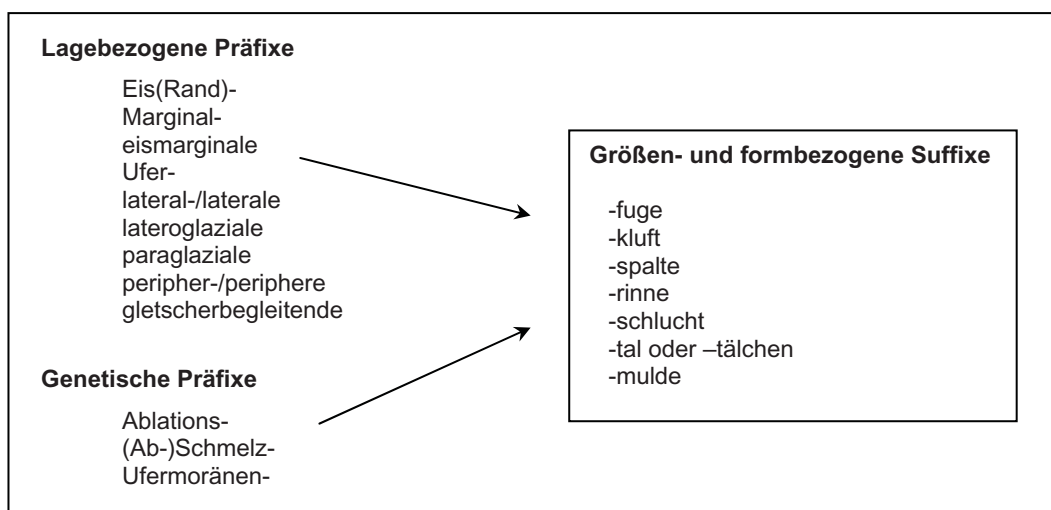


Abb. 3.1: Übersicht über Begriffsbezeichnungen für die Eisrandtäler

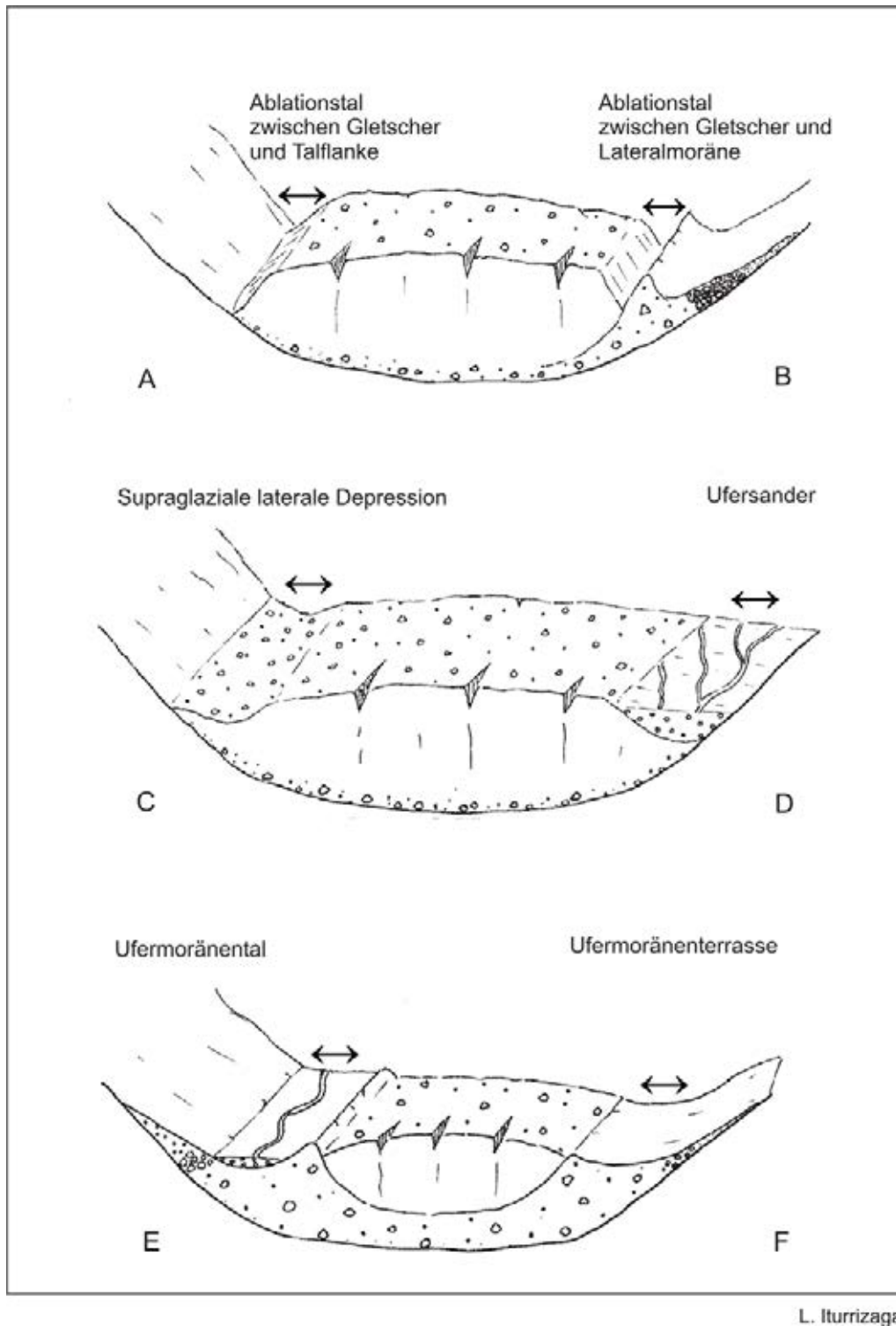
Im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen wurde der Begriff „*lateroglazial*“ eingeführt, um die Ablagerungen, die *neben* dem Gletscher lokalisiert sind, ohne jegliche genetische Implikationen anzusprechen (ITURRIZAGA 2001, 2003). Denn unter dem Begriff „eismarginal“ werden in erster Linie die Sedimentablagerungen im Eisfrontbereich assoziiert, die sich im Gegensatz zu den seitlichen Gletscherablagerungen einer äußerst regen wissenschaftlichen Untersuchung erfreuen. Gerade im englisch-sprachigen Forschungsraum wird unter "ice-marginal" zumeist nur das proglaziale Sedimentationsumfeld verstanden. Da im front- und randglazialen Bereich sehr eigene, komplexe Sedimentationsräume ausgebildet sind, ist eine terminologische Trennung vonnöten.

3.2 Randschluchten, Ablations-, Ufer- und Eisrandtäler

Unterschiedliche morphologische Verzahnungsformen zwischen Gletscher und begrenzender Talflanke sind bereits früh in der Literatur vermerkt und thematisiert worden, jedoch in der Folgezeit recht wenig weiter erörtert worden (Abb. 3.2). Bereits Mitte des 19. Jhds. wurde STRACHEY (1847, zit. aus JORSTAD 1957: 98) auf die Ausräume im Gletscherrandbereich aufmerksam und erkannte am Pindari-Gletscher (Kumaon-Himalaya/Indien) die Auswirkungen der Wärmerückstrahlung des anstehenden Gesteins auf die Gletscherrandbereiche: „*I also observed, that almost everywhere a space was left between the rock and the ice, the latter appearing to shrink from contact with the former. This was of course the effect of the heat of the rock melting the ice.*“ Die gesteigerte Ablation des Gletschers im Felsbereich wurde von weiteren Autoren beobachtet, aber nicht weiter terminologisch definiert (1885: 221, CRAMMER 1905: 128, ODELL 1925: 306). FRESHFIELD (1902: 469) vermerkte die ausladenden Talungen unter anderem neben dem Zemu-Gletscher im Ost-Himalaya und führte ihre Genese auf die fluviale Resedimentation älterer Ufermoränen zurück: „*The long green valleys beside the glaciers are a feature of Sikhim, and a great convenience to travellers. Possibly they are preserved by torrents issuing from side glens, which by constantly washing away the lateral moraines retrain the main glaciers from pressing the hillside.*“

Im Karakorum hat OESTREICH (1906, 1911/12) als erster Forscher die „Randschluchten“ entlang des Chogolungma-Gletschers als singuläre Erscheinungen im Sinne von Ablationsphänomenen im Karakorum beschrieben und damit auch genetisch gedeutet. Der von OESTREICH verwandte Begriff der "Randschlucht" wird im weiteren Verlauf auch von FLAIG (1938: 112) sowie von KOCH & WEGENER (1930: 397) gebraucht, wobei letztere Autoren ihn auf eine durch Winderosion hervorgerufene Trennungshohlform beziehen (JORSTAD 1957: 98). DISTEL (1925) bezeichnet unter der „Randkluft“ eine Ablationshohlform, die an der Schwarz-Weiß-Grenze zwischen Fels und Gletscher zur Ausbildung kommt. Die Randkluft ist eine Spalte, die an Kar- und Talgletschern im oberen Talschlussbereich auftritt und das Gletschereis vom anstehenden Gestein trennt. Sie wird durch verstärkte Ablationsprozesse an aufgewärmten Gesteinsoberflächen hervorgerufen, spiegelt aber auch die abwärtsgerichtete Eisbewegung von der Talflanke hinweg wider (v. KLEBELSBERG 1948/49, BENN & EVANS 1998: 213). MAIR & KUHN (1994) haben gezeigt, dass die Randklüfte eher durch basales Gleiten entstehen. Die Randklüfte befinden sich zumeist im Gletschernährgebiet. Abzugrenzen davon ist als weitere Hohlform im eismarginalen Bereich der Bergschrund, eine transversale Zerrungsspalte, die unbewegliches von bewegtem Eis trennt (WILHELM 1975). Hier sei noch auf die Arbeiten in Skandinavien von MANNERFELT (1949) hingewiesen, der an Gletschern mit geringem Gefälle u.a. im lateralen Bereich Schmelzwassereinschneidung bei zurückweichenden Gletschern als typische Deglaziationsformen herausgestellt hat.

VISSER (1928, 1938: 37) bemerkte auf seinen zahlreichen Forschungsreisen im Karakorum, dass die von OESTREICH beschriebenen Randschluchten keine Einzelercheinung sind. Er deutete sie als ein Charakteristikum der Gletscher des subtropischen Hochgebirges. Um Verwechslungen mit anderen geomorphologischen Formen zu vermeiden, gab er den Randschluchten zuerst den Namen "Ablationstal" (1928: 182 ff.), später "Ablationsschlucht" (1938: 37) und übernahm damit die von OESTREICH hervorgehobene genetische Interpretation der Wärmerückstrahlung. Später berichtet FINSTERWALDER (1932: 24) von "Ablationstälern" an Gletschern im Pamir (Notgemeinschafts-Gletscher) sowie SCHWARZGRUBER (1939: 24) von "Ablationsschluchten" im Kumaon-Himalaya. FLAIG (1938: 149) bezeichnet die durch die Ufermoräne von der Talflanke abgesetzten Hohlformen am Beispiel des Macugnaga-Gletschers in der Monte Rosa-Gruppe in den Alpen als "Abschmelztäler".



A Ablationstal zwischen Gletscher und Talflanke **B** Ablationstal zwischen Gletscher und Ufermoräne
C Supraglaziale laterale Depression **D** Ufersander **E** Eisrandtal mit Ufermoräne (Ufermoränental)
F Eisrandterrasse

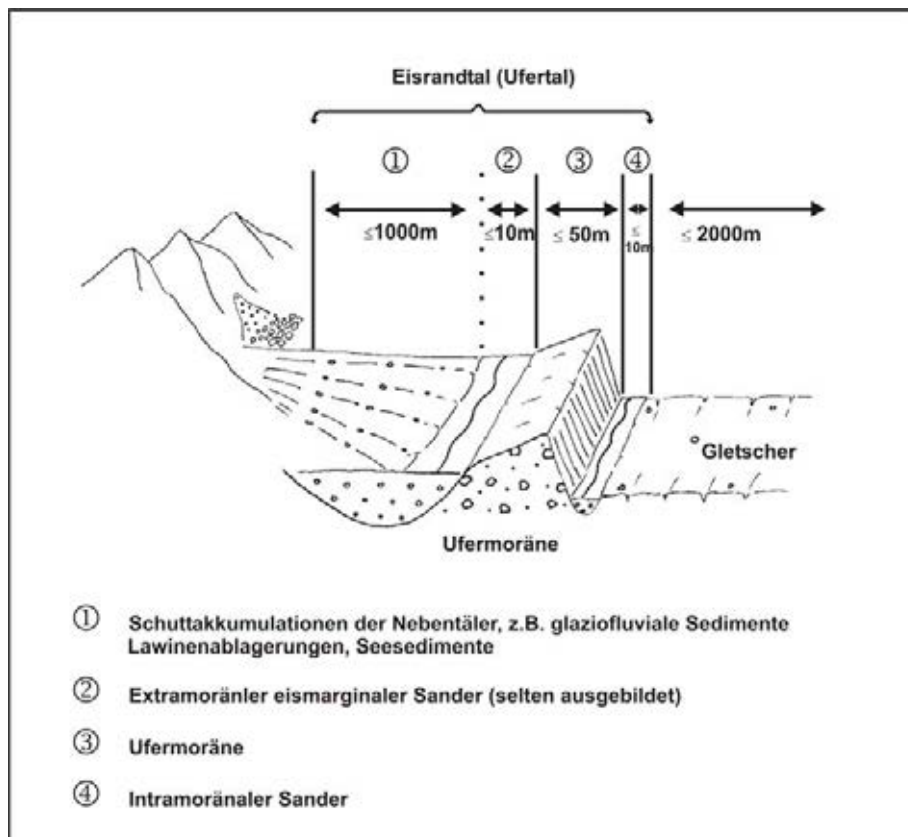
Abb. 3.2: Ausgewählte Typen von Eisrandformationen

Allerdings kam es in der Folgezeit zu einer von vielen Autoren bereits schon frühzeitig monierten Begriffsverwirrung zwischen der reinen Ablationshohlform (Ablationstal) und dem sedimentverfüllten Außental der Ufermoräne (Ufertal) (v. KLEBELSBERG 1938: 309 f., KICK 1956, PAFFEN et al. 1956, RÖTHLISBERGER 1986, HEWITT 1989, HEWITT 1993). So wurde die Bezeichnung „Ablationstal“ nicht

nur für die Hohlform zwischen Gletschereis und Talflanke, sondern auch für die breiten lateroglazialen Sedimentkomplexe verwendet (z.B. VISSER 1938).

Bei V. KLEBELSBERG (1938: 309, 1949: 815) taucht für die Ufermoränenaußentäler der genetisch neutrale Begriff der "Ufertäler" und auch der „Ufertalung“ (1949: 816) auf. PAFFEN et al. (1956: 21) sprechen von „Eisrandtälern“ und KICK (1956) von dem „Außental der großen Ufermoräne“. Der Begriff „Ufertal“ stimmt etwas unzufrieden, da man das „Ufer“ eher mit den randlichen Gefilden von Gewässern in Verbindung setzt und zum anderen das Vorhandensein einer Ufermoräne zu implizieren vermag. In der vorliegenden Arbeit wurde deshalb der Begriff „Eisrandtal“ für die Beschreibung der lateroglazialen Bereiche gewählt, die sowohl die Gesamtheit der Sedimentkomplexe im randglazialen Bereich anspricht als auch die Hohlformen, d.h. das Ablationstal. Wenn eine Ufermoräne vorhanden ist, bietet es sich an explizit von Ufertal zu sprechen. Der Schwerpunkt liegt auf der Beleuchtung der Genese der lateroglazialen Sedimentkomplexe. Beim Ufertal oder Eisrandtal handelt es sich natürlich nicht im strengen Sinne um ein wahres Tal, da sie kein kontinuierliches Gefälle besitzen. Allerdings übernehmen sie die Funktion von „peripheren Entwässerungstälchen“, wie sie HAFFNER (1972) in Anlehnung an VISSER bezeichnet.

Obwohl die Bezeichnung „Ablationstal“ für die Gesamtheit der lateroglazialen Landschaftsformen vielfach in der Literatur kritisiert wurde (HEWITT 1993), ist er erstaunlicherweise derzeit noch weit verbreitet (z.B. SHARMA et al. 1996, SHRODER et al. 2000, KAMP 2001). Insbesondere in der englischen Terminologie besteht kein wahres Pendant zum Begriff der „Ufer-, oder „Eisrandtäler“. Zumeist taucht der Begriff „ablation valley“ auf (MASON 1930, SCHOMBERG 1936 am Barum-Gletscher im Hindukusch). HEWITT (1993) benennt die Eisrandtäler als „valley-side depressions“ oder "ablation valley complexes". Die Verfasserin schlägt für die englische Terminologie den Begriff der „lateroglacial valleys“ oder „ice-marginal valleys“ vor (ITURRIZAGA 2001, 2003). Abb. 3.3 zeigt einen Querschnitt durch ein typisches Eisrandtal.



L. Iturrizaga

Abb. 3.3: Die geomorphologischen Einheiten des Eisrandtals

In der Arbeit erfolgten die Untersuchungen vornehmlich im Gletscherzehrgebiet unterhalb einer Höhenlage von 5000 m. Nur selten besitzen die Karakorum-Gletscher in ihren Randbereichen im Ablationsgebiet unmittelbaren Talflankenkontakt. Zumeist werden sie von mehr oder weniger breiten Sedimentkomplexen vom Anstehenden separiert oder sind durch eine Trennungsfuge vom Fels getrennt. Die terminologische Beschreibung dieses Ausraumes zwischen Gletscherkörper und Talflanke in seinen unterschiedlichen Variationen ist in sedimentologischer Hinsicht bislang nur wenig beschrieben worden.

Die Untersuchung der Ablationsformen ist nicht expliziter Bestandteil der vorliegenden Arbeit zumal für deren Erforschung umfangreiche Strahlungs-, Temperatur- und Ablationsmessungen notwendig gewesen wären und auch andere Gletscherrandbereiche bevorzugt aufgesucht hätten werden müssen. Im Rahmen der Arbeit stehen die Sedimentationsformen im lateroglazialen Bereich im Vordergrund.

3.3 Das Ablationstal und verwandte Formen

Das Ablationstal stellt im Verzahnungsraum zwischen Talflanke und Gletscherrand eine markante Landschaftsform im Karakorum dar, die seit langem von Bergreisenden wahrgenommen worden ist (Photo 3.1, Abb. 3.2. & 3.4). Das Ablationstal (oder auch Ablationsschlucht) bezeichnet den auf Einstrahlung beruhenden Ausraum an der Schwarz-Weiß-Grenze zwischen Gletscher und angrenzender (sonnseitiger) Talwand (VISSER 1938). Er entsteht durch die Wärmeabstrahlung des anstehenden Gesteins oder des Lockermaterials, zumeist des Ufermoräneninnenhangs. RÖTHLISBERGER (1986: 88) zeigt ein weit unterhalb der Schneegrenze lokalisiertes Ablationstal in rund 3000 m Höhe am Hinarche-Gletscher in SE-Exposition zwischen Ufermoräneninnenhang und Gletscherkörper. KUHLE (1991: 165) beschreibt ein Ablationstal von mehreren hundert Metern Breite im Tien Shan. Prinzipiell kann das Ablationstal zum einen zwischen Gletscherkörper und anstehendem Gestein oder/und zum anderen zwischen Gletscherkörper und moränischem Sediment ausgebildet sein (Abb. 3.2). Durch die Aufheizung und folgende Wärmeabstrahlung des Gesteins bzw. des Sedimentkörpers schmilzt der Gletscherkörper im Kontaktbereich zum Fels verstärkt zurück.



Photo 3.1: Ablationsschlucht (↙) zwischen Talflanke und Gletschereis in 3650 m Höhe auf der rechten Kitke-Jerav-Gletscherseite in S-Exposition. Aufnahme: L. Iturrizaga 06.10.2000.



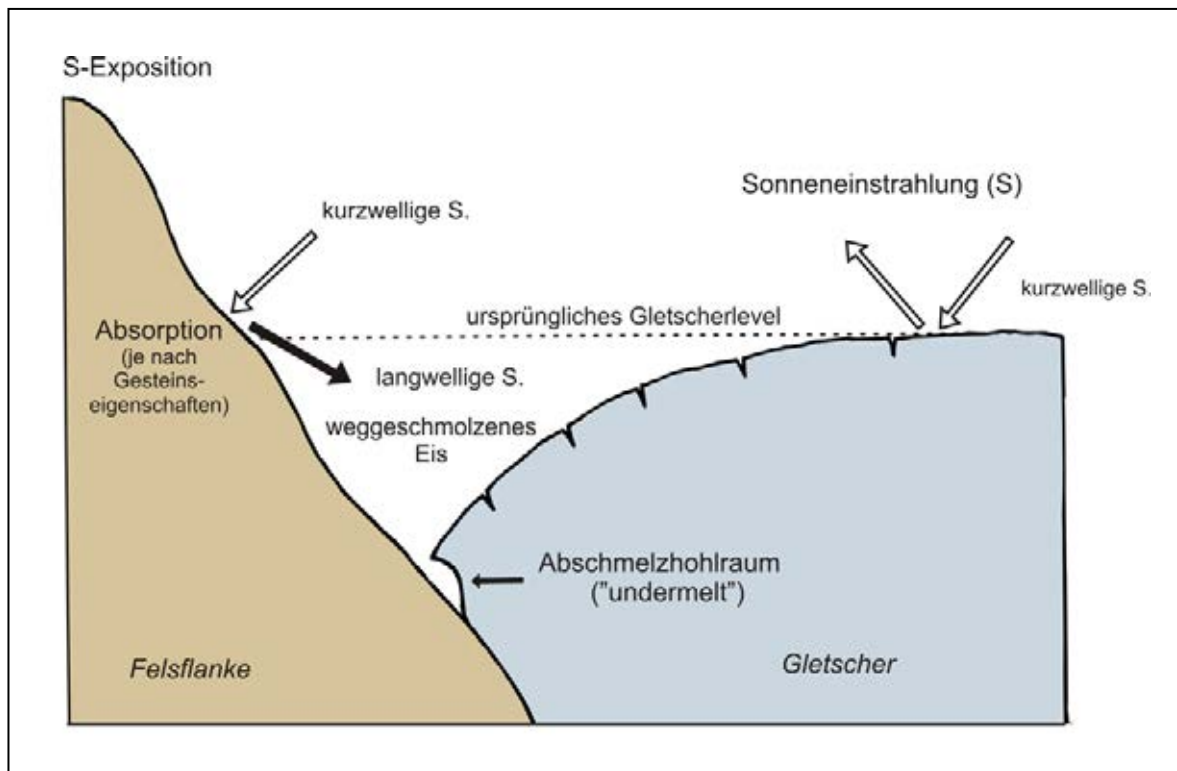
Photo 3.2: Auf der rechten, W-exponierten Yazghil-Gletscherseite scheint der Yazghil-Gletscher gegen das Eisrandtal hin vorzustößen. Andererseits können aber Ablationsprozesse erst zum Rückschmelzen des Gletscherkörpers von der Talflanke beigetragen haben und den im Vordergrund ersichtlichen Ausraum geschaffen haben. In der Tiefenlinie des Eisrandtales wird durch den Gletscher seitlich von Zeit zu Zeit ein See aufgestaut (↷). Diese ephemeren Seen können zur Erweiterung einer solchen vermeintlichen Ablationsschlucht beitragen. Etwas talaufwärts schüttet das Gletschereis randlich eine Lateralmoräne auf (→). Man beachte die konkav übersteilten Eisflanken. Aufnahme: L. Iturrizaga 18.07.2001/2/30.

VISSER (1938: 41-43) konstatierte, dass sich das anstehende Gestein wesentlich mehr aufwärmt als die umgebende Luft. Er stellte am Batura-Gletscher fest, dass die Aufwärmung der Talflanke 30°C in 5000 m Höhe betrug, während die Lufttemperatur lediglich $3,8^{\circ}\text{C}$ maß. Eigene Messungen der Gesteinstemperaturen im lateroglazialen Bereich bei Yashpirt auf der linken Batura-Talflanke ergaben eine Maximumtemperatur von $44,4^{\circ}\text{C}$ am 01.09.2001 (s. Kap. 4.1.1.1). Die klimatischen Gegebenheiten der Subtropen mit hoher Einstrahlung und geringer Luftfeuchtigkeit bzw. hoher Transparenz der Atmosphäre begünstigen das Vorkommen dieser Abschmelzformen (VISSER 1938). In der trockenen, dünnen Höhenluft in dieser Breitenlage ist die Sonnenstrahlung außerordentlich intensiv und die Formen treten verstärkt in Erscheinung (v. KLEBELSBERG 1938: 309). Die Größendimension der Ablationstäler liegt im Längsschnitt in der Regel im Meter- bis Zehnermeterbereich.

Man ist leicht geneigt, diese Formen als Folge eines allgemeinen Eisrückganges zu interpretieren. VISSER (1938: 37) zeigte jedoch, dass Ablationsschluchten auch an stark vorstoßenden Gletschern in deren Prallhanglagen vorkommen, wie z.B. am Manlung-Gletscher (Saser-Gruppe). In den Anden sind Ablationstäler ebenfalls eine bekannte Erscheinung (JORDAN 1991: 82f.). JORDAN (1991: 82) verweist auf die unterschiedlichen Adsorptionseigenschaften von verschiedenfarbigen Gesteinen. Die dunklen Schiefergesteine besitzen höhere Energieabsorptionseigenschaften als die helleren Granit- und Gneisgesteine. Auch hier wurde ein vermehrtes Auftreten der Ablationstäler bei West-Ost-verlaufenden Gletschern auf der nordexponierten Seite (Südhälfte) registriert.

Der Verbreitungsraum der Ablationsschluchten im Karakorum liegt zwischen der Schneegrenze und einer Höhenlage von 3500 m (VISSER 1938: 43), wobei die Formen bevorzugt oberhalb von 4000 m auftreten sollen. Unterhalb dieser Höhenlage sind sie wesentlich kleiner und schmaler ausgebildet. VISSER (1938) führt dies darauf zurück, dass die Luft in dieser Höhenlage aufgrund des hohen Wasserdampf- und Kohlendioxidgehaltes so stark erwärmt wird, dass die Felswand sich zu wenig erhitzt. Weiterhin anzumerken ist, dass bei den Ablationsprozessen in den trockenen

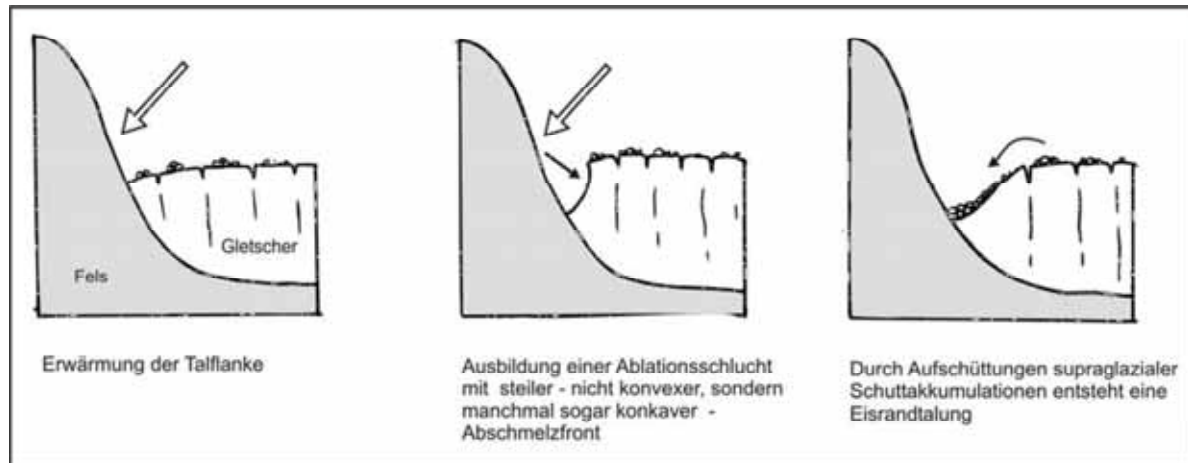
Hochgebirgsregionen die Sublimation eine größere Rolle als das Schmelzen spielt (TROLL 1942a & b). KICK (1956: 340) konstatiert ebenfalls, dass die Ablationstäler nur oberhalb von 4100 m vorkommen. Die Ablation kann größerflächig nur an blankeisigen Gletscherkomponenten wirksam sein. Damit ist die Verbreitung in der derzeitigen Vergletscherungssituation mit stark verschutteten Gletscherkörpern auf Regionen nahe der Schneegrenze beschränkt. Der Umkehrpunkt von Ablations- zu Insolationseffekten der Obermoränendecke liegt bei 0,5 - 1,0 cm Mächtigkeit der Schuttauflage (BENN & EVANS 1998: 73) bzw. 10 cm (KUHLE 1991). Im Karakorum wurden Einstrahlungswerte gemessen, die mit 850 – 1300 W/m² der Solarkonstante nahe kommen (KUHLE 1991: 163), so dass äußerst günstige Voraussetzungen für die Ausbildung von Ablationstälern gegeben ist. Ablationsmessungen ergaben am Batura-Gletscher eine jährliche Ablationsrate von 18,94 m in einer Höhe von 2644 m (SHI YAFENG & ZHANG XIANGSONG 1984: 58).



L. Iturrizaga

Abb. 3.4: Schematischer Querschnitt durch ein Ablationstal

Der Ausraum zwischen Gletscher und Talflanke muss nicht zwangsläufig auf Einstrahlungseffekte zurückzuführen zu sein. Eine vor allem im Zehrgebiet konvexgewölbte Gletscheroberfläche besitzt naturgemäß keinen Kontakt mit der vom Gletscher wegspringenden Talflanke. KUHLE (1991) hat die Ablationstäler als charakteristische Erscheinungen für subtropische Gletschergebiete ausführlicher erörtert, insbesondere auch die Interferenz von der Ausbildung der Ablationsschlucht und der konvexen Krümmung der Gletscheroberfläche. Nach den Geländebeobachtungen der Verfasserin und den aus der Literatur bekannten Beispielen (VISSER 1935, 1938, RÖTHLISBERGER 1986) muss es sich bei der Abschmelzform des seitlichen Gletschers nicht zwangsläufig um eine konvexe Form handeln. Vielmehr ist an der von den Ablationseffekten betroffenen Gletscherpartie eine Eissteiflanke vorzufinden, die sogar ansatzweise konkave sowie übersteilte bis überhängende Elemente besitzt (Abb. 3.5).



L. Iturrizaga

Abb. 3.5: Ausbildung einer Ablationsschlucht mit steiler Gletscherabschmelzfront und sukzessiver Lateral-moränenbildung

Generell muss der durch die Wärmeabstrahlung der Felswand zurückweichende Eisrand in der Initialphase nicht immer von der Felswand zurückweichen. Es kann in der ersten Phase auch zu einer Art Unterhöhlung oder Untertunnelung des Eiskörpers kommen (Abb. 3.4) (vgl. BENN & EVANS 1998: 72, Fig. 2.8). Die Erwärmung der Talflanke findet nicht nur dort statt, wo die Sonneneinstrahlung auftritt, sondern auch unterhalb des Gletscherpegels (v. KLEBELSBERG 1948/49: 152). Der oberste Bereich des Gletscherkörpers steht noch nahezu im Felskontakt, während unter der Eisoberfläche ein Hohlraum ausgebildet ist. Dieser kann einerseits durch subglaziale Schmelzwässer ausgehöhlt worden sein oder aber auch durch Wärmeabgabe der Felsflanke hervorgerufen werden. Im Laufe der Zeit wird die obere, sukzessive dünner werdende Eisdecke nachbrechen und den Ausraum vergrößern. Zur Untertunnelung können natürlich auch englaziale Schmelzwasserläufe sowie in einem späteren Stadium supraterrane Eisrandbäche zur Verbreiterung der Ablationsschlucht beitragen (VISSER 1938: 40). In kleinerer Form sind die Abschmelzformen als Ablationsklüfte bekannt, die an Lawinenkegeln und -firnen an der Basis südseitiger Felswände auftreten. "...zwischen Schnee und Fels sind hier oft metertiefe, bis senkrechte oder schneeseitig überhängende Schluchten ausgeschmolzen, die am Oberrand bis mehrere Meter breit werden und den Übertritt vom Schnee in die Felsen erschweren können." (v. KLEBELSBERG 1938: 310). Es können auch Randklüfte an Lawinenkegeln ausgebildet sein (v. KLEBELSBERG 1948/49: 96).

Für die Ausbildung von Ablationsschluchten scheinen naturgemäß blankeisige Gletscherflächen, wie sie eher im Nährgebiet anzutreffen sind, prädestiniert zu sein. Zieht man allerdings die Möglichkeit von Schmelzhohlkehlen unterhalb der Gletscheroberfläche in Betracht, so könnten Ablationsprozesse auch an schuttbedeckten Gletschern, an denen die Obermoräne einen Ablationsschutz bildet, für die Entstehung von sekundären Ablationshohlformen in Form von eismarginalen Nachbruchsmulden verantwortlich sein (Abb. 3.6).

Andere Ablationseffekte auf der Gletscheroberfläche sind in Form der Kryokonitlöcher vorzufinden (v. KLEBELSBERG 1948: 131 ff.). In polaren Breiten sind sie als tiefe senkrechte Löcher in der Eisoberfläche ausgebildet, weil die Gletscheroberfläche relativ weniger abschmilzt als das Eis unter den erwärmten Staub- und Gesteinspartikeln. In niederen Breiten schmilzt die gesamte Gletscheroberfläche sehr stark ab, während in höheren Breiten der Abschmelzprozeß des gesteinsinduzierten Schmelzens gegenüber der Gesamtoberfläche wesentlich größer ist. Die Ablationsformen überdauern auch den Winter, was bei den sog. Mittaglöchern der mittleren Breiten nicht der Fall ist. Gesetz dieses Erklärungsansatzes müssten in den polaren Breiten die Ablationsschluchten auch wesentlich prägnanter ausgebildet sein. Verstärkte Ablationseffekte in den Gletscherrandbereichen durch Reflexion der Wärmestrahlung durch angrenzende Gehängepartien

treten jedoch in allen Breitenlagen auf. So sind auch in hohen Breiten an norwegischen Gletschern tiefe Ablationsmulden ausgebildet (GRESSWELL 1958: 53 ff.).

Die Erwärmung und Speicherkapazität des Gesteins ist abhängig von seiner Farbe und Dichte. Der Fels muss nicht unmittelbar von der Sonneneinstrahlung erfasst werden, sondern kann auch durch Weiterleitung der Wärme von sonnenexponierten Flächen aufgeheizt werden (v. KEBELSBURG 1948: 152). Dem Fels aufliegendes Gletschereis wird durch die Wärmeabgabe des Gesteins weggeschmolzen. Generell besitzt klares Eis eine durchschnittliche Albedo von 40%, etwas schuttbedecktes Eis von rund 29%, und schuttbedecktes Eis von 12% (BENN & EVANS 1998: 70).



L. Iturrizaga

Abb. 3.6: Erniedrigung der Gletscheroberfläche im lateroglazialen Bereich durch die Ausbildung von subglazialen Schmelzhohlkehlen

Weit verbreitete Phänomene der freien Ablation sind in den subtropisch trockenen Hochgebirgen die Eispyramiden (Büßersneevorkommen, Penitentes). Sie sind vor allem aus den Anden beschrieben worden (KEIDEL 1909, 1910, TROLL 1942 a,b, LLIBOUTRY 1954, 1956). Sie kommen aber auch im Himalaya vor, wo sie zum Teil in paralleler Anordnung in Form von Ablationsgassen auf dem Khumbu-Gletscher auftreten (WILHELMY (1975: 65), sowie im Karakorum (WORKMAN 1914, KUHLE 1991). Sie sind parallel zum Einfallswinkel der Sonne geneigt. KUHLE (1991) betont den klimamorphologischen Indikatorwert dieser Ablationsformen.

3.4 Lateroglaziale Terrassen: Eisrand-, Kame- und Uferterrassen

Die bekannteste Landschaftsform im lateroglazialen Bereich ist die Kameterrasse. Im Verlaufe der vorliegenden Arbeit soll näher reflektiert werden, in wieweit diese Sedimentationsform an den Karakorum-Gletschern ausgebildet ist. Die Schlüsselfrage ist, in welcher Form die Eisrandtäler nach dem Niederschmelzen des Gletscherkörpers überliefert werden. Nach der Deglaziation existieren allerdings eine Vielzahl von konvergenten terrassenförmigen Ablagerungen, deren Genese es zu rekonstruieren gilt. Die Bezeichnung „Kameterrasse“ geht zurück auf SALISBURY (1893), während JAMIESON (1874) bereits zuvor auf die Eiskontaktterrassen in Schottland aufmerksam wurde (zit. aus FLINT 1971: 209). In der Folgezeit unterlag dieser Term unterschiedlichen genetischen Ausdeutungen und wurde für die Beschreibung der verschiedenartigsten Landschaftsphänomene im Gletscherrandbereich verwendet. Grundlegender terminologischer Konsens herrscht darüber, dass es sich bei der Kameterrasse um eine Akkumulationsform handelt, die während des Abschmelzens des Gletschers am lateralen Eisrand abgelagert wird (*ice desintegration forms*). Die meisten Autoren gehen dabei von einem fluvioglazialen, geschichteten Sedimentaufbau aus (EHLERS 1994). Bezüglich des Substrats und der Form ist die Kameterrasse leicht mit einer rein fluvialen Terrasse zu verwechseln. Ihre Höhe liegt im Meter- bis Dekameterbereich, in einzelnen Fällen wird auch von größeren Exemplaren berichtet. Die Kameterrasse wird zumeist zum weiteren Formenschatz der *kame-and-kettle*-Topographie gerechnet. SCHREINER (1997) führt an, dass die Kameterrasse von

eisrandlichen Schmelzwasserströmen zwischen Gletschereis und Talflanke anstelle von einer Seitenmoräne abgelagert wurde.

Im Gegensatz zur Flussterrasse, die ein Relikt einer ehemaligen ganzsohligen Talverfüllung darstellt, besaß eine Kameterrasse niemals wesentlich größere Ausmaße als zum derzeitigen Zeitpunkt (FLINT 1971: 209). Die Uferkanten der Kameterrasse stellen Steilwandformen dar, die auf den Entzug des Gletscherwiderlagers zurückgehen. Sie werden erst nach der Deglaziation sekundär durch fluviale Unterschneidung weiterhin versteilt. Kameterrassen können sowohl auf der talhangzugewandten Seite der Ufermoränen auftreten – also im Ufertal – oder auch an der gletscherzugewandten Seite, an der Lokalität, wo subsequeute Moränenwälle ihre Anlagerung an die ältere Ufermoräne finden (FLINT 1971: 201 & 209, WINKLER 1996: 100).

Die Kameterrasse wird einhellig mit dem Gletscherrückzug verknüpft und oftmals in ihrer Genese mit einer von Toteis durchsetzten Eiszerfallslandschaft assoziiert (*kame-and-kettle*-Topographie). Die Frage ist jedoch, wie bei einem allmählich austauenden Gletscher die prägnante Steilstufe der Kameterrasse entsteht. Beim derzeit zurückschmelzenden Hispar-Gletscher beispielsweise wird eine Moränenhügellandschaft vom Eis preisgegeben, aber keine Eisrandterrasse. Einige Autoren monieren, dass die Bezeichnung der Kameterrasse an sich ungünstig gewählt sei, da sie mit dem eigentlichen *Kame* wenig gemeinsam hat (AHNERT 1996).

KLOSTERMANN (1999: 58) liefert eine alternative Genese der Kameterrassen. Hier wird von einer Ineinanderschachtelung verschiedener Terrassengenerationen im Eisrandtalbereich ausgegangen. Das lateroglaziale Eisrandtal wird einem unvergletscherten Talabschnitt mit mehrstufiger und insbesondere paarweiser fluvialer Terrassenbildung gleichgesetzt. Grundlegendes Merkmal der Kameterrasse ist jedoch ihre asymmetrisch einseitige Genese in Form der Gegenschüttung. Ungeachtet dieser Missdeutung des Begriffes der Kameterrasse wurde solch eine Formensequenz in den Eisrandtälern des Karakorum nur sehr selten beobachtet. Ein- bis zweistufige Terrassen, d.h. lateroglaziale fluviale Terrassen, konnten nur in seltenen Fällen, wie z.B. bei Guchisim am linken Batura-Gletscherufer oder am linken Biatar-Gletscherufer vorgefunden werden. So ist auch das Vorkommen terrasierter Schwemmkegel aus den Nebentälern im Eisrandtal eher selten.

Was überaus erstaunt, ist die Tatsache, dass bei allen Definitionen der Kameterrasse die eigentliche Genese, d.h. die Herkunft der Schuttablagerungen, ungeklärt bleibt. Auch die zahlreichen graphischen Darstellungen geben immer nur eine Sektion des Gletscherkörpers im Talgefäß preis (JAMIESON 1874, MARCINEK 1984, FLINT 1957, VAN HUSEN 1987, FLINT 1971, KLOSTERMANN 1999). Sie zeigen die Kameterrassen als durch einen parallel zum Gletscher verlaufenden Bachlauf aufgeschüttet. Es wird jedoch nicht erkenntlich, woher diese glaziofluvialen Schmelzwässer stammen. Vermutlich wird davon ausgegangen, dass en- oder subglaziale Schmelzwasser am Rande des Gletschers zu Tage kommen und zwischen Felsflanke und Gletscherkörper abfließen. Solche morphologische Situationen sind im Karakorum allerdings recht selten. Derartige Aufschüttungen liegen im Bereich von lediglich 10 m – 30 m Länge und hinterlassen nach Abschmelzen des Gletschers keine prägnanten Terrassen. Der Einlauf von Schmelzwässern in den bergseitigen Bereich wird durch die Abschirmung der Ufermoräne verhindert.

In den Hochgebirgen Asiens wurden Kameterrassen bis auf wenige Ausnahmen (KUHLE 1991) kaum als morphologische Erscheinungen erörtert. So kann es vorkommen, dass fluviale Terrassen mit eigentlichen Kameterrassen bzw. Eisrandterrassen verwechselt werden, ähnlich wie dies in den Alpen in Bezug auf die Inntalterrasse geschehen ist (BOBEK 1935, v. KLEBELSBERG 1950). KUHLE (1991: 150) versteht als Kameterrasse die nach dem Gletscherrückzug hinterbliebenen Akkumulationen, die von Schwemmkegeln aus den Nebentälern gegen den einstigen Hauptgletscher geschüttet wurden. Es handelt sich also primär um sedimentäre Gegenschüttungen, die von der Bergseite stammen. Damit werden den Kameterrassen ihre glaziofluvialen Sedimenteigenschaften sowie die charakteristische Schichtung abgesprochen. Die zusammengesetzte, nach der Deglaziation vom Eis freigegebene Form aus Ufermoräne und Kameterrasse wird von KUHLE als "Uferbildung" benannt, "paraglaziale Bildungen" werden mit Ufersandern, die in den Ufertälern zwischen Ufermoräne und Talflanke aufgeschüttet werden, gleichgesetzt. Die durch die Ufermoräne abgeschirmten Eisrandterrassen im Karakorum sind auch im Aufbau begriffen, wenn der Gletscher zurückschmilzt. Die Nebentalsedimente hinterfüllen den bergseitigen Raum der Ufermoräne. Ebenso

profitieren die Eisrandterrassen bei einem Gletschervorstoß von der supraglazialen Übersättigung der Ufermoräne und sind somit auch im Aufbau begriffen.

Die Kameterrassen (oder Eisrandterrassen) können eng verknüpft mit der Ufermoräne sein. Die Ufermoräne ist als Trennungswall zwischen Gletscher und angrenzender Talflanke von entscheidender Bedeutung für die lateroglazialen Entwässerungsverhältnisse. Die Ufermoräne unterbindet weitgehend die Beteiligung der Schmelzwässer des Hautgletschers am Aufbau des Schotterkörpers im Eisrandtal. Wenn die Nebentäler des vergletscherten Haupttales eisfrei sind, werden in die Eisrandtäler rein fluviale Schottersohlen bzw. Schwemmkegel aufgeschüttet und keine Ufersander. Insofern sind die oft als "Ufersander" angesprochenen Ablagerungen im Ufertal nicht wirklich glazifluvialer Genese.

Die lateroglazialen Sedimente können auch als Uferterrasse ausgebildet sein. v. KLEBELSBERG (1948: 248) stuft diese Uferterrassen als degradierte Ufertäler ein. Der Ufermoränenwall wird durch die Unterschneidung des Gletschers abgetragen. Beispiele für Ufermoränenterrassen liegen auf der linken Hassanabad-Talseite, in den unteren Gletscherabschnitten des Hispar- und Rakhiot-Gletschers vor. Es lässt sich letztendlich nicht mehr nachweisen, ob die heutigen Terrassen jemals einen Ufermoränenwall besessen haben. Die Uferterrassen sind häufig aus Moränenmaterial aufgebaut, so dass es sich um eingebnete Grundmoränenreste handeln kann.

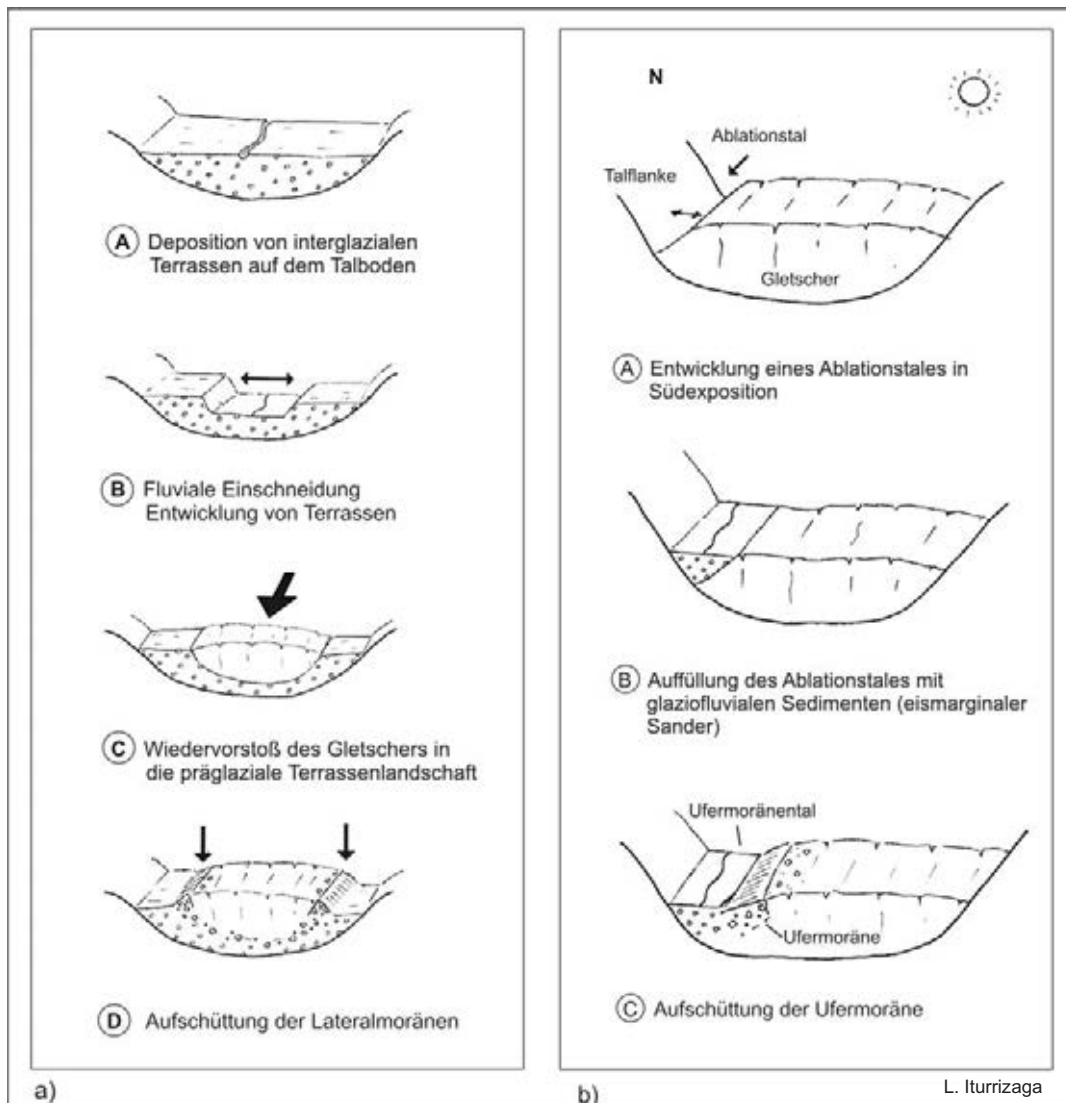
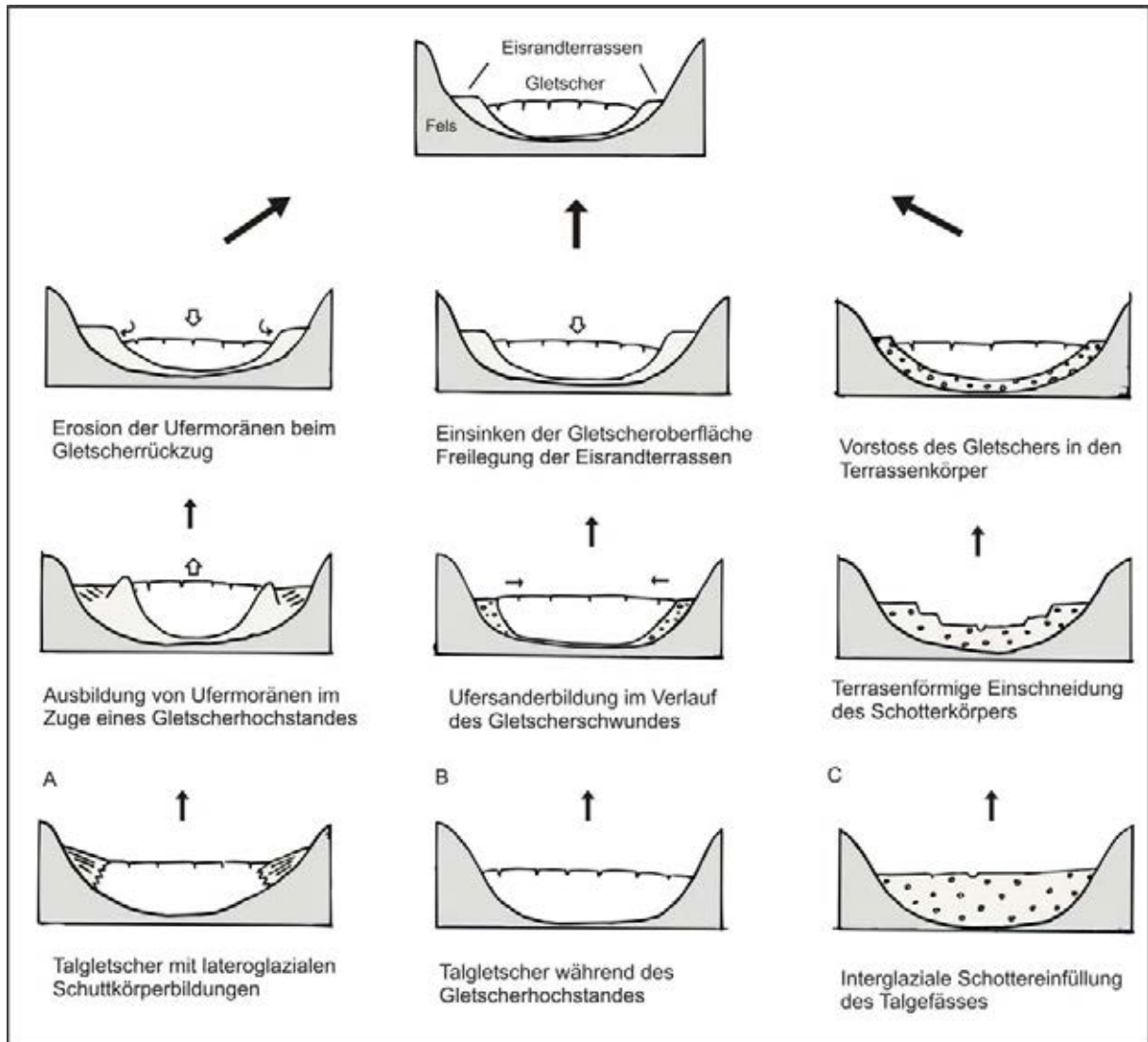


Abb. 3.7: Schematischer Entwurf der Genese der lateroglazialen Sedimenträume nach a) WORKMAN 1910 und in Anlehnung an b) VISSER 1928, 1938 (Ablationstäler)

Entlang des mittleren Biafo-Gletscherabschnitts sind breite Eisrandtäler ohne einen ausgeprägten Ufermoränenwall ausgebildet. Rezent wird eine eismarginale Sedimentationsform gebildet, die nach Abschmelzen des Gletschers als eine Terrassenform ohne Wallbegrenzung in Erscheinung treten wird. Eine inverse Entwicklung ist bei der Uferterrassengenesese auch in Erwägung zu ziehen. Das Eisrandtal wird allmählich mit Sedimenten aus den Nebentälern aufgeschottert und bildet im vorläufigen Finalstadium eine Fläche mit dem Ufermoränenfirst bzw. überschüttet ihn.

WORKMAN (1910) zog am Beispiel des Hispar-Gletschers in Erwägung, dass es sich bei den Eisrandtälern um Relikte interglaziale Schottereinfüllungen handeln könnte. WORKMAN (1905: 253) stuft die sog. "maidans" (Eisrandtäler) als Terrassenrelikte ein, auf die nachträglich die Ufermoränen abgelagert worden sind (Abb. 3.7).



L. Iturrizaga

Entwicklung der Eisrandterrassen aus

- A** Ufermorärentälern (häufigste Form der lateroglazialen Sedimentkomplexe im Karakorum)
- B** Kameterrassen
- C** Interglazialen Schottereinfüllungen

Abb. 3.8: Ausgewählte Entstehungsmöglichkeiten von Eisrandterrassen

Die grundlegende Frage bei den Uferterrassen ist, ob sie jemals einen zusammengehörigen Komplex darstellten, d.h. den gesamten Talboden ausfüllten und die Bildung der Terrassen erst nachträglich im Laufe der Deglaziation durch den Prozess der fluvialen Einschneidung erfolgte (Einschneidungsterrassen) oder aber stellen sie a priori Gegenschüttungen wider das Gletschereis dar

und sind damit als von der Einschneidung unabhängige Bildungen zu betrachten (Widerlagerterrassen). Abb. 3.8 fasst die unterschiedlichen Entstehungsverläufe von Eisrandterrassen zusammen. Dabei ist zu beachten, dass die Ausbildung der Eisrandterrassen nicht symmetrisch auf beiden Talseiten erfolgen muss.

Ufersander (Kameterrasse) und Sanderkegel: v. KLEBELSBERG (1948: 300) hebt für die zentralasiatischen Gebirge die Ufersander als lateroglaziale geomorphologische Form hervor. Unter dem Begriff des "Ufersanders" werden die durch die seitlichen Gletscherschmelzwasser aufgeschütteten Schotter verstanden. Die Ablagerungsrichtung verläuft parallel zur Fließrichtung des Gletschers. Diesbezüglich ergeben sich jedoch grundlegende Unterschiede zwischen Gletschern mit und ohne Eisrandtal. Wenn ein durch einen Ufermoränenwall abgetrenntes Eisrandtal besteht, ist der Gletscher vom Eisrandtaleboden abgeschottet, so dass der Gletscher keinen Beitrag mehr zur Aufschotterung der eismarginalen Sedimente leisten kann.

Die Ufermoräne verhindert in der Regel, dass das Gletscherschmelzwasser talhangseitig abfließt. Im Karakorum sind reine Ufersander selten anzutreffen. Beim Gletscherrückzug im Karakorum kommt es zumeist nicht zur Ufersanderbildung. Der Gletscher sinkt innerhalb seiner Ufermoränenfassung ein und bildet subsequente Wälle am Innenhang der Hauptufermoräne.

Mit Abschmelzen des Gletschers werden immer breitere laterale Sedimentationsräume am Gletscherrand freigegeben. Der Gletscher behält im Gesamtverlauf der Deglaziation relativ lange seine Breite bei. Die bis zu über 1000 m mächtigen Gletscherkörper (wie der Baltoro-Gletscher im Bereich von Concordia) sinken unter Beibehaltung ihrer Breite oberflächlich ein. Erst zum Ende der Enteisungsphase nimmt die Gletscheroberflächenbreite – auch bedingt durch das Tal- bzw. Sedimentbettprofil – sprunghaft ab.

v. KLEBELSBERG (1948) versteht unter den Sanderkegeln gletscherseitig geschüttete Schuttkörper, die sich zu einem gletscherparallelen Sanderstreifen zusammenfügen können. *"Von der Bergseite können sich auf auch minder oder nicht glazial beeinflusste Schwemmkegel dazu gesellen."* (v. KLEBELSBERG 1948).

3.5 Die Ufermoräne als Segment des Eisrandtales

Zu den markantesten geomorphologischen Formen im lateroglazialen Umfeld zählt die Ufermoräne. Ihr kommt im lateroglazialen Sedimentkomplex eine bedeutende Rolle zu, da sie als Barriere die Sedimentationsprozesse seitens des Gletschers sowie aus den Nebentälern entscheidend dirigiert. Erste Beschreibungen einer Ufermoräne tauchen in WINDHAM & MARTEL (1774, zit. aus HANDTKE 1979: 76) auf. Stirn- und Ufermoränen wurden im Berner Oberland als „Gandecken“ bezeichnet, ältere „fossile“ Ufermoränen als „Gufferlinien“. Auf der Gletscherkonferenz im oberen Rhone-Tal in Gletsch im Jahre 1899 wurde die heute in ihren Grundzügen noch gültige Nomenklatur der Moränen am Beispiel des Rhone- und Unteraargletschers erstellt und zwischen den glazialmorphologischen Formen der Ufer- und Seitenmoränen unterschieden (RICHTER 1900).

Die Längsachse der Ufermoräne liegt parallel zur Gletscherfließrichtung, wobei die Aufschüttung der Ufermoräne zumeist senkrecht zur Gletscherfließrichtung erfolgt. Der Verlauf der Ufermoräne ist in Anlehnung an den Gletscherkörper vorwiegend geradlinig, in weiträumigen Talgefäßen kann sie auch einen ondulierten Verlauf einnehmen. Eher selten schmiegt sich der Gletscher in Gehängebuchten ein wie am Yishkuk-Gletscher. An der Konfluenz zweier gleichgeordneter Gletscher gehen die Ufermoränen in die Mittelmoräne über. In diesen Zwickellagen bilden sich häufig kleine Ufertalseen.

Im Rahmen der Eiszeitrekonstruktion im Hochgebirge kommt den Ufermoränen zumeist eine größere Bedeutung zu als den Endmoränen. Während Endmoränen im Hochgebirge häufig durch Schmelzwässer oder Gletscherfluktuationen eliminiert sind, weisen die Ufermoränen eine höhere Überlebensdauer auf. Im Norddeutschen Tiefland ist es anders. Dort sind die Endmoränenlagen die maßgeblichen geomorphologischen Indikatoren zur Eiszeitkonstruktion (EHLERS 1994).

3.5.1 Zur Terminologie Seiten- und Ufermoräne

Die Literatur zeigt sich zwiegespalten darüber, ob eine Trennung von Ufer- und Seitenmoräne angemessen ist. In der deutschsprachigen Moränenkunde wurde frühzeitig zwischen bewegter und

unbewegter Moräne und damit in (bewegte) Seitenmoräne und (abgelagerte) Ufermoräne differenziert (BÖHM 1901). Doch der Begriff "Ufermoräne" vermochte sich erstaunlicherweise in der Glazialmorphologie nicht recht durchzusetzen. In der englischsprachigen Terminologie ist die Trennung beider Ablagerungsformen noch unüblicher. Ein gängiges Pendant zum Begriff der Ufermoräne ist nicht geläufig.

Eine Vielzahl von Autoren sondern die Ufermoräne als eigenständige geomorphologische Form aus (OESTREICH 1911/12: 25, VISSER 1938: 40, LOUIS & FISCHER 1979: 437, HEUBERGER 1980: 97). RÖTHLISBERGER & SCHNEEBELI (1979) nehmen im Rahmen ihrer Rekonstruktion der Walliser Gletschergeschichte keine Differenzierung vor. AHNERT (1996) betrachtet die Bezeichnung der Ufermoräne als entbehrlich, da sich die Ufermoräne aus dem gleichen Material rekrutiert wie die Seitenmoräne. Seiten- und Ufermoräne besitzen jedoch ein sehr unterschiedliches Korn- und Gesteinsspektrum. Gegen eine einheitliche Ansprache beider Formen wird ferner das Argument angeführt, dass die Seitenmoräne Toteis durchsetzt sein kann bzw. hügeliges, marginales Gletschereis bedeckt, während die Ufermoräne zumeist frei von Eis ist und einen reinen Schuttwall darstellt (FLAIG 1938: 135). Das Eiskernkriterium führt in natura zu Anspruchsschwierigkeiten der Formen, da die Existenz eines Eiskerns aus der unmittelbaren Geländebeobachtung nur schwer feststellbar ist. Ferner erweist sich die Toteiseinlage als Unterscheidungskriterium ungünstig, da bei erneuten Gletscheroberflächenaufröhungen immer wieder Toteiseinlagerungen am Ufermoräneninnenhang restieren. Von daher ist es sinnvoll, die Seitenmoräne als zumeist deckenförmige Moränenablagerung auf dem Gletscher zu definieren. Sie wird vom Gletscher mittransportiert. Die Ufermoräne ist hingegen vom Gletscher bereits abgelegt worden. Sie kann jedoch durchaus mit Toteis durchsetzt sein. WINKLER (1996) bezeichnet in Anlehnung an SMALL (1983) die konventionelle *Ufermoräne* als *Lateralmoräne* und die konventionelle *Seitenmoräne* als *temporäre* oder *supraglaziale Lateralmoräne*. Hiermit ist eine Differenzierung gewählt worden, die sich mit (*supraglacial*) *lateral moraine* problemlos in die englische Sprache umsetzen lässt. Allerdings läuft diese Namensgebung gleichzeitig Gefahr, mit der englischen Fachterminologie in Konfusion zu geraten. Dort werden die seitlichen Eisrandmoränen generell als *lateral moraine* bezeichnet.

Auch wenn geomorphologische Formen ein Kontinuum darstellen und die Grenzen zwischen Formen im Vagen liegen, so sind Seiten- und Ufermoräne aufgrund ihrer eindeutigen Merkmalsprünge getrennt zu betrachten. Die Seitenmoräne wird aktiv vom Gletscher mittransportiert. Sie ist insofern der Mittel- und Obermoräne ähnlicher als der Ufermoräne. Die Seitenmoräne kann nahtlos in die Ufermoräne übergehen. Letztere stellt in der Regel eine prononcierte, bis zu mehrere Dekameter hohe und vom Gletscher abgesetzte Wallform dar. Der sedimentäre Aufbau unterscheidet sich grundlegend. Die Seitenmoräne konstituiert sich aus unkonsolidierten, auf dem Gletscher mitgeführten Schutt. Der Schutt der Seitenmoräne ist zumeist scharfgratig und eckig und weist keine Schrammung auf. Die Ufermoräne enthält häufig kantengerundete Komponenten. Im Gegensatz zur Seitenmoräne ist die Ufermoräne freistehend. Die Ufermoräne setzt sich vorwiegend aus mehr oder weniger konsolidiertem Schutt zusammen.

Die Seiten- und Ufermoräne können unter dem übergeordneten Begriff der Lateralmoräne zusammengefasst werden. Es ist sinnvoll, die Unterscheidungen der Lateralmoränen rein lagespezifisch zu verwenden. Wenn die Moräne randlich dem Gletscher aufliegt, handelt es sich um eine *Seitenmoräne (supraglaziale Lateralmoräne)*, wenn sie sich neben dem Gletscher befindet (auch wenn sie einen Toteiskern besitzt), ist sie als *Ufermoräne* zu bezeichnen. Die Ufermoräne kann talabwärts via der Laterofrontalmoräne übergangslos in die Endmoräne übergehen. Ufer- und Endmoräne gehören beide den Randmoränen an. Viele Autoren subsumieren die Ufermoräne unter dem Begriff der Endmoräne (MAULL 1958: 398, EMBLETON & KING 1968: 351). FLINT (1971: 200) definiert die *lateral moraine* als Endmoräne, die sich entlang der seitlichen Ränder des Gletschers gebildet hat. Im Rahmen der Arbeit wird die in Abb. 3.9 aufgezeigte Untergliederung vorgeschlagen. In der Literatur wird die Ufermoräne häufig als eine „abgesetzte“ Seitenmoräne definiert (STAHR 1999: 285). Dabei ist allerdings nicht zu vergessen, dass es sich genetisch bei der Seiten- und Ufermoräne um verschiedene Formen handelt. Zum einen kann die Seitenmoräne durch *dumping*-Prozesse in die Ufermoräne übergehen. Zum anderen wird die Seitenmoräne nach Abschmelzen des Gletschers – genauso wie die restliche Obermoräne – teppichartig auf dem Talgrund bzw. über einer Grundmoränenlage abgelagert. Hier ist sie kaum noch von ihrem moränischen Untergrund zu

differenzieren. Es ist nicht zwingend, dass die Seitenmoräne zur wallförmigen Ufermoräne transformiert wird.

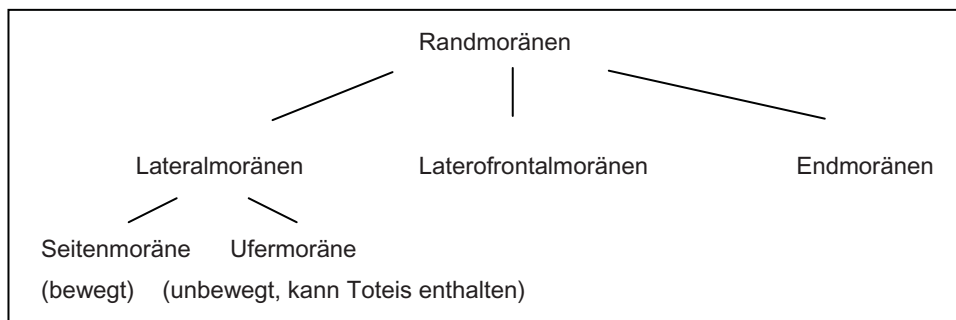


Abb. 3.9: Terminologie der randlichen Moränenwälle

3.5.2 Geographische Verbreitung und Unterschiede der Ufermoränenvorkommen

Ufermoränen treten nicht nur an Gletschern auf, die durch ein Gebirgsrelief kanalisiert werden oder worden sind. Auch die Auslassgletscher von Inlandeisvergletscherungen weisen prägnante Lateralmoränen auf (z.B. der Kvíárjökull), können aber auch amorphe marginale Schuttsäume besitzen. Entlang der grönländischen Gletscher treten bis zu 200 m hohe Ufermoränen auf (v. KLEBELSBERG 1938: 162, Semiarsut-Gletscher 183 m).

Die größte Verbreitung von Ufermoränen liegt in den subtropischen Hochgebirgen. Dies ist weniger eine Funktion des Klimas als der großen Vergletscherungsbedeckung in Kombination mit der hohen Reliefierung des Gebirges. Auch in den humiden Hochgebirgen sind hohe Ufermoränen ausgebildet. Im tropischen Hochgebirge sind im Huascarán-Massiv mächtige Ufermoränen in Form von Dammoränen ausgebildet (LIBOUTRY 1977). Auch in den Alpen sind Ufermoränen bis zu 100 m Höhe ausgebildet, wie z.B. an den Gletschern des Montblanc-Massivs. Am geläufigsten sind in den Alpen die scharfgratigen Ufermoränen des Little Ice Age. Diese zangenförmigen Ufermoränenreste unterhalb der rezenten Gletscherstirn dominieren viele Gletschervorfelder.

3.5.3 Genese der Ufermoräne

Die Ufermoränengenese wird durch vielzählige Faktoren bestimmt, wie die Fließgeschwindigkeit und Oberflächenschwankungen des Gletschers, die Höhe des Schmelzwasseranfalls, Verlauf des Tallängsprofils sowie die Neigungsverhältnisse des Gletschers, die Talgefäßbreite, die Schuttlieferzufuhr und die präglaziale Schuttkörperausstattung des Talgefäßes. Die Ufermoränen zeigen eine enge Verzahnung mit anderen Landschaftsformen auf (Abb. 3.10).

Die klassische Auffassung der Bildung einer Lateralmoräne beinhaltet, dass sie aus supraglazialen Schutt aufgebaut ist. Je höher die Felsumrahmung über den Gletscher aufragt, desto größer sollen die Ufermoränen ausgebildet sein (BALLANTYNE 2002). Die ausladenden Ufermoränen der Sierra Nevada in Nordamerika sowie isländischer Gletscher stellen diese Auffassung allerdings in Frage. Hier überragten die Felswände die eiszeitliche Gletscheroberfläche nur um wenige hundert Meter über sehr kurze Horizontaldistanzen. Im Karakorum werden die Gletscher sogar von Steiflanken von bis zu mehreren tausend Metern über wesentlich längere Distanzen gesäumt und trotzdem weisen die Ufermoränen keine entsprechend größere Mächtigkeit auf. Ferner zeigen die Geländebeobachtungen, dass die Gletscheroberfläche nicht stark verschuttet sein muss, damit die Ufermoränenbildung stattfindet. Beispiele hierfür sind der Yazghil-, Khurdopin-, Malungutti- und Barpu-Gletscher. Die Alpengletscher belegen dies ebenfalls (z.B. Morteratschgletscher / Piz Bernina).

MATTHEWS & PETCH (1982) und BENN (1989) zeigen, dass Ufermoränen einen großen Anteil an subglazial bearbeiteten Gesteinskomponenten aufweisen. Dies weist darauf hin, dass am Aufbau der Ufermoränen Redepositionsprozesse von transglazialen Hangschuttmaterial, das zwischen der

vorangegangenen Deglaziation und der erneuten Vergletscherung akkumuliert wurde, beteiligt sind (BALLANTYNE 2002).

Ufermoränen entsprechen häufig nicht der typischen Moränenzusammensetzung aus unsortiertem Blockwerk eingebettet in einer Feinmaterialmatrix. An den Ufermoränenaußenhängen ist durch supraglaziale Schüttungen eine deutliche Gradierung der Gesteinskomponenten vorhanden, die der des Schutthaldenaufbaus gleicht. Der Feinmaterialgehalt tritt in der Gesteinsgrößenzusammensetzung zurück. Der Beitrag des englazialen Schuttes spielt beim Ufermoränenaufbau eine wichtige Rolle. Die hohe Standfestigkeit der Moräne ist nicht nur durch supraglaziale Schüttungsprozesse zu erklären, sondern durch hohe Pressvorgänge des Eises gegen die lateroglazialen Sedimente (GRAHAM & MIDGLEY 2000).

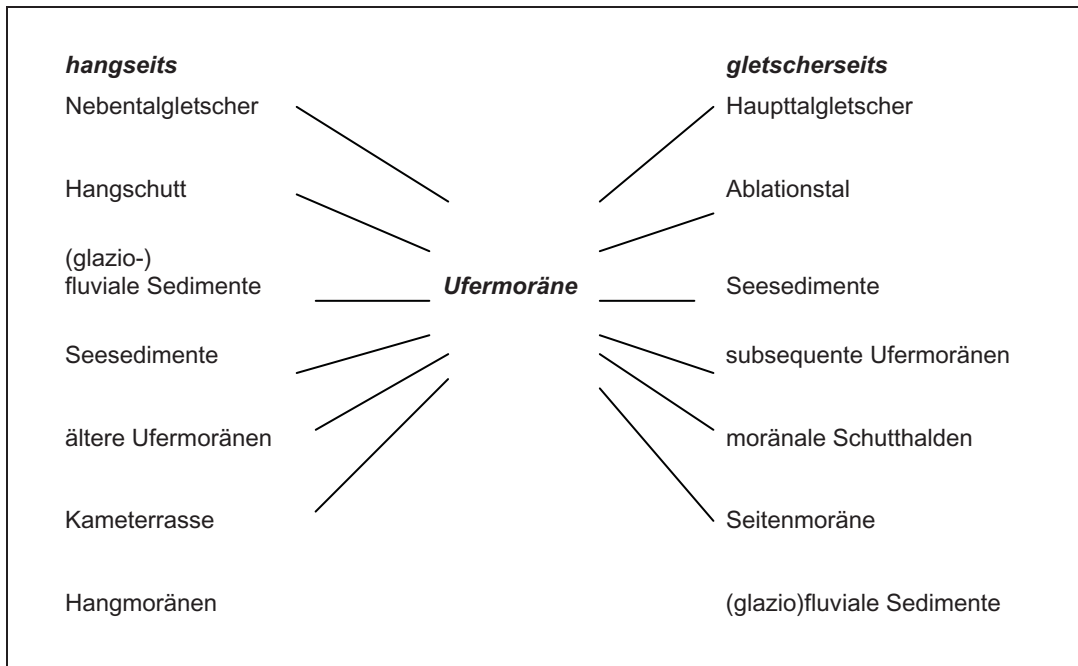


Abb. 3.10: Verzahnungsformen von Ufermoräne und benachbarten Sedimenten

Wenn der Gletscher in ein freies Talgefäß vorstößt, bildet sich an seinen Rändern im Laufe der Zeit eine Haldenmoräne (Eiskontakthalden). Der Obermoränenschutt rutscht über den konvex-gewölbten bis steilwandigen Gletscherrand bodenwärts und gelangt dort in kleinen zusammengesetzten Schuttkegeln zur Deposition. Diese noch wenig konsolidierten Schuttkörper weisen eine deutliche Kegelspitze und oftmals auch eine Korngrößensortierung auf (z.B. am Tippuri-Gletscher). Zieht sich der Gletscher unmittelbar danach zurück, verbleibt ein amorpher, hügeliger Schuttsaum zurück. Ist das Gletscherende weitgehend stagnierend, erfolgt die weitere Aufschüttung sowie laterale Pressvorgänge, die die Ufermoräne verfestigen. Der Aufbau der Ufermoräne erfolgt in der Regel saisonal und ist in den Sommermonaten am höchsten.

Ufermoränen zeigen an ihren Innenhängen häufig eine leichte horizontal-lineare Anordnung von Blockwerk auf. Auf diese Stratifizierung wurde bereits von GALLOWAY (1953/1956: 732, zit. aus HUMLUM 1978: 68) hingewiesen, der die Bänderung als Abbild des englazialen Schuttmusters im Gletscher deutet. Nach anderen Beobachtungen an ostalpinen Gletschern geht die Schichtung der Ufermoränen auf Phasen erhöhter Steinschlagaktivität oberhalb der Schneegrenze zurück (HUMLUM 1978: 67). Zu diesen Zeiten transportierte der Gletscher hohe Mengen an supraglazialen Schutt. Durch *dumping*-Prozesse wurden die grobblockreichen Lagen in den Lateralmoränen ausgebildet. Aus HUMLUMs Hypothese folgt, dass für den Aufbau der geschichteten Ufermoräne eine große Zeitspanne benötigt wird. Jede Blocklage stellt einen fossilen distalen Ufermoränenhang dar. Der supraglaziale Schutttransport überwiegt bei den Gletschern mit geschichteten Lateralmoränen (HUMLUM 1978).

Die Schichtung der Ufermoräne ist an Gletscheraufhöhungen geknüpft. Zumeist ist davon nicht der gesamte Ufermoränenstrang betroffen, sondern nur lokal – im Bereich der Gletscherwellenberge – kommt es zur Überschüttung der älteren Ufermoräne.

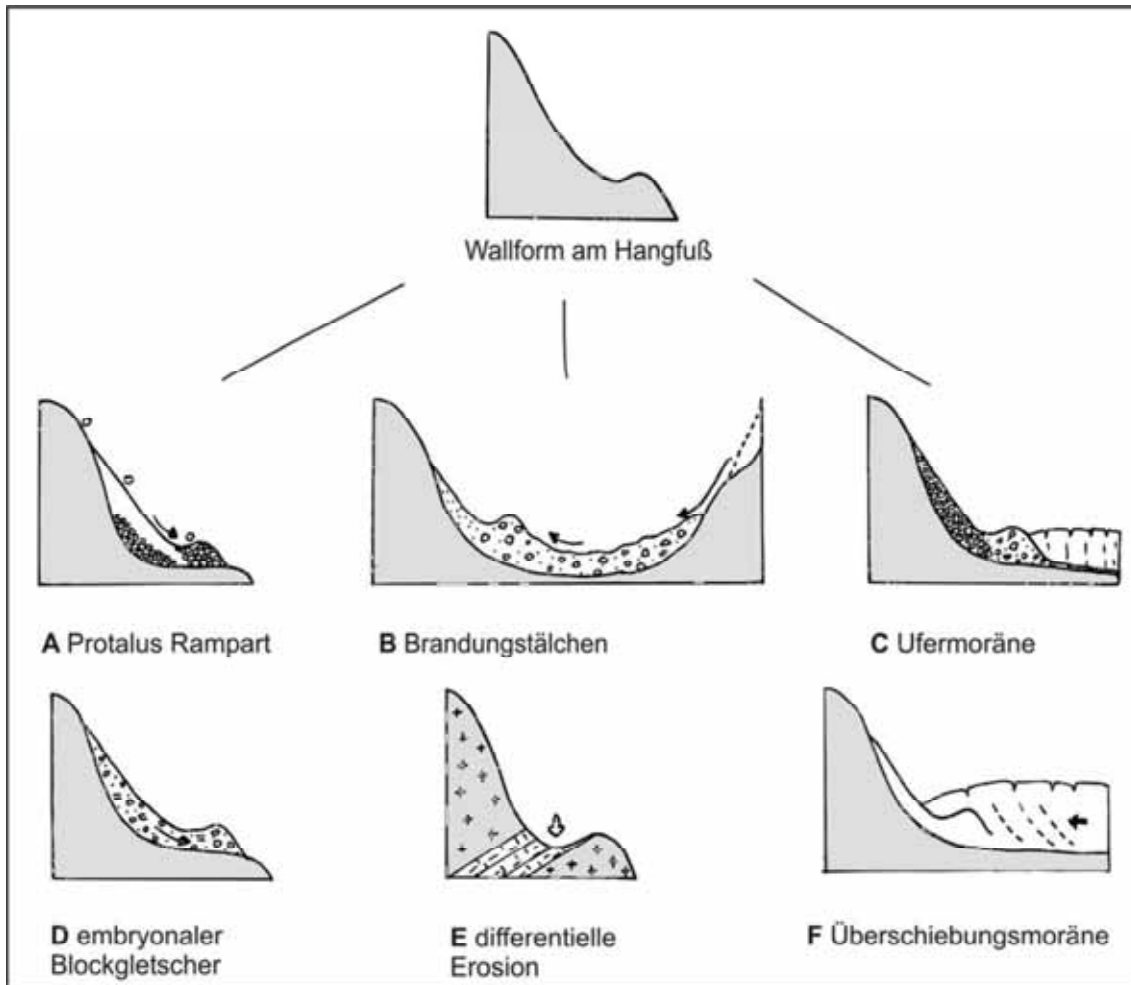


Abb. 3.11: Konvergenzformen von Wällen im Hangfußbereich

L. Iturrizaga

Ufermoränen sind in den folgenden charakteristischen Varianten als eislaterale Moränenformen ausgebildet:

- *in Wallform*
 - in symmetrischer Dachfirstform mit mehr oder minder abgerundetem Kuppenbereich. Die Rundlichkeit der Moränenkuppe wird in der Literatur auf die Altersdegradierung zurückgeführt (ähnlich dem Norwegen-Typ nach WINKLER 1996). Sie ist an den Karakorum-Gletschern eher selten vertreten.
 - in asymmetrischer Form mit steiflankigem vom Gletscher unterschrittenem Moräneninnenhang und flacher geneigtem Moränenaußenhang. Sie ist sehr weit verbreitet im Karakorum. Die in Kap. 3.3 beschriebene Steilkante des Gletscherkörpers beim Wegschmelzen des Eises von der Talflanke kann mit ein Grund dafür sein, dass es zur asymmetrischen Aufschüttung der Ufermoräne mit steilem Innenhang und flacherem Außenhang kommt.
 - als multilaterale Wallkomplexe. Sie sind bevorzugt im Gletscherzungenbereich vorzufinden oder entlang von Talweitungen im Mittelbereich des Gletschers.
- *in Leistenform:* an der Talflanke heftend sowohl als Primär- als auch als Degradationsstadium

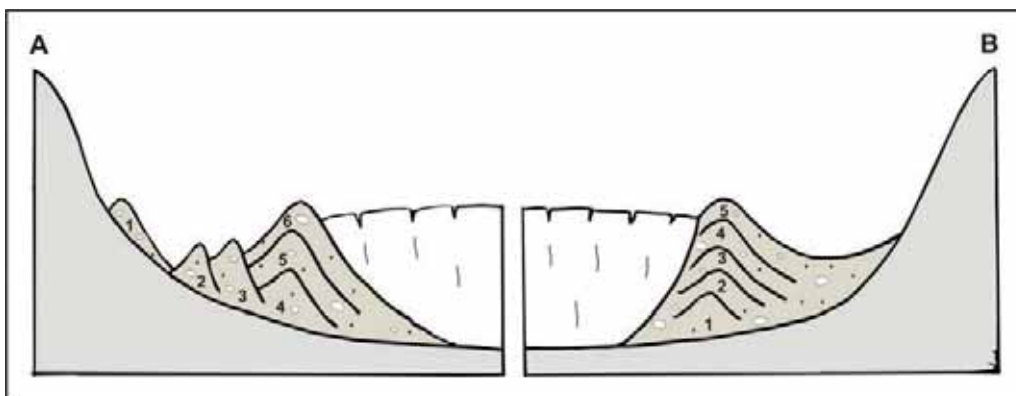
- als weitläufige Hügelmoräne (*hummocky lateral moraine*): insbesondere im unteren Gletscherabschnitt zum Zungenende hin.
- in Terrassenform: als Degradationsstadium eines Eisrandtales, wobei auch Teile des Ufersanders mit integriert sein können; kann in getreppter mehrstufiger Anordnung mit Seenbildung auf den einzelnen Stufensegmenten auftreten. Diese Gesimsform ist durch Genschüttung entstanden.

Die dominante Form der Ufermoränen ist die Wallform. Wallförmige Ablagerungen treten allerdings im Hochgebirge häufig auf und können auf unterschiedliche Prozesse zurückgeführt werden (Abb. 3.11). Ufermoränen werden gelegentlich mit den im Folgenden aufgeführten Wallformen verwechselt:

- a) Protalus rampart (DAWSON 1990)
- b) Brandungswälle (*little surge valleys*) von Bergstürzen, z.B. in den Alpen bei Kandersteg, im Karakorum (HEWITT 1999)
- c) englaziale Aufschiebungsmoränen (GRAHAM & MIDGLEY 2000), die durch die Bildung von basalen Eisschichten entstehen (KNIGHT 1997) und beim Auftreffen des Gletschers auf ein Hindernis emporgeschoben werden (z.B. in Nordwales Cwn Idwal).
- d) subglaziale Gletscherbettformen, wie Drumlins (GRAY 1982)
- e) sedimentüberkleidete, langgestreckte Nebentalsporne in Konfluenzlagen: insbesondere bei der Luftbilddauswertung sind sie mit Lateralmoränen zu verwechseln (z.B. am Trisul, Nandakini-Tal, ITURRIZAGA 1999a).

3.5.4 Ufermoränenanlagerung und -überschüttung

Prozesse der Ufermoränenanlagerung und -Überschüttung wurden eingehend von SCHNEEBELI & RÖTHLISBERGER (1976), RÖTHLISBERGER (1986), SMALL (1983) sowie SMALL et al. (1984) thematisiert (Abb. 3.12). Ufermoränenanlagerungen (Akkretion, subsequenter Wall) können sich ausbilden, wenn der Gletschervorstoß "kleiner" ist als der vorangegangene (SCHNEEBELI 1976: 35). In den Alpen sind dies die 1890er- und 1920er-Stände, die an den 1850er Stand angelagert sind. Die Moränenanlagerung hat eine Gletscherbettverengung zur Folge, weshalb diese seltener in engen Talgefäßen vorzufinden ist. Überschüttungen der Ufermoräne können im Zuge von Klimaverschlechterungen und einem erhöhten Eisniveau stattfinden, wobei zuweilen auch eine Erhöhung des Gletscherbettes stattfindet.



L. Iturrizaga

Abb. 3.12: Formen der Ufermoränenanlagerung (A) und Ufermoränenüberschüttung (B) (nach SCHNEEBELI & RÖTHLISBERGER 1976)

Des Weiteren ereignen sich Überschüttungen durch Verengungen des Talgefäßes und einer Kanalisation des Gletschers. So finden in der Anfangsphase der Gletscherfluktuationen bei

entsprechendem Raumangebot Ufermoränenanlagerungen statt. Mit zunehmender Talverengung durch lateroglaziale Sedimente kommt es dann zur Ufermoränenüberschüttung. In Talverläufen mit geringem Gefälle dominieren die Druckkräfte im Gletscher und damit ist die Ufermoränenüberschüttung vorherrschend (KUHLE 1991: 73). Wenn die Zugkräfte im Gletscher überwiegen, kommt es hingegen eher zu Ufermoränenanlagerung. Sicherlich spielt auch die Bewegungsgeschwindigkeit des Gletschers eine Rolle.

3.5.5 Forschungsergebnisse aus europäischen Hochgebirgen zur Ufermoränengenese

Beobachtungen aus den Alpen zeigen, dass Ufermoränenwälle innerhalb weniger Jahrzehnte gebildet werden können und bei kleinen Gletschern beträchtliche, talabwärts zunehmende Höhen erreichen (v. KLEBELSBERG 1948: 162). Besonders prägnant sind die alpinen 1850er-Hochstände mit über 100 m Höhe. Die Ufermoränenaußenhänge sind mit 30° - 40° geneigt. Die Innenhänge sind insbesondere durch die glaziale Unterschneidung und Toteisreste ungleichmäßiger gestaltet.

WINKLER & HAGEDORN (1999) differenzieren Ufermoränen (Lateralmoränen) in den "alpinen Typ" und den "Westnorwegen-Typ". Die mehrere Dekameter hohen Ufermoränen alpinen Typs übertreffen die Ausmaße der korrespondierenden Endmoränen um ein Vielfaches. Der asymmetrische Querschnitt weist einen steilen, bis zu über 40° geneigten Moräneninnenhang und einen flacheren, durchschnittlich 30°-35° geneigten Moränenaußenhang auf. Die postsedimentär steilgehaltenen Moräneninnenflanken zeigen oftmals eine Einregelung von Blockwerk parallel zur Neigung der distalen Moränenflanke. *Dumping*, also die supraglaziale Schuttfuhr, spielt eine wesentliche Rolle beim Lateralmoränenaufbau, was die Autoren durch den stark abnehmenden Zurundungsgrad von der Moränenbasis zum First belegen. Zu diesen Lateralmoränen alpinen Typs sind viele der Ufermoränen der Karakorum-Gletscher zu zählen. Bei den Lateralmoränen des Westnorwegen-Typs handelt es sich um Ufermoränen von Auslaßgletschern. Sie weisen eine durchschnittliche Höhe von 1 - 5 m, maximal bis 10 m auf und zeigen einen symmetrischen Querschnitt, in vereinzelt Fällen ist der Moräneninnenhang flacher als der Moränenaußenhang, also umgekehrt wie bei der Ufermoräne "alpinen Typs". Die Terminalserie aus Lateral-, Laterofrontal- und Endmoräne ist häufig ausgebildet. Die Wälle setzen sich großenteils aus Blockwerk zusammen. Dieser Moränentyp ist im Karakorum kaum vertreten.

Welche Rolle spielt die Kanalisation durch das Talgefäß beim Ufermoränenaufbau? Es lassen sich nach der Lage freiliegende Ufermoränen, kanalisierte Ufermoränen und unmittelbar an die Talflanke sedimentierte Ufermoränen (Ufermoränenleisten) differenzieren. Die freie Ufermoräne befindet sich außerhalb des Ursprungstalgefäßes. Die Anlage der ersten Ufermoräne wird durch das Talgefäß und seine präglazialen Ablagerungen vorgegeben. Alle subsequenten Ufermoränengenerationen werden durch die primär abgelegte Ufermoräne in der einen oder anderen Weise in Bezug auf Moränenanlagerungs- und überschüttungsprozesse determiniert.

WINKLER & HAGEDORN (1999) führen aus, dass die Lateralmoränen auch ohne das Widerlager von begrenzenden Talflanken entstehen, dann aber weniger prägnant ausgebildet sind als in einem schmalen Talgefäß. Diese Beobachtung kann nicht bestätigt werden. Gerade wenn die Gletscher ihr Talgefäß verlassen, sind sehr steil aufgeschüttete, markante Lateral- und Laterofrontalmoränen ausgebildet (Ghulkin-Gletscher). Grundlegend ist die Tatsache, dass weiter talaufwärts einmal eine Kanalisierung des Gletschers stattgefunden hat.

3.6 Zeitliche Einordnung der lateroglazialen Sedimentformationen

Im Rahmen der Arbeit wird eine relative zeitliche Einordnung fußend auf den vorgefundenen glazigenen und nicht-glazigenen Sedimenten im lateroglazialen Ablagerungsraum vorgenommen. Sie bildet somit eine intrinsische relative Chronologie. Die Arbeit grenzt sich damit in ihrer Zielsetzung von dem Anliegen einer Eiszeitrekonstruktion ab, die durch andere detaillierte Forschungsarbeiten mit sowohl zeitlichen und relativen Einordnungen für das Hoch-, Spät- sowie Postglazial für das Untersuchungsgebiet vorliegen (siehe unten und Forschungsstand in Kap. 1. 4). Bei den Eisrandtälern handelt es sich um vielfältig zusammengesetzte Landschaftsformen von Ufermoräne, lakustrinen

Sedimenten, resedimentierten Hangmoränen sowie glaziofluvialen Ablagerungen aus den Nebentälern, Ufermoränenanlagerungen und -überschüttungen (Abb. 1.2), die eine gute Grundlage für die Erstellung einer relativen Chronologie bildeten.

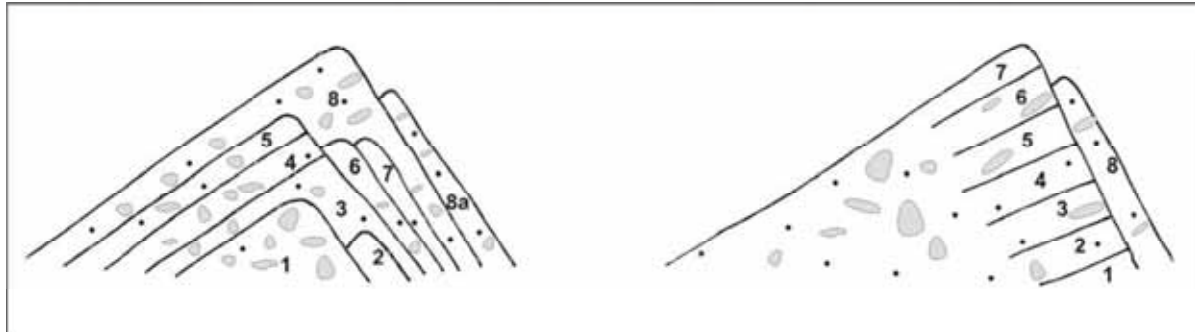
Im Allgemeinen werden von den meisten Autoren die unmittelbar gletscherbegleitenden Moränenakkumulationen im Karakorum als historisch bis neoglazial eingeordnet (KICK 1956, DERBYSHIRE 1984, KUHLE 1994, HASERODT 1989, MEINERS 1996). Allerdings besteht nur bedingt eine differenzierte Chronologie innerhalb dieser postglazialen Ablagerungen im lateroglazialen Bereich. DERBYSHIRE (1984) sondert für das Postglazial die Stadien Batura, Passu I und II (t6-t8) auf der Basis von vier Gletschern des Hunza-Tales aus (Kap. 4.1.2). Die hoch- und spätglaziale Vergletscherungsgeschichte sowie auch neoglaziale bis historische Gletscherschwankungen wurden von KUHLE (1982-2004) für den gesamten hochasiatischen Raum übergreifend rekonstruiert. Einen Überblick über die umfangreichen Forschungsarbeiten gibt die Publikationsliste in EHLERS & GIBBARD (2004), in der die Ergebnisse auch in Form einer digitalen Karte zusammenfassend vorliegen. In diesem Rahmen wurden auch absolute Datierungen in Form von ^{14}C -Datierungen durchgeführt (KUHLE 1997). Das im Dhaulagiri-Annapurna-Himalaya aufgestellte Stadiensystem (KUHLE 1982, siehe auch Tab. in KUHLE 1994) umfasst das Hochglazial bis hin zu den aktuellen Gletscherständen (Stadium XII). An dieser Zeitskala mit ihrer Abgrenzung vom Spät- zum Postglazial orientiert sich auch die in der vorliegenden Arbeit erarbeitete Chronologie. Nach der Chronologie von KUHLE (1994) sind sie in die neoglazialen Stadien V- VII (Nauri, älteres und mittleres Dhaulagiri Stadium), in die historischen Gletscherstände VII-XI (jüngeres Dhaulagri-Stadium, Stadium VIII-XI) sowie in die heutigen Gletscherstände (Stadium XII) einzuordnen (KUHLE 2001). MEINERS (1996) ordnet die Ufermoränenkomplexe nach KUHLE (1994) im Karakorum anhand von Schneegrenzberechnungen und der einstigen Gletscherreichweite übergreifend einem neoglazial-historischen Stadium ein.

Im Karakorum werden die Gletscher in der Regel von einer hoch aufragenden, prononcierten Ufermoräne begleitet, die von KICK (1956) als die „Grosse Ufermoräne“ ausgegliedert wurde (Kap. 6.6). KICK (1956, 1989) nimmt Abstand davon, diese Ufermoräne mit den 1850er-Moränen der Alpen zu korrelieren. Es gab sicherlich einen Gletscherhochstand in dieser Zeit im Karakorum, der jedoch zu jeder Zeit des 19. und des Beginn des 20. Jhs. stattgefunden haben kann (KICK 1989: 129). Durch die hohe Schuttbedeckung der Gletscher geht KICK (1989: 140) tendenziell von einem späteren Abschmelzen der Gletscher aus als in den Alpen. Dies bestätigen auch die Geländebeobachtungen der Verfasserin im Hinblick auf die Gletscherseebildung im Zusammenhang mit Gletschervorstoßphasen (ITURRIZAGA 2004a). Am Beispiel der „Eislappenmoräne“ weist KICK darauf hin, dass die Ufermoränen einen älteren Kern besitzen können und auch stellenweise mehrere Moränenwälle anzutreffen sind. Auch für die Alpen haben u.a. RÖTHLISBERGER & SCHNEEBELI (1979: 417) sowie HEUBERGER (1980: 98) dargelegt, dass die „Grossen Ufermoränen“ wesentlich älter sind als die Kleine Eiszeit (Little Ice Age). Diese Wälle wurden bereits seit mindestens 3500 Jahren v.h. aufgeschüttet.

Im lateroglazialen Bereich wird zumeist die Ufermoräne für Datierungszwecke genutzt (RÖTHLISBERGER 1986). Das Alter der Ufermoräne gibt ein Mindestalter der Eisrandtäler an und ist somit im Rahmen der Arbeit von Bedeutung. Die Ufermoränen werden zumeist auf zwei Wegen absolut datiert: 1. Radiokarbon-Datierungen des organischen Materials in Form von Bodenhorizonten oder fossilen Holzstrüngen, die an den Ufermoräneninnenhängen bloß gelegt worden sind (RÖTHLISBERGER 1986) und 2. Datierungen von Gesteinsoberflächen von Blöcken auf dem Ufermoränenfirst mittels kosmogener Nuklide (^{10}Be -Methode). Durch die Begrenztheit von organischem Material in den Ufermoränen ist die Radiokarbon-Methode nur bedingt anwendbar. Ferner ist die Herkunft von dem organischen Material durch die zahlreichen Umlagerungsprozesse im eismarginalen Bereich oftmals nicht mehr nachvollziehbar. SCHNEEBELI & RÖTHLISBERGER (1976) haben die verschiedenen Verquickungen von Ufermoränenüberschüttung und -anlagerung bereits für den Alpenraum thematisiert.

Die Ufermoräne stellt ein Mosaik aus verschiedenen Sedimentliefergebieten dar und kann nicht als einheitliches zeitliches Landschaftsgebilde aufgefasst werden. Zudem sind die Umlagerungsprozesse im lateroglazialen Bereich hoch: Zum einen unterliegen die Ufermoräneninnenhänge nicht nur einer ständigen Erosion durch den Gletscher, sondern im Gegenzug auch der Ufermoränenanlagerung. Wenn bei einer durch Dumping-Prozesse aufgebauten Ufermoräne (unten alt, oben jung), eine

Anlagerung jüngerer kleinerer Moränenwälle erfolgt und dieser Ufermoränenkomplex im Laufe der Zeit zu einem indifferenten ausgeglichenen Ufermoräneninnenhang erodiert wird, kann eine Umkehr der Altersabfolge stattfinden, die im Profil nicht sichtbar wird (Abb. 3.13). So kann es sich bei der Ufermoräne 8a (links im Bild) sowohl um eine Ufermoränenanlagerung als auch um eine Absackungsmoräne der Ufermoräne 8 handeln.



L. Iturrizaga

Abb. 3.13: Unterschiedliche Aufschüttungsabfolgen der Hauptufermoräne, die bei der Probenentnahme zur Datierung Berücksichtigung finden müssen

Die Ufermoräne stellt somit zeitlich und genetisch eine komplexe, multiphasige geomorphologische Landschaftsform dar. Sie ist im Sinne einer polygenetischen Akkumulationsform als Folge wiederholter Gletschervorstöße anzusehen (WINKLER 1996: 97). Ein Hinweis auf die Polygenese liefert u.a. die Größendisproportion zwischen Gletscher und Lateralmoräne. Als Alterskriterium der Ufermoränen wird oft ihre Form herangezogen. Die Scharfgratigkeit im Firstbereich soll demnach auf ihre Jugendlichkeit hinweisen, während die rundkuppige Ufermoräne bereits einer älteren Vergletscherungsphase angehört (AHNERT 2003). Dieses zeitliche Einordnungskriterium ist häufig in der Geomorphologie anzutreffen. Dabei ist aber zu beachten, dass die spitze Form der Ufermoräne durch die rezent ablaufende Unterschneidung durch den Gletscher oder ein Flusslauf erfolgt. Das bedeutet, dass lediglich die Form an sich als „jung“ zu bezeichnen ist, das Material der Ablagerung aber bedeutend älter ist. Weiterhin soll an älteren Ufermoränen die übliche Asymmetrie der Ufermoränen von steilem Innenhang und flacher geböschtem Außenhang immer mehr verwischen (AHNERT 2003). Hierbei wird außer Acht gelassen, dass Ufermoränen bereits in symmetrischer Form abgelagert werden können und dass der Innenhang durch den sich zurückziehenden Gletscher immer weiter unterschneidet und versteilt wird und sich die Gegensätze der Neigungswinkel von Innen- und Aussenhang noch vergrößern können.

Angelagerte Ufermoränen eignen sich nicht so gut zur ^{14}C -Datierung wie überschüttete Ufermoränen (KUHLE 1991: 72). Abgesehen von den ungünstigen klimatischen Bedingungen wird die Bodenbildung an den steilen Ufermoräneninnenhängen durch die Unterschneidung des Gletschers und die folgende Resedimentation des Moränenmaterials vereitelt. RÖTHLISBERGER (1986) hat am Bagrot-Gletscher ^{14}C -Datierungen durchgeführt, auf die in Kap. 4.8.1 näher eingegangen wird. In der Nanga Parbat-Region wurden von der Chhungphar-Ufermoräne in einer Höhe von 3180 m organisches Material von KUHLE (1997:128) datiert und die Datierungen ergaben ein Alter von 215-255 +/- 75-115 YB 1950 (Stadium IX-X nach KUHLE 1994) sowie vom Bazhin-Gletscher mit einem Alter von 125 +/- 60 Jahren (Stadium X) (KUHLE 1997: 100).

Seit den 90er Jahren werden immer häufiger Moränen anhand der Bestimmung der Expositionsalter der Blöcke durch kosmogene Nuklide datiert (z.B. BENN & OWEN 2002, KAMP et al. 2002). Die Grundannahme besteht bei der Methode darin, dass die Dauer der Bestrahlung der Gesteinsoberfläche der in der Moräne enthaltenen Blöcke mit dem Alter der Moräne gleichgesetzt wird. Dieses Datierungsverfahren ist allerdings nicht ganz unproblematisch. HALLET & PUTKONEN (1994) und PUTKONEN (2003) zeigen, dass die Oberflächendatierungen von Gesteinsoberflächen von Moränen erheblich voneinander abweichen (43% Abweichung) und aus dem Alter der Blöcke nicht auf das Alter der Landform geschlossen werden kann. Die weite Variationsbreite wird auf die Erosion der

Moränenoberfläche zurückgeführt und der damit verbundenen sukzessiven Freilegung von "frischen" Blöcken. Im Laufe der Erosion der Moränenoberfläche, insbesondere des Feinmaterials, werden Blöcke freigelegt, die aufgrund ihres kürzeren Bestrahlungszeitraumes ein jüngeres Alter als die Moräne aufweisen. Das Alter der Moränenoberfläche ist damit eine Funktion der Erosionsgeschwindigkeit. In einem Oberflächendegradationsmodell wird aufgezeigt, wie durch die Erniedrigung der Moränenoberfläche die Altersdatierung mittels kosmogener Nuklide beeinflusst wird (HALLET & PUTKONEN 1994). Darin wurden 500 Blöcke einer 100 ka alten Moräne einbezogen, die von 60 m auf 29 m in diesem Zeitraum degradiert wurde. Würde keine Erosion stattgefunden haben, müssten alle Blöcke das gleiche Alter aufweisen. Im Laufe der Erosion kommen jedoch immer jüngere Blöcke zu Tage. Das Modell kommt zu dem Schluss, dass kosmogene Oberflächendatierungen das Alter der Landform in der Regel zu jung angeben. Andererseits zeigen Arbeiten wie von TSCHUDI (2000), dass bei einer sorgfältigen Auswahl der Probenlokalität und einer minimalen Umlagerung des Materials diese Datierungsmethode Anwendung finden kann. Die Auswahl der geeigneten Probenlokalität, d.h. die genaue Information über die Herkunft und die Ablagerungsbedingungen des Blockes sowie die Verwitterungsgeschichte der Gesteinsoberfläche sind eine Grundbedingung für die Durchführung dieser Altersdatierungsmethode.

Die Hauptufermoräne und historisch bis rezente Gletscherschwankungen

Mit den säkularen Gletscherschwankungen im Karakorum hat sich KICK (1985) eingehender beschäftigt. Die von KICK (1956: 338) identifizierte "Große Ufermoräne" bzw. „Great Lateral Moraine“ (GLM) nach HASERODT (1989) wird gerne als Äquivalent für den 1850er-Gletscherstand der Alpen herangezogen (MERCER 1963, MAYEWSKI & JESCHKE 1979). Allerdings war dieser Hochstand weder durch Geländebeobachtungen noch durch absolute Datierungen nachgewiesen. So warnt KICK (1989) aufgrund der geringen Datenlage vor einer Parallelisierung der alpinen und asiatischen Gletscherschwankungen und resümiert (KICK 1985): „Für ganz Hochasien gibt es keinen historischen Beweis für die Behauptung eines letzten Maximums um 1850.“ Inzwischen liegen allerdings dendrochronologische Untersuchungen von ESPER (2000) vor, die die Kleine Eiszeit bestätigen.

Während in den Alpen allerdings ein relativ einheitliches Vorstoßverhalten im Little Ice Age zu konstatieren ist, das in den 1850er-Ufermoränenständen zum Ausdruck kommt, kam man bereits frühzeitig zu der Erkenntnis, dass die Gletscher Hochasiens sehr individuelle Bewegungsmuster aufzeigen (BURRARD & HAYDEN 1907). Selbst benachbarte Gletscher zeigen ein entgegengesetztes Bewegungsverhalten. Hier sind insbesondere die surge-artigen vorstoßenden Gletscher zu nennen. Ein weiterer Punkt unterscheidet das Bewegungsverhalten der Alpengletscher wesentlich von denen im Karakorum. Nach dem 1850er Hochstand hat keiner der Alpengletscher in den folgenden 150 Jahren diesen Gletscherpegel wieder erreicht (KICK 1985: 55). Die Ufermoränen sind seitdem – von einigen Ausnahmen im Mt. Blanc-Gebiet abgesehen - nicht mehr überfahren oder überschüttet worden, sondern eher durch glazigene Unterschneidung transformiert worden. Aber auch HEUBERGER (1980) konstatierte bereits, dass sich die Alpen-Ufermoränen aus Schutt von vor 1850 zusammensetzen. Er schlägt in diesem Zusammenhang eine Unterteilung in monozyklische und polyzyklische Ufermoränen vor.

Die ersten vergleichenden überregionalen Aufzeichnungen über Gletscherschwankungen im Karakorum stammen von VISSER (1938: 197). Er verweist auf Beobachtungen zwischen den Jahren 1900 und 1910, in denen 18 Gletscher im Vorstoß und drei im Rückzug begriffen waren. Für den Zeitraum zwischen 1910 und 1920 waren sechs Gletscher im Vorstoß, 14 im Rückzug und vier stationär. VISSER (1938: 195) macht hierzu die folgende Beobachtung: „Bei zusammengesetzten Gletschern werden die periodischen Bewegungen der Stirn durch die Summe der positiven und negativen Schwankungen aller zusammensetzenden Komponenten bestimmt; dabei wird im allgemeinen die Beweglichkeit der Stirn abnehmen, wenn die Zahl der Komponenten wächst.“

Historischen Beobachtungen zufolge ist um die Jahrhundertwende im NW-Karakorum ein Trend des Gletschervorstoßes zu beobachten gewesen, nach dem von 1930 bis 1960 eine Phase des Rückzugs folgte (MAYEWSKI et al. 1980: 271). Seit dieser Zeit ergab sich keine spezifische Rückzugs- oder Vorstoßtendenz (HEWITT 1982: 263). KICK (1985) beobachtete 1920 einen letzten Hochstand für ausgewählte Gletscher.

KARGEL stellte in seinem Beitrag *“100 years of glacier retreat in Central Asia”* auf dem XI. INQUA-Congress in Reno 2003 die Ergebnisse des GLIMS-Projektes (*Global Land Ice Measurements from Space*) vor und führte dabei aus, dass die Gletscher im Karakorum ein eher stationäres Verhalten aufweisen oder teilweise sogar vorstoßen. Diese Beobachtungen harmonieren mit denen der Geländebeobachtungen der Verfasserin in den Jahren 1992 – 2004. Rückzugserscheinungen an längeren Gletschern, wie z.B. dem Gangotri-Gletscher in Indien, der in dem Zeitraum zwischen 1780 und 2001 um 2 km zurückgegangen ist (GLIMS-Projekt), sind im Karakorum weniger zu verzeichnen. Die Rückzugsraten belaufen sich auf wenige hundert Meter. Die kürzeren Lawinenkesselgletscher hingegen sind nach plötzlichen Gletschervorstößen um mehrere Kilometer wieder zurückgewichen (z.B. Hassanabad-Gletscher).

4. Regional-empirischer Teil

Im regionalen Teil dieser Arbeit wird die Verbreitung der Eisrandtäler und ihres individuellen Formenschatzes an den einzelnen Karakorum-Gletschern erörtert sowie auf die historischen Gletscherschwankungen im lateroglazialen Bereich eingegangen. Eine übergeordnete Zusammenschau der Geländebefunde erfolgt im Syntheseteil in Kap. 6. Die einzelnen Kapitel enthalten geomorphologische Übersichtszeichnungen der dort abgehandelten Gletscher, deren räumliche Lage in Abb. 1.1 ersichtlich wird. Den Kartierungen liegen die Orographical Sketch Map, Maßstab 1 : 250 000 Swiss Foundation for Alpine Research (1990) sowie die Hunza-Karakorum-Karte (1995) vom Deutschen Alpenverein zugrunde. Abb. 4.1 zeigt die für die Kartierungen verwendete Grundlegende.

	Gletscher		Erdpyramiden
	Blockgletscher		Erratika
	Kammlinie		See
	Gipfel		Iakustrine Sedimente
	lateroglaziale Sedimentkomplexe		Transfluenzpass
	Ufermoränenleiste		Rundhöcker
	Moränenwall		Hummocky moraines
	Sander		Gletschersurge
	Hang- und Grundmoräne		Nachbruch im Anstehenden
	degradierte Hangmoränen (Skelettmoränen)		Nachbruch im Lockermaterial
	Schuttkegel (zumeist transglazial)		Überföhrung der Ufermoräne durch den Gletscher
	Felssturzkegel		Subterrane Entwässerung
	Murkegel		Pass
	Lawinenkegel		Siedlung / Lokalität
	Hangmure		¹⁴ C-Probe
			Temperaturdatenlogger
			Korngrößenprobe

L. Iturrizaga

Abb. 4.1: Legende für die Übersichtskartierungen im regionalen Teil

Die schematischen Übersichtskartierungen geben einen Gesamtüberblick der im Text angesprochenen Geländeformen. Bei der Größe der Gletschereinzugsbereiche und des Gesamtuntersuchungsgebietes sind die lateroglazialen Sedimentkomplexe stark generalisiert wiedergegeben, da sie im Verhältnis zur Gletscherbreite nur einen sehr schmalen Raum einnehmen. Markante Ufermoränenwälle neben der Hauptufermoräne sind gesondert eingezeichnet worden.

Die Ansprache der räumlichen Lage von Geländeformen im Talgefäß mit den Angaben „rechts“ und „links“ bezeichnet immer „orographisch rechts“ bzw. „orographisch links“, also von der Quelle bzw. dem Talschluss talabwärts gesehen.

4.1 Die Gletscher der Batura-Nord-, Ost- und Südabdachung

4.1.1 Batura-Gletscher

• Ablationsschluchten und -täler im Sinne VISSERS • die ausladenden Eisrandtäler • Murkegel-Ufertäler • Expositionsunterschiede • Erdpyramiden • Verzahnung Jung – Altmoräne • Kamekegel • Podestmoränen (Girgindil-Stadium) • Entwässerung der Eisrandtäler • Ufermoränendurchbrüche • Vorstoß- und Rückzugsufermoränen • Rückstaulandschaft • Temperaturmessungen mit ECOLOG-Datenloggern im Eisrandtal

Am Batura-Gletscher wurden erstmals durch VISSER (1928, 1938) detaillierte Studien über glazialmorphologische Formenelemente im lateroglazialen Bereich im Karakorum durchgeführt. An diesem Gletscher widmete er sich u.a. der Genese der Ablationsschluchten bzw. -täler (Kap. 3.3). Er deutete sie als durch die Einstrahlung bedingte Ablationserscheinungen und damit als expositionsabhängige Landschaftsformen (Photo 4.1.1.1). Im Verlauf dieses Kapitels soll dieser genetische Ansatz auf der Basis eigener Feldarbeiten in den Jahren 1992, 2000 und 2002 näher beleuchtet werden.

Der Batura-Gletscher ist sowohl in glaziologischer als auch in glazialmorphologischer Hinsicht recht gut erforscht (MASON 1930, SCHNEIDER 1959, BATURA GLACIER INVESTIGATION GROUP 1979, DERBYSHIRE et al. 1984, GOUDIE et al. 1984, SHI YAFENG & ZHANG XIANGSONG 1984, MEINERS 1997, ITURRIZAGA 1999a). Der 59 km lange Batura-Gletscher verläuft nördlich der Karakorum-Hauptkette in deren Streichrichtung von WNW nach OSO. Sein Einzugsgebiet ist in auf der Nord- und Südseite unterschiedlich gestaltet: Die Südseite des Batura-Gletschers bildet die Batura-Mauer, die über eine Länge von rund 40 km die 6000 m-Höhe nicht unterschreitet (Abb. 4.1.1.1). Die höchsten Gipfel sind Batura I (7785 m), Shispar (7611 m) und die Pasu Peaks (7478 m). Die Nordseite hingegen reicht nur streckenweise in ihrem westlichen Abschnitt über 6000 m hinauf und kulminiert im Kuksar I (6943 m). Die Höhe der Einzugsbereiche spielt - wie weiter unten ausgeführt - für die Genese der lateroglazialen Sedimentationsformen eine bedeutende Rolle.

Der Batura-Gletscher ist ein Firnkesselgletscher, der sich oberhalb von 3300 m auf der Höhe von Fatmahil in mehrere Gletscherströme verzweigt (Batura Ice Flow, Sarbeza Glacier, Batura Second Ice Flow, West Ice Flow, North Ice Flow, Yuksugoz Ice Flow). Das Gletscherende stirnt in 2540 m Höhe auf der Schottersohle des Hunza-Tales. Damit besitzt der Batura-Gletscher unter den längeren Gletscherströmen des Karakorum das tiefste Gletscherende. Die Batura-Gletscherzunge (2580 m) endet in einem kompakten verschutteten Eislobus (Photo 4.1.1.27). Im proglazialen Bereich ist ein amorpher Schuttsaum aus resedimentiertem Moränenmaterial abgelagert. Wie die im Hunza-Tal abgelagerten Batura-Moränenwälle erkennen lassen, war die Gletscherzunge bei vorgerückter Lage vorzeitig zweigeteilt.

Die BATURA GLACIER INVESTIGATION GROUP (1979: 961) ermittelte in 5000 m Höhe eine jährliche Niederschlagsmenge von 1030 mm - 1250 mm. Sie liegt im Karakorum höher als im Himalaya, in der die Monsunobergrenze bereits in 3000 - 4000 m Höhe erreicht ist. Die durchschnittliche Jahrestemperatur beläuft sich an der Gletscherzunge (2563 m) auf +10°C, in 5000 m Höhe schätzungsweise auf - 5°C. Die 0°C-Isotherme verläuft in 4200 m Höhe. Dies entspricht einem vertikalen Temperaturgradienten von 0,6°C/100 m. Im Vergleich mit den europäischen Alpen sind dies Temperaturwerte, die dort durchschnittlich 2000 m tiefer vorzufinden sind. In den Alpen treten oberhalb von 2000 m keine Sommertage mehr mit Tagesmaxima von über 25°C auf, während im Karakorum an den Gletscherzungen in 3000 m noch Temperaturen von über 30°C zu verzeichnen sind. Aber auch weiter oberhalb wurden in den Eisrandtälern entlang der Shimshal-Gletscher im Juli 2001 Temperaturen von 30°C gemessen.

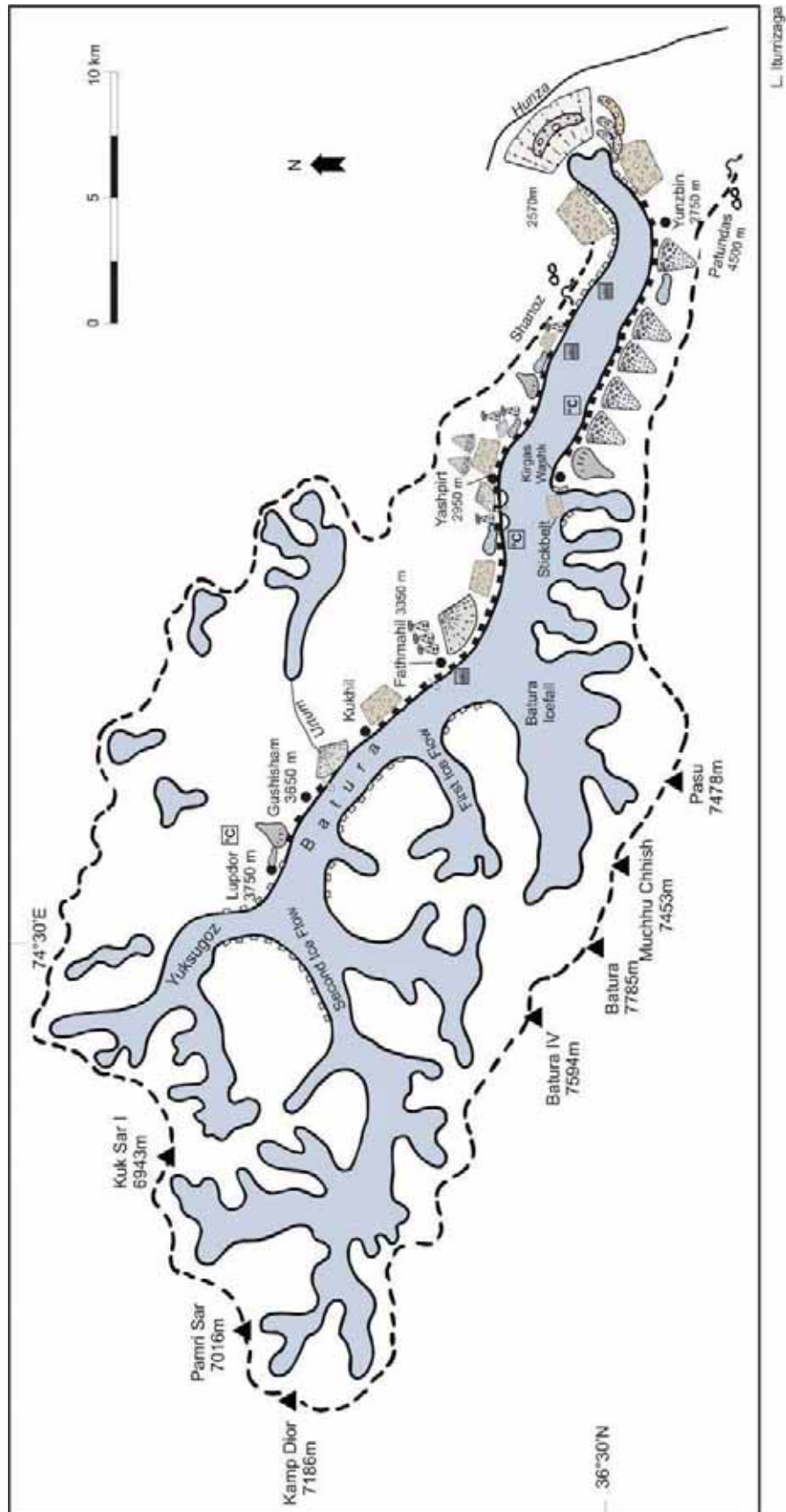


Abb. 4.1.1.1: Übersichtskartierung der Verbreitung ausgewählter lateroglazialer Sedimente am Batura-Gletscher sowie der Proben- und Temperaturmeßlokalitäten (Legende s. Abb. 4.1)

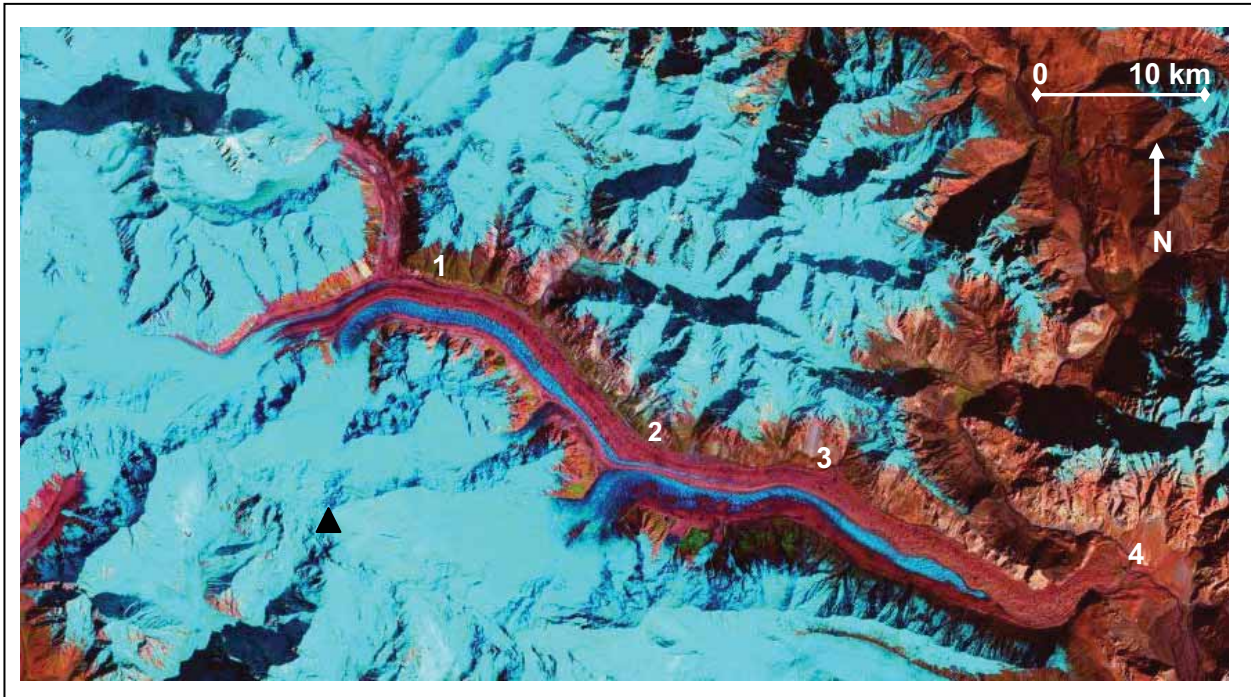


Abb. 4.1.1.2: Satellitenbild des Batura-Gletschers, Landsat 7, Aufnahme datum 2000. Asymmetrische Verbreitung der Vergletscherung: Die Nordexponierte Gletscherseite ist mit höheren Einzugsbereichen wesentlich stärker vergletschert als die südexponierte Seite und bietet damit nur wenig Raum für lateroglaziale Ablagerungen. Sowohl in Prall- (1 & 3) als auch in Gleithanglagen (2) sind die breitesten Eisrandtalabschnitte ausgebildet.

1 Gushisham 2 Fatmahil 3 Yashpirt 4 Hunza-Tal ▲ Batura-Kette mit höchstem Gipfel Batura I (7785 m)

Die Bestimmung der Schneegrenze ist beim Batura-Gletscher aufgrund der Vielzahl der ernährenden Gletscherströme - über zwanzig an der Zahl - schwierig. Sie liegt in einer Höhe zwischen 4700 m und 5300 m (SHI YAFENG & ZHANG XIANGSONG 1984: 55). Der Batura-Gletscher ist auf rund der Hälfte seiner Lauflänge verschuttet, wobei es sich vorwiegend um grobes Blockwerk handelt. Zumeist durchzieht im Mittelpart des Gletschers eine Blankeiskomponente den Gletscher. Im unteren Gletscherabschnitt stammt sie vom Batura First Ice Flow. Die Randbereiche sind aber beidseits stark verschuttet, so dass reichlich Obermoränenmaterial als Schuttlieferer für den Ufermoränenaufbau bereit steht.

Die untere Waldgrenze verläuft in 2900 m, die obere Waldgrenze in 3900 m – 4000 m. Die Eisrandtäler erstrecken sich somit von der submontanen bis zur alpinen Höhenstufe. Geschlossene dichte Waldbestände bestehen nicht, es handelt sich zumeist um lückigen Juniperus-Offenwald. Ein Großteil wird von der Artemisia brevifolia-Veronica biloba-Steppe eingenommen, die höhenwärts in Kobresia- und Carex-Mattenvegetation übergeht (EBERHARDT 2004).

Verbreitung der Eisrandtäler

Das nordseitige Eisrandtal

Auf einer Länge von rund 35 km wird der Batura-Gletscher auf der Nordseite zwischen Shanoz-Kamm und Lupdor in einer Höhe zwischen 2800 m und 3800 m kontinuierlich von einem Eisrandtal begleitet (Abb. 4.1.1.1). Die Gebirgskette der Batura-Nordseite verweilt in diesem Abschnitt unter 6000 m und beherbergt vornehmlich kleinere Hängegletscher, deren Enden keinen Anschluss zum Batura-Gletscher besitzen. Im unteren Batura-Abschnitt nahe der Gletscherzunge unterhalb von 2850 m verengt sich die Talbreite auf nur 1500 m. Die Kalksteinfelsen des Shanoz-Kammes sind hier zu steil, als dass ein Eisrandtal ausgebildet wäre. Hier haften nur noch Reste einer Ufermoränenleiste an der Talflanke (Photos 4.1.1.23 und 24). Talaufwärts schließen sich jedoch zusammenhängende Ufertalkompartimente an, die oftmals mit temporären Seen und Seesedimenten verfüllt sind (Photo

4.1.1.17). In der FINSTERWALDER-Kartierung (1959) ist bei Yashpirt noch ein 400 m langer See eingetragen, der heute verlandet ist.

Das linke Batura-Eisrandtal ähnelt einer eigenständigen Tallandschaft: ausladende Weiden, Wacholder und Rosensträucher besiedeln das bis zu 500 m breite Eisrandtal, das von einem Bachlauf eingenommen wird (Photo 4.1.1.1). Der Blick von der linken Batura-Talseite aus 4500 m Höhe sowie auch das Satellitenbild (Abb. 4.1.1.2) zeigen jedoch, welcher bescheidenen Flächenanteil die Eisrandtäler an der Gesamtbreite des bis zu über 3 km breiten Talgefässes einnehmen. Nichtsdestotrotz weist dieser Gletscher einer der breitesten Eisrandtalkomplexe unter den Karakorum-Gletschern auf. Ihre Verbreitung geht nach VISSER (1938) auf deren Gunstlage in Südexposition zurück (Abb. 4.1.1.3).



Photo 4.1.1.1: Blick von der linken Batura-Gletscherseite aus 3500 m in Richtung Westen nach Fatmahil. Der bis zu 2 km breite Batura-Gletscher wird von ausladenden Eisrandtälern mit einer Breite von bis zu mehreren 100 m begleitet (◇). Sie besitzen ihre größte Ausdehnung dort, wo Nebentäler (←) zum Hauptgletscher hin einmünden. Aus diesem Grunde konstituiert sich ein Großteil der Ablagerungen in den Eisrandtälern aus nicht-glazigenem Material. Trotz der Haupttalvergletscherung entwickelt sich im lateroglazialen Bereich eine fast eigenständige Sedimentationslandschaft. Die Eisrandtäler treten sowohl in Nord- als auch in Südexposition auf und ihre Verbreitung ist nicht primär abhängig von Insolationseffekten. Insbesondere Birken haben die lateroglaziale Schotterflur besiedelt. Auf den Ufermoränenaußenhängen stocken zumeist Wacholder. Im Hintergrund ragt die Batura-Kette mit höchsten Einzugsbereichen von 7885 m (Batura I) auf. Aufnahme: L. Iturrizaga 29.09.2000.

Bei Yashpirt (3165 m) weicht die linke Eisrandtalseite über eine Horizontaldistanz von 2,5 km buchtförmig zurück und bietet eine Sedimentationsfalle für die lateroglaziale Schuttablagerung (Photos 4.1.1.3-5). Sie wurde während eines vorzeitlichen Gletscherhochstandes verfüllt. Heute wird der Buchtbereich von einer zweistufigen Ufermoränenterrasse eingenommen, auf deren unterem Niveau die Almsiedlung Yashpirt lokalisiert ist. Das jüngere Uferterrassenniveau, das an einigen Stellen in einer über 50 m hohen Steilkante zum rezenten Eisrandtal abfällt, wurde durch einen historischen Gletscherstand unterschritten. Eingerahmt wird das Moränenpodest beidseits von ausladenden Erdpyramidenserien, deren Obergrenze in diesem Abschnitt rund 150 m über dem rezenten Eisrandtalboden verläuft. Weiter talabwärts, bei Yakpert, reichen die Erdpyramiden noch wesentlich weiter den Hang hinauf (Kap. 5.1).



Abb. 4.1.1.3: Aufnahme des linken Eisrandtales am Batura-Gletscher unterhalb von Fatmahil aus dem Jahre 1925 von VISSER (1938: 42), der diesen Abschnitt als Ablationsschlucht bezeichnet. Der Vergleich mit Photo 4.1.1.1 zeigt, dass sich die Morphologie und die Vegetationsbedeckung in den letzten rund 70 Jahren kaum verändert hat.



Photo 4.1.1.2: Der Nebental-Schwemmfächer (▲) dräniert als transversaler Sedimentkegel in das Eisrandtal (s. Photo 4.1.1.1). Die Hauptschüttungsrichtung im Eisrandtal ist rechtwinklig (↗) zur Gletscherfließrichtung. Nach der Deglaziation wird er als Widerlagerschuttkörper (Kamekegel) überliefert. Auf der rechten Seite sind gerade noch fluviale Ablagerungen des Eisrandtales sichtbar (△). Ablationsprozesse spielen bei der Ausbildung dieser Eisrandtalform nur eine untergeordnete Rolle. Die Lateralmoräne ist als hügelige, ehemals toteisdurchsetzte Moräne abgelagert (■) und als Sanderufermoräne (□). Diese Hauptufermoräne wird in der relativen Chronologie dem Batura-Stadium zugeordnet. Im Bildvordergrund säumen Erdpyramiden die Talflanke (↙), deren Decksteine und oberen Sockelbereiche gerade noch sichtbar sind. Aufnahme: L. Iturrizaga 05.10.2000.



Photo 4.1.1.3: Kamekegel- und Uferterrassenkomplex bei Yashpirt in einer Prallhanglage des Batura-Gletschers in S-Exposition. In dieser Ausbuchtung hat sich ein Moränenpodest der vorzeitlichen Vergletscherung erhalten (□). Weiter talabwärts sowie talaufwärts schließen sich Erdpyramidenserien (↙) an, die auch an weiteren Lokalitäten auf der linken Batura-Talflanke vorzufinden sind (Abb. 4.1.1.1). Ein jüngerer Gletschervorstoß hat den Sedimentkomplex unterschritten (↔). Auf den Sedimentkomplex sind transglaziale Schutthalden eingestellt (▲). Die Hauptufermoräne (△) gestaltet sich hier als breiter hügeliger Schuttsaum, der hangwärts durch eine steile Ufermoränenböschung begrenzt wird (Photo 4.1.1.5). Die girlandenförmigen Ausbuchtungen gehen auf einzelne seitliche Gletscherlobenvorstöße zurück. Aufnahme: L. Iturrizaga 29.09.00/3/22.



Photo 4.1.1.4: Detailaufnahme der in Photo 4.1.1.3 gezeigten Moränengirlanden im Yashpirt-Ufertal. Die Moränengirlanden (↔) zeugen von einem jüngsten Gletschervorstoß, der das Moränenpodest (□) von Yashpirt unterschritten hat. Aufnahme: L. Iturrizaga 28.09.00/ 3/18.

In Fatmahil (3300 m) erreicht das Eisrandtal mit bis zu 500 m seine größte Breite (Photos 4.1.1.1 & 2) und steht damit im starken Kontrast zur Südseite des Gletschers, wo in dieser Höhe der große Eisfall zum Batura-Gletscher hineinmündet und keine randglazialen Ablagerungen ausgebildet sind. VISSER (1938) bezeichnet speziell diesen Sedimentationsabschnitt bei Fatmahil zwischen Ufermoräne und Talflanke als Ablationstal (Abb. 4.1.1.1). Von orographisch links mündet ein großer Schwemmfächer

in das Eisrandtal ein, der den Ufertalbach abdrängt (Photo 4.1.1.2). Der aktive Fächer resedimentiert u.a. Hangmoränenmaterial, das die Talflanken verkleidet. Auch hier sind an der Konfluenzposition oberhalb der Alm Fatmahil die Hänge mit mehrere Meter hohen Erdpyramiden verkleidet, die Decksteine von bis zu 2 m Durchmesser tragen (Photos 5.1.2.3 & 5.1.2.4 in Kap. 5.1.2). Der Hang ist mit Juniperus bestanden, die im Sinne von DÖRRENHAUS (1966) der Erdpyramidenbildung durch die Ausbildung von Rippen unter Wald Vorschub geleistet haben könnten. Des Weiteren zeichnet sich ein Moränenwall an der Talflanke ab, der aus dem Nebental stammen könnte (Photo 5.1.2.2).



Photo 4.1.1.5: Die Aufnahme stammt von der Alm Yashpirt auf der linken Seite des Batura-Gletschers in einer großräumigen Ausbuchtung auf einer rund 150 m hohen Moränenterrasse (□) (s. Photo 4.1.1.1). Hierbei handelt es sich um eine lateroglaziale Schüttung gegen den vorzeitlichen Batura-Gletscher. Ihre Oberfläche stellt einen relikten Ufertalboden dar. Die in diesem Abschnitt sehr breite Hauptufermoräne (△) schließt hangseitig mit einer geschütteten Ufermoräne ab, die an ihrem Außenhang eine deutliche Gesteinsgrößengradierung aufweist. Auf der Batura-Südseite werden viele der steilen nord-exponierten Hängegletscher im unteren Teil von Sanderufermoränen gesäumt, die teilweise aus Gegenschüttungen einer vorzeitig höher gelegenen Gletscheroberfläche resultieren. In der Bildmitte befindet sich ein Ufermoränendurchbruch (▽). Aufnahme: L. Iturrizaga 29.09.2000.

In Guchisham (3650 m) weitet sich das Eisrandtal abermals auf eine Breite von rund 400 m – 500 m (Photos 4.1.1.6-9). Wie in Yashpirt handelt es bei diesem Sedimentationsabschnitt um eine Prallhanglage des Batura-Gletschers (Abb. 4.1.1.2) und belegt damit, dass die Eisrandtäler nicht nur auf die Gunstabschnitte der Sedimentation in Gleithanglagen beschränkt sind. Eine komplexe Sedimentationslandschaft verfüllt das Eisrandtal (Photo 4.1.1.9). Hier sind im Eisrandtalboden Terrassenniveaus mit Sprunghöhen im Meterbereich ausgebildet. Aus dem Urtum-Tal ist ein Schwemmfächer aufgeschüttet, dessen Abfluss die Ufermoräne durchbricht (Photo 5.5.6). Diese Ufermoränendurchbrüche können durch die Anzapfung einer tiefergelegenen Erosionsbasis zu einer Terrassierung im Eisrandtal führen.



Photo 4.1.1.6: Blick aus 4500 m auf den Batura-Gletscher. Der Kreis markiert die Ausschnittsaufnahme in Photo 4.1.1.7 in das Eisrandtal bei Guchisham. Auch auf der N-exponierten Talseite (im Bild rechts) säumen diskontinuierliche Eisrandtalabschnitte den Batura-Gletscher. Sie werden durch die einmündenden Gletscherströme unterbrochen (⇒). Die Obermoränenbedeckung ist deutlich zweigegliedert in die Blankeiskomponente des Batura-First-Ice-Flows und der mehr verschütteten Komponente des Yuksugoz-Gletschers. Im Hintergrund ragt die Lupghar-Kette (7199 m) auf. Aufnahme: L. Iturrizaga 03.10.2000/3/13.



Photo 4.1.1.7: Die Schmelzwässer des Eisrandtales durchbrechen die Ufermoräne (◄) und drainieren unmittelbar zum Gletscher. Die Hauptufermoräne setzt sich aus mehreren angelagerten Ufermoränengenerationen zusammen. Sie ist zum Teil durch das Auftreten von lokalen Eisausstülpungen girlanden-förmig aufgebaut. Aufnahme: L. Iturrizaga 03.10.2000/3/21.



Photo 4.1.1.8: Blick von der linken Batura-Ufermoräne (△) in das Guchisham-Eisrandtal talabwärts. Von Norden (im Bild von links) mündet das Urtum-Tal ein. Der Abfluss des Eisrandtales wurde ehemals durch eine Eisausstülpung des Batura-Gletschers abgedämmt (◇) und hat zur Aufschotterung (●) im Eisrandtal geführt. Aufnahme: L. Iturrizaga 04.10.2000/13.



Photo 4.1.1.9: 180°-Panorama von der linken Batura-Talseite über das weitläufige Eisrandtal bei Guchisham mit den Terrassenauflüchtungen (◻). Die mehrfirstige Hauptufermoräne (△) verdeckt den breiten dahinterliegenden Batura-Gletscherstrom. Im Vordergrund wird eine ältere Moränenausbuchtung ersichtlich (◇), die in Form eines hügeligen Moränensaums an die Hauptufermoräne abgelagert ist. Aufnahme: L. Iturrizaga 04.10.2000/3-5.

Talaufwärts von Lupdor mündet der Yoksugoz-Gletscher ein und das Eisrandtal geht in eine Ufermoränenleiste über, die in einer Mulde von der Talflanke getrennt ist. Die Ufermoränen laufen – soweit einsehbar – in rund 4200 m (Abb. 4.1.1.2, Photo 4.1.1.10 & 11).



Photo 4.1.1.10: Blick aus 4400 m auf den Yuksogaz-Gletscher, einem linken Nebentalgletscher des Batura-Gletschers. Der verschuttete Gletscher liegt tief eingesunken in seiner Ufermoränenfassung. Die frisch abgelagerten, hellen lateroglazialen Sedimente (→) heben sich deutlich gegen den Schieferschutt der Talflanken ab. In den Randbereichen des Gletschers (↘↙) sind neue Eisrandtäler in Bildung begriffen. Aufnahme: L. Iturrizaga 03.10.2000/33.



Photo 4.1.1.11: Blick aus 4450 m auf den oberen Verlauf des Batura-Gletschers mit dem Second-Ice-Flow. Lediglich auf der linken, S-exponierten und mit niedrigeren Einzugsbereichen versehenen Batura-Talseite kommt es noch zur Ablagerung lateroglazialer Sedimente (↘). Aufnahme: L. Iturrizaga 03.10.2000/14.

Zwischen Fatmahil und Guchisham (3560 m) verengt sich das Eisrandtal auf streckenweise weniger als 50 m. In diesem Engtalabschnitt ist der seltene Fall gegeben, dass die Eisrandtalsedimente terrassenförmig eingeschnitten sind. Die Ufermoräne allerdings ist hier bis zu 40 m hoch und die Innenhänge sind vom Eis freigelegt.

Im Eisrandtal befinden sich hangseits streckenweise mächtige Ablagerungen, die zum Teil aus den Nebentälern stammen, zum Teil dem Hang angelagert sind. Ab einer Talbodenhöhe von 3400 m sind an den Talausgängen der Nebentäler podestförmige Aufschüttungen abgelagert und enden am Eingang der Eisrandtäler, insbesondere auf der linken Batura-Seite. Talabwärts von Kukhil in 3420 m plombieren bis zu 200 m hohe Sedimentsockel das Eisrandtal (Photos 4.1.1.13-15). Sie werden heute sowohl vom Ufertalbach als auch aus dem Nebental selbst zentral zerschnitten. Hierbei handelt es sich um murfächerartige Ablagerungen im proglazialen Bereich des ehemals weiter hinabreichenden Hängegletschers. Diese Sedimente wurden gegen die vorzeitig höher gelegene Batura-Gletscheroberfläche geschüttet und sind damit als Kamekegel anzusprechen (vgl. ITURRIZAGA 2001, 2003). Die Uferkante des Kamekegels gibt die Mindesthöhe des einstigen Batura-Gletscherpegels an. Diese Gegenschüttungen sind auch an anderen Gletschern präsent (z.B. am Barpu-Gletscher und Chogolungma-Gletscher) und werden in der vorliegenden Arbeit als Girgindil-Stadium ausgesondert (Kap. 6.7).



Photos 4.1.1.13-15: 180°-Panoramablick in das Eisrandtal bei Kukhil (3550 m) mit dem über 200 m hohen Kamekegelkomplex (□). Ehemals wurden die Sedimente des Nebentals gegen einen höheren Gletscherpegel geschüttet. Diese Sedimentationsphase ist dem Girindil-Stadium zuzuordnen. Heute wird der Sedimentkegel durch die rezenten Abflüsse eingeschnitten. Aufnahme: L. Iturrizaga 04.10.2000/2/28, 29, 31.



Photo 4.1.1.16: Blick aus 2850 m über den Batura-Gletscher hinweg auf die orographisch rechte Batura-Talseite auf den Abschnitt zwischen Kirgas Washk zur Bildrechten und Mulung zur Linken. Glazial-induzierte Schuttkegel säumen großflächig die Talflanken und liefern mit das Ausgangsmaterial für die Eisrandtalbildung. Aufnahme: L. Iturrizaga 28.09.2000.

Das südseitige Eisrandtal: Auch auf der rechten, nord-exponierten Seite ist ein breites Eisrandtal vorhanden, das von Yunzbin (2785 m) bis nach Wudmul (3200 m) hinaufreicht (Photo 4.1.1.16). Unterhalb von 2900 m ist es sogar besser ausgebildet als auf der süd-exponierten Talseite. Mitte des 20. Jahrhunderts waren in dem Eisrandtal noch mehrere Seen eingeschaltet (Photo 4.1.1.17). Heute befindet sich lediglich ein kleiner See bei Kirgas Washk. Transglaziale Schutthalden, Mur- und Lawinenkegel verkleiden die rechte Talflanke und liefern das Schuttmaterial für die Sedimente im Eisrandtal. Die Moränenverkleidungen der Talflanken treten von hier an in den Hintergrund. Vielmehr säumen glazigen induzierte Schutthalden die Hänge. Ab einer Höhe von 3300 m setzt das Eisrandtal durch einmündende Gletscher der Batura-Kette aus (Photos 4.1.1.1 & 6). Weiter talaufwärts sind zwischen den Hängegletschern einzelne Kompartimente von schmalen Eisrandtälern und Ufermulden zwischengeschaltet. Häufig sind jedoch nur Ufermoränenleisten abgelagert.



Photo 4.1.1.17: Im rechten Batura-Eisrandtal werden zwischen den einmündenden Sedimentkegeln zeitweise Seen aufgestaut. Die lakustrinen Sedimente (○) zeugen von einem mehrere hundert Meter langen See. Aufnahme: L. Iturrizaga 04.10.2000.

Die Entwicklung des Ufermoränenkomplexes am Stickbelt-Gletscher: Auf der rechten Batura-Talseite befindet sich unterhalb des Stickbelt-Gletschers eine komplexe, mehrphasig aufgebaute Schuttform. Sie kann als zusammengesetzter Schuttkörper aus hochaufragenden Lateralmoränen in Kombination mit einem Moränenpodest beschrieben werden (Photo 4.1.1.18 und Abb. 4.1.1.4). Die Gletscherzunge hat in der Vergangenheit vier verschiedene Abflussrichtungen und korrespondierende Moräneneinfassungen eingenommen. Dieser Sedimentationskomplex zeigt, dass die Gletscherzunge durch ihre eigene Moränenaufschüttung bei wiederholten Vorstößen separiert oder umgelenkt wird. Diese Beobachtung ist im Hinblick auf die Genese von Gletscherbifurkationen von Bedeutung (Kap. 5.2). Der regenerierte Hängegletscher fließt heute von der Batura-Mauer in einer scharfen Rechtsbiegung nach Osten in das Batura-Eisrandtal ab und endet in 3600 m (A). In der Vorstoßphase erfolgte der Aufbau von hohen Sanderufermoränen. Unterhalb der Gletscherzunge deutet ein zentral gelegener Moränenzwickel darauf hin, dass die Gletscherzunge ehemals zweigeteilt war oder hintereinander zwei verschiedene Abflussrichtungen eingenommen hat (A1 und A2). Eine weitere Bifurkation des Gletscherkörpers befindet sich etwas weiter hangaufwärts (B). Ein kleiner Eislappen hat sich vom Hauptgletscher abgespalten und fließt in direkter Verlängerung des Eisfalls in Richtung Norden ab. Dabei hat er die ursprüngliche Lateralmoräne überfahren und seinen eigenen Kranz aufgeschüttet. Heute liegt diese Nebengletscherzunge in zurückgezogener Lage. Noch etwas weiter gletscheraufwärts unmittelbar an der Umlenkung des Gletschers wird die Lateralmoränenfassung in der Prallhanglage durch Schmelzwasserabgänge am "Gletscherknie" gänzlich durchbrochen (C) und ein steiler glaziofluvialer Schwemmkegel ist in das Eisrandtal aufgeschüttet. Auch diese Abflusslinie kann einst durch eine Gletscherzunge ausgefüllt worden sein. Es ist anzunehmen, dass die Gletscherkomponente (A) den ursprünglichen Verlauf des Gletschers darstellt. Es ist aber auch möglich, dass sowohl Gletscherkomponente B oder C zeitweise die Hauptabflussrichtung darstellten. Bei dieser zusammengesetzten Form handelt es sich nicht um ein Überschiebungspodest, sondern um gut ausgebildete Sanderufermoränen. Bei weiterreichenden Oszillationen der Gletscherkomponente C würde die Sandermoräne überfahren und konsolidiert werden und im Laufe der Zeit zu einem Überschiebungspodest transformiert werden können.



Photo 4.1.1.18: Die Gletscherzunge des Stiekbelt-Gletschers teilt sich in mehrere kleine Loben auf. Die Hauptabflussrichtungen des Gletschers haben im Laufe der Zeit gewechselt. Photo 4.1.1.5 zeigt die Lokalität des Stiekbelt-Gletschers auf der rechten Batura-Talflanke. S. Abb. 4.1.1.4 zur Erläuterung. Aufnahme: L. Iturrizaga 29.09.2000/14. .

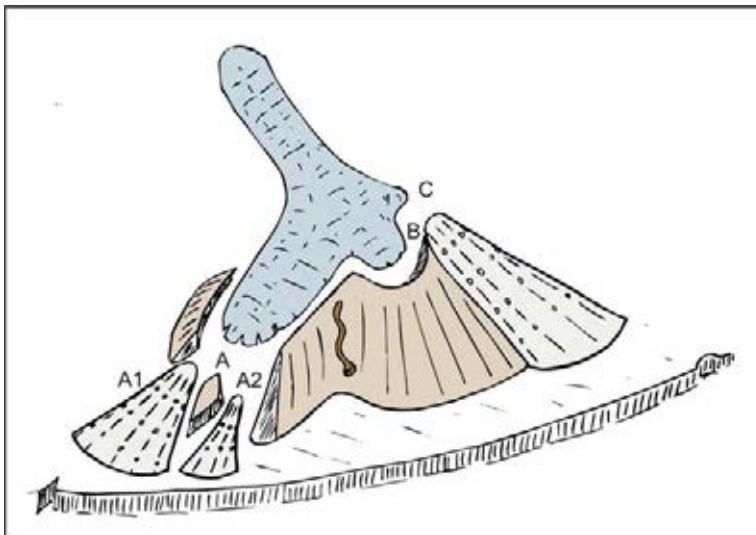


Abb. 4.1.1.4: Multiphasiger Aufbau der Lateralmoränenfassung am Stiekbelt-Gletscher (Erläuterung s. Text).

L. Iturrizaga

Die Ufermoränen - Sander-, Satz- und Ablationsufermoränen: Der Batura-Gletscher wird beidseits von der großen Hauptufermoräne (*Great Lateral Moräne, Grosse Ufermoräne* nach KICK 1956) begleitet. Die Ufermoränenaußenhänge messen eine Höhe von bis zu 40 m – 50 m Höhe. Die Ufermoränen sind insgesamt sehr grobblockig aufgebaut (Photo 4.1.1.3). Bis zu hausgroße Blöcke sind in die Ufermoräne eingeschaltet, oftmals sind die Blöcke tischgroß. Auf dem Nordufer sind sowohl Ufermoränenanlagerungen als auch Überschüttungen vorzufinden, wobei die einzelnen Ufermoränenwälle oftmals nicht mehr erkenntlich sind und in einen weit ausladenden Überschüttungssaum übergehen. Kennzeichnend ist die amorphe Struktur der Moränengenerationen, die auf Ablationsufermoränen hindeuten. Die akkuraten Moränenfirste in Form der Hauptufermoränen wie an den benachbarten Gletschern Passu, Ghulkin und Gulmit sind zwar zum Teil ausgebildet, aber durch folgende Gletschervorstöße überprägt worden. Die Ufermoräne ist in weiten Abschnitten aus mehreren Ufermoränenanlagerungen zusammengesetzt. Insbesondere zwischen Fatmahil und Yashpirt zieht sich die Ufermoräne girlandenförmig am Außenrand des Eisrandtals entlang. Bei einer erneuten geradlinigen Ufermoränenablagerung bei einer schmaleren Breite des Gletschers können die einzelnen Ufermoränenbuchten geschlossen werden und es entstehen separate Ufermoränenkompartimente (Kap. 5.2). Die Ufermoränenaußenhänge zeigen bei der entsprechenden vorzeitlichen Steilheit der Gletscherränder eine Gesteinsgradierung nach der Größe analog zum hangialen Schuttkegel. Hierbei handelt es sich um Vorstoßufermoränen. Andernfalls sind amorphe Austauufermoränen ausgebildet, in denen noch lange Zeit Toteiskomplexe enthalten waren und bei denen die Wallform nur ansatzweise

zu erkennen ist. Durch die zahlreichen Oszillationen der Gletscheroberfläche und Änderungen der Gletscherbreite wurden die randglazialen Sedimente vielfach umgearbeitet.

Unterhalb von Yashpirt ist ein großer Durchbruch in der rund 40 m hohen Ufermoräne ausgebildet (Photo 4.1.1.19). Ein knapp 100 m breiter Murlobus ist auf den Ufertalboden aufgeschüttet. Diese Ufermoränendurchbrüche können durch supraglaziale Seen oder durch das Kollabieren von Toteiseinlagerungen in der Ufermoräne in Kombination mit heftigen Niederschlägen verursacht werden.



Photo 4.1.1.19: Der Batura-Gletscher (□) wird über weite Strecken von der hoch aufragenden Hauptufermoräne (△) begleitet. In der linken Ufermoräne bei Yashpirt (2950 m) befindet sich ein Durchbruch (↘), der durch supraglaziale Prozesse verursacht wurde. Der mindestens zweiphasig aufgebaute Ablagerungskegel im Eisrandtal ist in seinem distalen Bereich bereits wieder mit Wacholder bestanden. Siehe Haus im Vordergrund als Größenvergleich. Aufnahme: L. Iturrizaga 29.09.2000/2/5.

Die Ufermoränenaußenhänge sind abschnittsweise lückig mit baumwüchsigem Wacholder bestanden. Vergleiche mit den Aufnahmen von VISSER (1928, 1938) zeigen, dass supraglaziale Überschüttungen der Ufermoränen nur sehr lokal im letzten Jahrhundert an diesem Gletscher stattgefunden haben.

Der Batura-Gletscher wird auf der Nordseite überwiegend von Satzufermoränen begleitet, d.h. von einem Moränenwall, der vorwiegend durch austauendes Toteis hinterlassen wird. Insbesondere treten sie zwischen 2800 m und 3000 m auf. Diese Moränen besitzen einen rundkuppigen und zumeist sehr breiten Kammbereich, der mehrere Gletscherrückzugs-

phasen integriert. Sie sind durchsetzt mit großen Blöcken. Die geschüttete steil aufragende Dumping-Ufermoräne, wie sie am Chogolungma- oder Barpu-Gletscher ausgebildet ist, fehlt auf dieser Seite weitgehend. Auf der Südseite hingegen dominiert die Sanderufermoräne den lateroglazialen Ablagerungsraum. Hier sind unterhalb von Kirgas Washk drei aneinander gestaffelte Ufermoränengenerationen auszusondern.

Der Batura-Gletscher zeigt unter den längeren Karakorum-Gletschern vergleichsweise geringe Einsinkbeträge der Gletscheroberfläche in Relation zum Ufermoränenfirst. Während der Hispar-Gletscher mit bis zu 50 m tief eingesunken in seiner Moränenfassung liegt und die Eisrandtäler hoch über der Gletscheroberfläche verlaufen, ist die Batura-Gletscheroberfläche vergleichsweise wenig von der Ufermoräne abgesetzt. Die proximalen Ufermoränenhänge sind an den tiefer freigelegten Stellen durchschnittlich rund 20 m – 30 m hoch mit Hangneigungen von weit unter 40°. Die ansonsten sehr typische Runsenbildung an den Innenhängen ist im unteren Abschnitt kaum anzutreffen. Erst oberhalb der Einmündung des Batura First Ice Flows ab 3500 m tritt sie an den N-exponierten Ufermoräneninnenhängen auf. Die Höhe der Ufermoräneninnenhänge steigt am Batura-Gletscher taleinwärts an. Sie messen an einigen Lokalitäten bis zu über 60 m Höhe. Die Ufermoränenaußenhänge hingegen nehmen talaufwärts nur unwesentlich an Höhe zu. Bei Kukhil und Guchisham messen sie 30 m – 50 m Höhe. Parallel dazu setzen auch die Zerrunsungen ein. Die Morphodynamik an den Innenhängen ist durch die Gletscheroberflächenschwankungen recht hoch.

Die Hangmoränen: Die angrenzenden Talflanken des linken Eisrandtales sind mit mächtigen Hangmoränen verkleidet (Photo 4.1.1.20). Wie bereits von PAFEN et al. (1956) anhand von Erratika belegt, wurde der Shanoz-Kamm eiszeitlich vom Batura-Gletscher überfahren. Im mittleren Abschnitt des Shanoz-Kammes passiert man an dessen Basis in einer Höhe von 2850 m im Eisrandbereich moränale Schutthalden von mehreren hundert Metern Höhe, deren Schuttmaterial aus resedimentierten Hangmoränen stammt. Bei der Lokalität Yakpert (2980 m) sind die Hangmoränen großflächig in Erdpyramiden aufgelöst und die glazigene Herkunft der Ablagerungen kommt eindrücklich zum Vorschein (Photos 20 und 21). Diese Erdpyramidenserie setzt sich über Yashpirt bis nach Fatmahil fort und reicht bis zu mehrere Hundert Meter den Hang hinauf (Kap. 5.1). Insbesondere in den Konfluenzlagen bei Yashpirt und Fatmahil sind sie sehr gut ausgebildet. Oberhalb von Fatmahil gehen die hangialen Sedimentablagerungen in flächige Grundmoränenverkleidungen der Hänge über. Diese sind selbst noch oberhalb der Alm Guchisham bis in Höhen von 4000 m als seichte, disjunkte Moräneninseln vorzufinden.

Auf der gegenüberliegenden rechten Batura-Südseite sind hochlagernde Moränen nur vereinzelt anzutreffen. Hier sind es die glazigenen Schutthalden, die das einstige Vergletscherungsausmaß nachzeichnen (Photo 4.1.1.16, ITURRIZAGA 1999a). Es handelt sich um glazial-induzierte Nachbruchschutthalden - insbesondere kurz vor dem Konfluenzsattel zum Pasu-Gletscher bei Yunz - sowie teilweise um moränale Schutthalden. Auch ehemalige Gletscherschuttkegel (unterhalb von einstigen Hängegletschern) sind weiter talaufwärts vertreten. Die Schutthaldenansätze korrespondieren streckenweise mit der Mindesthöhe der Gletscheroberfläche.

Die Hangmoränen spielen eine wichtige Rolle beim Aufbau der Eisrandtäler. Eiszeitlich verlief die Gletscheroberfläche im lateroglazialen Bereich um mindestens 500 m höher als heute. Beim Niederschmelzen wurden Hangmoränen abgelagert, die sukzessive durch hangiale Prozesse sowie durch glazigene Unterschneidung disloziert und im lateroglazialen Umfeld wiederum abgelagert wurden. Hier unterlagen sie der ständigen Umarbeitung durch die Oszillationen des Batura-Gletschers. Es ist davon auszugehen, dass der Batura-Gletscher zeitweise sogar kleinere Ausmaße aufwies als in der Gegenwart, so dass die lateroglazialen Sedimentstreifen ehemals eine noch größere Breite besaßen. Die Eisrandtäler sind zum großen Teil aus resedimentiertem vorzeitlichem Hangmoränenmaterial und an ihrer Basis aus Grundmoränenmaterial aufgebaut (Abb. 6.3).



Photo 4.1.1.20: In der Ausbuchtung von Yashpirt sind in Erdrippen und Erdpyramiden aufgelöste Hangmoränen (◇) vorzufinden. Sie lieferten maßgeblich das Ausgangsmaterial zur Eisrandtalbildung (△). Aufnahme: L. Iturrizaga 30.09.2000.

Die Entwässerung der Eisrandtäler: Das Batura-Eisrandtal wird durch verhältnismäßig abflussreiche Wasserläufe durchflossen, wobei die Entwässerung im Eisrandtal nicht kontinuierlich erfolgt. Häufig durchbricht der Bachlauf die Ufermoräne und entwässert englazial zum Batura-Gletscher hin. Bei Guchisham münden die Wasserläufe zweier Nebentäler in das Eisrandtal. Hier ist in dem breiten Eisrandtal eine Terrassenlandschaft ausgebildet (Photo 4.1.1.9). Unterhalb von Guchisham, wo sich das Eisrandtal abrupt verengt, durchbricht der Ufertalbach allerdings die linke Ufermoräne.

Talabwärts von Kukhil in 3370 m Höhe unterhalb des Kamekegel hat sich der Ufertalbach abermals in die Ufermoräne eingeschnitten. Nach Angaben einheimischer entwässerte der Bach vor 30 Jahren noch im Ufertal nach Fatmahil (Photos 4.1.1.22a & b). Talabwärts von Yashpirt folgen große Ufertalungen mit mächtigen Seesedimenteinfüllungen. Die Blockierung des Eisrandtales wird hier durch Murabgänge verursacht, während weiter talaufwärts Lawinenabgänge für die Abdämmung verantwortlich sein können. Auch der girlandenförmige Verlauf der weit ausladenden Ufermoräne führt zur Abschnürung einzelner Ufertalkompartimente.



Photo 4.1.1.21: Eisrandtal bei Guchisham (3650 m) entlang des Batura-Gletschers in SW-Exposition. In NE-Exposition setzen die lateroglazialen Sedimentkomplexe bereits aus. Nur die tributären Täler sind mit Ufermoränen ausgekleidet (↙). Im Vordergrund durchbricht der lateroglaziale Ufertalbach die multiphasige Aufschüttungsufermoräne und dräniert im weiteren englazial (↓). Aufnahme: L. Iturrizaga 04.10.2000.



Photo 4.1.1.22a: Der Eisrandtalbach schneidet sich zwischen Kukhil und Fatmahil in einer Höhe von 3370 m metertief in die lateroglazialen Sedimente ein. Der Bach hat die rechte Batura-Ufermoräne (△) nach Angaben Einheimischer vor rund 30 Jahren durchbrochen. Aufnahme: L. Iturrizaga 01.10.2000 /15.



Photo 4.1.1.22b: Durchbruch des Eisrandtalbachs (Photo 4.1.1.22a) durch die Ufermoräne zum Batura-Gletscher. Ab hier entwässert der Bach englazial. Aufnahme: L. Iturrizaga 01.10.2000/14.

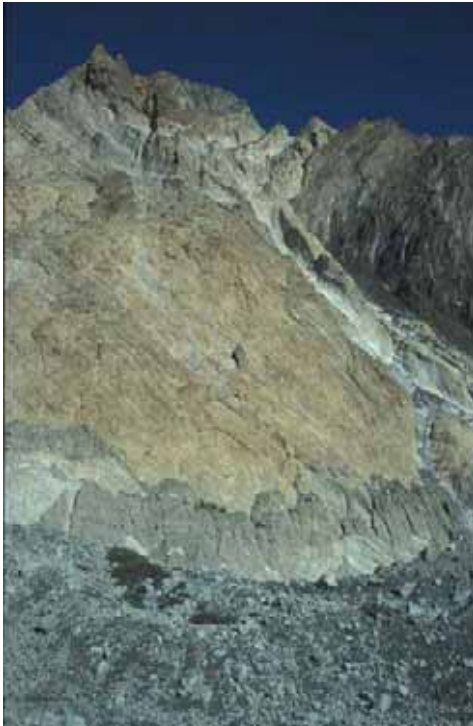


Photo 4.1.1.23 (links): Die steilen Kalkstein-Talflanken sowie das Fehlen von schuttliefernden Runsen und Seitentälchen erlaubt im unteren Batura-Gletscherabschnitt in einer Höhe von 2800 m auf der linken Seite keine Ausbildung von ausladenden lateroglazialen Sedimentkomplexen. Hier haften lediglich seichte Ufermoränenleisten an den Talflanken. Aufnahme: L. Iturrizaga 28.09.2000.



Photo 4.1.1.24 (oben): Auf der linken Batura-Gletscherseite säumen im unteren Gletscherabschnitt lediglich Ufermoränenleisten die Talflanken (2800 m), die Überreste eines einstig breiteren Eisrandtales darstellen können. Auf der rechten Batura-Talseite verkleiden oberhalb von Yunzbin mächtige Grundmoränen die Talflanke (□), die sich in diesem kleinen Transfluenzpass bis zum Passu-Gletscher hinziehen. Die Schutthalden (△) gehen auf die glazigene Unterschneidung und Druckentlastung nach der Deglaziation zurück und stellen das Ausgangsmaterial zur Eisrandtalbildung dar. Im Hintergrund ragt das Lupghar-Massiv (7200 m) auf. Aufnahme: L. Iturrizaga 28.09. 2000.

Photo 4.1.1.25: Aufschluss vom Ufermoräneninnenhang auf der linken Batura-Gletscherseite in 2850 m Höhe. Hierbei handelt es sich um stark verfestigtes Grundmoränenmaterial mit einem hohen Tonanteil (Abb. 4.1.1.5). Die zum Teil betonartig verfestigten, tapetenartigen Aufschlüsse sind seit ihrer Freilegung noch kaum zerrunzt. Aufnahme: L. Iturrizaga 28.09.2000.

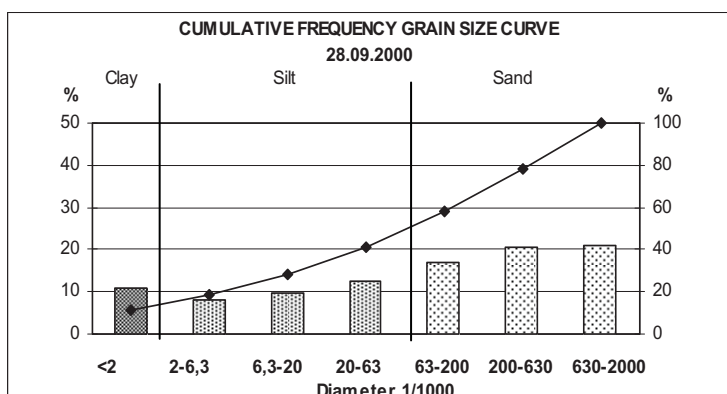


Abb. 4.1.1.5: Korngrößenverteilung des in Photo 4.4.1.25 gezeigten Moränen-aufschlusses. Die Probe zeigt das für Grundmoränenmaterial typisch breit gefächerte Korngrößenspektrum. Der Tonanteil ist mit über 10 % relativ hoch und typisch für Grundmoräne.



Photo 4.1.1.26: Im Gletscherzungenbereich des Batura-Gletschers (□) bildet sich zwischen Ufermoräneninnenhang (◇) und Gletscherrand auf der rechten Gletscherseite in Nord-Exposition ein Ausräum, der primär auf das Zurückweichen des Batura-Gletschers als auch auf Ablationseffekte zurückgeht. Die übersteilte Ufermoräne setzt sich aus bis zu mannsgroßen Blöcken zusammen, die in eine siltig bis kiesige Matrix eingebettet sind. Aufnahme: L. Iturrizaga 28.09.2000.

Zur Morphodynamik in den Eisrandtälern: Auch wenn die breiten Ufermoränenfassungen eine Abschirmung zwischen Gletscher und Talflanke gebieten, so unterliegt die morphologische Ausgestaltung der Eisrandtäler starken Schwankungen. Im September/Oktober 2000 war das nordseitige Eisrandtal unterhalb von Yashpirt noch mit zahlreichen Seen erfüllt. Zwei Jahre später zeugen nur noch die Wasserstandslinien von den ephemeren Seen. Vergleichsbeobachtungen in den Jahren 2000 und 2002 zeigten, dass der Batura-Gletscher am linken Ufermoräneninnenhang bei Yashpirt uferwärts vorstieß und sich in seiner Breite lokal ausdehnte. Unterhalb von Yashpirt treten Landslides auf, die

das Eisrandtal blockieren. Diese können wiederum zu einem Durchbruch des Ufertalbaches durch die Ufermoräne führen.

Die Ufermoränenfassung an der Gletscherzunge und die zeitliche Einordnung der Moränen: Selten findet man bei Ufermoränenanlagerungen eine so gute farbliche Abstufung der einzelnen Moränengenerationen wie am südseitigen rechten Moränenkomplex des Batura-Gletschers (Photo 4.1.1.27). Hier befinden wir uns bereits im Übergang zum proglazialen Bereich, talabwärts des eigentlichen Eisrandtales. Die außenliegende, stark verwitterte Ufermoräne wurde von der Batura Glacier Investigation Group (1979: 936) als „braune Moräne“ ins Früh-Neoglazial gestellt. Derbyshire (1984: 491) datierte die Moräne auf 3000 YBP und ordnet sie dem Stadium t6 zu. Die bräunliche Farbgebung der Moränen geht auf den Überzug der Gesteinsblöcke mit Wüstenlack zurück. Diese Verwitterungsformen sind an den Moränenblöcken zumeist nur unterhalb einer Höhe von 3500 m vorzufinden (so z.B. auch am Sokther Rabot-Gletscher).

Getrennt durch eine intermoränale Talung setzt der hellgraue jüngere Ufermoränenwall inwärts an die braune Ufermoräne an. Beide Ufermoränen zeigen eine chaotische Sortierung. Von der jüngeren Ufermoräne ist die Batura-Gletscherzunge bereits weit abgesetzt (Photo 4.1.1.27). In dem Ausräum befinden sich Sanderschüttungen. Das Gletscherende war über die letzten zehn Jahre (1992- 2002) relativ stationär. Die nordseitige, zeitlich korrespondierende Ufermoräne wird durch Murschwemmkegel langsam abgetragen.

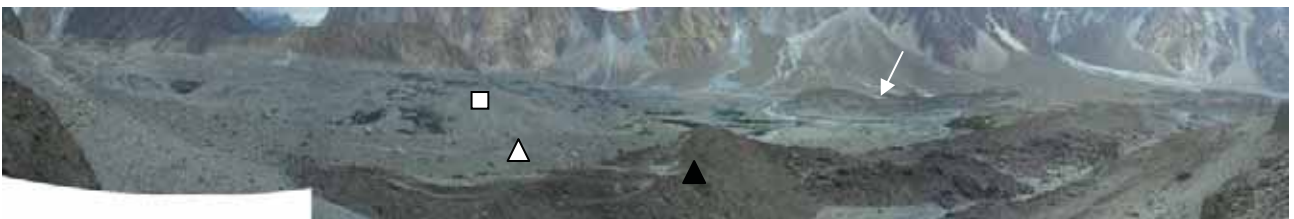


Photo 4.1.1.27: Blick auf die Batura-Gletscherzunge (□) mit den historisch (△) bis neoglazialen Ufermoränenfassungen (▲) im Konfluenzbereich zum Hunza-Tal. Die unterschiedliche Altersstellung der Ufermoränen wird durch die Wüstenlackummantelung deutlich. Die Ufermoränen haben hier die Talkammerumrahmung verlassen und können weitgehend unkanalisiert abgelagert werden. Die Gletscherzunge endet in einer Höhe von ca. 2580 m. Separiert vom Hunza-Fluss liegt auf der linken Hunza-Talseite (↙) eine Endmoräne, die sukzessive von den Schuttlieferungen der angrenzenden Talflanken einsedimentiert wird. Aufnahme: L. Iturrizaga 04.10.2000.

Frontale Gletscherschwankungen: Die Oszillationen der Batura-Gletscherzunge in dem Zeitraum von 1885-1978 lagen unter 1 km in der Horizontalabstreckung (s. detaillierte Auflistung in GOUDIE et al. 1984: 450 sowie Batura Glacier Investigation Group 1979). Der Batura-Gletscher hat sich bis zum Jahre 1925 in einer Hochstandsphase befunden und über den Hunza-Fluss hinübergereicht (KICK 1985: 52). Erst in den 1940er Jahren zog sich der Gletscher zurück (SHI YAFENG 1984: 60, GOUDIE et al. 1984). Im rechten Eisrandtal wurden nach Auskunft der Batura-Hirten vor etwa 30 Jahren noch Felder bewässert. Heute ist die Gletscheroberfläche für Bewässerungszwecke zu tief eingesunken und die landwirtschaftlichen Tätigkeiten mussten aufgegeben werden. Im Jahre 1983 soll der Gletscher im Zungenbereich an die rechte Ufermoräne herangereicht haben. Die Photographien von W.R. READ (1912) (RGS 088377) zu Beginn des 19. Jahrhunderts zeigen eine mehrere Dekameter höhere, stark zerspaltene Gletscheroberfläche des Batura-Gletschers im unteren Teil. Die Photographie von C.J. MORRIS (1927) (RGS 088269) bildet ebenfalls die hoch aufragende Gletscheroberfläche ab.

Temperaturmessungen mit ECOLOG-Datenloggern¹

Am Batura-Gletscher wurden für eine Dauer von knapp 15 Monaten zwei ECOLOG-Temperaturdatenlogger der Firma ELPRO ausgelegt, um die Aufheizung der Gesteinsoberfläche im Unterschied zur Lufttemperatur zu erfassen. Es wurden in vorgegebenen Zeitintervallen automatisch die Luft- und Gesteinstemperatur aufgezeichnet. Ein Datenlogger wurde im linken Eisrandtal des Batura-Gletschers etwas talaufwärts der Alm Yashpirt am S-exponierten Ufermoräneninnenhang in einer Höhe von 3170 m in dem Zeitraum vom 26.09.2000 bis zum 14.12.2001 ausgelegt. Ein zweites Messgerät wurde zwischen dem 27.09.2000 bis zum 15.12.2001 in Lupdor in 4000 m Höhe an der S-exponierten Talflanke, die sich im metamorphen Gestein befindet, 350 m oberhalb der rezenten Gletscheroberfläche in Südexposition installiert. Ein drittes Messgerät in N-Exposition konnte aufgrund eines Ausfalls in der Elektronik nicht mehr ausgelesen werden. Pro Messgerät wurden 64.000 Speicherwerte aufgenommen. Die Messungen erfolgten alle 20 Minuten, jeweils für die Luft- und Gesteinstemperatur.

Bei der Messlokalität „Yashpirt“ hat sich an der Basis der Hauptufermoräne ein mehrere Dekameter breiter Ausraum zwischen Gletschereis und Ufermoräneninnenhang gebildet. Der Gletscherrand war im Oktober 2000 stark verschuttet (Photo 4.1.1.28). Nur an einigen Stellen lugte das Blankeis hervor. Hier allerdings zeigte der Gletscher über 10 m hohe steile Abbruchfronten, welche denen einer Ablationsschlucht im Initialstadium ähneln. Im Oktober 2002 waren diese Blankeisflächen bereits wieder verschuttet und in der Talung hatte sich zwischenzeitlich ein kleiner See gebildet. Dieser führte zur Unterschneidung der Eisfront, die in zahlreiche Eisblöcke kollabierte (Photo 4.1.1.28).

An der Messlokalität „Yashpirt“ betrug die Jahresmitteltemperatur (14.12.00-14.12.01) 6,6°C (Luft) bzw. 9,3°C (Gesteinsoberfläche), die Minimumtemperatur (Luft) betrug -16,7°C (08.01.2001, 08:31 Uhr), die Maximumtemperatur lag bei 38,4°C (08.07.2001, 15:11 Uhr). Die maximale Gesteinstemperatur wurde am 01.09.2001 um 16:11 mit 44,4°C gemessen, während die Lufttemperatur zu dieser Zeit bei 34,6°C lag. Dies ist zugleich einer der größten Differenzen zwischen Luft- und Gesteinstemperatur.

An der Messlokalität „Lupdor“ in einer Höhe von 4000 m betrug die Jahresmitteltemperatur (15.12.00 - 15.12.01) 3,6°C (Luft), 5,9°C (Gestein); die Minimumtemperatur (Luft) betrug -10,2°C bzw. -5,3°C (Gestein), die Maximumtemperatur (Luft) betrug 36,6°C, (Gestein) 38,2°C. Ab dem 12.11.2000 liegt eine geschlossene Schneedecke, die durch einen bleibenden Temperaturverlauf erkenntlich wird. Am 25.03.2001 beginnt die Schneedecke zu schmelzen. Im Folgejahr setzt der Schneefall bereits ab dem 02.11.2001 ein.

In Yashpirt lagen die Temperaturen zwischen dem 21.04.2001 und 10.10.2001 über 0°C. D.h. fast die Hälfte des Jahres sind in Südexposition keine Frostwechsel in einer Höhenlage von 3000 m zu verzeichnen. In Lupdor sank die Temperatur zwischen dem 08.05.2001 und 12.09.2001 nicht unter 0°C, mit Ausnahme am 29.07.2001 und 30.07.2001. In dem Zeitraum erreichte die Temperatur nachts

¹ Mein Dank gilt hier Herrn Asif Ali, der die Geräte in den Ufermoräneninnenhängen mit installiert hat sowie Herrn Ejaz Ali, der maßgeblich zum Wiederauffinden der Geräte beigetragen hat und Herrn Lothar Poloczek der Firma ELPRO für die technische Beratung.

kurzzeitig Werte von $-0,8^{\circ}\text{C}$. In 4000 m Höhe ist die frostwechselfreie Zeit bereits auf vier Monate beschränkt. Die aufgeführten Messergebnisse stimmen mit den Angaben über die Frostwechselperioden von HEWITT (1989: 14) überein.

Deutlich sichtbar bei den Temperaturmessungen wurde, dass an beiden Messstation nur am Vormittag die Lufttemperatur die Gesteinstemperatur übersteigt. In Yashpirt war dies im Mittel zwischen 8 bzw. 9 Uhr und 12 bzw. 13 Uhr der Fall, in Lupdor zwischen 10 bzw. 11 Uhr bis rund 14 bzw. 15 Uhr. Es wurden generell keine so großen Differenzen zwischen Gesteins- und Lufttemperatur verzeichnet, wie sie VISSER (1938) registriert hat (s. Kap. 3.3). Zumeist liegen die Gesteinstemperaturen im Mittel $4\text{--}5^{\circ}\text{C}$ über der Lufttemperatur, die maximale Differenz lag bei 10°C (s.o.). Die Aufheizung des Gesteins sowie des Sedimentmaterials trägt sicherlich zum Rückschmelzen des Gletscherrandes bei, allerdings in einem Bereich der im Meter bis Dekameterbereich liegen dürfte. Genauere und systematische Temperatur- und Strahlungsmessungen sind hier vonnöten.



Photo 4.1.1.28 & 29: Messlokalität im linken Eisrandtal bei Yashpirt am südexponierten Ufermoräneninnenhang des Batura-Gletschers (links) und Aufnahme des eingegrabenen Temperaturmessgerätes mit dem mit Silikon befestigten Temperaturfühler auf der Gesteinsoberfläche (✓).



Photos 4.1.1.30-32: Installation der Temperaturmessgeräte

Die Almsiedlungen: Der Batura-Gletscher beherbergt in seinen Eisrandtälern zahlreiche Almsiedlungen, u.a. Yunzbin und Kirgas Washk im Südufer sowie Yashpirt, Fatmahil, Kukhil und Guchisham im Nordufer. Der Zugang zu den Almsiedlungen auf der Nordseite erfolgt zumeist mit einer in Yunzbin beginnenden Gletschertraverse. Auf der linken Seite angelangt, setzt das Eisrandtal

streckenweise aus. Ufermoränenleisten und hochlagernde Moränen verkleiden die Talflanke. Hier besteht bei Niederschlägen akute Steinschlaggefahr. Trotzdem wird diese Route gegenüber der Traverse Yashpirt – Kirgas Washk von den Einheimischen vorgezogen, da letztere Wegführung den blankeisigen Teil des Batura-Gletschers quert. Die Wegführung von der Batura-Gletscherzunge nach Yunz wechselte in den letzten Jahren, da die Ufermoränenleiste stellenweise kollabierte. In dem rechten Ufertal konnte ehemals Ackerbau betrieben werden. Durch das Einsinken der Gletscheroberfläche und der folglich Kappung der Bewässerungsmöglichkeiten wurden die Felder jedoch aufgegeben.

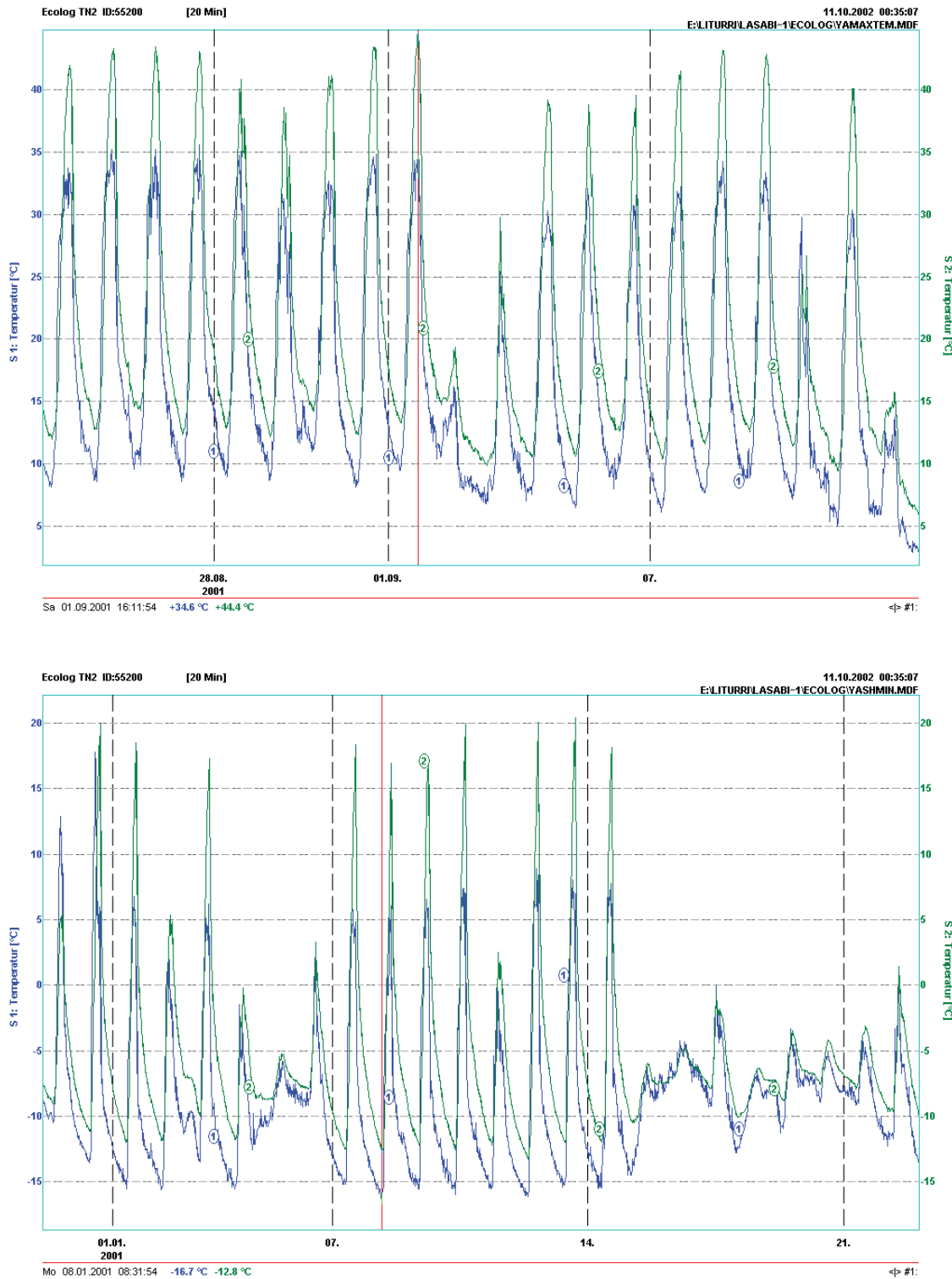


Abb. 4.1.1.6: Beispiele für den Temperaturverlauf (Gesteinstemperatur in grün, Lufttemperatur in blau) an der Meßlokaltät Yashpirt

4.1.2 Die Eisrandtäler am Passu-, Ghulkin- und Gulmit-Gletscher

Auf der Ostabdachung der steil aufragenden Shispar-Ultar-Gebirgskette fließen der Passu-, Ghulkin- und Gulmit-Gletscher, in ihren schmalen Talgefässen eingefasst, zum Hunza-Tal hinab. Die drei parallel zueinander verlaufenden Gletscher gestalten sich hinsichtlich ihres moränenen Formenschatzes aufgrund der abweichenden topographischen Ausstattung ihrer Einzugsbereiche recht unterschiedlich. An ihnen zeigt sich der Übergang vom Blankeisgletscher (Passu) über einen stark verschütteten Dammgletscher (Ghulkin) zum ebenfalls schuttreichen Podestmoränengletscher (Gulmit). Sie bieten eine gute Versuchungsanordnung für die Abhängigkeit der Ausbildung der lateroglazialen Schuttkomplexe von der supraglazialen Schuttfracht.

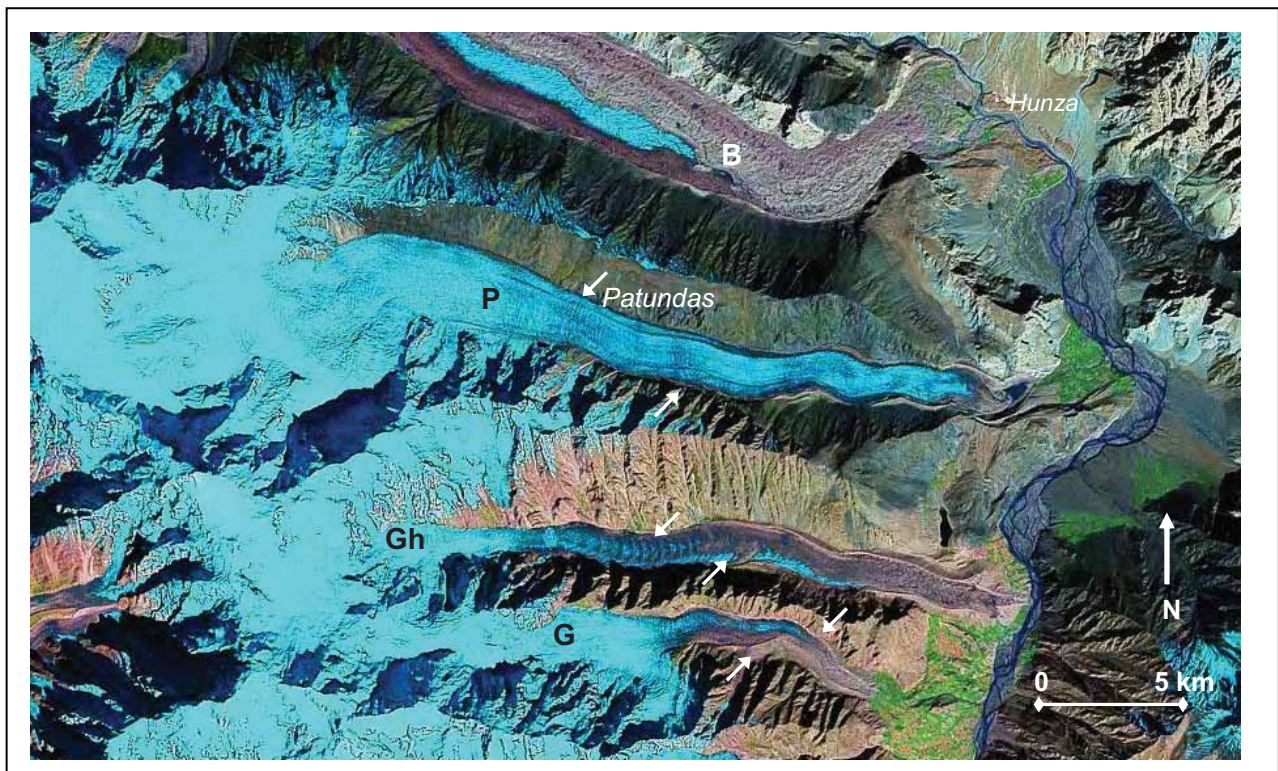


Abb. 4.1.2.1: Satellitenbildaufnahme (Landsat 2000) des Passu- (P), Ghulkin (Gh) und Gulmit-Gletschers (G) sowie der Batura-Gletscherzunge (B). Die Pfeile markieren die höchsten Vorkommen der Eisrandtäler (lateroglaziale Sedimentationskomplexe)

Die tief eingelassenen Eisrandtäler der drei Gletscher sind zumeist V-förmig gestaltet und weisen kaum eine Aufschotterung in ihren Tiefenlinien auf wie es ansonsten für die lateroglazialen Sedimentationskomplexe der längeren Talgletscher typisch ist (Abb. 4.1.2.1). Auch lakustrine Sedimente sind selten in den lateroglazialen Depressionen anzutreffen. Das liegt unter anderem daran, dass die einfassenden Talflanken, die zum Teil während des Spät- und Hochglazials ehemalige Diffluenz-Zwischengratscheiden darstellten, als geschlossene steile Felsflanken aufragen, an denen schutt- und wasserliefernde Nebentaleinschnitte nur rudimentär ausgeprägt sind. Am Ghulkin- und Gulmit-Gletscher dominiert lokal die Verschüttung der Eisrandtäler durch Nachbrüche im Anstehenden und im Hangmoränenmaterial sowie durch supraglaziale Schuttlieferungen über die Ufermoränen in Zeiten von Gletscherhochständen. Die Eisrandtäler liegen alle unterhalb der xerischen Trockengrenze. Nur vereinzelt kommen an den Ufermoränenaußenhängen in den Hochlagen Juniperus vor.

Der Bereich zwischen Batura- und Ghulkin-Gletscher gehört zu den klassischen Lokalitäten der Karakorum-Glazialmorphologie, an denen die eiszeitlichen Vergletscherungsausmaße nachgewiesen wurden. Während SCHNEIDER (in PAFFEN et al. 1956) die Shanoz-Erratika (Granite auf Kalkstein) am Nordufer des Batura-Gletschers in 4000 m – 4150 m Höhe als Indiz für einen nur 30 km weiter talabwärts reichenden Hunza-Talgletscher bis nach Saret (2300 m) deutete, reichte nach DERBYSHIRE et al. (1984) der Hunza-Gletscher jedoch bis zum Astor-Tal hinab. KUHLE (1988a, 2001) ordnet die Hunza-Talvergletscherung als Teil des Eisstromnetzes ein, das im Indus-Tal bei Sassin seine tiefste Eisrandlage fand. Im Zuge der eigenen Geländebegehungen konnten auf dem Borith Jeel Sar Graniterratika bis in Höhen von 4100 m gesichtet werden (Photo 4.1.2.1).



Photo 4.1.2.1: Graniterratika - wie im Bildvordergrund zu sehen - in 4100 m Höhe auf der vom Eis überflossenen Zwischentalscheide am Borith Jeel Sar mit dem Ghulkin-Gletscher zur Linken und dem Passu-Gletscher zur Rechten und dem Shispar (7611 m) im Hintergrund. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.10.2000.

Von diesem Übersichtsstandpunkt wird auch der vom Gletschereis überfahrene und gut zugerundete Patundas-Rücken ersichtlich (Photo 4.1.2.2). Hangmoränen verkleiden den Gebirgssporn und sind teilweise in Erdpyramiden aufgelöst. Die Gletscherzungen Batura, Passu und Ghulkin bildeten einst eine gemeinsame Gletscherzunge aus, letztmalig soll der Zusammenschluss nach OWEN et al. (2002) während des Ghulkin I-Stadiums (18,4 ka - 15,3 ka vor heute) erfolgt sein.

Die Gletschervorfelder des Gulmit-, Ghulkin- und Passu-Gletschers sind im Rahmen des INTERNATIONAL KARAKORAM PROJECTS (IKP) (1984) glazialmorphologisch bearbeitet und kartiert worden (DERBYSHIRE et al. 1984, GOUDIE et al. 1984, LI JIJUN et al. 1984: 499 - 501). Die Untersuchungen lieferten die Basis für die glazialchronologische Gliederung des westlichen Karakorums von DERBYSHIRE et al. (1984), die acht Stadien (t1 bis t8) umfasst: Shanoz, Yunz, Borith Jeel, Ghulkin I, II, Batura, Passu I und II. Shanoz, Yunz (139.000 +/- 12.500 v.h.) und Borith Jheel (65.000 +/- 3.000 v.h., 50.000 +/- 2000 v.h.) repräsentieren drei markante pleistozäne Gletschervorstöße, die das Hunza-Haupttal erfüllten, während ab dem Ghulkin-Stadium I (47.000 +/- 2.350 v.h.) nur noch schwächere Gletschervorstöße zu verzeichnen sind, die wenig aus den Nebentälern hinausreichten. Der Geomorphologie der Gletschervorfelder und des eismarginalen Sedimentationsformenschatzes wurde weiterhin von OWEN & DERBYSHIRE (1989) Aufmerksamkeit geschenkt.

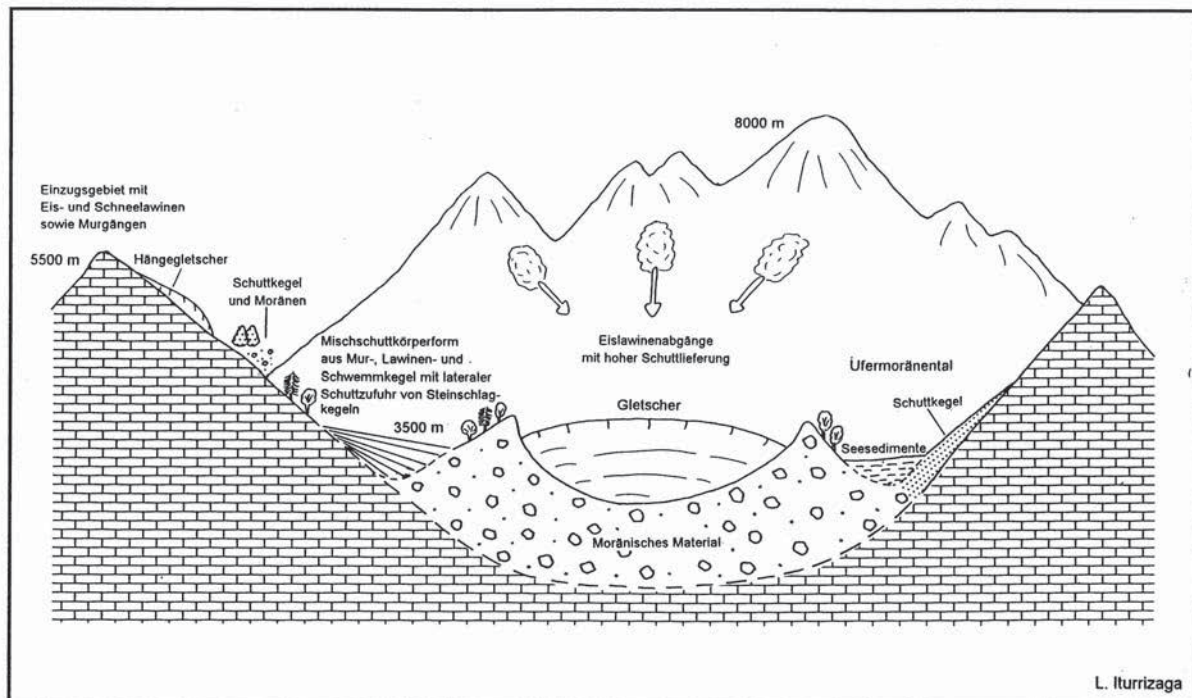


Abb. 4.1.2.2: Exemplarischer Querschnitt eines vergletscherten Tales mit beidseits ausgebildeten Eisrandtälern und den höchsten Einzugsbereichen im Hintergrund

4.1.2.1 Passu-Gletscher

• Blankeisgletscher mit ausladender Ufermoränenbildung • Schuttliefergebiete • Firnkaskaden-Gletscher • scheibenförmige Ufermoränenanlagerungen • Ufermoränenaufbau aus resedimentierten Grund- und Hangmoränen • Moränetaschen

Der Einzugsbereich des 25 km langen Passu-Gletschers wird vom Shispar (7611 m) sowie dem Passu-Ostgipfel (7295 m) eingerahmt und endet in 2500 m Höhe. Obwohl der Gletscher in einer tiefen Höhenlage endet, ist er ein Blankeisgletscher und hebt sich mit seiner weißen, stark zerspaltenen Oberfläche von seinen Nachbargletschern deutlich ab. Firnséracs, wie am Khurdopin- oder Yazghil-Gletscher, sind allerdings nicht ausgebildet. Die Kammumrahmung fällt nach 10 km Lauflänge unter eine Höhe von 6000 m ab. Der Passu-Gletscher gehört zu den Firnkaskaden-Gletschern mit zwischengeschalteten kleineren Firnmulden im Zehrgebiet. Der Anteil der Eislawinen an der Ernährung ist im Vergleich zum Ghulkin-Gletscher gering.

An seine nur wenig verschuttete Gletscherzunge schließt sich in dem vorgelagerten Zungenbecken ein proglazialer See von einigen hundert Metern Längserstreckung an. In der FINSTERWALDER-Kartierung (1954/1959) des Hunza-Tales ist zu dieser Zeit kein See vermerkt. In einem AKRSP-Bericht (AKRSP-Library Gilgit) Ende 1980 wird von einem Gletscherseeausbruch am Passu-Gletscher vor 70 Jahren berichtet, der das Siedlungsland von Passu zum Teil verwüstete. Der See ist einer der wenigen proglazialen (endmoränengedämmten) Seen im Karakorum.

Verbreitung der Eisrandtäler

Die Ufermoränen sind in beiden Expositionen durch ein Eisrandtal von der Talflanke abgesetzt. Die Eisrandtäler weisen jedoch keinen Bachlauf auf. Der Passu-Gletscher wird auf der linken,

südexponierten Talflanke von einem Eisrandtal ab einer Höhe von circa 4000 m begleitet und weist damit unter den drei in Rede stehenden Gletschern das höchstgelegene Eisrandtal auf (Abb. 4.1.2.3, Photo 4.1.2.2).

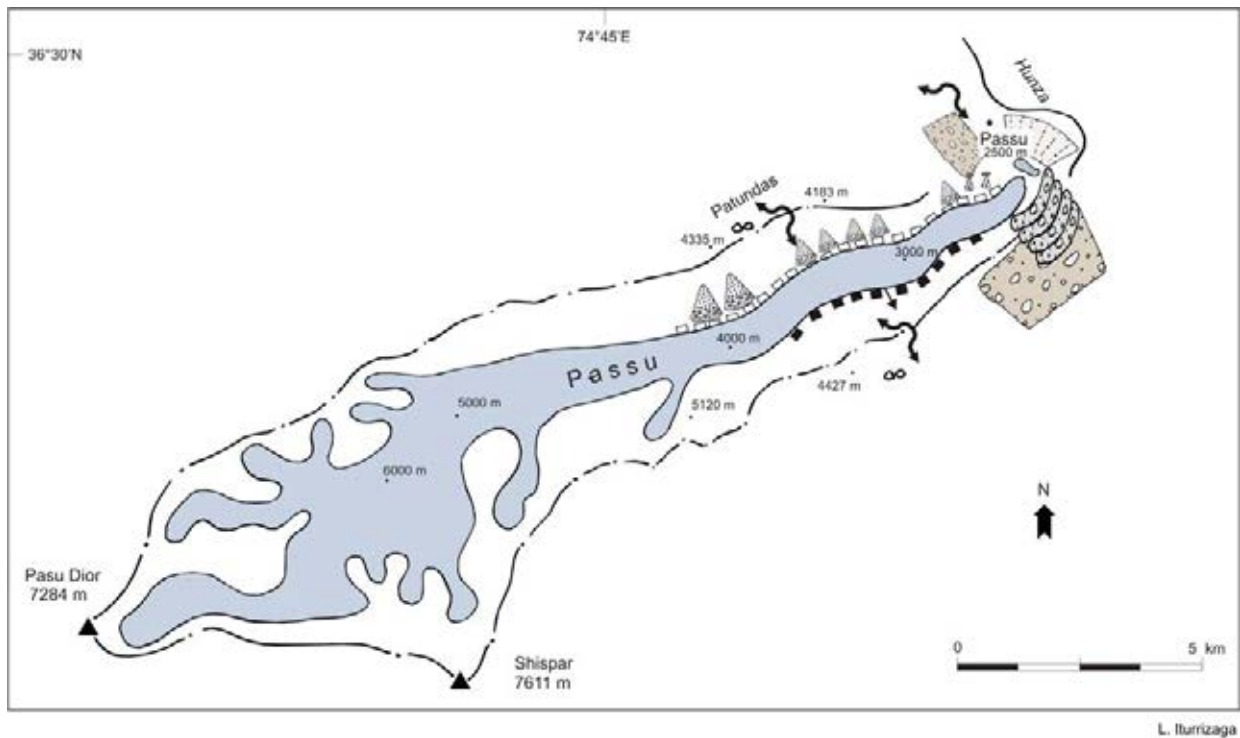


Abb. 4.1.2.3: Übersichtskartierung der Verbreitung ausgewählter lateroglazialer Sedimente am Passu-Gletscher (Legende s. Abb. 4.1)

In das Eisrandtal sind über nahezu seine gesamte Lauflänge Schutthalden eingestellt, die vornehmlich aus dislozierten Hangmoränen bestehen. Dies wird insbesondere am Unterlauf des Gletschers ersichtlich, wo Hangmoränen den steilen Talflanken tapetenartig anhaften und diese durch Gully-Erosion in sekundäre Schutthalden umgelagert werden. Wie oben ausgeführt, waren der Batura- und der Passu-Gletscher eiszeitlich miteinander verbunden. Im Laufe der Zeit werden die Hangmoränen gänzlich abgetragen sein und nur noch glazigene Schutthalden verbleiben. Die Ufermoränen setzen im Mittel- sowie Zungenteil des Gletschers streckenweise aus oder sind nur noch fragmentarisch als Ufermoränenleisten an den steilen Talflanken erhalten. Es lassen sich zwei Hauptufermoränenniveaus differenzieren (Photo 4.1.1.3). Zum Ufertalaufbau hat hier primär die Resedimentation der vorzeitlichen Moränenverkleidung und transglazialer Schutthalden eine Rolle gespielt und weniger Schuttlieferungen der Nebentäler.

Auf der rechten Passu-Gletscherseite setzen die Eisrandtäler in ähnlicher Höhe wie auf der gegenüberliegenden Seite ein. Hier befinden sich im Lateroglazialbereich scheibenförmige Ufermoränenanlagerungen (Photos 4.2.1.3 & 6). Im mittleren Part treten wellenförmige Ausbuchtungen in der Ufermoränenfassung auf. Ehemals sind Eisloben vom Hauptgletscherstrom ausgebrochen und haben in der Ufermoräne kleine Moränentaschen hinterlassen. Weiter talabwärts zeigen die Ufermoränen eine im Tallängsverlauf versetzte Anordnung (Photo 4.2.1.6). Die Ufermoräne ist in Form der giebelförmigen Hauptufermoräne ausgebildet. Sie misst eine Höhe von 30 m bis 40 m am distalen Hang, während die Ufermoräneninnenhänge ebenfalls bis zu 50 m Höhe vom Eis entblößt sind. Die hohen Einsinkbeträge sind auch noch im oberen Ufertalabschnitt zu verzeichnen. Die Ufermoränenaußenhänge weisen zum Teil durch supraglaziale Schüttungen eine normale Gradierung auf.

Der Passu-Gletscher wird von hochaufragenden Ufermoränen eingefasst, obwohl seine Gletscheroberfläche kaum von supraglazialem Schutt bedeckt ist. Dieser Tatbestand weist bereits

darauf hin, dass die Ufermoränenausbildung unabhängig vom supraglazialen Schutttransfer steht. Es sei dann, man geht von einer vorzeitlichen Schuttbedeckung aus.

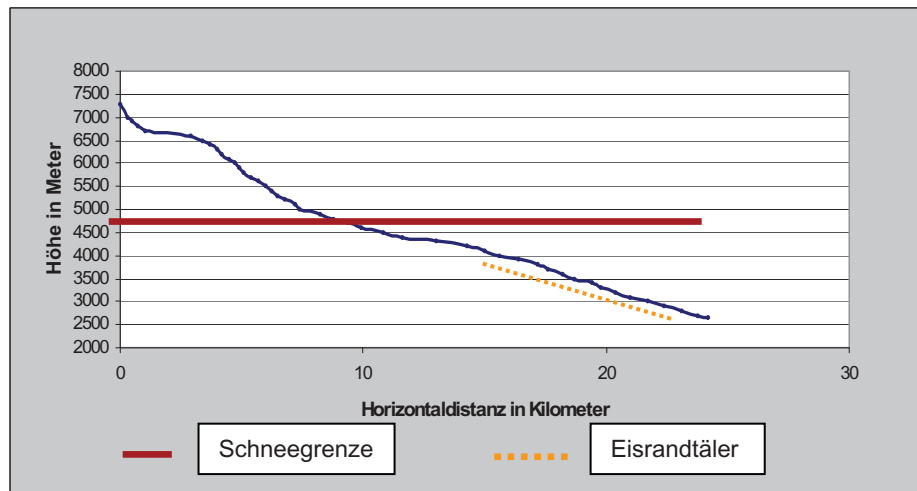


Abb. 4.1.2.4: Längsprofil Passu-Gletscher mit Verbreitung der Eisrandtäler (2-fach überhöht)

Unterhalb der rezenten Passu-Gletscherzunge, dort wo der neoglaziale-historische Passu-Gletscher sein Talgefäß verlassen hat, finden wir in dem nun weiträumigen Hunza-Tal ein komplexes und mehrere hundert Meter breites Arrangement von Ufermoränenanlagerungen vor (nach LI JIJUN et al. 1984: 500, Stadium t8 -t3). Bis zu einem Dutzend Ufermoränen sind hier scheibenförmig aneinandergestapelt, in die auch vorzeitliche Ufermoränendurchbrüche integriert sind (Photo 4.2.1.3). Im Gegensatz zum benachbarten Ghulkin-Gletscher handelt es sich hierbei nicht um eine akkurate Ufermoränendammfassung, sondern um eine breit ausladende, zusammengesetzte Moränenrampe, die sich vornehmlich auf der rechten Passu-Seite erstreckt (Photo 4.2.1.5). Diese Moränenkomplexe gehören in das neoglaziale Stadium (DERBYSHIRE 1984). Auf der linken Talseite hingegen, an der Konfluenz zum Hunza-Tal, ist der Felsriegel von Yunz großflächig vom ehemaligen Hunza-Gletscher überschleift sowie unterschritten worden und weist ausladende Abbruchstrukturen auf.

Jüngere Gletscheroszillationen: Die erste, in den Archiven vorgefundene Photoaufnahme des Passu-Gletschers stammt von Capt. J.B. MACKINTOSH aus dem Jahre 1905 (RGS, PR 088055) und zeigt im Vergleich zu heute eine weit vorgerückte Lage der Passu-Gletscherzunge. Sie weist eine Mächtigkeit von über 100 Metern auf und fällt im Frontbereich steil ab, der von einem Endmoränenkranz umgürtet wird. Spätere Photographien von Captain A.R.B. SHUTTLEWORTH (1909) (RGS 088604, 088589, 088587) zeigen das Ende des Passu-Gletschers ebenfalls als pralle, weiße und zerspaltene Gletscherzunge, die aus dem Talgefäß in das Hunza-Tal hinausragt. Heute ist dieses, ehemals vom Gletscher eingenommene Land mit einer hügeligen Endmoränenlandschaft versehen und zum Teil besiedelt.

Während der Begehung von MASON im Jahre 1913 lag das Zungenende des Passu-Gletschers 1100 m vom Hunza-Fluss entfernt, im Jahre 1925 bereits 1300 m mit einer weiter zurückgehenden Tendenz (VISSER 1938: 157). In der FINSTERWALDER-Kartierung (1954/1959) beträgt die Distanz bereits 2000 m, die auch in den Jahren 1992, 2000, 2001, 2002 und 2004 als Mindestentfernung konstatiert werden konnte. Als SCHOMBERG Ende Mai 1926 in das Shimshal-Tal aufbrach, musste er den Passu-Gletscher queren. Er beschreibt, dass der Weg 1932 nur noch zum Teil über den Gletscher verlief. 1934 war der Gletscher so weit zurückgegangen, dass der Weg 2,6 Kilometer von der Gletscherzunge entfernt war (SCHOMBERG 1936: 24). Diese Distanz scheint jedoch etwas zu weit gegriffen.

Filiarsiedlungsreste von Passu am rechten neoglazialen Ufermoränenaußenhang des Passu-Gletschers weisen auf einen einstigen Gletscherhochstand hin, als vom Gletscher noch sein Schmelzwasser zur Bewässerung abgeleitet werden konnte. Durch den Gletscherrückzug hat sich die potentielle Siedlungsfläche der Hauptsiedlungsfläche Passus taleinwärts vergrößert. Andererseits wurde Passu uferwärts von den Shimshal-Flutereignissen erheblich zerstört (ITURRIZAGA 1997).



Photo 4.1.2.2: Der obere Einzugsbereich des Passu-Gletschers aus einer Höhe von 4000 m aufgenommen zeigt die Ansätze der Eisrandtäler in N- und S-Exposition (↘ ↙). Auf der orographisch linken Seite zieht sich der vom Eis überfahrene Patundas-Rücken (↕), der zum Batura-Gletscher hin überleitet, entlang. Die Talflanke ist mit glazigenen Schutthalden verkleidet, die in das Eisrandtal eingestellt sind und streckenweise die Ufermoräne überschütten. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.10.2000.

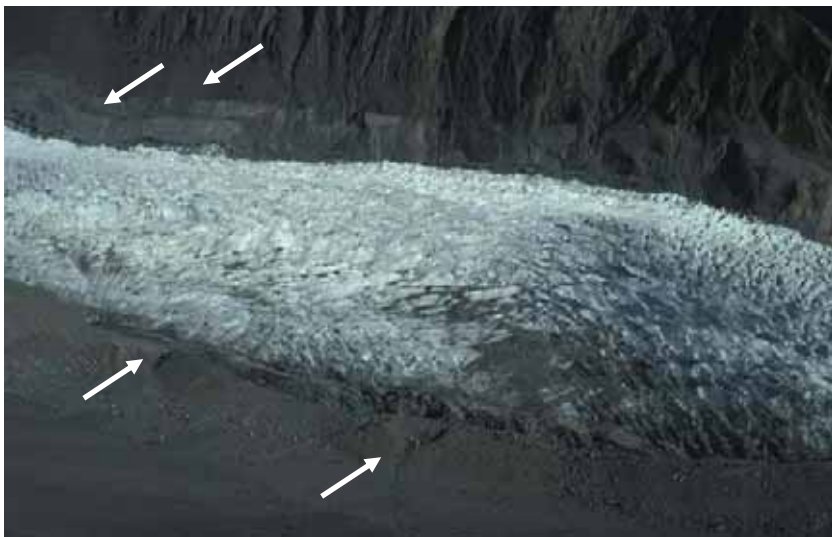


Photo 4.1.2.3: Blick auf den mittleren Bereich des Passu-Gletschers. Die Ufermoränenfassung ist durch einstige supraglaziale Schmelzwasserabgänge (↗) sowie durch Eisloben während eines Hochstandes überarbeitet worden. Auf der linken Seite sind zwei Generationen von Ufermoränenleisten ersichtlich (↙), die vielerorts in Schutthalden aufgelöst sind. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.10.2000.



Photo 4.1.2.4: Auf der rechten Passu-Gletscherseite sind im Gletschervorfeld über ein Dutzend Moränenanlagerungen eines neuzeitlichen (↘) sowie eines historisch bis neoglazialen Gletscherhochstandes abgelagert (↙). Auf der linken Seite hingegen sind von diesen Gletscherständen lediglich zerrunzte, seichte Ufermoränenleisten (←) sowie darüber Moränenbastionen erhalten. Im Gletschervorfeld schließt sich unterhalb des proglazialen Sees ein glaziofluvialer Schwemmfächer an, auf dem sich die Siedlung Passu befindet. In der Schottersohle des Hunza-Flusses ist durch einen Sedimentrest die einstige Reichweite der Siedlungsfläche zu erkennen, die sie vor den katastrophalen Gletscherseeausbrüchen aus dem Shimshal-Tal einnahm (↕). Aufnahme: L. Iturrizaga 14.10.2000/2/11.

brüchen aus dem Shimshal-Tal einnahm (↕). Aufnahme: L. Iturrizaga 14.10.2000/2/11.



Photo 4.1.2.5: Zwischen dem Passu- und Ghulkin-Gletscher ist eine ausladende Moränenlandschaft im Hunza-Tal abgelagert, die teilweise aus der Zeit des Zusammenflusses von Passu- und Ghulkin-Gletscher stammt. Im Hintergrund ragt auf der linken Hunza-Talseite der Abdegarg-Pass auf, der zum Shimshal-Tal hinleitet. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.10.2000/2/35.



Photo 4.1.2.6: Der Passu-Gletscher von der Siedlung Passu (2500 m) aus gesehen. Die Ufermoränen auf der orographisch rechten Seite sind gegeneinander versetzt und unmittelbar mit den Hangschutthalden verzahnt (↙). Die Ufermoränen können sich in diesem Falle aus vom Gletscher seitlich emporgehobenem Hangschuttmaterial rekrutieren. Im Hintergrund ragt der Shispar (7611 m) auf. Aufnahme: L. Iturrizaga 12.10.2000/29.

4.1.2.2 Ghulkin-Gletscher

• Sanderufermoränen • Dammgletscher • Ufermoränenanlagerung – Kranzmoränen • anthropogene Überformung der Ufermoräne • Verzahnung Jung- Altmoräne- lateroglaziale Sedimente • Bifurkation der Gletscherzunge

Der 17 km lange Ghulkin-Gletscher (*Wakhi*: ghulk = gut, kin = wessen) wird über einen schmalen Eisfall ernährt. Der höchste Einzugsbereich ist der Shispar (7611 m), von dem er sekundär Ernährung erhält. Das Einzugsgebiet ist verbunden mit dem des Gulmit-Gletschers. Der Ghulkin-Gletscher ist ein Lawinenkesselgletscher mit einer Verflachung im Tallängsprofil in einer Höhe von rund 6800 m Höhe (Abb. 4.1.2.5). Die Talanlage ist unverzweigt und der Gletscher erhält somit keine Zufuhr durch tributäre Gletscherströme. Talabwärts ist der gesamte Gletscherstrom flächendeckend mit Obermoräne verschuttet. Der Ghulkin-Gletscher steht mit seinem stark verschutteten Zungenende in Bezug auf seine supraglaziale Schuttführung im Kontrast zum blankeisigen Passu-Gletscher.

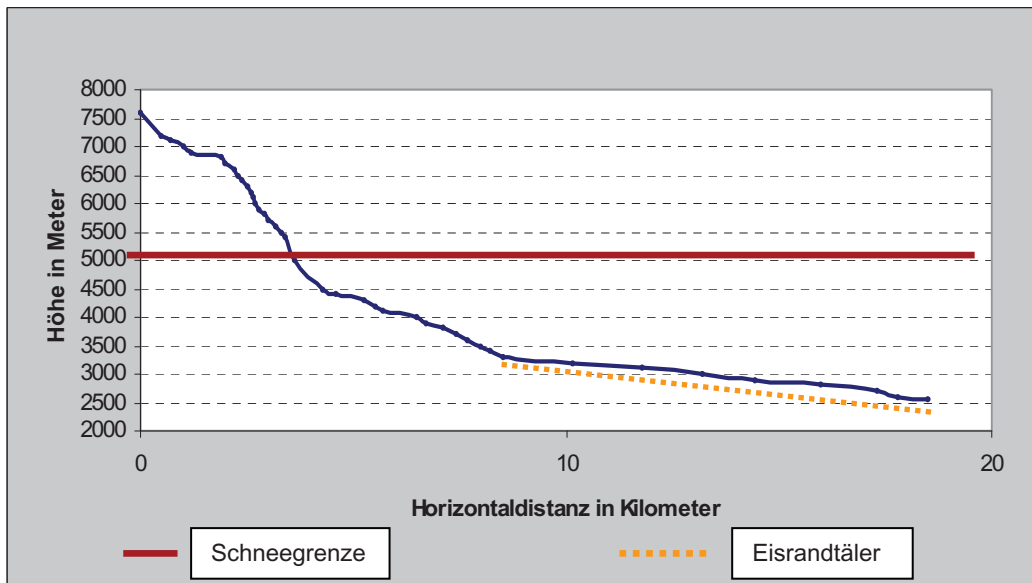


Abb.4.1.2.5: Längsprofil des Ghulkin-Gletschers mit dem Verbreitungsraum der Eisrandtäler (1,4fach überhöht)

Die bemerkenswert tiefe Eisrandlage in 2395 m Höhe erklärt sich durch den Kanalisationseffekt des schmalen Tal- und Ufermoränengefäßes sowie durch den Ablationsschutz der mächtigen Obermoräne. Der Ghulkin-Gletscher ist ein Dammgletscher. Die Eislawinenzufuhr sorgt für einen hohen Schuttanfall. Zum anderen verkleiden auf der linken Talflanke bis in eine Höhe von knapp 4000 m spätglaziale Hangmoränen, die sich zum Teil in pittoreske Erdpfeiler auflösen (Photo 4.1.2.8). Sie bildeten u.a. das Ausgangsmaterial zur Ufertalbildung. Die Eisrandtäler begleiten den Gletscher als V-förmige Ausräume ohne eine nennenswerte Sedimentation im Talgrund durch fluviale Prozesse.

Das Eisrandtal setzt auf der linken, südexponierten Talseite in rund 3000 m ein, während es auf der nordexponierten Talseite erst in 2850 m beginnt und den Gletscher nur über eine kurze Strecke begleitet. Damit beginnen die Eisrandtäler erst weit unterhalb der Schneegrenze (Abb. 4.1.2.5), wie für Lawinenkesselgletscher aufgrund der Reliefsteilheit im Zehrgebiet und damit der fehlenden Schuttablagerungsmöglichkeiten typisch.

Der nur 1 km breite Ghulkin-Gletscher wird von einer ausladenden Ufermoränenfassung eingerahmt. Ihre Ausdehnung misst streckenweise über die Hälfte der Gletscherbreite. Während der linke Ufermoränenaußenhang eine Höhe von bis zu 50 m aufweist, erreicht der Innenhang nur Höhen von 5 - 8 m mit Hangneigungen von bis zu 70°.

Im oberen Gletscherabschnitt dominiert die Ufermoränenüberschüttung. Sobald der Gletscher seine Talgefäßumrahmung verlässt, kommt es im Bereich des Hunza-Talbodens zur forcierten Ufermoränenanlagerung (Photo 4.1.2.9). Im Zungenbereich fächert sich die Ufermoränenfassung zwiebelschalenförmig auf. Die äußerste Ufermoränengeneration, die weit von der historischen gletscherbegleitenden Ufermoräne abgesetzt ist und wesentlich niedriger ist als letztere, wird nach DERBYSHIRE (1984 et al.) dem Batura-Stadium t6, d.h. dem Neoglazial zugeordnet. Sie ist durch ein intermoränales Ufertal von der jüngeren Hauptufermoräne abgesetzt. Die Hauptufermoräne weist die typischen Ausbuchtungen aus, die durch mindestens vier Ufermoränenwälle zusammengesetzt sind (nach DERBYSHIRE 1984: 484) dem frühen Little Ice Age eingeordnet, t7-Stadium. Die Ausbuchtung wird durch die jüngere Hauptufermoräne wieder verschlossen (Stadium t8) (s. Kap. 5.2).

In der linken Ufermoräne befindet sich in einer Höhe von 2815 m ein Ufermoränendurchbruch mit einer kleinen Schuttkegelaufschüttung in das Ufertal (Photo 4.1.2.7). Wie sich bei genauerer Inspektion herausstellte, handelt es sich um einen anthropogen geschaffenen Durchbruch, der beim Bau eines Bewässerungskanal vor etwa 60 – 70 Jahren vom Mir von Hunza angelegt wurde. Einige supraglaziale Seen befinden sich auf dem Ghulkin-Gletscher, die zu natürlichen kleinen Einschneidungen und Überlaufdurchbrüchen der Ufermoräne geführt haben.



Photo 4.1.2.7: In der linken Ufermoräne des Ghulkin-Gletschers befindet sich ein Durchbruch (✓) (2815 m), der künstlich für Bewässerungszwecke angelegt wurde. Dem distalem Ufermoränenhang liegen zwei ältere Moränenwälle an (△). Aufnahme: L. Iturrizaga 13.10.2000 /17.

Die Gletscherzunge variierte zwischen 1890 und 1980 um 625 m (GOUDIE et al. 1984: 439) mit einem beachtlichen Vorstoß zwischen 1913 und 1925 sowie zwischen 1966 und 1978. Der Gletscher zeigt heute Vorstoßtendenzen und schiebt sich aus seiner Ufermoränenfassung geringfügig gegen den Hunza-Fluss vor, ohne jedoch den Karakorum Highway bislang zu überfahren. Ein Vorstoß von wenigen hundert Metern würde genügen, um das Hunza-Tal zu blockieren. Bedenkt man die hohe Bewegungsaktivität der Lawinenkesselgletscher, so ist eine kurzzeitige Blockade durchaus in Betracht zu ziehen. Auf der gegenüberliegenden linken Hunza-Talseite zeichnen sich Unterschneidungszonen des Anstehenden durch einen ehemaligen Gletscherkontakt mit der Felsflanke ab (Photo 4.1.2.9). Insgesamt weist der Ghulkin-Gletscher ein relativ stabiles Gletscherumfeld auf. Er liegt etwas eingesunken in seiner Ufermoränenfassung und beeinflusst durch seine Oszillationen nur wenig den rezenten Sedimentaufbau. Die Ghulkin-Gletscherzunge selbst spaltet sich in zwei Hauptloben auf. Wie am Hinarche-Gletscher bildet sich am Ghulkin-Gletscher hier im Zungenbereich ein Mittelmoränenzug heraus.



Photo 4.1.2.8: Oberhalb des Eisrandtales (□) schließen sich mächtige Hangmoränen an, die zum Teil in Erdpfeiler (←) aufgelöst sind. Aufnahme: L. Iturrizaga 13.10.2000/28.

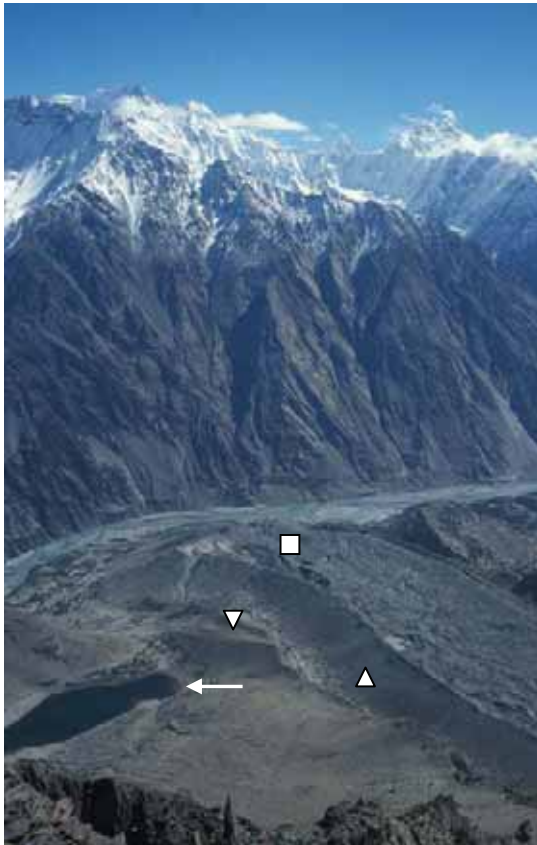


Photo 4.1.2.9: Blick aus 3800 m auf die Ghulkin-Gletscherzunge (□) mit den Siedlungen Selsoni auf der linken und Ghulkin auf der rechten Seite sowie im Hintergrund die Lupghar-Gruppe (7200 m). Der Gletscher schiebt sich gegen den Hunza-Fluss vor. Die Hauptufermoränenfassung (△) wird von einer älteren Moränengeneration eingerahmt (▽). Der Borith Jeel See (2650 m) (←) befindet sich in einer Vertiefung der Moränenablagerungen. Vereinzelt sind supraglaziale Seen vorhanden. Aufnahme: L. Iturrizaga 15.10.2000/9.

4.1.2.3 Gulmit-Gletscher

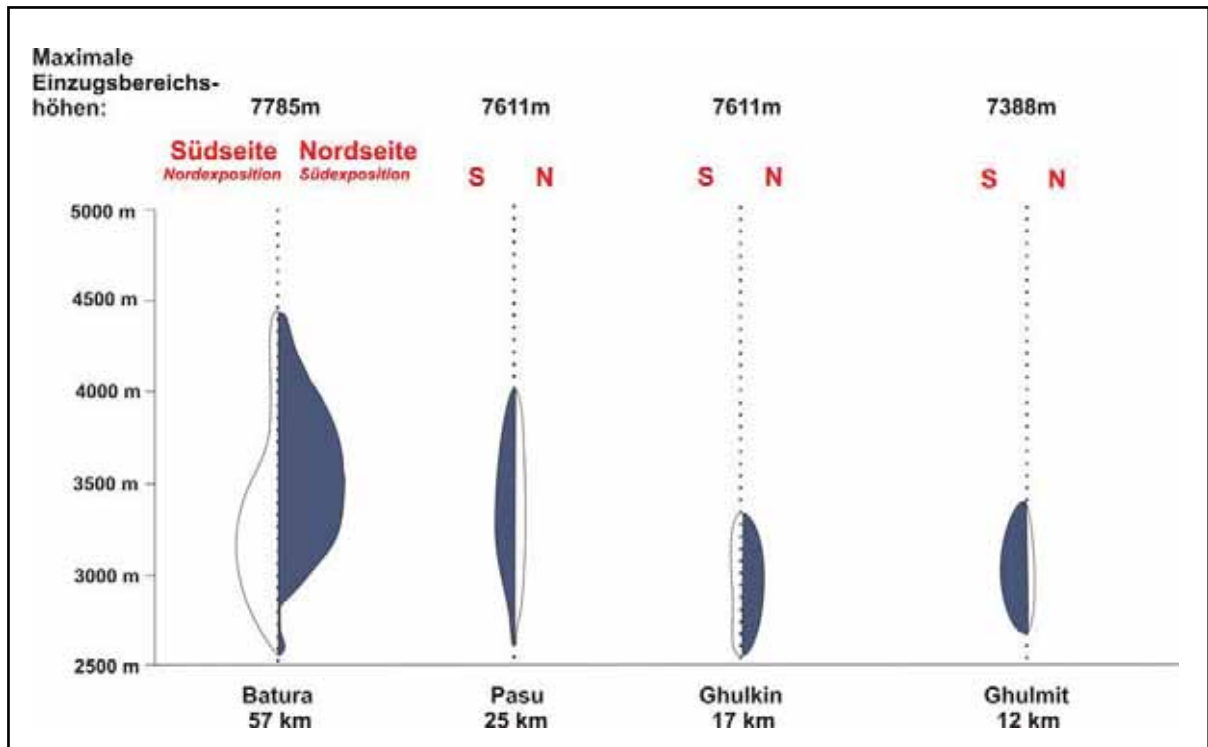
• Sanderufermoräne • Übergang zum Podestgletscher • V-Eisrandtal ohne Aufschotterung

Die Nährgebiete von Gulmit- und Ghulkin-Gletscher sind miteinander verbunden, jedoch ist die durchschnittliche Einzugsbereichshöhe des Gulmit-Gletschers niedriger. Höchster Gipfel des Gulmit-Gletschers ist der Bojohagur Duanasir (7318 m). So endet der Gletscher in einer stark verschutteten, flach auslaufenden und im Rückzug begriffenen Gletscherzunge in einer Höhe von 2800 m. Der Gulmit-Gletscher weist eine mächtige lateroglaziale Schutteinrahmung, die des Ghulkin-Gletschers partienweise übertrifft. In seinem proglazialen Bereich ist ein mächtiges Moränenpodest aufgeschüttet. Das rechte Eisrandtal reicht bis auf 3350 m hinauf, während auf der linken, südexponierten Seite an der Talflanke kein Eisrandtal ausgebildet ist, sich also genau das inverse Verbreitungsmuster der lateroglazialen Sedimente zum benachbarten Ghulkin-Gletscher ergibt (Abb. 4.1.2.6).

Hinsichtlich der Frage nach der expositionsabhängigen Verbreitung der Eisrandtäler lässt sich anhand der drei hier behandelten Gletscher keine Korrelation feststellen: Während der Ghulkin-Gletscher auf der S-exponierten Seite von einem tiefen Eisrandtal begleitet wird, weisen der Passu- und Gulmit-Gletscher auf der N-exponierten Talseite besser ausgebildete Eisrandtäler auf (Photos 4.1.2.12).

Bis zu 70 m hohe, weit ausladende Ufermoränen begleiten den Gletscher auf der rechten Seite. Hier ist die Ufertalbreite fast mit der Gletscherbreite gleichzusetzen. Der Ufermoräneninnenhang ist im vergletscherten Bereich nur wenige Meter vom Eis frei gelegt (Photo 4.1.2.11). Die Ufermoräne weist mit Abstand eine der höchsten Konzentrationen an großen Blöcken in den Ufermoränen auf (Photos 4.1.2.10 & 12). Bis zu hausgroße Blöcke sind an der distalen Ufermoränenbasis abgelagert. Aber auch die restliche Ufermoräne ist aus grobblockigem Schutt zusammengesetzt. Der Aufbau ist somit stark

matrixgestützt. Im oberen Teil ist die Ufermoräne von Juniperus bestockt und verzahnt sich mit den Hangschutthalden.



L. Iturrizaga

Abb. 4.1.2.6: Schematische Darstellung der hypsometrischen Verbreitung der Ufertäler und Ufermoränenleisten entlang meridional verlaufender Gletscher im Karakorum

Im Kontrast zum vorstoßenden Ghulkin-Gletscher und dessen konvex aufgewölbter Gletscherzunge liegt der Gulmit-Gletscher tief eingesunken und weit zurückgezogen in seiner Ufermoränenfassung. Kleinere Gletschervorstöße bzw. -oszillationen vermögen ihren Schutt nicht aus dem Bereich der Ufermoränenfassung herauszutransportieren und dem Vorfluter zuzuführen. Im Laufe der Zeit kommt es zu einer beträchtlichen Schuttaufhöhung des Gletscherbettes. Weitere Gletscheraufhöhungen führen dann eher zu Überschüttungen als zu Anlagerungen. Ähnliche Beispiele finden sich an den Gletschern der Walliser Alpen (SCHNEEBELI & RÖTHLISBERGER 1976).



Photo 4.1.2.10: Der rechte Ufermoränenaußenhang des Ghulmit-Gletschers weist an der Basis bis zu zimmergroße Blöcke auf. Auch auf dem Ufermoränenfirst sind zum Teil Blöcke mit bis zu 5 m Durchmesser vorzufinden. Der Feinmaterialgehalt dieser Ufermoränen ist auffallend gering. Vegetation vermochte sich kaum auf der Moräne anzusiedeln. S. Person als Größenvergleich (←). Aufnahme: L. Iturrizaga 16.10.2000/6.



Photo 4.1.2.11: Blick vom rechten, nordexponierten Ufermoränenfirst den Gulmit-Gletscher talaufwärts. Die stark verschuttete Gletscheroberfläche ist nur wenige Meter eingesunken. Der historische Ufermoränenaufbau erfolgte maßgeblich durch supraglaziale trockene und in geringerem Ausmaße feuchte Schüttungsprozesse (↘). Aufnahme: L. Iturrizaga 16.10.2000/3.



Photo 4.1.2.12: Blick von der rechten Ufermoräne des Gulmit-Gletschers in 3300 m talabwärts zum Hunza-Tal in das Nord-exponierte Eisrandtal. Auf der gegenüberliegenden Talseite grenzt der Gletscher in S-exposition unmittelbar an die Talflanke (←). Der zweikämmige Ufermoränenfirst (1, 2) ist aus stuhl- bis zu tischgroßen Blöcken aufgebaut, die in eine sandige Matrix eingebettet sind. Die äußere Ufermoränenböschung ist mit den Hangschuttkegeln unmittelbar verzahnt. Aufnahme: L. Iturrizaga 16.10.2000 /15.

4.1.3 Hassanabad-Gletscher (Shispar-Gletscher)

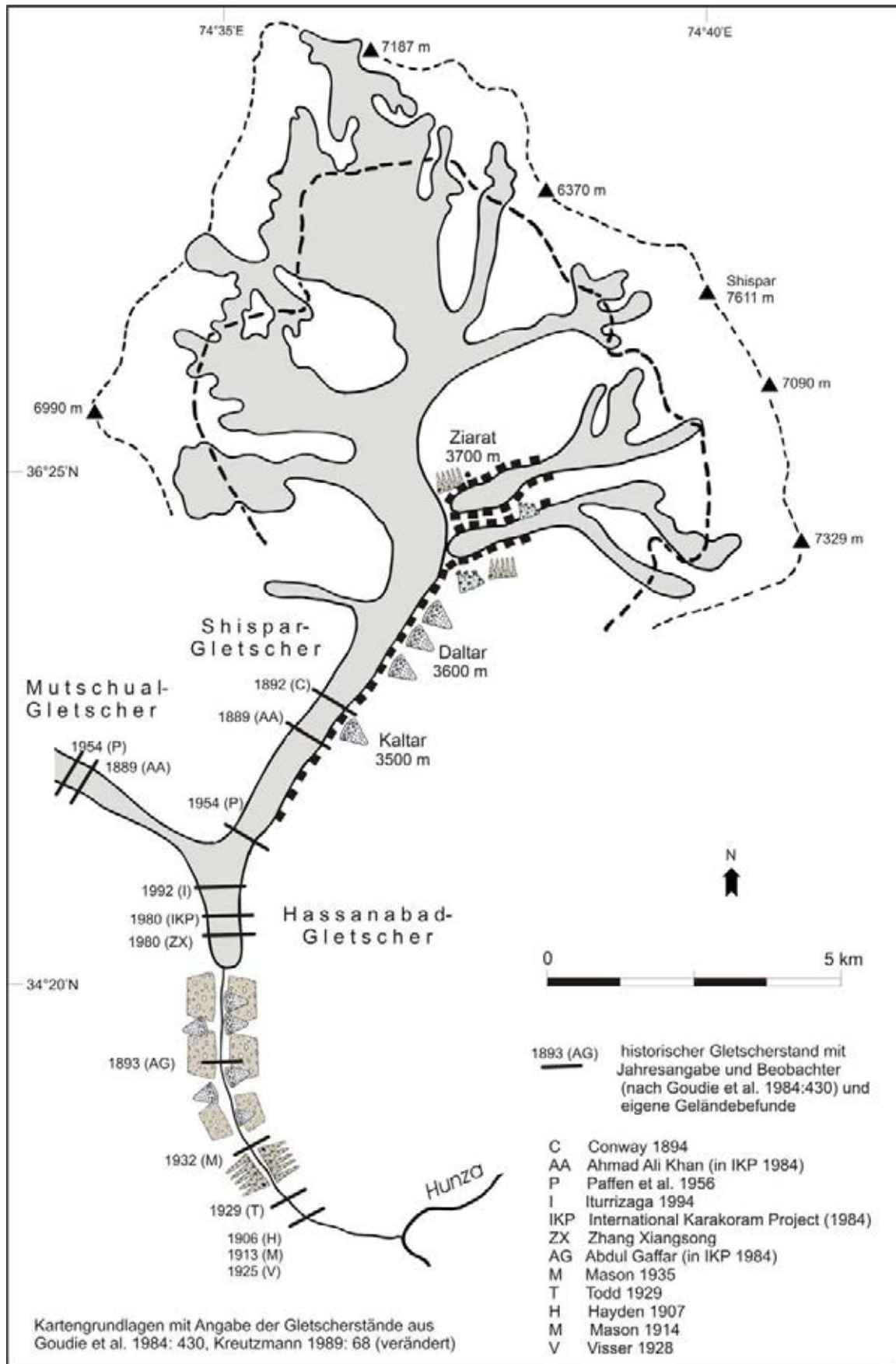
- *asymmetrische Verbreitung der Eisrandtäler aufgrund topographischer Bedingungen*
- *ausladende Ufermoränenterrassen*
- *degradierte Eisrandtäler*
- *intermoränales Ufertal (Mittelmoränenufertal)*
- *Moränenzwickel und lateroglaziale Moränenbastionen*

Der Hassanabad-Gletscher (Shispar-Gletscher) (17 km) ist ein typischer Lawinenkesselgletscher mit einem steiflankigen Einzugsgebiet (Photo 4.1.3.1). Eingerahmt wird der nur 500 m breite Gletscher von den Gipfeln Shispar Sar (7611 m), Passu I (7295 m), Passu II (7478 m), Bojohaghur Duanasir (7329 m), Ghenta (7090 m) und Sangemar Mar (7000 m), die einen engräumigen Kessel im Talschluss bilden (Photo 4.1.3.1). Hier fällt die S-exponierte Steilwand von 7295 m auf 4000 m über eine Horizontalabstand von nur 3,5 km ab. Die Schneegrenze verläuft innerhalb der Steilwand in rund 4850 m Höhe. Das Nähr-/Zehrgebietsverhältnis ist stark zugunsten des Ablationsgebietes verschoben. Trotzdem ist die Verbreitung der lateroglazialen Sedimente durch die extreme Reliefsteilheit vergleichsweise gering.



Photo 4.1.3.1: Im oberen Einzugsbereich des Hassanabad-Gletschers fallen die über 7000m hohen Steiflanken steil zur Shispar-Gletscheroberfläche hin ab. Die Eislawinen fördern beachtliche Mengen von Schutt, die zum Teil im lateroglazialen Sedimentationsumfeld abgelagert werden. Bedingt durch die Reliefsteilheit setzen die Eisrandtäler (□) erst weit unterhalb der Schneegrenze ein, die innerhalb der Wand verläuft. Aufnahme: L. Iturrizaga 21.09.1992.

Der Hassanabad-Gletscher erregte durch spektakuläre Vorstoßbewegungen im vergangenen Jahrhundert die wissenschaftliche Aufmerksamkeit (CONWAY 1889, HAYDEN 1907, MASON 1935, VISSER 1938, GOUDIE et al. 1984, PILLEWIZER 1986, GERRARD 1990, ITURRIZAGA 1994). 1889 lagen der Mutschual- und der Shispar-Gletscher in zurückgezogener Lage mit separaten Gletscherzungen in ihren Talgefässen (Abb. 4.2.3.1). Zu Beginn des 20. Jahrhunderts soll der Shispar-Gletscher innerhalb von 2 1/2 Monaten um 9,7 km vorgestoßen sein und mit dem Mutschual-Gletscher eine gemeinsame Gletscherzunge ausgebildet haben (HAYDEN 1907, Abb. 24). Allerdings widerspricht die Kartierung vom International Karakoram Project (GOUDIE et al. 1984: 430) mit den Zwischengletscherständen um 1892 beobachtet von M. Conway, 1893 von Abdul Gaffar und 1895 von Neve, diesem außergewöhnlichen Vorstoß und weist darauf hin, dass es sich um einen phasenweisen Vorstoß gehandelt haben muss. Bis zum Jahre 1925 verharrte der Hassanabad-Gletscher in dieser maximalen neuzeitlichen Eisrandlage, bis er sich in den darauf folgenden Dekaden rasch zurückzog (Abb. 4.2.3.2). Wie PILLEWIZER (1986: 125) im Jahre 1954 beobachtete, lagen die beiden Gletscher wieder getrennt voneinander in ihren Talkammern. Danach erfolgte bis Ende der 70er Jahre ein Zusammenschluss der Gletscher, wie dieser auch heute noch vorhanden ist. Die Photographien von HAYDEN (1907) und VISSER (1925, 1928: 224/225, Abb. 4.3.2.3) zeigen eindrücklich das weit vorgerückte Ende des Hassanabad-Gletschers am Anfang des 20. Jahrhunderts. Durch das sehr schmale Talgefäß



L. Iturrizaga

Abb. 4.1.3.1: Geomorphologische Skizzierung der lateroglazialen Sedimentlandschaft am Hassanabad-Gletscher mit den Gletscherschwankungen (Legende s. Abb. 4.1)

und die damit bedingte Kanalisation des Gletschers machen sich plötzliche Ernährungsschübe durch Eislawinen in merklichen Längenänderungen deutlich. Hinzu kommt, dass der Gletscher bereits eine sehr tiefe Höhenlage durchläuft, so dass die subglazialen Schmelzwässer hier als Gleitschicht dienen können. Gletschersurges sind sehr verbreitet im Karakorum (KICK 1958, GARDNER & HEWITT 1996, WAKE & SEARLE 1993) (s. Kap. 4.2.1.8).

Die Schuttkörperlandschaft im Vorfeld des Hassanabad-Gletschers ist heute geprägt von den jüngsten kurzfristigen Gletscheroszillationen. Der Gletschervorstoß Anfang des 20. Jahrhunderts hat zwischen rezenter Gletscherzunge und Endmoränenlage keine subrezentem Eisrandtäler hinterlassen. Lediglich zerrunzte Ufermoränenleisten zeugen von dem Gletschervorstoß (Photo 4.1.3.2 & 3). Die Abtragung des jungen Moränenmaterials erfolgte zügig, wobei Starkregenereignisse einen beträchtlichen Beitrag dazu geleistet haben können (ITURRIZAGA 1994, 1999a). Die steilwandigen, glatten Trogtalflanken des Hassanabad-Tals bieten dem vom Gletscher deponierten Moränenmaterial keine günstige Akkumulationsfläche. Bei Durchfeuchtung gerät das Moränenmaterial durch die geringe Haftreibung bei gleichzeitig hoher Neigung der Talflanken großflächig ins Rutschen. Weiterhin säumen moränale Schuttkegel mit einem Grundmoränenfundament oder Moränenkern die Talflanken.

Verbreitung der lateroglazialen Sedimente

Die lateroglazialen Sedimente setzen im Vergleich zu den benachbarten Lawinenkesselgletschern in rund 3900 m – 4000 m relativ hoch ein. Sie sind fast ausschließlich auf der linken, West- bis Nordwest-exponierten Talseite abgelagert. Der Hassanabad-Gletscher wird von mächtigen Ufermoränenterrassen begleitet. Sie weisen in ihrem Topbereich ebene Terrassenböden auf, die in einzelne Terrassenkörper segmentiert sind (ITURRIZAGA 1994). Sie ragen bis zu 150 m über die Gletscheroberfläche auf und sind bis zu 250 m breit. Diese Ufermoränen werden von MEINERS (1996: 106) in Anlehnung an die Chronologie von KUHLE (1994: 260) ins Spätglazial eingeordnet (15 000-13 500YBP). Das Hassanabad-Talgefäß ist so schmal, dass sich keine Eisrandtäler wie am Ghulkin- oder Gulmit-Gletscher auszubilden vermocht haben. Bei den Ufermoränenterrassen handelt es sich um Überreste eines degradierten Ufertales. In dem engen Talkessel verstürzte die steilaufragende Ufermoräne durch die Unterschneidung des Gletschers und die hohen Einsinkbeträge der Gletscheroberfläche rasch. Auf die Ufermoränenterrasse sind Blockschutthalden eingestellt, die an ihrer Basis von Koniferen besiedelt werden. Die angrenzenden Talflanken sind mit Abbruchnischen gemustert, die durch den Entzug des Eiswiderlagers entstanden sein können.

An der Basis der Hauptufermoräne des Shispar-Gletschers ist ein schmales rezentes, gletschernahes Eisrandtal ausgebildet, das durch das Wiederaufwölben der Gletscheroberfläche und der Resedimentation seitlich lagernder älterer Moränendeponien entstanden ist (Photo 4.1.3.6). Zum Teil sind hier mehrere Ufermoränenwälle aneinander gelagert und intermoränale lateroglaziale Seebildungen sind zwischengeschaltet.

Von orographisch links münden die Nebentalgletscher, Ghenta und Bojohaghur, zum Shispar-Gletscher ein. Hier grenzen die linke Ufermoräne des nördlichen und die rechte Ufermoräne des südlichen Nebentalgletschers aneinander und bilden ein intermoränales Eisrandtal aus. Dieses Eisrandtal geht aus den Akkumulationen einer mächtigen Mittelmoräne hervor (Photos 4.1.3.4 & 5). Die ausladenden Moränenakkumulationen im oberen Shispar-Talkessel sind mit den lateroglazialen Sedimenten im Kukuar-Tal zeitlich korrelierbar. Am Shispar-Gletscher sind kaum Erdpyramiden entwickelt, sondern lediglich engstehende, flächendeckende Zerrunsungen und Erdpfeiler in den Moränenbastionen. Die Ausgangsmoräne ist grobblockig und weist einen hohen Sandanteil auf.

Am Ghenta I-Gletscher ist in S-Exposition ein tiefes, V-förmiges Eisrandtal ausgebildet. Die beiden Nebengletscher werden von der firstförmigen, bis zu 50 m hohen Hauptufermoräne begleitet. Sie ist gut konsolidiert und es ist auszuschließen, dass sie im letzten Jahrhundert vom Gletscher überfahren wurde. Die Gletscheroberfläche lag im Jahre 1992 mehrere Dekameter tief eingesunken unter dem Ufermoränenfirst. Ein historischer, subrezenter grobblockiger, einige Meter hoher Ufermoränenwall zieht sich am Innenhang der Hauptufermoräne entlang.

Auf der rechten Shispar-Talseite fehlen die ausladenden lateroglazialen Sedimente, sie sind nur lokal im oberen Einzugsbereich abgelagert. Steil ragen die aus Gneisen, Granodioriten und Marmoren bestehenden Trogtalflanken empor. Das Anstehende wird markant durch das anstehende Gestein vom Gletscher unterschritten und sichelförmige Abrissnischen mustern den Hangfuß.

Die ebenen Ufermoränenterrassen am Shispar-Gletscher bieten einen guten Weidegrund für Ziegen- und Schafe (vgl. KREUTZMANN 1989, ITURRIZAGA 1994), so z. B. in Kaltar und Daltar (3600 m). Die höchste Almsiedlung liegt in Shispar in 3700 m in der Moränenzwickellage. Die neoglazialen bis historischen Ufermoränenwälle bilden am Fuße der spätglazialen Moränendeponien eine schmale ufertalartige Rinne aus, die für Almwege und Siedlungsplätze Raum gewährt. Es handelt sich hierbei um eher kurzlebige Siedlungsstandorte, da sie sich bereits im Grenzsäum der Gletscherschwankungsbreite befinden. Die hier befindlichen Durchgangsalmsiedlungsstandorte in den Ufertalrinnen sind durch die Rückverlegung der Moränenwände wesentlich gefährdeter durch hangdynamische Prozesse als die Almsiedlungen Kaltar und Daltar (3600 m).



Abb. 4.1.3.2: Photo aus HAYDEN (1907, PLATE 32, von der Station 3 vom Gamkin-Bewässerungskanal): Der lateroglaziale Bereich ist frei von Ufermoränensäumen, während im proglazialen Bereich eine Schuttrampe aufgeschoben ist.



Abb. 4.1.3.3: Photo von VISSER 1925 (RGS 08880): Die Gletscherzunge ist im Vergleich zum Jahr 1906 bereits eingesunken und lateroglaziale Moränensäume kommen auf der orographisch linken Seite zum Vorschein.



Photo 4.1.3.2: Die Aufnahme zeigt das Hassanabad-Tal rund 2,5 km vor seiner Einmündung in das Hunza-Tal in NW-liche Richtung von der Endmoräne aus photographiert. Der untere steilflankige Trogtalbereich ist mit jüngst deponiertem, hellgrauen, wenig verwittertem Moränenmaterial (O) verkleidet, das Ausgangsmaterial für die Schutthaldenbildung liefert. Ufermoränen konnten an den steilen Talflanken nicht überdauern. Eine regellose Niedertaulandschaft füllt den Talboden. Die Abflussarme des Hassanabad-Nalas werden von Sanddornbüschen begleitet (✓). Aufnahme: L. Iturrizaga 22.09.1992/665.



Photo 4.1.3.3: Die Aufnahme von 1992 zeigt den Hassanabad-Talabschnitt mehrere Kilometer taleinwärts der einstigen Eisrandlage (s. Abb. 4.1.3.1). Vom dem surgeartigen Vorstoß sind lediglich seichte und inzwischen zerrunste Hangmoränen an den Talflanken überliefert (□). Die Sedimentationszeit war zu gering für die Ausbildung von Eisrandtälern. Junge Nachbrüche nach der Deglaziation haben zum Aufbau großer Felssturzhalden geführt (△). Aufnahme: L. Iturrizaga 19.09.1992/606.



Photo 4.1.3.4: Blick von der Alm Dudare Harag auf der linken Shispar-Gletscherseite gen N. An der Konfluenzlage von Ghenta- und Shispar-Gletscher türmen sich im Mittelmoränenbereich mächtige Moränenbastionen auf (□). Der abrupte Gefällsknick im Talverlauf begünstigt die Ablagerungen des Schuttmaterials. Die Moränen sind in zahlreiche Erdrippen und –pfeiler zerlegt, aber nur selten in Erdpyramiden. Aufnahme: L. Iturrizaga 20.09.1992/ 615.



Photo 4.1.3.5: Blick von den bereits stark degradierten Eisrandterrassen (□) auf die Konfluenz von Shispar- und Mutchual-Gletscher (↘). An den steilen Talflanken haften weiter talabwärts zerrunste Moränenschleier. Aufnahme: L. Iturrizaga 22.09.1992/ 637.



Photo 4.1.3.6: Der Shispar-Gletscher wird auf der linken Seite von einer bis zu 150 m hohen spätglazialen Moränenterrasse (□) begleitet. Die Terrassenfläche spiegelt ein einstiges Eisrandtalniveau nieder. Die einstige Ufermoräne ist bereits abgetragen. Aufnahme: L. Iturrizaga 21.09.1992.



Photo 4.1.3.7: Weiter talabwärts ist die Moränenterrasse bereits stärker degradiert. Die Moränen sind in sekundäre Schutthalden (△) umgelagert worden und bilden sukzessive das Ausgangsmaterial für eine neue tiefer gelegene Eisrandtalbildung. Die rechte Talseite ist gänzlich frei von einem Ausraum zwischen Gletscher und Talflanke. Die Shispar-Gletscheroberfläche (○) ist stark verschuttet. Dieser Schutt wurde nicht nur durch Eislawinen produziert, sondern auch durch die Unterschneidung der Moränen herbeigeführt. Auf der Terrassenoberfläche lässt sich noch das spätglaziale Eisrandtal in einer Höhe von 3600 m - 3700 m erkennen (↘). Aufnahme: L. Iturrizaga 21.09.1992.

4.1.4 Die Talschaft Bar

Die Gletscher der Batura-Süd- und Ostabdachung wurden im Rahmen der „Deutsch-Österreichischen Himalaya-Karakorum-Expedition“ unter der Leitung von H.-J. SCHNEIDER im Jahre 1954 geographisch erkundet (PAFFEN et al. 1956, SCHNEIDER 1957, 1959). Des Weiteren liefern die Aufzeichnungen von SCHOMBERG (1934) von seinem Besuch aus dem Jahre 1933 in die Bar-Talschaft Hinweise über die rezente Gletscherschwankungen. Das Bar-Tal stellt ein Beispiel für die rasche Transformation lateroglazialer Sedimente durch aktuelle Massenbewegungen und neuzeitliche Gletschervorstöße dar.

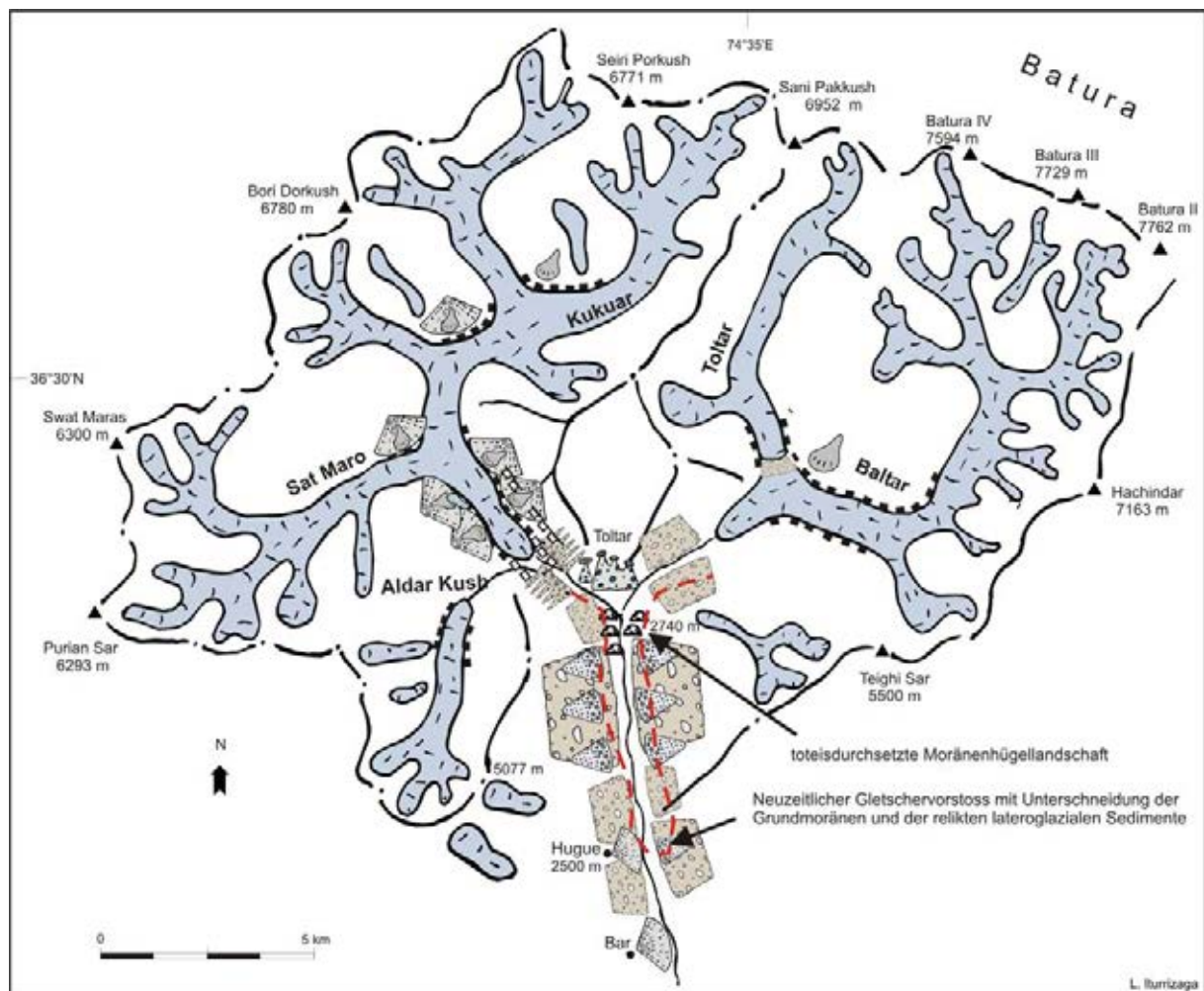


Abb. 4.1.4.1: Geomorphologische Skizze der lateroglazialen Ablagerungen in der Talschaft Bar (Legende s. Abb. 4.1)

4.1.4.1 Kukuar-Gletscher

- hohe Ufermoränenfassung
- neuzeitlicher Gletschervorstoß und Überprägung der relikten lateroglazialen Sedimente
- Ufermoränendurchbrüche
- Murkegel-Ufertäler
- Murgänge auf der Gletscheroberfläche
- Erdpyramiden als lateroglaziale Bildungen
- Zwickeluferrandmoränen
- aktuelle Degradation der Eisrandtäler
- Transformation lateroglazialer in transglaziale Schuttkörper

Der 23 km lange, dendritisch verzweigte Kukuar-Gletscher teilt sich im oberen Verlauf in den West-, Nord- und Ost-Kukuar-Gletscher auf (Abb. 4.1.4.1). Der größte Nebentalgletscher ist der 12 km lange

Satmaro-Gletscher, der von großflächigen Firnmuldengebieten gespeist wird. Der Kukuar-Gletscher weist sowohl Elemente des Firnkessel- und Firnmulden- sowie des Lawinenkesselgletschers auf. Im Gegensatz zu den sehr trockenen lateroglazialen Bereichen der Gletscher der Batura-Ostseite sind das Kukuar- und Baltar-Tal von der Feuchtigkeitzufuhr stark begünstigt. In den tief eingeschnittenen Talkesseln kommt es zum Feuchtigkeitsstau, der in einem sehr dichten Vegetationsbestand seinen Niederschlag findet. Weiden, Birken, Wacholder, Ebereschen sowie Rosensträucher besiedeln die Eisrandtäler, die ein Fortkommen oftmals erschweren (Photo 4.1.4.2). Z.T. überwiegen Himalaya-Florenelemente in der Vegetationszusammensetzung. Wacholder kommt an den Talflanken bis in Höhen von 4000 m vor, darüber setzt die Mattenregion ein. Das Bar-Tal zeigt unterhalb der Kukuar-Gletscherzunge sehr deutlich die Transformation lateroglazialer Schuttkörper in transglaziale Schuttkörper.

Verbreitung der Eisrandtäler

Der Kukuar-Gletscher wird beidseits von Eisrandtälern begleitet, die hoch oberhalb der rezenten Gletscheroberfläche gelegen sind. Sie verlaufen im unteren Gletscherabschnitt bis zu über 200 m über der rezenten Gletscheroberfläche. Ihre vertikale Verbreitungsspannweite reicht am Gletscherrand von 2900 m bis rund 4000 m hinauf. Ihre Breite misst jeweils maximal 200 m – 300 m. Sie nehmen angesichts des nur 1 km breiten Kukuar-Gletschers einen verhältnismäßig großen Raum im Talgefäß ein. Besonders in den Konfluenzenlagen sind sie als ausladende Sedimentationszwickel erhalten (Photo 4.1.4.1). Das Eisrandtal setzt unterhalb der Einmündung des Aldar Kush-Tals auf der rechten Kukuar-Talseite aus (Photo 4.1.4.12). Hier durchbrechen die Schmelzwässer das Eisrandtal. Ein neues Eisrandtal befindet sich etwa 100 m unter dem Ufermoränenfirst der Hauptufermoräne in Bildung begriffen.



Photo 4.1.4.1: Blick aus 3600 m Höhe gen N entlang des mittleren bis oberen Kukuar-Gletscher. Die großen Ufermoränenterrassen kommen hier aufgrund der fehlenden Schuttliefergebiete der Nebentäler nicht zur Ausbildung. Nur die Konfluenzenlagen stellen bevorzugte Schuttablagerungspositionen dar (Δ). Im Hintergrund der Seiri Porkush (6771 m) und Kampir Dior (7168 m) sind sichtbar. Aufnahme: L. Iturrizaga 23.08.2000.

Die Eisrandtäler bzw. hochreichenden Ufermoränenfassungen unterliegen am Kukuar-Gletscher derzeit der Degradation (Photo 4.1.4.5). Die an die Eisrandtäler angeschlossenen steilen Einzugsbereiche, die über eine sehr kurze Horizontalabstreckung von nur 3 km bis in Höhen von 5200 m resp. 5400 m hinaufreichen, entsenden hochenergetische Murgänge zu Tal. Die zum Teil nival- oder auch glazial-induzierten Murgänge durchlaufen das Eisrandtal, durchbrechen den Ufermoräneninnenhang und gehen schließlich unmittelbar auf der Kukuar-Gletscheroberfläche ab (Photo 4.1.4.3). Im Gegensatz zum Khurdopin-Gletscher (Kap. 4.4.2) kommt es am Kukuar-Gletscher jedoch nicht zur Neubildung in Form von Murufermoränen, da der Gletscher über die gesamte Länge im unteren Bereich im Rückzug begriffen ist. Vielmehr entsteht ein zweigestaffertes Murkegelstockwerk, das sich über das Eisrandtal zur Gletscheroberfläche hin erstreckt. Lokal führen auch Abbrüche von Hängegletscherzungen zu hochdynamischen Schuttabgängen.

Die Murchdurchbrüche hinterlassen große, kerbenförmige Einrisse in der Ufermoräne (Photo 4.1.4.5). Durch das fehlende Eiswiderlager sind die Ufermoränen gegenüber der fluvialen Einschneidung

besonders anfällig. Ehemals waren die Murgänge die dominierenden Prozesse des Ufertalaufbaus. Bis zu 100 m hohe moränale Schuttkegel sind an den Ufermoräneninnenhängen ausgebildet.

Die Ufermoräneninnenhänge zeigen stellenweise eine Stratifizierung (Photo 4.1.4.4). Sie ist jedoch nicht auf das lagenweise Abstreifen der Obermoräne, sondern auf die Sedimenteinträge der Nebentäler sowie auf ehemalige Sanderschüttungen zurückzuführen. Zum Teil sind Seesedimentlagen zwischengeschaltet oder auch reine Ufersanderablagerungen. Wie bei Dokaibari (3235 m) und Kuku (3135 m) sedimentieren die Murabgänge rezent das Eisrandtal zu, so dass sich die Höhe der Ufermoränenaußenhänge sukzessive erniedrigt.



Photo 4.1.4.2: Blick in das rechte, vergleichsweise schmale Kukuar-Ufertal bei Dokaibari (3150 m), das heute dicht mit Laubbäumen bestanden ist und von einem See (↘) eingenommen wird. Die steilen Ufermoräneninnenhänge werden langsam von Vegetation kolonisiert (→). Aufnahme: L. Iturrizaga 23.08.2000/18.

In den Abschnitten, in denen der Gletscher von geschlossenen Gesteinsflanken begleitet wird, setzen die Eisrandtäler gänzlich aus. Dies ist der Fall zwischen Dokaibari und Baru Daru Kush (3500 m). Dies zeigt, dass die Schutteinträge der Nebentäler für den Aufbau der Eisrandtäler elementar sind.

Beim Eisrandtalaufbau spielen auch die lateroglazialen Seen eine tragende Rolle (Kap. 5.5). Es handelt sich zumeist um Murkegel-gedämmte Seen oder um Konfluenzseen im Ufermoränen-zwickelbereich. Bei Buiburgutti (3090 m) sind in der Konfluenzlage Aldar Kush – Kukuar-Tal bis zu 5 m mächtige Seesedimentfolgen aufgeschlossen, die sich in Wechsellagerung mit größeren Kieseinlagen befinden. Hierbei handelt es sich um einen Konfluenz-Ufertalsee, der zu einer Zeit abgedämmt wurde, als der Aldar Kush-Gletscher noch Kontakt mit dem Kukuar-Gletscher besaß, also 2 km weiter talabwärts reichte und auch die Kukuar-Gletscheroberfläche entsprechend erhöht war.

Im rechten Eisrandtal befindet sich derzeit in 3150 m Höhe unterhalb von Dokaibari ein rezenter Ufertalsee von einer Ausdehnung von 800 m². Er ist in einer abflusslosen Senke des Eisrandtals aufgestaut (Photo 4.1.4.2). Die Entwässerung kann zum Teil basal durch Versickern in der Ufermoräne erfolgen. Allgemein erfolgt die lateroglaziale Entwässerung oftmals durch Ufermoränendurchbrüche. Andernfalls versickert das Wasser auch in der Ufermoräne und tritt basal wieder aus.

Die Kukuar-Gletscheroberfläche weist unter den Karakorum-Gletschern mit die höchsten Einsinketräge gegenüber der Hauptufermoräne auf. Die Innenhänge sind bis zu knapp 200 m vom Eis entblößt (Photos 4.1.4.5 & 7, s. auch SCHNEIDER 1959, Abb. 5). Rezent ist keine Ufermoränenneubildung zu verzeichnen. Heute sind die hochaufragenden Ufermoränenleisten im proglazialen unvergletscherten Bereich einer hohen Umwandlung unterlegen. Die Ufermoränen brechen zum Teil en bloc nach und das glazial polierte Anstehende kommt zum Vorschein.



Photo 4.1.4.3: Die Höhe der Ufermoräneninnenhänge (○) misst am Kukuar-Gletscher (□) bis zu 200 m. Aufgrund des fehlenden Gletscherwiderlagers werden die Eisrandtäler heute bevorzugt durch fluviatile Prozesse der Nebentäler degradiert. Die angrenzenden Talflanken reichen bis auf eine Höhe von 5800 m hinauf und sind die Ursprungsgebiete hochenergetischer Murabgänge, die das Eisrandtal durchbrechen und auf der Gletscheroberfläche auslaufen (△). Aufnahme: L. Iturrizaga 26.08.2000/28 .

Photo 4.1.4.4: Aufschluss im nordseitigen Kukuar-Eisrandtal von 3300 m gen NW geblickt. Die Ufermoräne ist nur noch als wenige Meter hoher Wall streckenweise erhalten. Das Eisrandtal setzt sich hier durch die Schuttablagerungen der tributären Einzugsbereiche zusammen. Der Aufschluss zeigt eine deutliche Stratifizierung der Sedimentlagen (←), die zum Kukuar-Gletscher hin einfallen. Aufnahme: L. Iturrizaga 27.08.2000/7.



Photo 4.1.4.5: Die Kukuar-Gletscheroberfläche (□) liegt heute tief eingesunken in der Ufermoränenfassung (◇). Ein Murkegel hat das Eisrandtal durchschlagen (*). Die Muren laufen teilweise auf dem Gletscher aus. Diese Murgänge transportieren auch Hölzer mit sich. Bei einer absoluten Datierung der Ufermoräne mittels organischen Materials müssen diese Herkunftsgebiete berücksichtigt werden. Etwas oberhalb des heutigen Eisrandtals zieht sich

eine Moränenleiste (↖) entlang, die dem Girgindil-Stadium zugehörig sein könnte. Eine ähnlich großräumig freigelegte Ufermoränenfassung mit vergleichbarer Hangmorphodynamik ist am Kukuar-Gletscher anzutreffen. Aufnahme: L. Iturrizaga 28.08.2000.

Wie die Einheimischen berichten, wurde ein großer moränaler Murkegel in 2780 m im Gletschervorfeld erst im vergangenen Winter im Jahre 1999 im Zuge heftiger Regenfälle aufgeschüttet und hat den ursprünglichen Weg zu den Eisrandtälern am Kukuar-Gletscher zerstört. Die hohe Morphodynamik führt zu einer raschen Umlagerung der relikten lateroglazialen Sedimente.

Die tapetenartig dem Gestein anhaftenden Hangmoränen sind in ein auffallend gleichmäßiges parallelstreifiges, enggeschartes Runsenmuster ziseliert (Photos 4.1.4.6 & 7). Eine Rolle für die Zerrfurchung könnte der über dieser Ufermoränenleiste befindliche Juniperus-Offenwald sein, der die Abflussverhältnisse steuert. Erdpyramidenbildungen oder auch nur Ansätze der Erdpfeilerbildung fehlen an den Ufermoräneninnenhängen hier vollständig. Dafür sind die Hangneigungen der über 60° geneigten Talflanken zu hoch.

In 2780 m stirbt das Toteisende des Kukuar-Gletschers. Es wird eingefasst von einer historischen Ufermoräne, die das stark zusammengesunkene und vollkommen verschuttete Gletscherende um 15 m - 30 m überragt. Dieses Ufermoränenniveau ist auch noch auf beiden Gletscherseiten weiter talaufwärts zu verfolgen.



Photo 4.1.4.6: Die Aufnahme aus einer Höhe von 3000 m zeigt den bis zu 200 m hohen linken Ufermoräneninnenhang des Kukuar-Gletschers. An einigen Stellen kommt bereits das Anstehende (O) zum Vorschein und zeigt die Seichtheit des Moränenmantels. Das Eisrandtal ist hier bereits zerstört. Weiter hangaufwärts geht die Ufermoränenleiste in die älteren Hangmoränen (Δ) nahtlos über, aus denen Erdrippen und Erdpyramiden herausgerodiert wurden. Aufnahme: L. Iturrizaga 20.08.2000/34.

Photo 4.1.4.7: Die lateroglazialen Moränenleisten sind bereits stark zerrunzt. Die Steilheit der Ufermoräneninnenhänge in Kombination mit den hoch angeschlossenen Einzugsbereichen führt zu einem hohen Erosionspotential bei Niederschlagsereignissen und im Laufe der Schneeschmelze. Aufnahme: L. Iturrizaga 29.08.2000/15.

Auf der rechten Seite wird die historische Ufermoräne von Sedimentschüttungen aus dem Aldar Kush-Nebental hinterfüllt und stellt ein echtes kleines Eisrandtal dar. Die Gletscherzunge ist bereits mehrere

Dekameter von der Ufermoränenfassung abgesetzt. Auch im rezent lateroglazialen Bereich setzt sich die oben erwähnte scharfe Trennung der 200 m-Ufermoräne des Neoglazials von den darüber befindlichen Erdpyramiden sowie den geschlossenen Hangmoränenverkleidungen fort.

Die Ufermoräneninnenhänge sind trotz ihrer Steilheit lokal bewachsen und dadurch recht gut konsolidiert. Unterschneidungen der Ufermoränenhänge durch Gletscherschwankungen spielen eine untergeordnete Rolle bei der Hangrückverlegung. Vielmehr beeinflussen Murgänge das Hanggeschehen. Die Ufermoräneninnenhänge sind im oberen Teil mit Hangneigungen von bis zu 70° sehr steil, im Mittelteil weisen sie nur noch Neigungen von 42°-43° auf, so dass sie gerade nicht mehr begehbar sind. Zum Hangfuß laufen sie flach aus. Das Verhältnis von Ufermoräneninnen- zu -außenhang ist asymmetrisch gestaltet und entspricht nicht der klassischen Form der Hauptufermoräne. Die Wallhöhe beträgt am Außenhang abschnittsweise nur 2 - 3 m, während die Innenhangshöhe bis zu 200 m misst, also um bis zu 100-mal höher ist als die distale Hangseite. Die Höhe der proximalen Ufermoränenhänge nimmt talaufwärts ab. Auch sonst weisen die freigelegten Sedimenthänge im lateroglazialen Bereiche nicht den typischen Aufbau der Ufermoräne auf. Vielmehr ist der eigentliche Ufermoränenhang bereits abgetragen (mit Ausnahme der Firstmoräne) und in das Eisrandtal abgegangene Sander- sowie Nebentalschüttungen.

Der Ufermoränenaußenhang ist an vielen Stellen gerade durch den dichten Waldbewuchs kaum noch ersichtlich. Die distalen Hänge sind sehr gut konsolidiert und sind in zwei Generationen aufgespaltet. Die Blöcke sind stark mit Flechten überwachsen. An den Aufschlüssen sind keine klaren Schüttungsrichtungen erkennbar. Der starke Bewuchs an den Ufermoräneninnenhängen an der Konfluenz von Kukuar- und Stamaro-Gletscher zeigt, dass die Gletscheroberfläche in letzter Zeit kaum Schwankungen unterlegen hat.

Insgesamt überwiegen bei den Eisrandtälern am Kukuar-Gletscher der Grundmoränenanteil sowie der tributäre Schutt weit über den supraglazialen Schüttungen.



Photo 4.1.4.8a & b: Die linke Aufnahme zeigt das Bar-Tal aufgenommen von Toltar (3900 m) gen S. An dem Konfluenzbereich von Kukuar- und Baltar-Tal sind die ausgeschmolzenen Toteisreste (∇) des jüngsten Gletschervorstoßes ersichtlich (s. Ausschnitt oben). Im lateroglazialen Bereich hat der Gletscher die älteren Hangmoränen unterschritten ---- und es sind moränale Schutthalden (→) verblieben. Unterhalb der ehemaligen Eisrandlage beginnen die Siedlungsterrassen (∇). Im Vordergrund sind die Erdpyramidenreihen (◇) von Toltar ersichtlich. Aufnahmen: L. Iturrizaga 25.08.2000/14 und 35.

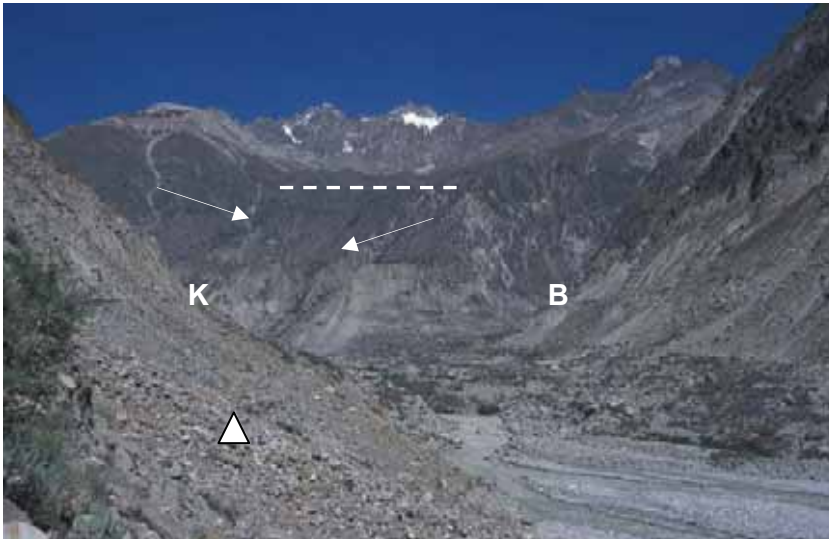


Photo 4.1.4.9: Blick gen S in Richtung Toltar. Die Talflanken werden bis zum Karboden (-----) von mächtigen Hangmoränen verkleidet (↘). Im Vordergrund sind die resedimentierten Grund- und Hangmoränen des jüngsten Bar-Gletschervorstoßes zu sehen (△). Ältere Eisrandtäler können durch die Gletscherfluktuationen unterschritten und zerstört worden sein. Die Toltar-Erdpyramiden (↙) sind in der für diese Formen typischen Position der Konfluenzlage abgelagert.

K = Kukuar-Tal, B = Baltar-Tal.
Aufnahme: L. Iturrizaga
30.08.2000/8.

4.1.4.1.1 Aldar Kush-Gletscher (oder Aldakash-Gletscher)

Der 7 km lange tributäre Aldar Kush-Gletscher stirnt in 3300 m, rund 2 km vor dem Kukuar-Gletscher. Die Schneegrenze verläuft in 4660 m in N-Exposition bei einer maximalen Einzugsbereichshöhe von 5876 m. Der longitudinal verlaufende Lawinenkesselgletscher weist beidseits Ufermoränen auf, wobei lediglich auf der rechten, NW-exponierten Talseite ein tiefes Eisrandtal ausgebildet ist, das sukzessive durch Schutt- und Murkegel verschüttet wird (Photo 4.1.4.12). Die Einsinkbeträge gegenüber der Ufermoräne sind im Gegensatz zum Kukuar-Gletscher nur marginal.



Partienweise überragt die stark verschüttete Gletscheroberfläche den Ufermoränenfirst. Zum Teil bilden sich aktuell Austaufermoränen. Der Ufermoränenaußenhang misst eine Höhe von 25 m - 30 m, talaufwärts nur noch 10 m – 15 m. Der Innenhang ist relativ konsolidiert und mit Artemisia-büschelein durchsetzt. Am Ufermoräneninnenhang sind kleine rezente Wälle von 0,5 – 1 m Höhe ausgebildet. Die Ufermoräne fällt am Aussenhang mit 28° ab, während die proximale Hangneigung sich auf 38° beläuft. In einer Höhe von 4000 m sind an den Nebentalausgängen Podestmoränen ausgebildet. Auch der Aldar Kush-Gletscher befand sich im Jahre 1933 im Rückzug und hatte nach SCHOMBERG (1934: 138) seit langem den Kontakt zum Kukuar-Gletscher verloren, während die SCHOMBERG-Kartierung allerdings beide Gletscher als vereinigt zeigt!

Photo 4.1.4.12: Der Aldar Kush-Gletscher (↘) wird beidseitig von Ufermoränen eingefasst. Randlich ist in W-Exposition ein V-förmiges Eisrandtal ausgebildet (↙). Der Aldar Kush-Fluß durchbricht das rechte Kukuar-Eisrandtal (→) sowie dessen Ufermoräne. Basal bildet sich ein jüngeres Eisrandtal durch die Sedimentablagerungen des Aldar Kush-Gletschers aus (○). Der verschüttete Kukuar-Gletscher (□) ist im Vordergrund sichtbar. Aufnahme: L. Iturrizaga
24.08.2000/2/2.

4.1.4.2 Baltar-Gletscher

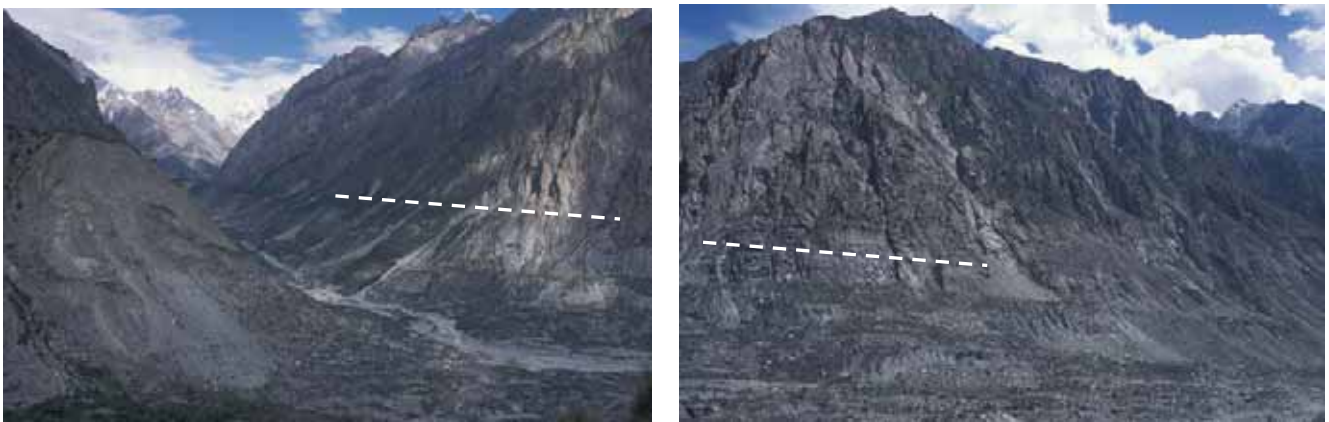
Baltar- und Toltar-Gletscher sind stimmgabelförmig miteinander verbunden. Der Baltar-Gletscher ist stark verschuttet und im Rückzug begriffen. Das Baltar-Tal zeigt im unteren Abschnitt einen engen, trogförmigen Talquerschnitt von nur 500 m Breite. Talaufwärts verbreitert sich der Baltar-Gletscher auf 1 km, so dass hier günstigere Ablagerungsbedingungen zur lateroglazialen Sedimentation gegeben sind. Die in 2750 m stirnende Gletscherzunge ist im unteren Abschnitt frei von lateroglazialen Ablagerungen. Talaufwärts setzen Murkegelufertäler ein. Sie setzen sich bis in eine Höhe von 4050 m in Südexposition fort, in Nordexposition enden sie bereits früher. Der rund 3 km lange, unvergletscherte Talabschnitt ist ausstaffiert mit moränenen Sedimentkegeln, wobei auch hier ansatzweise ein 200 m über dem Talboden gelegenes Ufermoränenniveau verfolgt werden kann (Abb. 4.1.4.1). Die Einsinkbeträge der Baltar-Gletscheroberfläche sind geringer als am Kukuar-Gletscher. Auch fehlt im unteren Abschnitt die Ufermoränenfassung. Ausladende Eisrandtäler insbesondere in der Konfluenzlage Toltar-Baltar vorhanden.



Photo 4.1.4.13: Der Baltar-Gletscher liegt heute weit zurückgezogen in seinem Talgefäß, während er vor rund 50 Jahren noch mit dem Kukuar-Gletscher konfluierte und damit den gesamten Tallauf erfüllte. Die Talflanken werden von relikten lateroglazialen Sedimenten gesäumt. Eisrandtäler sind durch die Übersteilung der Ufermoränen nicht erhalten oder kamen in dem schmalen Talgefäß nicht zur Ausbildung. In die Eisrandtäler sind wie am Kukuar-Gletscher Murkegel (Δ) eingestellt. Aufnahme: L. Iturrizaga 20.08.2000/27.

Die Ausmaße der vorzeitlichen Vergletscherung vom Hochglazial bis zum historischen Stand lassen sich von Toltar (4300 m) gut einsehen (Photo 4.1.4.10). Das Bar-Tal ist in seinem gesamten Talverlauf mit mächtigen moränenen Sedimentkegeln und –terrassen ausgefüllt (Abb. 4.1.4.1). Zum Teil handelt es sich im Talgrund um stark vorbelastete Grundmoräne, zum Teil ist sie überlagert von Sedimenten des historischen Gletschervorstoßes. Aufgrund der Verschüttung durch hangiales Schuttmaterial entstehen Moränenkernschuttkörper (ITURRIZAGA 1999a & 1999b). Aus einem linken Nebental, dessen Einzugsbereich bis auf 6400 m hinaufreicht und rezent vergletschert ist, sind mächtige Lateralmoränen bis in das Bar-Tal hinein aufgeschüttet.

Im Konfluenzbereich Kukuar-/Baltar sind mehrere Moränenniveaus deutlich voneinander zu differenzieren: Eine historische Moränenleiste verläuft in rund 2700 m Höhe, 50 m – 30 m über dem Talboden (Lupghar-Stadium und jünger), in 3000 m Höhe, rund 200 m - 300 m über dem Talboden ist eine neoglaziale Gletscheroberkante ausgebildet (vermutlich Batura-Stadium und jünger), in 3800 m befindet sich die Obergrenze der Erdpyramidenserie, die dem Spätglazial (Yukshin Gardan-Stadium) zuzuordnen ist. Hangaufwärts folgen geschlossene Hangschuttdecken, die allerdings schwerlich vom Hochglazial zu differenzieren sind. Eine Mindestmächtigkeit von 1000 m Eis wird im Konfluenzbereich über die Erdpyramidenserie nachweisbar (s. auch SCHNEIDER 1957). Somit hatte der ehemalige Bar-Gletscher Anschluss an den eiszeitlichen Hunza-Gletscher. Relikte lateroglaziale Eisrandtäler sind am neoglazialen Gletscherlevel lokal auf der rechten Kukuar-Talseite in einer Höhe von 2800 m erhalten. Auch in Toltar lassen sich am spätglazialen Eispegel Ufertalsequenzen nachvollziehen. Generell verstürzen jedoch die vorzeitlichen Eisrandtäler angesichts der Steilheit der Talflanken recht schnell und sind nur recht dürftig erhalten.



Photos 4.1.4.14 und 15: Blick in das Baltar-Tal (links) und den Konfluenzbereich mit dem Bar-Tal (rechts), den der Kukuar- und Baltar-Gletscher Mitte des 20. Jhds. noch mit Eis verfüllten. Deutlich sind die vorzeitlichen Ufermoränenleistenpegel (---) an der Talflanke ersichtlich. Die relikte lateroglaziale Sedimentlandschaft setzt sich primär aus Moränenkegeln zusammen. Aufnahmen: L. Iturrizaga 20.08.2000/14 & 15.

Das Bar-Tal zeichnet sich in seinem oberen Abschnitt - ähnlich wie das Hassanabad-Tal - durch eine ausgesprochen junge Gletscherrückzugslandschaft aus. Im unmittelbaren Konfluenzbereich Kukuar-Baltar ist eine ausladende Moränenhügellandschaft ausgebildet. Die flächigen Rückzugsmoränen sind zum Teil noch mit Toteis durchsetzt. Die junge Grundmoränenauslegung des Talbodens wird aktuell in einzelne Sedimentplatten durch die Schmelzwasserströme des Kukuar- und Baltar-Gletschers zerschnitten. Intermoränale Seesedimente zeugen von kleinen Eisstagnationsseen. Die randlichen Moränenakkumulationen in den basalen Talflankenabschnitten sind an ihren Steiluferkanten mit Zerrungsklüften durchzogen, die auf das jüngste Zurückweichen des Gletscherwiderlagers hinweisen.

Die historischen Gletscherschwankungen: Nach den Ausführungen von SCHOMBERG (1934: 133) befand sich die Eisrandlage des Kukuar-Gletschers (Kukuay-Gletschers) im August 1933 rund drei Meilen oberhalb des Dorfes Bar, wo die Ackerflächen damals ihr Ende fanden. Ab dieser Lokalität führte der Weg über den Gletscher, der sich aus dem Kukuar- und dem Baltar-Gletscher zusammensetzte. Sie bildeten eine gemeinsame Zunge aus. Wenig später schreibt SCHOMBERG (1934: 133) allerdings, dass der Baltar-Gletscher sich zurückgezogen hat und seine Zunge rund 1 Meile von der Konfluenz mit dem Kukuar-Gletscher entfernt liegt. In seiner Kartierung wiederum sind die beiden Gletscherströme als vereinigt eingezeichnet und von daher sind die Angaben mit Vorbehalt in die Rekonstruktion mit einzubeziehen. Es ist möglich, dass er den Toteiskomplex des Baltar-Gletschers in dem Konfluenzabschnitt nicht mehr dem eigentlich aktiven Gletscher zurechnet. Die Baltar-Gletscherzunge war zu diesem Zeitpunkt mit supraglazialen Seen versehen und stark zerfallen. SCHOMBERG (1934: 136) schätzt den Beginn des Rückzugs anhand der Frische der morphologischen Situation auf 20 Jahre vor seinem Besuch ein. Auch den Kukuar-Gletscher beschreibt er mit seiner

mächtigen Obermoräne als im Rückzug befindlich (SCHOMBERG 1934: 136 - 137). Der aktive Gletscherpart reichte lediglich bis Tokai Barri. Unterhalb war die Gletscheroberfläche mit supraglazialen Seen versehen und Toteiskomplexe vorhanden. Die Ufermoräneninnenhänge waren zwischen 100 und 200 Fuss (30 m – 60 m) vom Eis entblößt und genauso steil wie heute.

SCHOMBERG (1934: 138) berichtet, dass die Einheimischen davon ausgehen, dass sich vor 100 Jahren - außer im Talschluss bei Toltar - keine Gletscher in dieser Talschaft befanden. Dann sollte ein Gletschervorstoß beider Gletscherströme erfolgt sein, der das zuvor fruchtbare Land zerstörte. Bis circa 1927 / 1928 waren die Gletscheroberflächen bis zur Konfluenz noch weiß. Der Gletscher war bis Hukun, 2 Meilen oberhalb des Dorfes Bar, noch aktiv. Die heutigen bewaldeten Eisrandtäler werden als Relikte der einstigen gletscherfreien und mit Vegetation versehenen Tallandschaft gesehen. Interessant hierbei ist, dass die Einheimischen verschiedener Talschaften unabhängig voneinander von einer gletscherfreieren Zeit rund 200 Jahre zuvor berichten (Kap. 6.6).

Der Kukuvar-Gletscher wurde weiterhin von GYR (1947) erkundet, der ihn bis zu dem 5700 m hohen Pass, der zum Batura-Gletscher hinleitet, begangen hat. Er verzeichnet das Kukuvar-Gletscherende unmittelbar an der Konfluenz zum Bar-Tal, während der Gletscher heute knapp 1 km zurückgezogen liegt. Nach Information des Dorfoberhauptes von Bar, dem Lambadar, reichte der Baltar-Kukuvar-Gletscher Mitte des 20. Jhds. zu Zeiten seines Vaters zu der Siedlung Hugue (2500 m) herunter. PILLEWIZER (1957: 187) berichtet, dass der Baltar-Gletscher zwischen 1915 und 1954 um 6 km zurückgewichen sei. Es ist wahrscheinlich, dass beide Gletscher im letzten Jahrhundert eine gemeinsame Gletscherzunge ausgebildet haben. Die Gletscherfluktuationen haben Ähnlichkeit mit denen des Mutschual- und Shispar-Gletschers im Hassanabad-Tal. Heute ist der Kukuvar-Gletscher stark im Rückzug begriffen. Der verschuttete Kukuvar-Gletscher zeigt selbst im Gletschermittelbereich Vegetationsinseln auf der Obermoränenbedeckung auf, die den Schaf- und Ziegenherden als Weideorte dienen.

4.2 Die Gletscher der Hispar-Südabdachung / Spantik-Sosbun-Gruppe

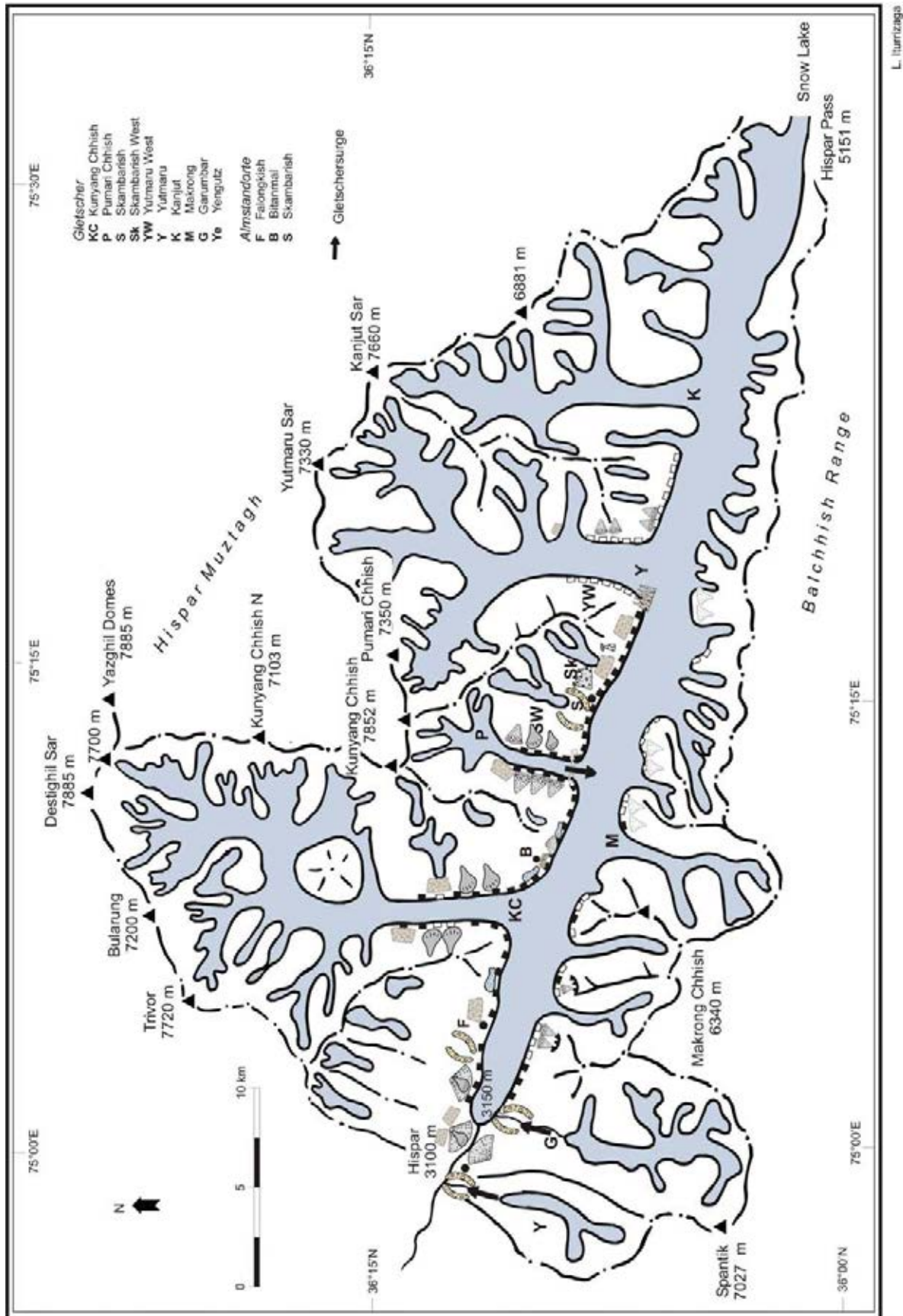
4.2.1 Hispar-Gletscher

• lateroglaziale Sedimentverbreitung und Expositionsunterschiede • Überprägung der Ufermoränen durch Gletschersurges • exzessive Schuttaufrschüttung in Form von tributären Lateralmoränen und Podestmoränen • Übergangsformen von Podestmoränen und Lateralmoränen • Zwickelpositionen der Konfluenzlagen: Gunsträume der lateroglazialen Sedimentablagerung • Ufermoränendivergenzseen • Sedimentkomplexe der Austauufermoränen • aktuelle Ufermoränenüberschüttung • Erdpyramidentypen • Ufermoränenrippen • Nachsackungskegel • Ufermoränenendoppelfirste als Mischform von Ufermoräne und Protalus rampart

Der Hispar-Gletscher, gelegen zwischen der Nordabdachung des Hispar-Karakorum und der Sosbun-Spantik-Kette, wurde frühzeitig glaziologisch erkundet (CONWAY 1893, 1894, HAYDEN 1907, WORKMAN & WORKMAN 1910a und VISSER 1928, 1938). Der Ost-West abfließende, 60 km lange Gletscher bildet zusammen mit dem Biafo-Gletscher einen rund 110 km langen Eisstrom aus. Er erfährt seine Ernährung zum einen über den Snow Lake, mit dem er über den Hispar La (5051 m) verbunden ist. Die Speisung erfolgt den Berichten VISSERS (1938: 181) zufolge nur bei einem hochgelegenen Firnstand des Snow Lakes, der das Überfließen des Hispar La erlaubt. Die Gletscheroberfläche des Snow Lakes verläuft gerade über der Schneegrenze. Der höchste Einzugsbereich des Snow Lakes ist der Baintha Brakk (Ogre) mit einer Höhe von 7285 m. Alle weiteren Gipfelhöhen rangieren zumeist unter 6500 m. Zum anderen münden vier nordseitige Nebengletscher in den Hispar-Gletscher ein und tragen maßgeblich zu seiner Ernährung bei (Abb. 4.2.2.1). In diesen tributären Talschlüssen befinden sich die höchsten Einzugsbereiche des Hispar-Gletschers, unter ihnen der Destighil Sar (7885 m). Die im Süden den Hispar-Gletscher begleitenden Spantik-Sosbun-Mountains bleiben unter der 7000 m-Höhenlinie. Der höchste Gipfel ist der Makrong Chhish (6607 m). Der Hispar-Gletscher zählt mit einer Breite von bis zu 3 km zu den breiteren Gletschern des Karakorum und gewährt Raum für die Ablagerung von einem sehr facettenreichen lateroglazialen Sedimentationsformenschatz. Die bewegungsaktiven Nebentalgletscher bieten die Möglichkeit, die Transformation der eismarginalen Sedimentationsräume näher zu erörtern.



Photo 4.2.1.1: Der Hispar-Pass (5051 m) verbindet den Hispar- und Biafo-Gletscher über den Snow Lake zu einem über 100 km langen Eisstrom. Die letzten Ufermoränenleisten verlaufen in einer Höhe von rund 4800 m (↖) in S-Exposition. Im Vordergrund die Kuppenufermoräne bei Yutmaru II. Aufnahme: L. Iturri-zaga 16.09.1999 /2/16.



L. Iltis

Abb. 4.2.2.1: Geomorphologische Überblicksskizze mit den im Text angesprochenen lateroglazialen Ablagerungen am Hispar-Gletscher (Legende s. Abb. 4.1)

Die Hispar-Nordseite wird vorwiegend aus Biotit-Hornblende-Granodioriten sowie Kali-Feldspat-Biotit-Graniten aufgebaut (WAKE & SEARLE 1993: 114). Ein massiger Leukogranit-Pluton durchzieht die Kunyang Chhish - Pumari Chhish-Kette. Nach Osten hin nördlich des Khani Basa-Gletschers setzen Sedimentfolgen (Schiefer) des Northern Karakoram Terrane ein, was unmittelbar in einer geringeren Höhe der Gebirgsketten von 5500 m zum Ausdruck kommt. Die Ufermoränen des Hispar-Gletschers sowie der Obermoränenschutt setzen sich zu großen Anteilen aus Graniten und Granodioriten zusammen.

Die Eisrandtäler weisen eine karge Vegetation auf und stehen im Kontrast zu den mit Bäumen bestandenen Eisrandtälern des Batura-Gletschers. Am Hispar-Gletscher dominiert die Artemisia-Steppe. Bis in eine Höhenlage von 3700 m sind die Eisrandtäler und zum Teil auch die Ufermoränen sporadisch mit Juniperus besiedelt, der allerdings recht kleinwüchsig und einen sehr schmalen Stammdurchmesser besitzt. Hierbei ist nicht außer Acht zu lassen, dass das Eisrandtal am Hispar erst in 3200 m Höhe einsetzt, also rund 500 m höher als beim Batura-Gletscher. Am Batura-Gletscher setzt die Bewaldung unterhalb der weiten Ufertalung von Guchisham in rund 3600 m auf, in einer Entfernung von 30 km vom Gletscherzungenende. Bitanmal liegt bereits in einer Höhe von 3775 m und ist rund 10 km vom Gletscherende entfernt. Auch am Hispar-Gletscher ist der Baumbestand stark durch die anthropogene Nutzung der Eisrandtäler verändert.

Der heute unvergletscherte Teil des Hispar-Tales ist ausgekleidet mit mächtigen Grund- und Hangmoränen, die bis zu 1000 m über dem Talboden die Talflanken in Form von moränenen Schutthalden sowie moränenen Residualschuttkörpern verkleiden. Die stark zergliederte und segmentierte südseitige Hispar-Talseite ist bis zu mindestens 500 m über dem rezenten Eisrandtal mit Moränenmaterialresten verkleidet. Oberhalb der Einmündung des Garumbar-Gletschers bei Men Chhish sind die Moränen vom Hispar-Gletscher unterschritten worden. Muschelförmige Nachbrüche mit sekundärer Schutthaldenbildung sind die Folge. Auch im lateroglazialen Bereich sind die Talflanken ähnlich wie am Batura-Gletscher mit Hangmoränen verkleidet, wie weiter unten ausgeführt.

Die Verbreitung der Eisrandtäler

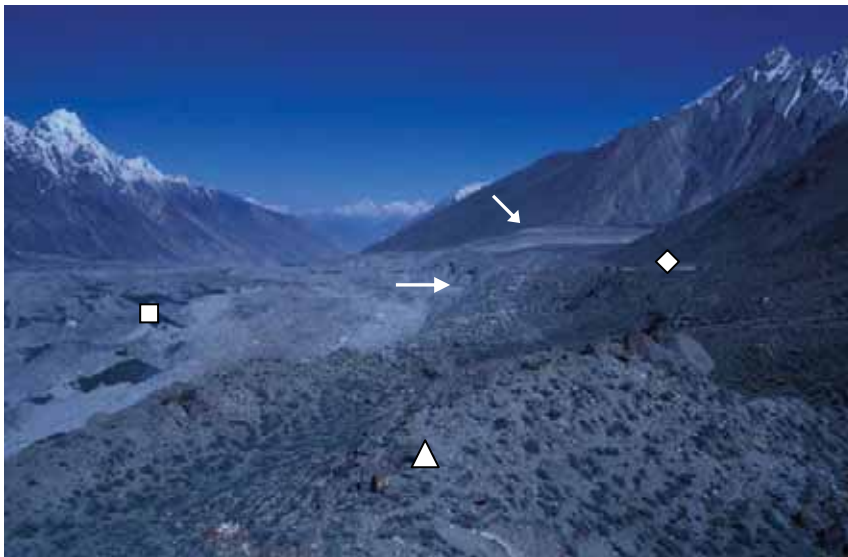
Die Nordseite des Hispar-Gletschers wird durchgehend von Eisrandtälern begleitet. Lediglich die fünf Nebentalgletscher, der Kunyang-, Pumari Chhish-, Skambarish-W-, Yutmaru- und Khani Basa-Gletscher unterbrechen die Ufertalabfolge (Abb. 4.2.1.1). Der Falolinkish-, Bitanmal-, Skambarish-W- und Obere Skambarish-Gletscher besitzen heute keinen Anschluss mehr zum Hispar-Gletscher. Die vertikale Verbreitungsspannweite der Eisrandtäler erstreckt sich von 3200 m bis rund 4300 m. Darüber befinden sich vereinzelt Ufermoränenleisten. In 4850 m Höhe werden am Hispar-Gletscher die höchstliegenden Moränen aper (WORKMAN 1910a). Die Ufertalböden weisen Breiten von bis zu mehreren hundert Metern auf, so z. B. in Falolinkish (Photo 4.2.1.9), Bitanmal (Photo 4.2.1.10) und Skambarish. Das Eisrandtal setzt als schmaler Ufermoränensaum unterhalb des Gletscherbruches, der vom Snow Lake herabführt, ein. In talabwärtige Richtung verbreitern sich die Eisrandtäler lokal. Im unteren Abschnitt zwischen Falolinkish und der Gletscherzunge dominieren Murkegel die Eisrandtäler. Zwischengeschaltet sind in den Eisrandtälern immer wieder Seesedimente. Bei Daltanas (3905 m) verschmälert sich der lateroglaziale Sedimentsaum und besteht nur noch aus einem 100 m – 200 m breiten Eisrandtal, das in seinem oberen Abschnitt steil zur Einmündung des Kunyang-Gletschers ansteigt.

Auf der Südseite des Hispar-Gletschers sind die Eisrandtäler als diskontinuierlicher Sedimentstreifen ausgebildet. Sie setzen streckenweise durch die Unterschneidung des Hispar-Gletschers aus und sind nicht ganz so weiträumig wie auf der Nordseite gestaltet. Ihre obere Verbreitungsgrenze liegt bei rund 3900 m in Nord-Exposition (Photo 4.2.1.2). Durch die hohe Eislawinenzufuhr der Balchhish Range enden die Eisrandtäler höhenwärts tiefer als auf der Nordseite. Es tritt hier also ein ähnliches topographisch-bedingtes Verbreitungsmuster wie am Batura-Gletscher auf.



Photo 4.2.1.2 (links): Am Hispar-Gletscher endet das Eisrandtal in N-Exposition aufgrund der hohen Eislawinenaktivität bereits in einer Höhe von 3900 m. Auf der südexpozierten Seite hingegen setzt es erst in 4300 m aus. Im Vordergrund ist ein Kamekegel (Δ) gegen den Ufermoränenkomplex geschüttet. Der Nebentalfluss durchbricht die Hauptufermoräne (\downarrow). Aufnahme: L. Iturrizaga 14.06.1999.

Photo 4.2.1.3: Blick von der rechten Hispar-Ufermoräne bei Skambarish talabwärts. Die Hispar-Gletscheroberfläche liegt mehrere Dekameter unterhalb des Ufermoränenfirstes (\rightarrow). Die Ufermoräne setzt sich aus mehreren Anlagerungen zusammen. Von rechts mündet der Skambarish-West-Gletscher (\searrow) mit seiner hochaufragenden Ufermoränenfassung in das Hispar-Tal ein. In der Konfluenzlage bilden sich günstige Voraussetzungen zur Ablagerung von lateroglazialen Sedimenten (\diamond). Aufnahme: L. Iturrizaga 15.06.1999.



Der Hispar-Gletscher liegt tief eingesunken in seiner lateralen Moränenfassung (Photo 4.2.1.3). Die steilen Ufermoräneninnenhänge sind stellenweise bis zu 50 m vom Gletschereis freigelegt. Er zeigt unter den großen Gletschern des Karakorum über seine Gesamtlänge betrachtet mit die höchsten Beträge der Tieferlegung der Gletscheroberfläche gegenüber den Ufermoränen-firsten. Entlang der Innenhänge der Hauptufermoräne ist in halber Höhe ein jüngeres Niveau eingeschaltet (Post-Batura-Stadium), das sich in Form einer Ufermoränterrasse abzeichnet, insbesondere bei Yutmaru, Skambarish und Bitanmal. Die Eisrandtalböden liegen mehrere Dekameter über der rezenten Gletscheroberfläche, auf der Südseite bis zu 100 m. Die Konfluenzlagen von Neben- und Haupttalglaciers zeigen sich als Gunsträume der lateroglazialen Sedimentablagerung (Photos 4.1.2.4 & 5).



Photo 4.2.1.4: Blick von der linken Hispar-Ufermoräne zum oberen Einzugsbereich des Kunyang-Gletschers. In der Konfluenzlage von Kunyang-Gletscher (□) und Hispar-Gletscher gewinnen die Eisrandtäler ihre größte Ausdehnung. Seesedimente (○) verfüllen diese Zwickellage. In Ost-Exposition werden die lateroglazialen Sedimente durch den Gletscher bereits unterschritten (←). Zugleich säumen auch hochaktive Murlawinenkegel den Gletscher, deren Massenbewegungen das Eisrandtal sukzessive zerrunsen. Aufnahme: L. Iturrizaga 15.06.1999.



Photo 4.2.1.5: Die Zwickelpositionen in den Konfluenzlagen von Neben- und Hauptgletscher sind typische Lokalitäten für die Ausbildung von Eisrandtälern und sind prinzipiell als Gunsträume der lateroglazialen Sedimentablagerung zu betrachten. An der Konfluenz von Kunyang- und Hispar-Gletscher begünstigt der vorspringende Gebirgssporn auf der Nordseite des Hispar-Tales in Kombination mit Schuttlieferungen aus dem Bitanmal-Nebental die Entstehung einer ausladenden Uferbildung. An diesen Ecklokalitäten sind häufig Seen eingeschaltet (Ufermoränendivergenzseen). Lakustrine Sedimente (○) und auch ein aktueller See (→) sind hier vorzufinden. Auch bei Bitanmal sind mehrere Meter mächtige Seesedimentabfolgen abgelagert und

intramoränale Seen kommen zwischen den Ufermoränenanlagerungen zur Ausbildung. Neben der Hauptufermoräne sind im Eisrandtal die distalen Moränenanlagerungen (✓) ersichtlich, die sich bis an die rechte Hispar-Talflanke anschmiegen (↘). Der Schwemmfächer (△) des Bitanmal-Tales hat die Ufermoränenabfolgen an seinen Talausgang bereits weitgehend eingesedimentiert. Der linke Kunyang Chhish-Ufermoräneninnenhang (◇) ist rund 70 m vom Gletscher freigelegt und bereits leicht zerrunzt. Zum Teil ist er in den unteren Abschnitten noch mit Toteis durchsetzt. Die Aufnahme wurde aus 4570 m Höhe von der rechten Kunyang-Gletscherseite aufgenommen. Aufnahme: L. Iturrizaga 03.06.1999/31.

Unteres Hispar-Gletscherende: Der Hispar-Gletscher ist im unteren Drittel durchgängig verschuttet und im lateroglazialen Bereich ist eine deutliche Gletscherrückzugslandschaft ausgebildet. Die hügelige Obermoränenlandschaft geht unmittelbar in den lateroglazialen Sedimentationsraum über (Photo 4.2.1.6). Die ausdünnende Hispar-Gletscherzunge schmiegt sich an die linke Talseite an. Eine weitläufige kuppige Ufermoränenlandschaft begleitet den Gletscher auf seiner rechten Seite. Unterhalb von Falolingkish (3430 m) wächst der lateroglaziale Sedimentationsstreifen auf mehrere hundert Meter Breite an. Weit ausladende Murkegel sind in das Eisrandtal eingestellt. Sie werden von mehreren rundkuppigen, grobblockigen Moränenzügen durchzogen. In die intermoränalen Abschnitte sind Seesedimente eingelagert. Tamarisken und Sanddorn begleiten die heutigen ephemeren Abflusslinien.

Bei den breiten, ondulierten Ufermoränen handelt es sich um Austauufermoränen und nicht um Schüttungsufermoränen (Photo 4.2.1.6), wie sie weiter gletscheraufwärts am Hispar-Gletscher vorzufinden sind. Die Entstehung dieser weitläufigen Ufermoränenlandschaft ist durch das breite Talgefäß begünstigt, das wenig kanalisierende Effekte auf die eismarginale Sedimentationsbildung ausübt. Innerhalb der angelagerten Ufermoränensequenzen ist die Einzelmoräne oftmals nicht mehr erkenntlich. Erst unmittelbar an der rechten Talflanke ist ein höher gelegenes, 5 m - 10 m breites Eisrandtal ausgebildet, das einen älteren Gletscherstand repräsentiert.



Photo 4.2.1.6: Aufnahme in das mehrere 100 m breite Eisrandtal (---) des Hispar-Gletschers (□) nahe der Gletscherzunge. Der lateroglaziale Sedimentstreifen wird von einem Ufertalbach durchflossen. Im Hintergrund ist die Siedlung Hispar (↘) zu sehen. Aufnahme: L. Iturrizaga 01.06.1999/35.



Photo 4.2.1.7: Blick das rechte breite Eisrandtal im unteren Hispar-Gletscherabschnitt. Der Hispar-Gletscher befindet sich zur Bildrechten (↘). Unterhalb von Daltanas wird die Verzahnung von hochlagernden Moränen (◇) und dem postglazialen bis historischen Eisrandtal deutlich. Der Ufertalbach schneidet sich in das moränale Eisrandtal ein. Aufnahme: L. Iturrizaga 02.06.1999/17.

Die Hispar-Gletscherzunge stirnt rezent in 3170 m Höhe und endet damit in nahezu derselben Höhe wie der mit ihm verbundene Biafo-Gletscher, aber bei fast gleicher Länge 650 m höher als der Batura-Gletscher. Das Gletscherende befindet sich in 45 km Entfernung von der Konfluenz mit dem Hunza-Tal. Für das Jahr 1892 ist eine Eisrandlage von 2050 m (CONWAY 1894) und für das Jahr 1925 in 2400 m Entfernung talaufwärts vom Dorf Hispar in einer Höhe von 3080 m belegt (VISSER 1938: 181). In dieser Distanz endete auch 1999 der Gletscher. Die Differenz in der Höhenangabe kann auf Fehler bei der druckabhängigen Höhenmessung zurückzuführen sein. Zu CONWAYS Zeiten im Jahre 1893 (1894: 133) lag die Hispar-Gletscherzunge 1 Meile talaufwärts von Hispar und war über die ersten 20 Meilen stark verschuttet. Nach HAYDEN (1907) verhielt sich die Hispar-Gletscherzunge im Jahre 1906 stationär. Gegenüber der Gletscherlage von 1999 war der Hispar-Gletscher im Jahre 1906 nur geringfügig weiter vorgestoßen (Abb. 4.2.1.2, HAYDEN 1907: Plate 25).

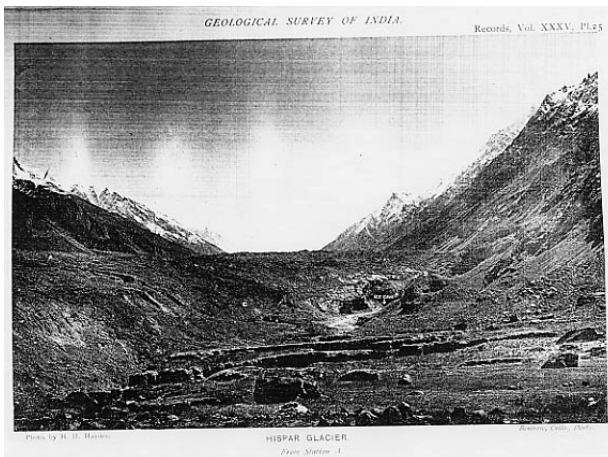


Abb. 4.2.1.2: Aufnahme der Hispar-Gletscherzunge aus dem Jahre 1906 (HAYDEN 1907: PLATE 25)

Photo 4.2.1.8: Die Hispar-Gletscherzunge (□) wird eingerahmt von relikten lateroglazialen Terrassen und Sedimentkegeln (△). Die Zungenendposition hat sich nur wenig gegenüber 1906 zurückgezogen. Aufnahme: L. Iturrizaga 26.06.1999.

Das verschuttete Hispar-Gletscherende wird von ausladenden Sedimentkegeln mit Uferkanten von bis zu 100 m Höhe eingefasst (Photo 4.2.1.8). Die Steilkanten werden zum einen durch die Ein- und Unterschneidung des Hispar-Flusses hervorgerufen. Die Schuttlieferung der Sedimentkegel stammt zum kleineren Teil aus den Nebentälern. Sie sind des Weiteren aus einer Grundmoränenbasis und glaziofluvialen Schüttungen zusammengesetzt. Sie sind als Kamekegel anzusprechen, so dass die Steilflanken auch im Sinne von Gegenschüttungen zu verstehen sind. Bei einem erneuten Gletschervorstoß wird das Schuttmaterial der Sedimentkegel randlich vom Gletscher aufgenommen, teilweise emporgesprengt und mit in den lateroglazialen Sedimentsaum integriert. Die Einzugsbereiche der Nebentäler reichen bis auf 6630 m hinauf und sind mit kurzen Hängegletschern besetzt. Die terrassierten Kegel im Hispar-Gletschervorfeld sind größtenteils aus stratifizierten Schottern zusammengesetzt, z.T. sind chaotische sowie lakustrine Sedimente eingelagert. Die Aufschlüsse sind partienweise mit sehr großem Blockwerk durchsetzt. Die Steilufer der Terrassen lösen sich durchgehend in sekundäre, gradierte und konvex-aufgewölbte Schutthalden auf. Die Einzelkomponenten der Schutthalde sind gerundet.

Oberhalb der Sedimentkegel verläuft an der rechten Hispar-Talflanke gegenüber der Siedlung Hispar ein altes Ufermoränenniveau in rund 3700 m Höhe. Bis 4000 m sind die Talflanken mit Grundmoräne verkleidet, die z.T. in residuale glazigene Schuttkegel herauspräpariert worden sind.

Die vorzeitlichen Seen und die Entwässerung im Eisrandtal: Das nordseitige Hispar-Eisrandtal weist durch die Aufteilung in eine Vielzahl von Ufertalkompartimenten keine kontinuierliche Entwässerung auf. Im unteren Ufertalabschnitt zur Gletscherzunge hin verhindern die großen Murkegel der Nebentäler einen Abfluss im Eisrandtal. Die in die Eisrandtäler eingestellten Murkegel entwässern oftmals unmittelbar über einen Ufermoränendurchbruch zum Hispar-Gletscher (z.B. in Skambarish).

Verlandete Seeböden finden sich u.a. unterhalb von Daltanas, bei Bitanmal und bei Yutmaru II. Auffällig ist die Vielzahl von supraglazialen Seen auf dem Hispar-Gletscher im Einmündungsbereich des Skambarish-West-Gletschers.

Die Nebentäler: Die Nebentäler sind auf der Hispar-Nordseite sehr unterschiedlich gestaltet. Alle Übergangsformen von vergletscherten und unvergletscherten Tälern kommen vor. Die Nebentäler sind talabwärts von Daltanas (3905 m) mit mächtigen Moränenbastionen ausgekleidet (Photo 4.2.1.7). Die aus den Nebentälern geschütteten Sedimentkegel sind auffallend grobblockig und werden von zahlreichen Murwällen durchquert. Das Ausgangsmaterial stellt zum einen Hangmoränenmaterial dar, zum anderen kann es aber auch auf die Resedimentation von vorzeitlichen Podestmoränen zurückgehen wie sie weiter talaufwärts rezent am Skambarish-Gletscher ausgebildet sind.

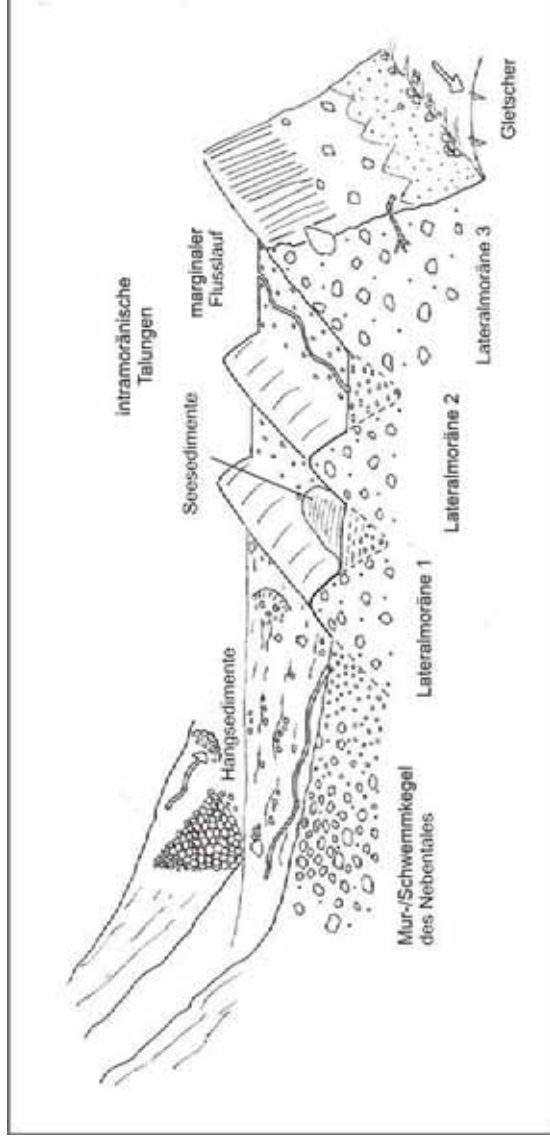
Das Eisrandtal bei Falolingkish: Auf der rechten Hispar-Talseite bei Falolingkish (3430 m) mündet ein Nebental in das weitläufige Eisrandtal ein. Der rechte Falolingkish-Gebirgssporn, der zum Eisrandtal hinleitet, wird durch einen bis zu 150 m hohen Moränenzug verlängert (Photo 4.2.1.9). Moränenverkleidungen auf dem linken Gebirgsausläufer weisen ebenfalls auf die einstige Überfahung durch den Gletscher hin. Z.T. sind die Moränen in Bastionen aufgelöst. Glazial-induzierte Nachbruchschutthalden wechseln mit sekundären, aus Moränenmaterial resedimentierten Schuttdecken ab. Aus dem Nebental erstreckt sich ein weit ausladender Murkegel. Bei dem Ausgangsmaterial des Ablagerungskegels handelt es sich primär um umgelagertes Moränenmaterial: teils ist es Hangmoräne, teils wird es durch Ablationsmoräne gestellt. Der Kegel zeigt heute angesichts der zahlreichen frischen Murbahnen eine hohe Morphodynamik. Die großen Gesteinsblöcke sind weder mit Wüstenlack überzogen noch von Flechten besiedelt. Der reiche Vegetationsbewuchs an Tamarisken und vor allem Wacholder weist aber auch darauf hin, dass der Kegel immer nur partiell von Murereignissen erfasst wird.



Photo 4.2.1.9: In einer Ausbuchtung auf der rechten Hispar-Talseite sind günstige Ablagerungsbedingungen zur lateroglazialen Schuttdeposition bei Falolingkish gegeben. Aus dem Nebental zieht sich eine über 150 m hohe Ufermoräne (\triangle) in das Eisrandtal. Der Hauptufermoränenkomplex ist als breite Ablationsmoränensaum (---) abgelagert. Dieser wird zum Teil durch die Abflüsse des Nebentals umgelagert. Im Mittelgrund markiert ein bereits stark eingesedimentierter Ufermoränenwall (\surd) des Bitanmal-Stadiums die einstige Ausdehnung des Hispar-Gletschers. An dessen Rückseite stauen sich von Zeit zu Zeit lateroglaziale Seen auf. Das Photo zeigt den Hispar-Gletscher (\square) in talaufwärtige Richtung zum Hispar-Pass aufgenommen. Aufnahme: L. Iturrizaga 12.06.1999/2/18.



Photo 4.2.1.10: Das breite Eistrandtal von Bitanmal (3775 m) wird von mehreren Ufermoränenanlagerungen eingenommen. Sie werden durch den Bitanmal-Fächer zerschnitten (↘). Die Aufnahme stammt von dem am höchsten gelegenen und ältesten Ufermoränenwall, der bereits an der Talflanke abgelagert wurde. △ markiert die Hauptufermoräne (Batura-Stadium), an die die älteren Ufermoränen des Bitanmal-Stadiums (↖) folgen. Aufnahme: L. Iturrizaga 06.07.2004/4-7.



L. Iturrizaga

Abb. 4.2.1.3: Exemplarische Sequenz der Ufermoränenanlagerung

Das Eisrandtal bei Bitanmal (3775 m): Bei Bitanmal ist das Eisrandtal bis zu mehrere 100 m breit und stellt einen der weiträumigsten Abschnitte im gesamten Ufertalverlauf am Hispar-Gletscher dar (Photo 4.2.1.9). Der Ufertalboden wird von Murkegelablagerungen des Bitanmal-Tales sowie weiter talabwärts von Seesedimenten eingenommen. Hier tragen auch resedimentierte Hangmoränen und umgelagerte ältere Ufermoränengenerationen zum Ufertaufbau bei. Der Ufermoränensaum fächert sich in mindestens acht angelagerte Ufermoränenwälle mit zusätzlichen Substadien auf (Photo 4.2.1.9). Die höchste Ufermoräne ist gletscherwärts ausgebildet und entspricht der Hauptufermoräne, während die älteren Ufermoränengenerationen in Richtung der angrenzenden Talflanke an Höhe abnehmen (Batura- bis Bitanmal-Stadium). Nur die älteste Ufermoräne, die bereits dem Hang angelagert ist, übersteigt die Höhe der Hauptufermoräne. Sie ist bereits stark überarbeitet und hebt sich nur geringfügig von der Talflanke ab.

Der komplex zusammengesetzte Ufermoränenstrang am Ufertalboden wurde im Mittelpart durch die Abflüsse des Bitanmal-Tales zerschnitten und wird heute durch die Mur- und Schwemmlagerungen des Bitanmal-Tales allmählich eingesedimentiert. In den intermoränen Ufertalungen sind kleine Seen eingeschaltet. Der untere Abschnitt des Eisrandtales, der durch die ostseitige Kunyang-Ufermoräne begrenzt wird, ist gänzlich mit Seesedimenten verfüllt. Das Segment des Eisrandtales bei Bitanmal zeigt, wie komplex die aus diesen Uferbildungen hervorgehenden Sedimente nach der Deglaziation aufgebaut sein können. Der aktive Bitanmal-Murkegel wird die einzelnen Ufermoränengenerationen sukzessive eingesedimentieren (Abb. 4.2.1.3). Derartige Sedimentabfolgen sind heute in den Alpen seltener zu beobachten, da die Gletscher zumeist nicht lang genug sind, als dass die Nebentäler prägend auf den Hauptgletscher und deren Sedimentationsumfeld einwirken.

4.2.1.1 Bitanmal-Gletscher

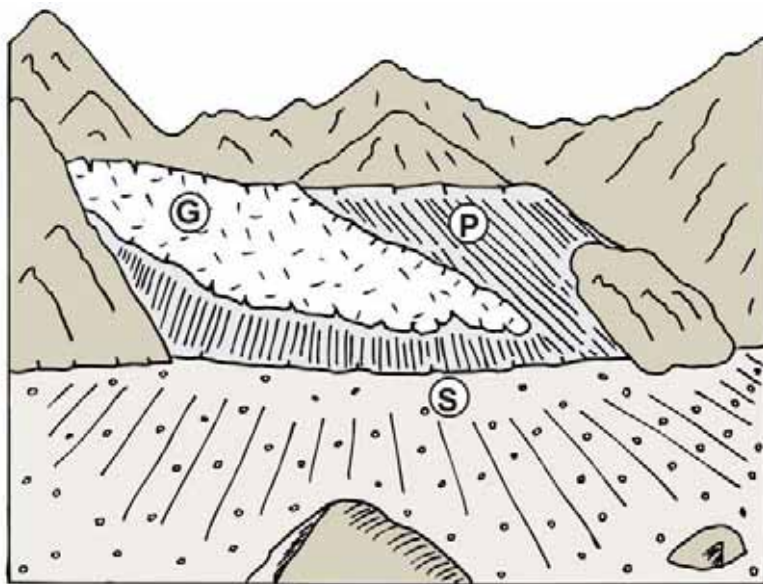
Der höchste Einzugsbereich des nur rund 2 km langen Bitanmal-Gletschers ist der 6400 m hohe Ice Cake, in nordwärtiger Verlängerung der Gratlinie hat er Verbindung mit dem Kunyang Chhish (7852 m); südwärts schließt sich der 5480 m Bull's Head an. Die Bitanmal-Gletscherzunge stirnt in 4450 m. Daraus errechnet sich nach der Gipfelmethode von LOUIS (1955) eine Schneegrenzhöhe von 5425 m (10850 m : 2) in Südexposition. Das Talbodenniveau des eng geschnittenen Tales beginnt erst tief unter der Schneegrenze bei etwa 4500 m und verliert dann zum Hispar-Gletscher hin sehr rasch an Höhe. Für eine größere Vergletscherung mangelt es hier an einer entsprechend hochgelegenen Nährgebietsfläche. Der Bitanmal-Gletscher besaß im Jahre 1925 gemäß der Kartierung von VISSER (1928) etwa seine heutige Position. Bemerkenswert ist, dass die Talflanken dieses Nebentales frei von Ufermoränenanlagerungen sind – ganz im Gegensatz zum Falolings-Tal. Am Bitanmal-Gletscher sind deutliche Überschüttungsprozesse der rechten Ufermoräne eines ehemaligen Gletscherhochstandes zu erkennen. In der Tiefenlinie des hier beginnenden und sehr schmalen Eisrandtales sind viele große Blöcke akkumuliert. Der Bitanmal-Gletscher endet mit einer steilen Schuttschürze. Sie ist an einem Schmelzwassergang breit und tief eingeschnitten. Im Gletschervorfeld zeichnen schwach ausgeprägte Moränenwälle eine etwa 50 m -100 m tiefer gelegene historische Eisrandlage nach. Weiter talabwärts folgt in dem steilen Stichtal ein frisch mit Murgängen durchsetzter Ablagerungskegel. Der Bitanmal-Gletscher weist nicht so hohe Lateralmoränen auf wie die Nachbargletscher, sondern wird von rundkuppigen, alpinen Lateralmoränen eingefasst. Der Gletscher wird seitlich von V-förmigen Eisrandtälern begleitet.

4.2.1.2 Skambarish-Gletscher

Das bei Skambarish (4060 m) in das Eisrandtal einmündende kurze Nebental wird zum großen Teil von einer zweigeteilten Podestmoräne eingenommen, auf der ebenfalls ein zweilappiger Gletscherkörper von kurzer Längserstreckung von rund 1 km ruht (Photo 4.2.1.11). Lateralmoränen sind kaum ausgebildet. Das Moränenpodest zeigt sich im ostseitigen Teilbereich als scharf abgegrenzter Moränenfirst. Im westwärtigen Teil hingegen ist das Podest wesentlich runder geformt und in drei mehr oder weniger wallförmige Schuttkörper, die in Längsrichtung verlaufen, gegliedert. Dies mag auf den ersten Blick auch nicht weiter verwundern, da heute die Gletscherzunge des Skambarish-Gletschers wie eine Katzenpfote auf dem westwärtigen Podestbereich prankt und ihre Schmelzwässer das Fundament sukzessive umlagern.



Photo 4.2.1.11: Der Skambarish-Gletscher mündet mit seiner Podestmoräne in das rechte Hispar-Eisrandtal ein. Er reichte im Jahre 1908 noch bis fast zum Fuß der Moräne hinab. Ein Schuttwall (↙) markiert auf dem Moränenpodest die einstige Eisrandlage. An die Moräne schließt sich ein weitläufiger Sedimentkegel (○) an, der das Eisrandtal gänzlich einnimmt. Aufnahme: L. Iturrizaga 10.06.1999/26.



G Gletscher P Podestmoräne S Schwemmfächer

L. Iturrizaga

Abb. 4.2.1.4: Skambarish-Gletscher, skizziert nach einem Photo von CALCIATI aufgenommen im Jahre 1908 (CALCIATI 1930). CALCIATI begleitete 1908 die WORKMAN-Expedition zum Hispar-Gletscher.

Die ostseitige Gletscherkomponente, die ehemals ebenfalls am Aufbau des Podestes beteiligt war, ist heute als kleiner Gletscherfleck erhalten. Die Einzugsbereiche ragen nur wenig über 5000 m hinauf, während die Skambarish-Hauptgletscherzunge von einer über 6000 m hohen Kammumrahmung eingefasst wird. Der Vergleich mit einer Photographie von CALCIATI (1930: 96/97, s. Abb. 4.2.1.4) vom Skambarish-Gletscher zeigt nun allerdings, dass die westliche Komponente des

zusammengesetzten Gletschers das Moränenpodest im Jahre 1908 fast bis zu dessen Fußbereich überfahren hat. Die Wallstrukturen auf dem Podestkörper werden unmittelbar als vom Gletschereis abgelagerte Wälle erkenntlich und die abgerundete Podestmoränenform ist ein Ergebnis der jüngsten Gletscherüberfahrung. Nach Auskunft Einheimischer soll die westliche Gletscherkomponente heute wieder stark im Vorstoß begriffen sein.

Die Podestmoräne wird heute durch die Gletscherschmelzwasser, die zum Teil vermischt mit dem Moränenschutt als Gletschermuren abgehen, in glaziofluviale Murkegel resedimentiert. Die Ufermoräne des Hispar-Gletschers stellt die distale Begrenzung dieses moränischen Murkegels dar. Die Entwässerung des Skambarish-Gletschers erfolgt durch einen Ufermoränendurchbruch unmittelbar zum Gletscher. Am Top der ostseitigen Podestmoräne ist eine lineare Anordnung von Blockwerk ersichtlich, die ebenfalls auf einen Gletscherhochstand zuzuführen sein könnte (Photo 4.2.1.11). Dieser Teileinzugsbereich besteht aus einer engräumigen karförmigen Talursprungmulde, die heute kaum noch vergletschert ist.

Im ostseitigen Bereich lugt aus dem Hauptmoränenpodest auf halber Höhe ein älterer Moränengrat hervor. Dieser ist zeitlich mit den benachbarten Erdpyramidenvorkommen zu korrelieren. Randlich schließen sich auf der westlichen Gebirgsumrahmung an der Konfluenz zum Hispar-Tal typische glaziale Nachbruchschutthalden im metamorphen Gestein an. Die östliche Gebirgsumrahmung belegt durch die ihr anhaftenden Moränenleisten, dass das Nebentalgefäß bis zu mehrere hundert Meter hoch vergletschert war. Das Podest wurde zu einer Zeit aufgebaut als beide Gletscher miteinander konfluieren.

4.2.1.3 Skambarish-West-Gletscher

Eine interessante Konstellation geomorphologischer Formen ist im lateroglazialen Umfeld des Skambarish-West-Gletschers gegeben. Ausladende, frisch überschüttete Ufermoränen, Blockgletscher und Erdpyramiden sind hier auf engstem Raum miteinander verzahnt. Der rund 3-4 km lange, in Südexposition gelegene tributäre Skambarish-West-Gletscher ist ein Lawinenkesselgletscher. Die stark verschuttete Gletscheroberfläche quillt im oberen Teil über die hohe Ufermoränenfassung. Talabwärts verliert der Gletscher rasch an Volumen und Höhe. Die Ufermoränenwälle erreichen eine beachtliche Höhe von rund 100 m, die in Anbetracht des sehr schmalen Gletschers prägnant hervortreten. Zum oberen Einzugsbereich hin nimmt die Ufermoränenhöhe rasch ab. Die Ufermoräne besteht in großen Teilen aus grobem Blockwerk.

Bemerkenswert ist, dass die Ufermoränen des Skambarish-West-Gletschers soweit in das Hispar-Haupttal hineinreichen (Photo 4.2.1.12). Der Blick auf die Ufertallandschaft bei Skambarish (4060 m) von weiter talaufwärts zeigt eindrucklich, wie der Skambarish-Gletscher und der Skambarish-West-Gletscher von mächtigen Ufermoränen eingefasst werden. Die Gletscherzungen enden hoch über dem Talboden und die Ufermoränen fallen steil zum Haupttal hinab. Während des früheren Hochstandes des Hispar-Gletschers waren die Nebengletscher über ein mäßigeres Gefälle mit dem Haupttal verbunden. Die Eisrandtäler waren zu dieser Zeit bedeutend schmaler, wenn nicht der Hispar-Gletscher sogar der Talflanke unmittelbar anlag.

Der linke Ufermoränenkomplex des Skambarish-West-Gletschers setzt sich aus mindestens zwei Hauptgenerationen zusammen: Aus der jüngeren, höher gelegenen Ufermoräne hebt sich aus ihrem Außenhang deutlich eine ältere Moränengeneration ab, die bis zur doppelten Höhe von dem jungen Moränenmaterial überschüttet wurde. Der Ufermoränenaußenhang zeigt frische supraglaziale Überschüttungen (Photo 4.2.1.14). Es existiert eine scharfe Zäsur zwischen dem unbewachsenem Ufermoränenaußenhang und der gegenüberliegenden begrüneten Hangregion. Einige Blöcke sind vom Ufermoränenfirst als supraglaziale Schüttung den Gegenhang hinauf gekollert. Der Ufermoränenaußenhang weist eine deutliche Gradierung von gröberen Gesteinskomponenten an der Basis zu feineren Gesteinskomponenten in der Firstregion auf. Eine untergeordnete Grobblockzone ist im oberen Bereich vorzufinden, wovon einige Blöcke bereits mit der orange-farbigen Flechte *Xanthoria elegans* besiedelt sind. Es handelt sich überwiegend um trockene supraglaziale Schüttungen. Der Schmelzwasseranfall ist durch die große Schuttbedeckung und die bereits geringeren Temperaturen in dieser Höhenlage gering.



Photo 4.2.1.12: Blick aus 4300m oberhalb von Skambarish auf den Skambarish-W-Gletscher mit seiner bis zu 200 m hohen Lateralmoränenfassung (v), die in das Hispar-Eisrandtal einmündet. Die Gletscherzunge (w) hat heute den Kontakt zum Hispar-Gletscher verloren. Die Gletscheroberfläche ragt etwas über die Ufermoränenfassung hinaus. Die Hänge im Vordergrund sind mit Moränen verkleidet, von denen insbesondere die gruppierten Erdpyramiden (←) im Konfluenzbereich zeugen. Im Vordergrund sind die distalen Ufermoränenanlagen im Eisrandtal sichtbar. Der verschuttete Hispar-Gletscher (□) zeigt beträchtliche Einsinkbeträge in Relation zum Ufermoränenfirst. Die Innenhänge sind bereits stark zerrunzt. Die Gletscheroberfläche ist mit supraglazialen Seen versehen. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.06.1999/15.



Photo 4.2.1.13: Die Aufnahme zeigt die Erdpyramidenserie (←) im Konfluenzbereich Skambarish-W- und Hispar-Tal, die sich im rechten Hispar-Eisrandtal befindet. Im Hintergrund verläuft die linke Skambarish-W-Ufermoräne. Im Vordergrund ist ein älterer Moränenwall (△) des Hispar-Gletschers abgelagert, der dem Bitanmal-Stadium zuzuordnen ist. Aufnahme: L. Iturrizaga 10.06.1999/8.



Photo 4.2.1.14: Ostseitiges Eisrandtal des Skambarish-W-Gletschers und der Verzahnungsbe- reich von der linken Ufermoräne (△) mit den periglazialen Hang- schuttkörpern in einer Höhe von 4000 m. Hier haben sich Kameblockgletscher (◇) ausge- bildet, deren Genese u.a. auf das einstige Gletscherwiderlager zu- rückgeht. Der auf einem mächtigen Moränenpodest abfließende Gletscher überschüttete 1999 die

hohe Ufermoränenfassung partienweise (v). Aufnahme: L. Iturrizaga 10.06.1999/35.

Die Lateralmoränen schieben sich weit in das Hispar-Tal hinein und in dessen talaufwärtigem Fließschatten befindet sich das Hispar-Eisrandtal. Die rechte Talflanke des Skambarish-West-Gletschers, die zum Hispar-Tal hinleitet, wurde vorzeitig vom Eis überfahren. Auf der Fortsetzung

der Talflanke im Hispar-Tal ist hier ein reliktes Eisrandtal, etwa 400 m über dem heutigen Ufertalboden, angelagert. Der Ausraum zwischen der linken Ufermoräne des Skambarish-West-Gletschers und der angrenzenden Talflanke weist ein komplexes Formeninventar eisgebundener Schuttkörper auf. Die Ufermoräne wird an ihrem oberen Ansatz aktuell von supraglazialen Schüttungsprozessen der hoch aufragenden Skambarish-West-Gletscheroberfläche erfasst. Die supraglazialen Schüttungen verzahnen sich in der Tiefenlinie mit den gegenüberliegenden Hangschuttkörpern, unter denen sich zwei Blockgletscher befinden. Es handelt sich um moränische Blockgletscher. An sie schließen sich talabwärts Schuttkegel mit vielgliedrigen Zulieferrunsen an. An der Umlenkung in das Hispar-Tal sind auf einem mäßig geneigten Hang (20°-25°) Erdpyramidenserien überliefert (Photo 4.2.1.13). Die Höhe der Erdpyramiden misst über 3 m. An der Basis der Erdpyramiden befindet sich ein Schuttwall mit sehr großem Blockwerk. Dieses Blockwerk ist auch noch in höheren Hanglagen über den Erdpyramiden vorhanden.

4.2.1.4 Podestmoränen am Yutmaru- und Hispar-Gletscher

An dem tributären Yutmaru-Gletscher sind – soweit einsehbar - kaum noch Eisrandtäler ausgebildet. Sie enden auf der nordseitigen Hispar-Talseite in einer Höhe von 4250 m. Die westseitige Yutmaru-Talseite wird von zusammengesetzten Schutthalden gesäumt, die unmittelbar auf den Gletscher eingestellt sind. Im distalen Abschnitt sind streckenweise Relikts Spuren ehemaliger Gletscherhochstände in Form von Moränenleisten zu verfolgen. Die flachwellige Yutmaru-Gletscheroberfläche ist stark verschuttet. Auf der ostseitigen Yutmaru-Gletscherseite sind für die Höhenstufe typische Übergangsformen von Gletscherkörpern zu Eiskernschuttkörpern ausgebildet: Podestgletscher, Blockgletscher und eisunterlegte Schutthalden.



Photo 4.2.1.15: Blick aus 4320 m den Yutmaru-Gletscher talaufwärts. Unterhalb der in S-Exposition gelegenen Podestmoräne (◇) säumen lateroglaziale Sedimentkomplexe den Gletscher, während in den übrigen Gletscherrandbereichen die Eisrandtäler nur lokal ausgebildet sind. Aufnahme: L. Iturrizaga 17.06.1999/3.

Bei der Begehung des Eisrandtales an der Konfluenz Hispar-/Yutmaru konnten fünf verschiedene Moränenwallanlagerungen identifiziert werden, die jünger als das Batura-Stadium sind. Im oberen Gletscherabschnitt sind die Schuttkegel noch auf das höhere Ufermoränenniveau eingestellt. Die geringe Überschüttung der Moräne impliziert, dass sie noch nicht sehr alt sein kann und es sich durchaus um historische Gletscherpegel handeln kann. In dem jüngeren Ufermoränenniveau sind Runsen und auch Erdpyramidenserien ausgebildet, die insbesondere an der Oberkante der Ufermoräne auftreten. Wie seicht der Moränenmantel streckenweise ist, wird an der Freilegung des Anstehenden deutlich.

Unterhalb von Yutmaru säumt eine über 100 m aufragende, breit aufgefächerte Podestmoräne den Nebentalausgang und überschüttet das ältere, höhere Ufermoränenniveau (Photo 4.2.1.16). Die in S-Exposition gelegenen Einzugsbereiche sind für eine rezente Gletscherbildung zu niedrig. Sie reichen nur wenige 100 m über die bei rund 5200 m verlaufende Schneegrenze. Die Neigung der Schuttrampe

beträgt im unteren Bereich 33° . Vermutlich ist die Podestmoräne über eine Karschwelle geschüttet. Bei Yutmaru (4260 m) verschmälert sich das Eisrandtal, so dass die Hangschuttkegel in unmittelbarem Kontakt mit der Ufermoräne stehen. Lawinen- und Steinschlagabgänge überfahren bereits die Ufermoräne. Der Ufermoränenkomplex gliedert sich in drei nebeneinander liegende Ufermoränengenerationen.



Photo 4.2.1.16: Podestmoräne (◇) auf der rechten Hispar-Talseite, die vermutlich zur Zeit des Girgindil-Stadiums ihren Anfang als eine Schüttung gegen den höher gelegenen Hispar-Gletscher nahm. Mindestens zwei Eisrandtalniveaus (1,2) sind an der Basis der Podestmoräne zu erkennen. Die Eisrandtäler werden heute von den aktuellen Schuttlieferungen (↓) des kleinen S-exponierten Podestgletschers überschüttet. Aufnahme: L. Iturrizaga 19.06.1999/33.

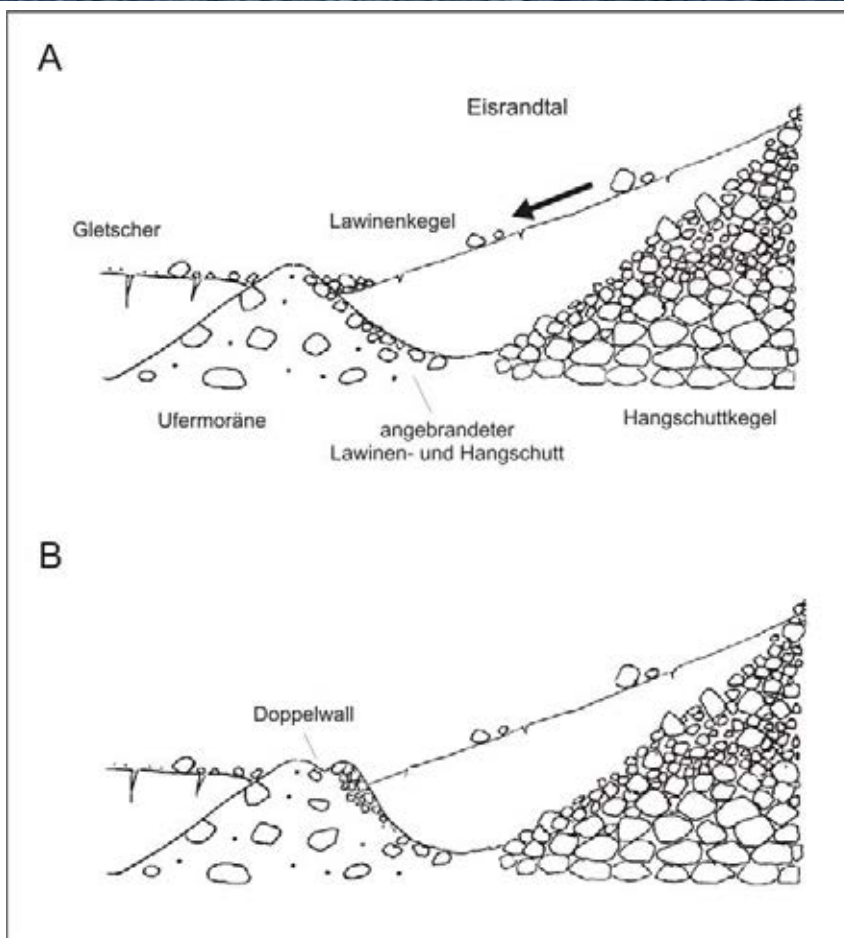


Abb. 4.2.1.5: Ausbildung von Pseudo-Doppelfirsten an den Ufermoränen durch Anlagerung von Protalus ramparts am Ufermoränenaußenhang

L. Iturrizaga

In den schmalen Partien der Eisrandtäler kommt es häufig zu einer engen Verzahnung von Hangschutt und Ufermoräne. Insbesondere in der nivalen Stufe können Schneeflecken auf die Ufermoräne eingestellt sein und der über den Schneefleck abrodelnde Schutt einen Protalus rampart am Ufermoränenaußenhang ablagern (Abb. 4.2.1.5). Neuere Studien zu den Verzahnungsformen von Moränen und Protalus ramparts liegen von HARRIS et al. (2004) aus Island vor. Eine ausführliche Thematisierung von Protalus ramparts nimmt SHAKESBY (1997) vor. Er differenziert von dem Protalus rampart die „protalus moraine“ die sich zumeist in einer Entfernung von über 30 – 70 m vom Haldenhang entfernt ist, so dass sich in dem Ausräum Gletschereis bilden kann. BARSCH (1993: 257) deutet Schneehaldenmoränen (protalus ramparts, Firnhaldenmoränen) nicht als ausschließliche Akkumulationsformen unterhalb perennierender Schneefelder, sondern interpretiert sie als Embryonalstadium von Blockgletschern. Sie sollen demnach durch die kriechende Verformung von eisreichem Gebirgspermafrost entstanden sein. Als Argument gegen die traditionelle Hypothese der Schneehaldenmoränenentstehung wird angeführt, dass insbesondere größere Blöcke bei ihrem Fall aus der Wand nicht über das Schneefeld hinabstürzen, sondern im Schneefeld stecken bleiben. Das Schneefeld fungiert also bereits als Auffangfläche und nicht als Transportbahn. Des Weiteren stellt BARSCH (1993: 260) eine Ähnlichkeit der Moränenaußenwälle mit denen der Stirnseite von Blockgletschern fest. Die sog. Schneehaldenmoränen sind also nicht das Ergebnis rein gravitativer Sturzbewegungen, sondern sind auf Permafrostkriechen zurückzuführen. Merkmale des embryonalen Blockgletschers sind eine Übersteilung des Außenwalles und eine zweischichtige Stirnhanggliederung mit Feinmaterial an der Basis und darüberliegendem Blockwerk. Sie treten vergesellschaftet auf. Er führt auch an, daß Gletscherflecken auf den Schutthalde gelegen haben können und es sich hier um glazigene Bildungen handelt. Die Untergrenze von aktivem Permafrost liegt bei -1° bis -2°C Lufttemperatur.



Photo 4.2.1.18: In das rechte Eisrandtal unterhalb von Yutmaru II (4260 m) sind kürzlich Gesteinsblöcke in die Ufermoränenentalung eingeschlagen, die durch eine sandige Taleinfüllung abrupt abgebremst wurden. Doch auch die Ufermoränen werden in dieser Höhenlage durch Lawinenabgänge von den angrenzenden Talflanken überprägt (↷). Auf der gegenüberliegenden nord-exponierten Hispar-Talseite ist die Vergletscherung der Talflanken zu ausladend, als dass sich Eisrandtäler ausbilden können. Siehe Person (←) als Größenvergleich. Aufnahme: L. Iturrizaga 15.06.1999/2/16.

Photo 4.2.1.19: Rund 1,50 m langer Einschlagtrichter in den sandigen Ablagerungen des Ufertales. Im Hintergrund die rechte Hispar-Ufermoräne, auf der auch noch Gesteinsfragmente des auseinandergeborstenen Gesteinsblockes gefunden werden konnten. Aufnahme: L. Iturrizaga 19.06.1999/5.



Photo 4.2.1.20: Bis zu über 6 Monate im Jahr kann das Eisrandtal mit Schnee- und Lawinenkegeln erfüllt sein. Im Winter und Frühjahr kann Schutt über die massigen Schneeflecken abrodeln und sich an den Ufermoränenaußenhängen anlagern (Abb. 4.5.2.1). Im Juni restieren hier im rechten Hispar-Eisrandtal in über 4000 m Höhe nur noch vereinzelt kleine Schneeflecken. Aber auch zu dieser Jahreszeit können Lawinenabgänge von den hochreichenden angrenzenden Talflanken Schutt hangabwärts transportieren und an der Ufermoräne verstreut anlagert werden. Siehe Yaks (☞) als Größenvergleich. Aufnahme: L. Iturrizaga 12.06.1999.

In dem Abschnitt zwischen Yutmaru und Skambarish ist etwa 20 m unterhalb des Firstes der Hauptufermoräne eine jüngere Ufermoränenterrasse eingeschaltet. Sie ist nur an einigen Einbuchtungen mit einer maximalen Länge von ca. 200 m und einer Breite von etwa 30 m erhalten. Streckenweise ist an ihrer äußeren Begrenzung ein Ufermoränenwall vorhanden. Auf der Terrassenfläche sind heute zumeist Seen ausgebildet. An den verbleibenden Ufermoräneninnenhängen wird die Oberkante dieses Niveaus stellenweise durch Erdrippen und –pyramiden markiert.

Unmittelbar unterhalb von Yutmaru I (4170 m) schmiegt sich eine mehrstufige Ufermoränenterrassensequenz staffelbruchförmig an die nordseitige Hispar-Talseite. Drei Gletscherstillstandsphasen lassen sich an den Ufermoränen ablesen. Die weite Ausdehnung der untersten Ufermoränenterrasse, die mit derjenigen bei Skambarish zu korrelieren ist, erlaubt die Ausbildung von kleinen Seen. Lawinenschuttkegel sind auf das älteste Ufermoränenniveau eingestellt. Die angeschlossene Talflanke ist außerordentlich lawinenaktiv. Die Lawinenabgänge erreichen das unterste Ufermoränenniveau. So werden die ehemals prägnanten Ufermoränenfirstbereiche allmählich in das Hangausgleichsgefälle integriert. Bei Yutmaru II ist ein schmales Ablationstal ausgebildet. Der Hispar-Gletscherkörper liegt der Ufermoräne nicht an. So können Überschüttungen der Ufermoräne hier nicht stattfinden.

4.2.1.5 Kunyang-Gletscher

Der 16 km lange Kunyang-Gletscher wird in seinem oberen Einzugsbereich von drei Fast-Achttausendern (Trivor 7720 m, Destighil Sar 7885 m, Kunyang Chhish 7885 m) sowie von dem 7200 m hohen Bularung Sar und den Yazghil Domes (7300 m) eingerahmt (Photo 4.2.1.21). Eislawinen tragen maßgeblich zu seiner Ernährung bei. Der flacher geneigte Teil der Gletscheroberfläche dieses Lawinenkesselgletschers setzt bei circa 4700 m ein und ist nach kurzer Lauflänge bereits stark verschuttet. Der Kunyang-Gletscher konfluiert in 3700 m Höhe mit dem Hispar-Gletscher. Eisrandtäler sind an diesem meridional verlaufenden Gletscher in beiden Expositionen ausgebildet.

Auf der westseitigen Kunyang-Gletscherseite ist zwischen 3700 m – 4300 m ein diskontinuierlicher Ufermoränensaum vorhanden. Lediglich im Mittelteil setzt das Eisrandtal streckenweise durch die Unterschneidung des Gletschers aus (Photo 4.2.1.4 & 21). Zum Teil ist die Ufermoräne durch Hangschuttkörper bereits übermantelt und zerschnitten. Im unteren Gletscherabschnitt ist die Ufermoränenterrasse nur ansatzweise von einem Ufermoränenwall begrenzt. Hier sind einige kleinere, 30 m – 40 m hohe Schuttkegel und –haufen aufgeschüttet, die auf glazigen-induzierte Nachbruchereignisse zurückzuführen sind. Beim unteren Schuttkegel ist die Abbruchnische deutlich sichtbar. Auch beim weiter talaufwärts gelegenen Schutthaufen ist die Abrutschspur des

Gesteinsmaterial durch einen hellen gradlinig verlaufenden Streifen nachgezeichnet und weist auf die Jugendlichkeit des Ereignisses hin. Die Ufermoränenoberkante zeichnet die ehemals wellige Gletscheroberfläche nach. Ein größerer Nachbruch schließt sich weiter talaufwärts an. Sobald die Einzugsbereiche in die nivale, und damit schmelzwasserliefernde Höhenstufe hineinreichen, zeigen die Schuttkörper fluviale Zerschneidungen. In diesem Zusammenhang ist die Tatsache bemerkenswert, dass die Ufermoräneninnenhänge bereits stark durch Lawinen-, Mur- und Schmelzwasserabgänge zerschnitten sind. Eine Überlieferung einer intakten Kamesform nach dem Gletscherrückgang ist rar.



Photo 4.2.1.21: Die über 7000 m hohe Kammumrahmung des Kunyang-Gletschers fällt steil zum Kunyang-Gletscher ab und erlaubt die Ausbildung der Eisrandtäler erst weit unterhalb der Schneegrenze in rund 4200 m Höhe. Mur- und Lawinenkegel haben die Ufermoräne durchgeschlagen (Δ). Durch das fehlende Gletscherwiderlager sind die Ufermoränen dem

Hangabtrag ausgesetzt. Die Höhe der Ufermoränenaußenhänge nimmt taleinwärts ab. Beim Aufbau der Ufermoräne sind nicht nur Schuttlieferungen vom Gletscher beteiligt, sondern zum Teil wird auch Hangschuttmaterial vom Gletscher im Zuge der beachtlichen vertikalen Gletscherschwankungen dieser Lawinenkesseltäler emporgedrückt und wallförmig aufgeschüttet. Aufnahme: L. Iturrizaga 04.06.1999/29.

Der bis zu über 50° geneigte rechte Ufermoräneninnenhang, der talabwärts merklich an Höhe gewinnt, wird nur in seiner unteren Partie von einem seichten Schutthaldensaum eingehüllt. Im mittleren bis unteren Kunyang-Gletscherabschnitt (3900 m – 4000 m) sind die Ufermoräneninnenhänge bis zu 60 m vom Gletscher freigelegt. Eine typische dreiteilige Sequenz lässt sich im Aufschluss beobachten: Im oberen Drittel ist eine gleichmäßige Zerrunsung des Moränenmaterials ausgebildet. Darunter folgt ein relativ ebenmäßiger, leicht konvex gewölbter einheitlicher Moränenhang. An der Basis, d.h. im Übergang von dem Moränenhang zum Gletscher, ist ein Saum resedimentierter Schutthalden vorzufinden. Oftmals schließt sich ein wenige Meter mächtiger subsequenter und von Eis unterlegter Seitenmoränenwall an. Talaufwärts werden die Ufermoränen mehr und mehr durch Hangschuttkegel überschüttet.

Zum Talschluss verbreitert sich das Eisrandtal noch einmal bei Bularung (4100 m), ähnlich wie am Pumari Chhish-Gletscher (Photo 4.2.1.22). Ein Bachlauf mäandriert am Fuße des Ufermoränenaußenhangs. Der Ufertalboden wird durch gletscherparallel verlaufende Sedimentablagerungen gebildet. In dem etwa 500 m breiten Ufertalboden sind mehrere, bereits stark abgerundete Moränenwälle eingebettet, die durch die Ufertalfüllungen allmählich einsedimentiert werden, wobei ein Moränenwall besonders durch seine Breite von mehreren Dekametern besonders prägnant hervortritt. Es handelt sich um Relikte einer älteren, breiter ausgedehnten Vergletscherungsphase. Am talaufwärtigen Ende wird der Ufermoränenschweif durch einen über einem Murschuttkegel abgegangenen Murgang gänzlich zerstört. Im oberen Kunyang-Gletscherabschnitt ist in 4100 m Höhe zwischen Gletscherkörper und rechtem Ufermoräneninnenhang eine kleine Ablationsschlucht ausgebildet. Dieser Ausraum ist von einem kleinen See erfüllt.



Photo 4.2.1.22: Am Kunyang-Gletscher sind beidseits Eisrandtäler in W- und O-Exposition ausgebildet. Die Aufnahme zeigt im Vordergrund den Eisrandtalabschnitt bei Bularung (4100 m), in dem im Ufertalboden ein älterer Ufermoränenwall (↙) des Bitanmal-Stadiums parallel zur Hauptufermoräne (↘) abgelagert ist. Er korrespondiert mit den Moränenwällen in Bitanmal. Die Gletscheroberfläche verläuft mehrere Dekameter unter-

halb der Ufermoränenfirste. Schutt- und Murlawinenkegel sowie eine Podestmoräne (←) sind in das Eisrandtal eingestellt. Im Hintergrund ragt der 6607 m hohe Makrong Chhish auf. Aufnahme: L. Iturrizaga 05.06.1999-21.

Von der Westseite des 7852 m hohen Kunyang Chhish ergießt sich ein Hängegletscher, der Kunyang-W-Gletscher, bis in eine Höhe von etwa 4400 m (Photo 4.2.1.23). Die Steilwand ist übersät mit abbruchbereiten Eisbalkonen. Die Gletscherzunge endet in einer Übergangsform von Podestmoräne zu Übergangsmurkegel. Die Form wird heute zentral zerschnitten. Die Ufermoräneninnenleiste setzt sich deutlich vom frontalen Eisrandkegel ab - ein Hinweis darauf, dass die Erniedrigung der Gletscheroberfläche noch nicht vor allzu langer Zeit stattgefunden haben kann. Das Moränenpodest ist der rezenten bis historischen Eisrandlage zugehörig, während die vorzeitliche, tiefer hinabreichende Eisrandlage einen flacheren glaziofluvialen Kegel aufgeschüttet hat. Nach der Kartierung von VISSER (1928) hatte der Kunyang-W-Gletscher mit dem Kunyang-Gletscher im Jahre 1925 noch Kontakt.



Photo 4.2.1.23: Verzahnung von Podestmoräne (Δ) des Kunyang-W-Gletschers mit dem Kunyang-Eisrandtal. Die Podestmoräne staut den Abfluss des Eisrandtales (↘↙). Deutlich ist die Zäsur zwischen den lateroglazialen basalen Sedimenten des Kunyang-Gletschers und den hangenden Sedimentlagen des Kunyang-W-Gletschers (↗) zu erkennen. Aufnahme: L. Iturrizaga 03.06.1999/21.

Die heute, im Gletschervorfeld ausgebildete Podestmoräne wäre demnach nicht älter als 75 Jahre. Die geomorphologischen Indizien der Verzahnung von Hangschuttkegel und Ufermoräne deuten darauf hin, dass der Kunyang-Gletscher erst in den letzten Jahrzehnten herunter geschmolzen ist. Unser einheimischer Führer Ayub Khan berichtete, dass bei seiner letzten Begehung im Jahre 1957 die Gletscheroberfläche wesentlich höher gelegen habe. Parallele Gletscheraufhöhungen zum Pumari Chhish-Gletschersurge bestehen allerdings nicht.

4.2.1.6 Garumbar-Gletscher

Der 7 km lange Garumbar-Gletscher hatte im Jahre 1999 keinen Anschluss zum Hispar-Gletscher, obwohl mit dem Nord-exponierten Einzugsbereich und dem 7027 m hohen Spantik günstige Vergletscherungsvoraussetzungen gegeben sind (Photo 4.2.1.24). Die Spantik-NE-Flanke fällt über eine Horizontaldistanz von 2 km fast 2,5 km zum Garumbar-Gletscher ab, d.h. mit einer durchschnittlichen Hangneigung von über 45°. Der Garumbar-Gletscher lag 1892 noch 2100 m von der Konfluenz mit dem Hispar-Gletscher entfernt (VISSER 1938: 182). Auch die WORKMANS (1910a) kartierten das Gletscherende in 2 km Distanz von dem Talausgang. MASON (1931) vermerkt einen Gletschersurge mit einer Reichweite von 2,5 km Ende des 19. Jahrhunderts. Im Jahre 1925 hatte der Garumbar-Gletscher allerdings wieder Kontakt mit dem Hispar-Gletscher. In der Kartierung von SCHOMBERG (1936b) sind beide Gletscher ebenfalls miteinander verbunden. 1999 stirnte der Gletscher wieder in weit zurückgezogener Lage.



Photo 4.2.1.24: Blick von Ghurbun (3325 m) aus südwärts über den hier 1,5 km breiten Hispar-Gletscher (□) hinweg in das Garumbar-Tal mit der NE-Flanke des Spantik (7027 m) im Hintergrund. Der Garumbar-Gletscher hat heute keinen Kontakt mehr zum Hispar-Gletscher. Die schuttbeladene Gletscherzunge (↓) liegt weit zurückgezogen, umrahmt von hohen Ufermoränenwällen. Der untere Abschnitt des trogförmigen Garumbar-Tales wird in seinem basalen Teil von koaleszierenden Schutthaldenkompositionen (△) eingenommen, die durch die glazigene Unterschneidung hervorgerufen wurden. Das Tal weist keine hochlagernden Moränendeponien wie die benachbarten Täler auf. Die Schutthalden sind hier auf Grundmoräne eingestellt. Im Mittelgrund verzahnen sich die Ufermoränenleisten des Hispar-Gletschers mit dem Grundmoränenfundament des Garumbar-Gletschers (↗). Am Talausgang befinden sich die vom Gletschereis aufgerauhten Talflanken mit zahlreichen glazigen-induzierten Nachbrüchen (↘). Photo: L. Iturrizaga 25.06.1999/3.

Der entgletscherte Talabschnitt zeigt nur wenig prägnante Moränenreste an den steilen Trogtalflanken. Vielmehr haben Schuttkegel und -halden – ähnlich wie im Hassanabad-Tal - das vorzeitliche moränale Gletscherfundament bereits überschüttet und Moränenkernschuttkegel kleiden das Talgefäß aus. Unmittelbar an der Einmündung in das Hispar-Tal werden Grundmoränenfundamente sowie Ufermoränenleisten an den Talflanken ersichtlich. Der heutigen Schuttkörperlandschaft stand ein maximaler Bildungszeitraum von 70 Jahren zur Verfügung. Das sehr steiflankige Tal wird von Schuttkörpern ausgekleidet, die formal rein hangialen Schuttkörpern ähneln. Es sind jedoch komplexe Mischschuttkörperformen, die aus einem Grundmoränenfundament, glazigen-induzierten Nachbruchschuttkörpern sowie relikten lateroglazialen Schuttbeimengungen bestehen. Im Übergang zum Hispar-Gletscher ist weder eine Ufermoräne des Hispar-Gletschers noch ein Schwemmfächer des Garumbar-Tales aufgeschüttet, sondern der Garumbar-Fluß schneidet sich tief in die Grundmoränenauslage ein und entwässert marginal am Hispar-Gletscher.

Die Beobachtungen zeigen, dass Gletschersurges eher erosive als akkumulative Auswirkungen auf die Sedimentlandschaft haben. Die geschwinde Gletscheraufhöhung steht einer hohen Schuttverfrachtung entgegen. Die Talausgestaltung ähnelt den Nebentälern am Chogolungma-Gletscher, die ebenfalls von jüngsten Gletscherrückzügen betroffen sind. Die hohen Ufermoränenkämme, wie sie an den nordseitigen Gletschern vorkommen, sind nicht ausgebildet.

Der benachbarte Guralping-Gletscher, ein kleiner Hängegletscher, hatte 1925 desgleichen noch Anschluss zum Hispar-Gletscher. Der anschließende Gletscherschuttkegel ist damit nicht älter als 75 Jahre.

4.2.1.7 Yengutz-Gletscher

Für den benachbarten, 5 km langen Yengutz-Gletscher (auch Yengutsa- oder Rung Pa-Gletscher nach CONWAY 1894), der eine ähnliche Talanlage wie das Garumbar-Tal mit geringeren Einzugsbereichshöhen von maximal 6300 m aufweist, ist ebenfalls ein Gletschersurge im Jahre 1901/1902 dokumentiert (HAYDEN 1907: 134). Der Gletscher rückte demnach in 8 Tagen 2 Meilen, also rund 3,2 km vor (MASON 1931). HAYDEN schätzt den Vorstoß ebenfalls auf 2 Meilen (HAYDEN 1907: Plates 28 – 30, Abb. 32), während eine andere Quelle von einem Vorstoß von 5 km in 8 Tagen (AUDEN 1937) berichtet. Der Weg zur Siedlung Hispar führte zu CONWAYS Zeiten im Jahre 1892 noch durch die Schlucht in dem Moränenfächer, wie dies auch im Jahre 1999 zu Zeiten der Begehung der Verfasserin der Fall war. Der Yengutz-Gletscher lag weit zurückgezogen in seinem Talgefäß und war vom Hispar-Fächer aus nicht sichtbar. Im Jahre 1906 hingegen während des Besuchs von HAYDEN war die Gletscherzunge aus dem Yengutz-Talgefäß in das Hispar-Tal vorgestoßen und der Weg führte über die Gletscherzunge (Abb. 4.2.1.6 & 7). Der Yengutz-Gletscher überfuhr bei dem Vorstoß Ackerland der Siedlung Hispar. In der Kartierung von Mercer (1975) dämmt der Yengutz-Gletscher sogar das Hispar-Tal.

Der Yengutz-Talausgang bei Hispar (3080 m) ist mit einer vielfältigen glazigenen Sedimentationslandschaft ausgestattet. Ufermoränenzüge verzahnen sich mit dem vorgelagerten Murkegel, der wiederum mit Grundmoränenmaterial des Hispar-Gletschers verquickt ist. Am Talausgang sind auf der linken Schulter hell leuchtende, skelettierte Moränenbastionen erhalten (Photo 4.2.1.25). Diese Moränenreste stammen aus einer Zeit, wo auch das Hispar-Tal in diesem Abschnitt vergletschert war. Auf der gegenüberliegenden Hispar-Talseite befinden sich entsprechende Restablagerungen, die in Erdpfeiler desintegriert sind.

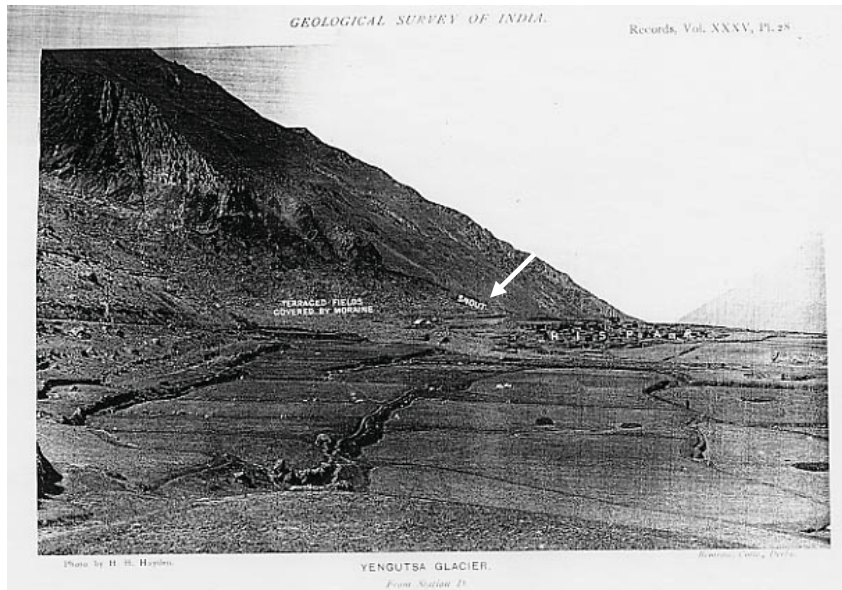


Abb 4.2.1.6: Blick von der Siedlung Hispar das Hispar-Tal talabwärts zur Einmündung des Yengutz-Tales. Der Yengutz-Gletscher ist im Jahre 1906 aus der Talkammer in das Hispar-Tal vorgestoßen (im Photo mit „snout“ markiert ✓). Die Feldterrassen wurden von supraglazialen Moränenschüttungen des vorstößenden Yengutz-Gletschers erfasst. Aufnahme von HAYDEN (1907: Plate 28).



Photo 4.2.1.25: Blick von der rechten Hispar-Talseite auf die Siedlungsterrasse von Hispar

und den Yengutz-Talausgang. Im Jahre 1999 lag die Gletscherzunge weit zurückgezogen im Yengutz-Talgefäss. Moränenbastionen (✓) an der Konfluenz Yengutz/Hispar zeugen von dem vorzeitlichen Zusammenfluss von Yengutz- und Hispar-Gletscher. Diese Eckbereiche sind besonders prädestiniert für die Überlieferung glazialer Sedimente. Ansatzweise sind an der Talflanke relikte Ufertalleisten ersichtlich, wahre Eisrandtäler sind aber nicht erhalten. Die Hispar-Terrassen sind eine komplexe Zusammensetzung aus glazifluvialen Rückzugs-schottern des Hispar-Gletschers, lateroglazialen Hinterlassenschaften von Eisrandtälern sowie Sedimentablagerungen der angeschlossenen Neben- und Stichtälern. Aufnahme: L. Iturrizaga 25.06.1999/3.

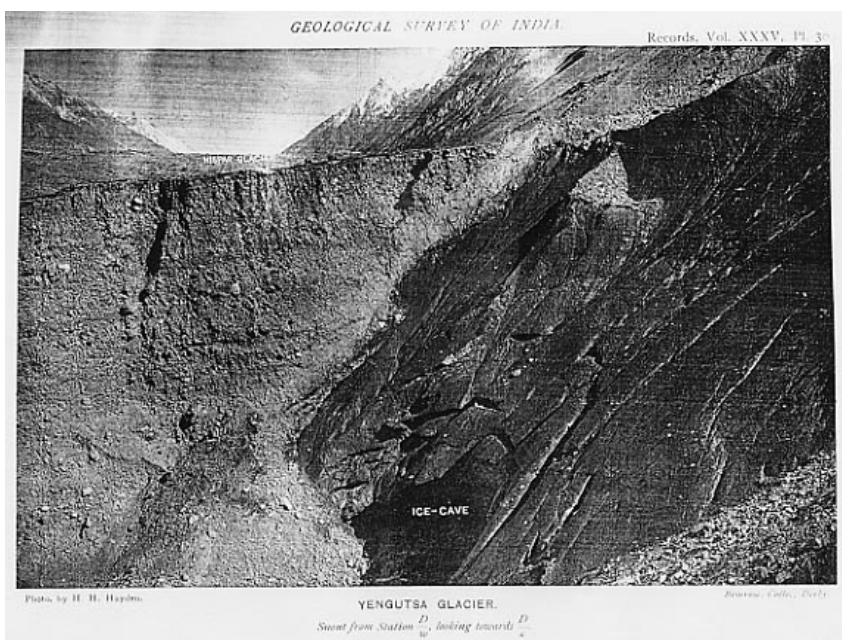


Abb. 4.2.1.7: Blick auf die steil abfallende und konvex-aufgewölbte Yengutz-Gletscherzunge aus dem Jahr 1906 (HAYDEN 1907: PLATE 30).



Photo 4.2.1.26: Das Yengutz-Tal, in dem zur orographisch rechten Seite der Spantik (7027 m) den höchsten Gipfel im Einzugsbereich bildet, endet mit einem wohlgeformten Trog. Im Jahr 1999 ist der Yengutz-Talausgang eisfrei und wird von resedimentierten Grundmoränen eingenommen. Die Hänge sind bereits von den Hispar-Bewohnern terrassiert worden und mit Bewässerungskanälen versehen (✓). Heute gewährt eine massive Hängebrücke die Flussquerung, wo vor knapp 100 Jahren noch eine Gletscherquerung vonnöten war. Auf der orographisch linken Seite haften die vorzeitlichen Moränenbastionen an der Talflanke. Im Unterhangbereich ist die Unterschneidung der Moränen durch den 1906-Stand ersichtlich (→). Aufnahme: L. Iturrizaga 26.06.1999/7.

4.2.1.8 Pumari Chhish-Gletscher

• *Gletschersurges (Gletscheroberflächensurge) und geomorphologische Überprägungen des lateroglazialen Sedimentationsraumes* • *Überfahung der Hauptufermoräne* • *V-förmige Eisrandtäler*

Neben dem Kunyang -, Yutmaru- und Khani-Basa-Gletscher zählt der Pumari Chhish-Gletscher mit 7 km Länge zu einem der kürzeren nordseitigen Nebengletscher des 60 km langen Hispar-Gletschers (Abb. 4.2.1.8.1). Bezüglich seiner Ernährungsweise und Topographie ist der Pumari Chhish-Gletscher als Lawinenkesselgletscher einzuordnen. Die Schneegrenze verläuft in 5300 m Höhe in der Steilwand, die Gletscheroberfläche setzt erst in einer Höhe von 4600 m ein. Die höchsten Gipfel der Kammumrahmung (Kunyang Chhish S, 7620 m und Kunyang Chhish E, 7400 m) fallen in einer imposanten Gebirgsflanke um über 3 km auf einer Horizontalabstufung von weniger als 4 km zur Gletscheroberfläche ab (Photo 4.2.1.8.1). Der überwiegende Teil des weiteren Einzugsgebietes des Pumari Chhish-Gletschers verweilt in Höhen von über 6000 m. Den extremen Reliefverhältnissen in der Vertikalen steht ein vergleichsweise schmales Talgefäß am Fuß der Gebirgsflanken gegenüber. Der oberste Gletscherkessel misst lediglich eine Breite von wenigen hundert Metern. Wie für die Karakorum-Gletscher typisch, ist das Verhältnis von Nähr- zu Zehrgebiet im Vergleich zu den Alpengletschern zugunsten des Zehrgebietes verschoben und liegt bei rund 1:3.

Der Pumari Chhish-Gletscher vollzog 1989 einen markanten Gletschersurge (WAKE & SEARLE 1993). Überschüttungen der Ufermoränenfirste sowie Toteisanlagerungen an den proximalen Ufermoränenflanken zeugen heute von dem dramatischen Vorstoßereignis (Photo 4.2.1.8.8). Die extremen Aufhöhungen der Gletscheroberfläche, die sich innerhalb eines Jahres vollzogen, spiegeln sich im lateroglazialen Sedimentationsumfeld in Form von Überarbeitungen der Ufermoräne wieder. Supraglaziale Seen sowie eine bogenförmige Schutzzeichnung auf dem Hispar-Gletscher markieren die einstige Überschiebungsfront des Pumari Chhish-Gletschers. Der letzte registrierte Ausbruch des Pumari Chhish-Gletschers liegt über 100 Jahre zurück.

Gletschersurges im Karakorum sind in der Literatur vielfach dokumentiert. Die meisten Studien stammen aus den nordischen Gletschergebieten (Alaska, Yukon, Svalbard und Island), die jedoch zumeist ein anderes Sedimentationsumfeld als die Karakorum-Gletscher besitzen. Nur vereinzelte Arbeiten befassen sich mit geomorphologischen Auswirkungen dieser Ereignisse (SHARP 1985, 1989). In den letzten 100 Jahren sind für den Karakorum 26 Gletschersurges dokumentiert, bei denen insgesamt 17 verschiedene Gletscher involviert waren (HEWITT 1969). Für außergewöhnliche Gletscherschwankungen sind insbesondere die mittellangen Lawinenkesselgletscher prädestiniert. Unvermittelte Gletschervorstöße von bis zu 10 km Reichweite, wie sie vom Hassanabad-Gletscher in der Talschaft Hunza bekannt sind (CONWAY 1894, HAYDEN 1907) oder vom Kutiah-Gletscher, der im Jahre 1953 in 3 Monaten um 12 km vorgestoßen sein soll (DESIO 1954), erreichen hierbei die Ausmaße neoglazialer Gletschervorstöße. DOWDESWELL et al. (1991) ermittelten für die aktive Surgephase für Gletscher des Pamir-Gebirges durchschnittliche Werte von 1-3 Jahren und für die Ruhephase Werte von 20 - 40 Jahren. In diese im weltweiten Vergleich sehr rasch ablaufenden Vorstoßphasen fällt auch der Pumari Chhish-Gletschersurge. Bislang sind für die Karakorum-Gletscher aufgrund der geringen Datenbasis zumeist nur einmalige Gletscherausbruchereignisse dokumentiert.

WAKE & SEARLE (1993: 204) registrierten im Juni 1988 ein Anschwellen der Zunge des Pumari Chhish-Gletschers um 20 m. Seinerzeit lag die Gletscheroberfläche noch 30 m - 40 m unterhalb des Ufermoränenfirstes (SEARLE 1991: 269). Im Juli 1989 überragte die Gletscheroberfläche die Ufermoräne bereits bis zu 22 m. Absolut erfuhr die Eisoberfläche im Randbereich eine Aufhöhung um mindestens 60 m innerhalb eines Jahres. Nach dem Surge erreichte die Gletscheroberfläche wieder ihre Ausgangshöhe. Im Juni 1999 lag sie bei der Begehung der Verfasserin sogar bis zu 50 m unter dem Ufermoränenfirst (Photo 4.2.1.8.10).

Die hammerkopfförmige Schuttzeichnung auf der Oberfläche des Hispar-Gletschers sowie der Reichtum an supraglazialen Seen im Bereich der Konfluenz beider Gletscher gaben bei der Begehung im Jahre 1999 erste Hinweise auf den jüngsten Vorstoß. Bereits WORKMAN & WORKMAN (1910a: 119) registrierten auf dem Hispar-Gletscher das häufige Auftreten von supraglazialen Seen. Die Autoren deuteten diese als reine in situ-Abschmelzformen. Auffallend ist, dass sich die Seen generell im Bereich der einmündenden Nebentäler scharen und von daher unmittelbar mit Rückzugsbewegungen der Nebengletscher in Zusammenhang gebracht werden können. Die WORKMANS berichten von 85 m hohen, parallel verlaufenden und langgestreckten Moränenwällen auf dem Hispar-Gletscher, die von ihnen auf Pressungsvorgänge durch einmündende Seitengletscher zurückgeführt werden. Eine tränenförmige Ausbuchtung der Mittelmoräne des Hauptgletschers, wie sie als kennzeichnend für Gletschersurges beschrieben wird (GRIPP 1929, CROOT 1988), ist auf dem Hispar-Gletscher nicht hinterblieben.

Der Pumari Chhish-Gletschersurge trat als singuläres Ereignis auf. Weder der benachbarte Kunyang Chhish- noch der Yutmaru-Gletscher stießen in diesem Zeitraum vor. Ein ähnlicher Gletschersurge ereignete sich am Pumari Chhish-Gletscher in den Jahren 1890-1892. CONWAY (1894) berichtet, dass der Gletscher in dieser Zeit seine laterale Moränenfassung überfahren und sich auf den Hispar-Gletscher aufgeschoben hat (vgl. VISSER 1938: 76ff). Zu dieser Zeit stießen auch die N-exponierten Hispar-Nebengletscher Yengutz und Garumbar vor.

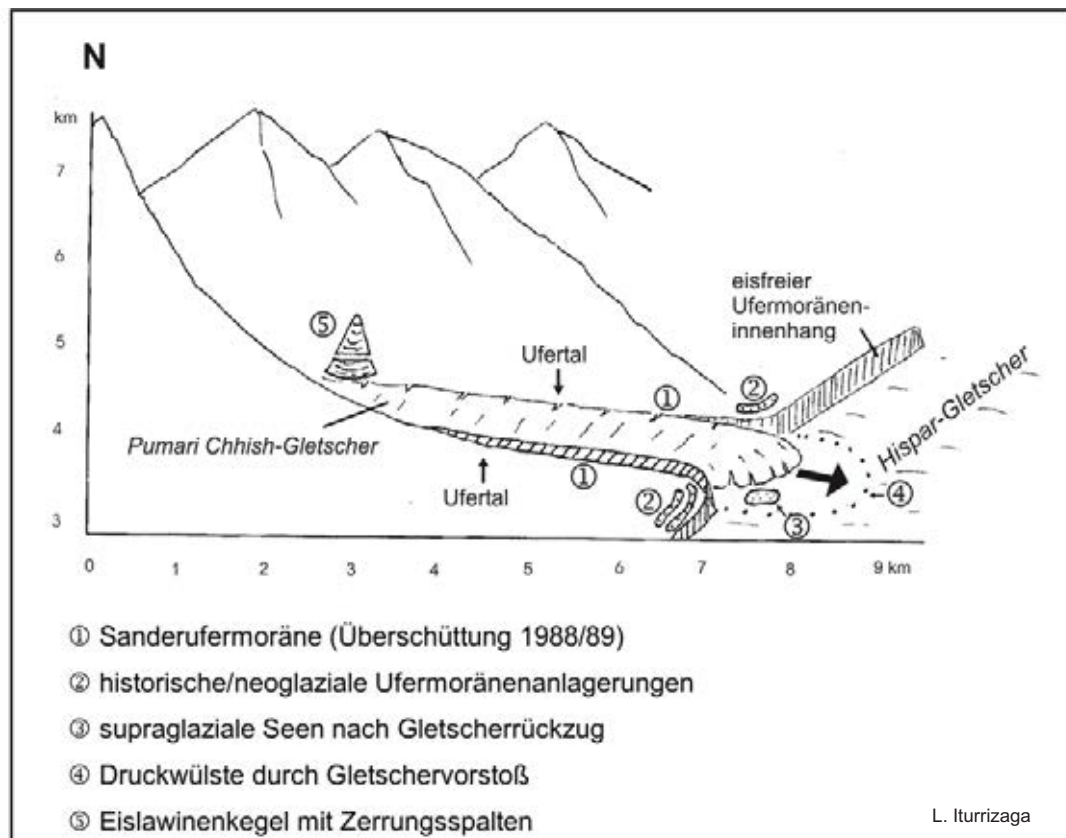


Abb. 4.2.1.8: Das lateroglaziale Sedimentationsumfeld des Pumari Chhish-Gletschers

Das lateroglaziale Sedimentationsumfeld

Der nach Süden abfließende Pumari Chhish-Gletscher wird beidseits von der charakteristischen Hauptufermoräne begleitet. Tief eingelassene, schmale in W- und O-Exposition liegende Ufertäler in einer Höhenlage von 3975 m – 4200 m trennen den Gletscher von der Talflanke (Photo 4.2.1.8.12). Im Gegensatz zu der sehr flach abfallenden Gletscheroberfläche verlieren die Ufertäler

talauswärts stark an Höhe, so dass der Gletscher während des Vorstoßes im Zungenmittbereich den Ufermoränenalboden um mehrere Dekameter überragte.

Die Ufermoränenwurzeln im oberen Einzugsbereich werden von Eislawinenabgängen überfahren, etwas talabwärts setzen die Ufertäler durch die Überschüttung durch Mur- und Lawinenkegel beidseits des Gletschers streckenweise aus. Im mittleren bis unteren Abschnitt hingegen liegt der Gletscher in einer wannenförmigen, hochaufragenden Ufermoränenfassung. Die distalen Ufermoränenhänge weisen Höhen von bis zu 30 m auf (Photo 4.2.1.8.6) und sind mit Neigungen zwischen 25°-35° flacher als die Innenhänge, die eine Höhe von bis zu 50 m und Neigungen von durchschnittlich 30°-50°, vereinzelt von bis zu 70° erreichen (Photo 4.2.1.8.8).

Generell dominiert am Pumari Chhish-Gletscher beim Ufermoränenaufbau der Prozess der Überschüttung wie für eng kanalisierte Gletscher typisch. Ufer- bzw. Seitenmoränenanlagerungen, wie sie entlang des Hispar-Gletschers häufig anzutreffen sind, wurden selbst im rezenten bis subrezentem Gletscherumfeld nur ansatzweise angetroffen. Entlang der linken Ufermoräne an der Konfluenz zum Hispar-Tal lugt an ihrer Außenflanke ein älterer Moränenwall hervor (Abb. 4.2.1.8.1).

Die Ufermoräneninnenhänge waren – mit Ausnahme der obersten 1 – 2 m – während der Surgephase vollständig vom Gletscherkörper bedeckt. Wie auch beim benachbarten Bualtar-Gletscher (GARDNER & HEWITT 1990) sind beim Pumari Chhish-Gletscher die Erhöhung der Eisoberfläche kennzeichnend für den Gletschersurge. Der Pumari Chhish-Gletscher vollzog lediglich einen Vorstoß um etwa 1 km (WAKE & SEARLE 1993: 205). Er quoll in seiner Ufermoränenfassung auf, hat die Ufermoränen aber nicht in Form von lokalen Eisplattenmoränen überfahren. Auch eine Ufermoränenanlagerung bzw. die Ausbildung von Doppelfirsten blieb aus. Es kam lediglich zu vereinzelt Überschüttungen der Ufermoränen. Die Ufermoränenfirste sowie die distalen Moränenflanken sind insbesondere im unteren Talabschnitt mit nahezu unverwittertem, hell leuchtendem Gesteinsschutt bestückt. Die Ufermoränenaußenhänge zeigen geringe fluviale Überprägungen. Für die Ausbildungen von Schuttloben reichte der supraglaziale Schmelzwasserfluss nicht aus. Bei dem Überschüttungsprozess waren vorwiegend teller- bis stuhlgroße Gesteinskomponenten beteiligt. Vereinzelt wurden Blöcke von bis zu 2 m Durchmesser umgelagert. Die Verlagerung von Feinschutt sowie ganz großen Blöcken spielte eine untergeordnete Rolle.

Die Aufhöhung der Gletscheroberfläche erfolgte primär im mittleren und unteren Gletscherbereich. Im oberen Einzugsbereich sind keinerlei Anzeichen für eine Überfahrung oder Überschüttung der rundkuppigen, bis zu 5 m hohen, adulten Ufermoränen erkennbar. Nach dem Gletscherrückzug sind selbst noch im oberen Einzugsbereich bis zu 10m hohe Ufermoräneninnenhänge freigelegt. Die proximale Ufermoränenflanke und der Gletscherkörper sind durch einen einheitlichen Schuttsum verbunden. Bei den Schutthalden, die die Ufermoräneninnenhänge bedecken, handelt es sich vorwiegend um Reste der Obermoränenbedeckung des Gletscherhochstandes. Dies wird insbesondere durch die Toteiseinlagerungen ersichtlich, die den Ufer- bzw. Seitenmoränensaum durchsetzen. Vereinzelt sind auch sekundäre Schutthalden ausgebildet, die unmittelbar aus der Moränensteilwand hervorgehen. Ein weiteres Indiz für den kürzlichen Gletscherrückzug lieferte im mittleren Talverlauf ein Eislawinenschuttkegel (Photo 4.2.1.8.11). Er wird von einer markanten linienförmigen Absitzung im distalen Bereich gequert. Durch das rasche Schwinden des Pumari Chhish-Gletschers ist der eisdurchsetzte Schuttkörper aufgrund des Entzugs des Widerlagers im unteren Teil nachgesackt.

Mit der Umlenkung des Pumari Chhish-Gletschers in das Hispar-Tal verliert die Ufermoränenfassung abrupt an Höhe (Photo 4.2.1.8.8). Es erfolgt der Übergang von der geschütteten hochaufragenden Ufermoräne zu einem rundkuppigen, nur noch etwa 5 m hohen Ufermoränenwall des Hispar-Gletschers. Gleichzeitig fiedert sich die Ufermoräne in drei Hauptwälle auf, die durch intramoränale Talungen getrennt sind. Diese Ufermoränensequenzen stammen aus einer Zeit des Hispar-Gletscherhochstandes. Heute wird die seinerzeitige Ufermoränenformation durch die jüngeren Ablagerungen des Pumari Chhish-Gletschers gekappt.

Da bei dem Gletschersurge die Ufermoräneninnenhänge bis zu den Firsten mit Eis bedeckt waren, besteht hier die Möglichkeit der Maximalaltersdatierung der Formgestaltung der anerodierten Ufermoräneninnenhänge. Die Aufnahmen von SEARLE (1991) belegen, dass keine Rand- bzw. Ablationsschlucht ausgebildet war, die den Kontakt zur Ufermoräne unterbunden hätte. Die

proximalen Ufermoränenflanken weisen insbesondere auf der linken Talseite ein ausgeprägtes, paralleles Runsenmuster auf, deren Bildungszeitraum demnach nicht länger als 10 Jahre betragen haben kann. Von den rein fluvial entstandenen Runsenformen sind diejenigen, die durch Lawinenabgänge und glaziofluviale Schmelzwässer der angrenzenden Stichtäler herauspräpariert worden sind, zu differenzieren. Die größeren Runsen in der Ufermoränensteilwand im Talmittellauf sind auf Lawinenabgänge zurückzuführen. Typisch ist ihr trichterförmiger Grundriss. An der oberen Ufermoränenkante reißt die Lawine einen kerbenförmigen Einschnitt in das Lockermaterial. Weiter talabwärts folgt das akkurate parallele fluviale Runsenmuster, das besonders gut am ostseitigen Ufermoräneninnenhang ausgebildet ist. Der Runsenabstand ist so dicht angelegt, dass sich in Zukunft keine Erdrippen oder Erdpyramiden entwickeln können wie sie entlang der Ufermoräneninnenhänge des Hispar-Gletschers anzutreffen sind.

Die Oberfläche des zerspalteten Pumari Chhish-Gletschers zeigte sich in seiner Hochstandsphase von 1989 äußerst schuttarm (Photo 4.2.1.8.1). Das rasche Schwinden der Obermoränenbedeckung, die den Gletscher zuvor einkleidete, ist beachtlich. Ein Großteil des supraglazialen Schuttes wurde bereits in der ersten Phase des Aufquellens des Gletscherkörpers zwischen der Ufermoräne und dem Gletscherrand abgelagert. Wie für surgende Gletscher typisch wird bei der weiteren Aufhöhung der stark konvex-aufgewölbte Gletscherkörper tiefgehend von Spalten zerklüftet. Der supraglaziale Schutt wird nun großteils englazial vom Gletscher einverleibt. Auf der Gletscheroberfläche steht nur wenig Ausgangsmaterial für Überschüttungen der Ufermoränen bereit.

Diese kleinräumigen und kurzzeitigen Oszillationen tragen durch den fehlenden Abtransport des Moränenmaterials zu einer erheblichen Gletscherbettaufhöhung bei. Beim nächsten Gletschervorstoß besitzt der Pumari Chhish-Gletscher eine erhöhte und verengte Ausgangsbasis, so daß die Ufermoränen durch den Eiskörper leichter überfahren werden können.

Mögliche Ursachen für den Gletschersurge: Bemerkenswert ist die geringe Ausdehnung des Talkessels des Pumari Chhish-Gletschers. Sie ist auch bei anderen surgenden Gletschern zu beobachten (Hassanabad, Bualtar). Der Kunyang Chhish- und Yutmaru-Gletscher sind in ihren oberen Einzugsbereichen wesentlich weiträumiger angelegt. Das sehr kleine und unter der Schneegrenze gelegene Auffangbecken für die Lawinenernährung des Gletschers könnte eine günstige Rolle für den Verlauf eines Surges darstellen. Die kurzläufige Kanalisation des Gletschers führt zu einer relativen Erhöhung der Gletscheroberfläche, die sich in Phasen erhöhter Eislawinenzufuhr schubweise weiter talabwärts fortsetzt. Gletscherausbrüche werden in der Literatur mit der Fortpflanzung von kinematischen Wellenbergen in Verbindung gebracht (NYE 1958). Die Aufnahme aus dem Jahre 1989 von SEARLE (1991: 270) zeigt den Gletscher allerdings mit einem relativ stetigem Oberflächengefälle und geringen Neigungsbeträgen. Erst an der Einmündung zum Hispar-Gletscher fällt der Hispar-Gletscher steil ab, so dass der ganze Gletscher im Zehrgebiet von der "Gletscherwooge" erfasst worden sein muss. Der westseitige Ufermoränenfirst zeichnet eine deutliche Wellenform nach, die auf einen vorzeitlichen Gletscherhochstand zurückgeht. Des weiteren befindet sich auf der rechten Pumari Chhish-Talseite ein großer Hängegletscher, der frische Abbruchkubaturen sowie eine darunterliegende Abrutschbahn aufweist. Wiederholte Eisabbrüche größeren Ausmaßes können bereits Mitauslöser für ein Surgeereignis darstellen. So sehen GARDNER & HEWITT (1990) die Ursache für den Vorstoß des Bualtar-Gletschers in den Abgängen von Felsstürzen. Es muss auch berücksichtigt werden, dass der Hispar-Gletscher auf die auf die vergleichsweise kurzen, aber stark vergletscherten Nebentäler mit sehr hohen Einzugsbereichen von bis zu knapp 8000 m einen Rückstauereffekt ausübt.

Die Pumari Chhish-Gletscheroszillationen zeigen, dass sich vertikale Gletscherschwankungen von mehreren Dekametern innerhalb weniger Monate vollziehen können. Die akkumulative und erosive Umgestaltung des paraglazialen Gletscherumfeldes im Laufe solcher kurzfristigen Hochstände ist vergleichsweise gering. Die alte Ufermoränenfassung des Pumari Chhish-Gletschers ist trotz der gewaltigen Gletscherexpansion intakt geblieben. Der Gletscher schwoll innerhalb der kanalisierenden Moränenbegrenzungen an. Die Aufhöhung der Gletscheroberfläche vollzog sich am prägnantesten im unteren Gletscherabschnitt. Das Surgeereignis zeichnete sich durch die Aufhöhung der Gletscheroberfläche und nicht durch seine Vorstoßweite aus. Erstaunlicher als die dramatische Gletscheraufhöhung ist das ebenso rasche Abschmelzen bzw. Einsinken der Gletscheroberfläche, bei dem ein Eisvolumen von rund 50 Millionen m³ wieder verschwand. Angesichts dieser kurzfristigen

extremen Gletscherschwankungen ist bei der Einordnung der postglazialen Gletscherstände in eine relative Chronologie nach ihrer horizontalen sowie vertikalen Distanz in Relation zum rezenten Gletscherende Vorsicht geboten.

Durch die enge Verzahnung von Gletschern und temporärem sowie permanentem Siedlungsraum im Karakorum können bereits geringe Gletscherschwankungen zu erheblichen Beeinträchtigungen der Wegeinfrastruktur führen (ITURRIZAGA 1997). Am Hispar-Gletscher werden die Ufertäler von Juni bis September als Almgebiete genutzt. 1989 waren die höchstgelegenen Almen des Hispar-Gletschers bei Skambarish und Yutmaru durch den Gletschervorstoß für die Weidetiere nicht mehr zugänglich (WAKE & SEARLE 1993).



Photo 4.2.1.8.1: Bis zu 3000 m hohe Steilwände flankieren den engräumigen Talschluss des Pumari Chhish-Gletschers. Der Kunyang Chhish (7858m) umrahmt als höchster Gipfel den ausgesprochen engräumigen Talkessel. Das Nährgebiet nimmt im Vergleich zum Zehrgebiet nur einen kleinen Flächenanteil ein. Die stark zerspaltene Gletscheroberfläche erreichte während des Gletschersurges von 1988/89 selbst im oberen Einzugsbereich beinahe die Ufermoränenfirste. Aufnahme: M. Searle, Sommer 1989.

Photo 4.2.1.8.2: Zehn Jahre später, im Sommer 1999, liegt die Gletscheroberfläche tief eingesunken in ihrer Ufermoränenfassung. Sie beginnt nach nur kurzer Lauflänge in einer Höhe von 4300 m stark zu verschutten. Zur Bildlinken sind die nun eisfreien und dekameterhohen Ufermoräneninnenhänge des Pumari Chhish-Gletschers ersichtlich. Der Steinmann im Vordergrund markiert den neu angelegten Pfad am Ufermoräneninnenhang zur Querung des Pumari Chhish-Gletschers. Aufnahme: L. Iturrizaga 22.06.1999.



Photo 4.2.1.8.3: Blick aus 4200 m während des 1989-Hochstandes von der rechten Ufermoräne des Pumari Chhish-Gletschers talabwärts in Richtung Süden. Es erfolgten im Oberlauf keine Überschüttungen der Ufermoräne in das Eisrandtal. Aufnahme: M. Searle, Sommer 1989.

Photo 4.2.1.8.4: Die Aufnahme zeigt den Pumari Chhish-Gletscher von einem etwas weiter talabwärts gelegenen Standpunkt als in Photo 4.2.1.8.3. Die ehemals stark zerrissene und bauchig aufgewölbte Gletscheroberfläche wird im Jahre 1999 von einer mächtigen Obermoräne verkleidet. Die Ufermoräneninnenhänge werden durch Schuttschleier gesäumt, die sich sowohl aus supraglazialem Moränenmaterial als auch resedimentiertem Ufermoränenmaterial zusammensetzen. Aufnahme: L. Iturrizaga 09.06.1999.



Photo 4.2.1.8.5: Blick aus dem Eisrandtal an der Konfluenz des Pumari Chhish- und Hispar-Gletschers Richtung Osten auf die rechte Pumari Chhish-Ufermoräne. Die Pumari Chhish-Gletscheroberfläche quillt während des Surges über mehrere Meter bis Dekameter über den Ufermoränenfirst. Überschüttungen der Ufermoränen finden nur vereinzelt statt. Siehe Yaks am Fuße der Ufermoränen als Größenvergleich. Aufnahme: M. Searle, Sommer 1989.

Photo 4.2.1.8.6: Im Vergleich zu Photo 4.2.1.8.5, das 10 Jahre zuvor aufgenommen wurde, ist die Gletscheroberfläche aus dem Eisrandtal nicht mehr sichtbar. Sie liegt vielmehr weit unterhalb des Ufermoränenfirstes (s. Bild 4.2.1.8). Der bis zu 30 m hohe distale Ufermoränenhang ist mit frischen Schuttinseln aus supraglazialem Schutt gemustert Aufnahme: L. Iturrizaga 09.06.1999.



Photo 4.2.1.8.7: Aufnahme von der linken Hispar-Talseite in Richtung NE. 1989 war der sonst übliche Aufstiegs- weg zum Hispar La über den Pumari Chhish-Gletscher nicht mehr passier- bar. Der tributäre Pumari Chhish- Gletscher schiebt sich auf den Haupt- gletscher auf (↘). Sehr gut ersichtlich sind aus dieser Perspektive die mächtigen konisch zerschnittenen Hangmoränen. Aufnahme: M. Searle, Sommer 1989.



Photo 4.2.1.8.8: Blick talabwärts in Richtung W von der Konfluenz des Hispar-Gletschers (□) mit dem Pumari Chhish-Gletscher (●) aus 4000 m Höhe. In der Bildmitte ragt die proximale Ufermoränenflanke von mehreren Dekametern Höhe auf (▲). Im Jahre 1989 überragte der Gletscher den Ufermoränenfirst. An der Umlenkung ins Hispar-Tal sind hintereinander gestaffelte Moränen- wälle ausgebildet (↙). Die angren- zende Talflanke wird von älteren Hangmoränen (◇) verkleidet. Im Vordergrund sind jüngste Über- schüttungen der linken Ufermoräne des Pumari Chhish-Gletschers er- sichtlich (→). Die dunklere Schutt- zeichnung (○) sowie supraglaziale Seen (!) markieren das Ausmaß des Gletscherausbruches auf der Hispar- Gletscheroberfläche. Aufnahme: L. Iturrizaga 22.06.1999.



Photo 4.2.1.8.9: Die Aufhöhung der Gletscheroberfläche in Bezug zur Ufermoräne war im unteren Pumari Chhish-Gletscherabschnitt am höchsten. Allerdings kommt es nur an einigen Stellen zu supraglazialen Überschüttungen der Ufermoränenfassung. Aufnahme: M. Searle, Sommer 1989.



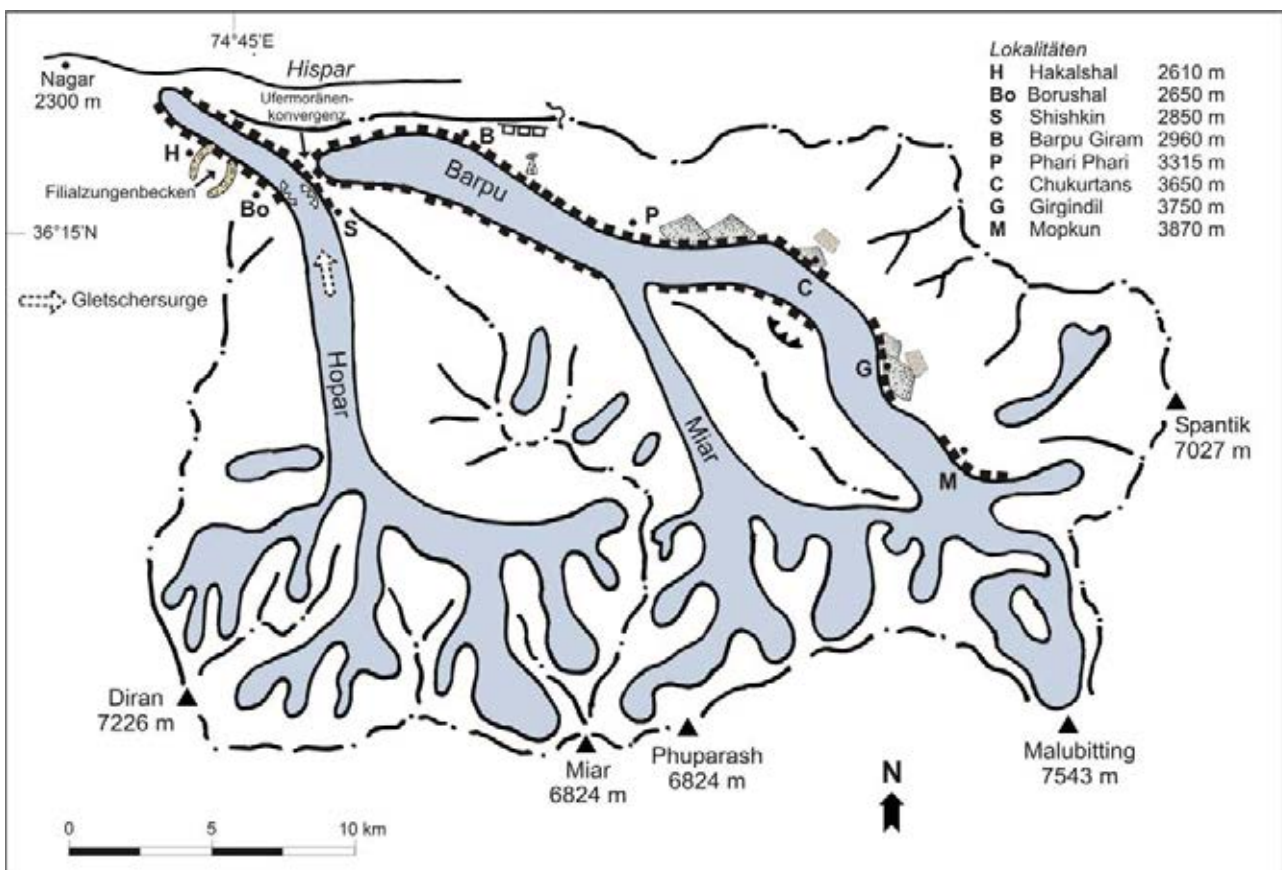
Photo 4.2.1.8.10: Der im Bild sichtbare rechte proximale Ufermoränenhang des Pumari Chhish-Gletschers war 10 Jahre zuvor noch gänzlich vom Gletschereis bedeckt. Siehe Personen auf dem Pumari Chhish-Gletscher im Vordergrund als Größenvergleich (←). Aufnahme: L. Iturrizaga 09.06.1999.

Photo 4.2.1.8.11: Der Lawinenschuttkegel in einer Höhe von 4200 m ist eingestellt auf die Überreste der Ufermoräne (□) des Pumari Chhish-Gletschers. Der Gletscherschwund führte zum Nachsacken des Schuttkörpers, das durch die markante lineare Absatzlinie (←) sichtbar wird. Aufnahme: L. Iturrizaga 09.06.1999.

4.2.2 Der Barpu-Gletscher

• Murkegel-Ufertal • hochlagernde, mehrphasige Kamekegel (Girgindil-Stadium) • lateroglaziale – englaziale Entwässerung • Überprägungen der Ufermoräne: Eislappenzunge und Ufermoränen-durchbrüche • reliktes Ufertal

Der 28 km lange, SO-NW abfließende Barpu-Gletscher wird in seinem oberen Einzugsbereich vom Spantik (7027 m), dem Malubiting (7453 m), dem Phuparash (6574 m) und dem Miar Peak (6824 m) eingerahmt (Photos 4.2.2.1). Der Gletscher teilt sich stimmgabelförmig in den westseitigen Miar-Gletscher und den ostseitigen Sumayar Bar-Gletscher auf. Während der Miar-Gletscher als Blank-eisgletscher in Erscheinung tritt, weist letztere Gletscherkomponente eine beachtliche Obermoränenverkleidung auf. Talabwärts der Konfluenz beider Gletscher in einer Höhe von 3600 m setzt sich der weiße Miar-Gletscher als der dominierende Gletscherstrom durch und stirnt heute in 2561 m (KALVODA 1992: 189), eine eigene Höhenmessung lag bei 2750 m. Er wird vom Hobar-Gletscher auf seiner linken Seite durch eine komplexe Mittelmoränenlandschaft getrennt (Photo 4.2.2.6). Der Barpu-Sumayar-Gletscher zählt zum Übergangstyp von Lawinenkessel- zum Firmkessel-Gletscher. Die Schneegrenze verläuft in N-Exposition bei rund 4900 m. Das Nähr- zu Zehrgebietsverhältnis ist zugunsten des Zehrgebietes verschoben, so dass günstige Ablagerungsbedingungen im lateroglazialen Bereich vorherrschen.



L. Iturrizaga

Abb. 4.2.2.1: Übersichtskarte über die Verbreitung der lateroglazialen Sedimente am Barpu- und Hobar-Gletscher (Legende s. Abb. 4.1)



Photo 4.2.2.1: Blick aus SO aus 4500 m auf die obere Kammumrahmung des Barpu-Gletschers mit dem Spantik (7027 m) zur Linken und dem Malubiting (7453 m) zur Rechten. Lateroglaziale Sedimentkomplexe sind sowohl in W- als auch in O-Exposition ausgebildet. Insbesondere auf der rechten Talseite münden Murkegel in das Eisrandtal und dränieren entweder parallel zum Gletscher im Eisrandtal oder auch über Ufermoränendurchbrüche unmittelbar zum Gletscher (←). Stellenweise setzt das Eisrandtal in der Prallhanglage des Gletschers aus (↙). In Girgindil (3750 m) ist der multiphasige Kamekegel (↓), der in Photo 4.2.2.8 abgelichtet ist, ersichtlich. Ein großer Nachbruch befindet sich auf der linken Talflanke (↘). Aufnahme: L. Iturrizaga 17.08.2000.



Photo 4.2.2.2: Blick talaufwärts in das Eisrandtal des Barpu-Gletschers in 3250 m Höhe. Weitläufige Eisrandtäler mit flachen Talböden begleiten den Barpu-Gletscher. Die distalen Ufermoränenhänge (Δ) erreichen Höhen von bis zu 30 m und sind hier 25°-30° geneigt. Sie sind vereinzelt im Zuge jüngerer Gletscheraufhöhungen überschüttet worden. Ehemals war das Eisrandtal dicht mit Bäumen bestanden. Aufnahme: L. Iturrizaga 05.08.2000/7.

Verbreitung der Eisrandtäler

Der Barpu-Gletscher wird fast kontinuierlich von einem Eisrandtal über eine Länge von 15 km auf der SW-exponierten rechten Seite in einer Höhe zwischen 2750 m und 3700 m begleitet (Photo 4.2.2.2), obwohl der Gletscher vorwiegend ein Blankeisgletscher ist. Das Eisrandtal setzt lediglich oberhalb von Chukurtans und Girgindil kurzzeitig aus (Abb. 4.2.2.1). HEWITT (1993) beschreibt die Fortsetzung

des Eisrandtals am Barpu-Gletscher noch in einer Höhenlage von 5000 m – 5300 m. Es setzt sich primär aus hintereinander geschalteten Murlawinenkegeln zusammen zwischen denen zumeist ephemere Seen aufgestaut wurden (Photo 4.2.2.3). Die Kammumrahmung des Gletschers erreicht im mittleren Abschnitt nur Höhen von 5100 m und wird von steilen Stichtaleinschnitten von weniger als 2 - 3 km Länge an, so dass eine Unterbrechung des Ufermoränensaumes durch tributäre Gletscher ausbleibt. Weiter talaufwärts steigen die Einzugsbereiche bis auf 6300 m an und sind mit kleinen Hängegletschern (Chukurtans- (Munramu-), Girgindil- und Bologna-Gletscher versehen. Auch hier ergießen sich aus den Nebentälern aktive Mur(lawinen-)kegel. Die Muren erreichen allerdings die distale Ufermoränenflanke zumeist nicht, wie dies ansonsten insbesondere beim Hispar- und Chogolungma-Gletscher zu beobachten ist. Die Nebentalbäche entwässern nur zu einem geringen Teil im Ufertal, so dass der Uferbach sehr bescheidene Ausmaße einnimmt. Die tributären Abflüsse werden zumeist durch den nächst talabwärts folgenden Murlawinenkegel gedämmt und schneiden sich dann in die Ufermoräne ein (Photo 4.2.2.1). Der Bach entwässert dann unmittelbar in den Gletscherkörper.



Photo 4.2.2.3: Das Eisrandtal im mittleren Barpu-Gletscherbereich setzt sich vornehmlich aus hintereinander folgenden Murlawinenkegeln (Δ) zusammen, zwischen denen es temporär zur Aufstauung von Seen kommt. Aufnahme: L. Iturrizaga 06.08.2000/21.



Photo 4.2.2.4: Blick aus 4500 m auf die Barpu-Gletscherzunge (2800 m). Im Hintergrund ist der Hepar-Gletscher sichtbar. Das Eisrandtal begleitet den Barpu-Gletscher fast durchgehend (\Downarrow). Sowohl Moränenüberschüttungen als auch -anlagerungen kommen vor. Der Gebirgssporn im Vordergrund wurde eiszeitlich vom Barpu-Hispar-Gletscherstrom (\curvearrowright) überfahren. Die Ufermoränenaußenhänge sind bei supraglazialer Aufschüttung oftmals gradiert. Die Außenhänge sind mit 20-30° geneigt, während die Innenhänge mit bis zu 70° wesentlich steiler sind. Aufnahme: L. Iturrizaga 17.08.2000.



Photo 4.2.2.5: Das Eisrandtal gestaltet sich V-förmig. Bei Barpu Giram (2960 m) weitet sich das Eisrandtal auf eine Breite von mehreren hundert Metern (↙), obwohl dieser Ausraum in einer Prallhanglage des Gletschers liegt. Dieser Eisrandtalabschnitt liegt in SW-Exposition, sodass Einstrahlungseffekte als begünstigender Faktor herangezogen werden können. Zugleich kann aber auch die Abschnürung der lateroglazialen Drainage durch das Vorstoßen des Gletschers gegen die rechte Talflanke eine Rolle bei der forcierten Sedimentation gespielt haben. Heute befinden sich in dem Ausraum lakustrine Sedimente. Supraglaziale Seen (→) am Innenhang der Ufermoräne haben partiell zum Durchbruch des Moränenwalles geführt. Aufnahme: L. Iturrizaga 17.08.2000.



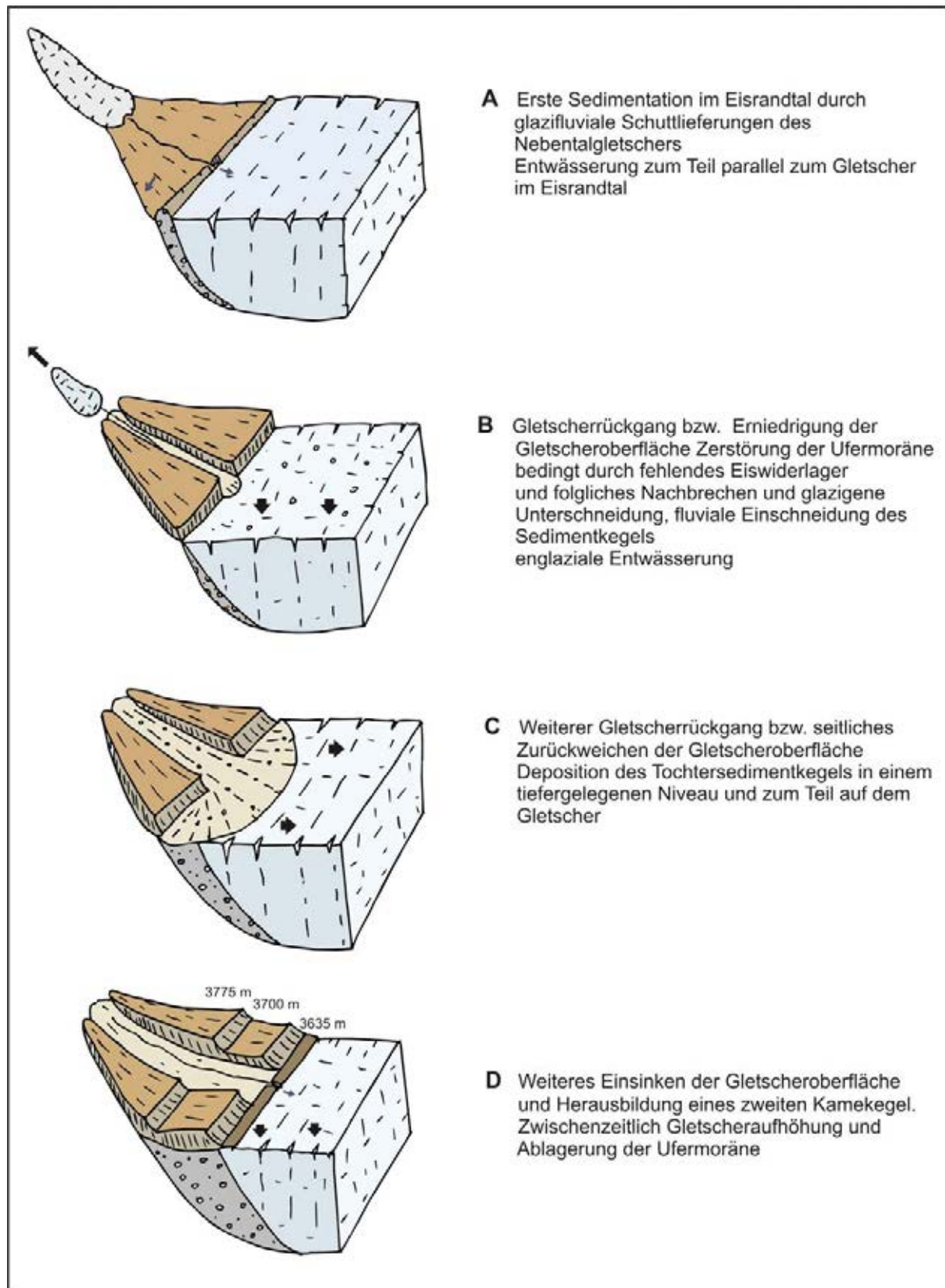
Photo 4.2.2.6: Blick auf den Konfluenzbereich von Barpu- (↓) und Hopar-Gletscher (□), die durch einen Mittelmoränenkomplex (↘) getrennt werden. Am linken Ufermoräneninnenhang des Barpu-Gletschers ist der Abzweig des Filialzungenbeckens ersichtlich, wo sich ehemals ein Gletscherlobus vom Hauptgletscher abgespalten hat (↑) und in den lateroglazialen Bereich abgeflossen ist. Die Gletscheroberfläche lag zu dieser Zeit mindestens 50 m höher als heute. Aufnahme: L. Iturrizaga 15.08.2000/22.

In Girgindil (3775 m) ist ein polygenetischer podestförmiger Terrassenkomplex ausgebildet (Abb. 4.2.2.2, Photos 4.2.2.7 & 8), der als mehrphasiger Kamekegel angesprochen werden kann. Die Einzugsbereiche reichen hier bis auf 6100 m hinauf. Die Oberkante der verschachtelten Podestform verläuft in einer Höhe von 3750 m – 3780 m. Es handelt sich um einen transversalen Stauschuttkörper, der gegen einen ehemals um etwa 150 m höher gelegenen Gletscherpegel geschüttet wurde. Nach dem Rückzug des Gletschers erfolgte die fluviale Einschneidung durch den unteren und oberen Girgindil-Gletscher. Zur Ausbildung der markanten Unterkante ist eine erneute stationäre Gletscherphase zwingend. Erst nach weiterem Absinken bzw. seitlichem Zurückweichen des Gletscherpegels konnte es zur Ausbildung der ebenen Uferbildung kommen, die heute mit mehreren verlandeten Seen ausgelegt ist. Die Aufschüttung der Ufermoräne ist bei einem erneuten untergeordneten Gletscherhochstand anzusetzen. Im Laufe der Zeit werden die Murschwemmaufschüttungen des oberen und unteren Girgindil-Gletschers immer mehr miteinander verzahnen und den Kamekegelkomplex in seinem Interferenzraum sukzessive weiter rückverlegen, so dass nur noch in Verlängerung des trennenden Gebirgsspornes eine Restakkumulation überliefert wird. Dieser Rückstaukörper ähnelt dem am Batura-Gletscher bei Kuk Hil sowie ansatzweise den terrassenförmigen Bildungen am Hispar-Gletscher bei Yutmaru. Sie fallen in eine einheitliche Bildungsperiode, vermutlich in das frühe Neoglazial bzw. späte Spätglazial (Girgindil, Post-Girgindil-Stadium). Als alternative Deutung dieses Schuttkörpers kommt eine Genese als Grundmoränenfundament in Frage, das postsedimentär zerschnitten wurde.

Die ostseitige Barpu-Talflanke zeigt deutliche Spuren der vorzeitlichen Vergletscherung und damit der Beteiligung von glazigenem Material am Eisrandtalaufbau (Photo 4.2.2.9). Angesichts der geringen Obermoränenbedeckung des Barpu-Gletschers ist die Genese der Eisrandtäler auch nur über den hangseitigen Schutteintrag verständlich. Die Hänge sind mit Grundmoränenmaterial verkleidet, so dass sich eine Beteiligung von glazigenem Sediment am Eisrandtalaufbau erschließt. Zum Teil ist das Moränenmaterial in Schutthalde resedimentiert, zum Teil liegen sie als konsolidierte Hangmoränen vor, die stellenweise durch markante Absitzungen – also lineare Anrisszonen – kenntlich werden, ähnlich wie am Chogolungma-Gletscher. Stellenweise ragen einzelne Moränenpfeiler und –bastionen an den Talflanken als Relikte der ehemals geschlossenen Moränenverkleidung aus dem Hang auf. Am Rash Lake lagern in 4500 m Höhe Granit-Erratika (mündl. Mitteilung von Herrn Prof. Kuhle im Gelände, Aug. 2000), die eine hochglaziale Vergletscherungsmächtigkeit von mindestens 1500 m belegen. HASERODT (1989: 217) ordnet die Ufermoränen am Barpu-Gletscher als neuzeitlich, ältestenfalls als Neoglazial ein und sieht auch die Zwischentalscheide zwischen Barpu-Gletscher und Hispar-Tal als glazialerosiv überarbeitet an. Eine weitere glazialmorphologische Kartierung des Barpu- und Hepar-Gletschers liegt von KALVODA (1992) vor.

In einer Höhe von 4000 m befindet sich auf der orographisch rechten Barpu-Talflanke im Bereich der Zwischentalscheide zum Hispar-Tal ein reliktes Eisrandtal (Abb. 4.2.2.1). Es verläuft rund 800 m über der heutigen Gletscheroberfläche und lässt sich damit mit den Ufertälern am Yazghil- und Biafo-Gletscher parallelisieren (Yazghil-Stadium).

Die Ufermoränenaußenhänge sind mit einem lückigen Artemisia-Bestand besetzt und weiter talaufwärts zum Teil mit Bäumen versehen. Nach Auskunft unseres Trägerführers war das Eisrandtal ehemals dicht mit Bäumen bestanden. MOTT (1946: 13), der den Barpu-Gletscher im Jahre 1939 aufsuchte, beschreibt das Barpu-Ufertal als dicht mit Vegetation bestanden: „*Our one great delight was the ablation valleys that were a feature of many of the glaciers. That on the Barpu followed along its right bank almost to the head, and was filled with clumps of willow and a gay profusion of rose thickets and wild flowers.*“ Heute trifft man hier ab einer Höhe von 3100 m nur auf vereinzelte Baumgruppen, die aber im Verhältnis zu benachbarten Gletschern immer noch recht üppig ausfallen. Die Ufermoränenaußenhänge sind fast durchgehend mit Viehgangeln durchsetzt.



L. Iturrizaga

Abb. 4.2.2.2: Genese des Kamekegelkomplexes am Barpu-Gletscher (Girgindil-Stadium und Post-Girgindil-Stadium)



Photo 4.2.2.7: Auf der rechten Barpu-Gletscherseite befindet sich hinter einem Felssporn der in Photo 4.2.2.8 gezeigte Kamekegel (←). Auf der linken Barpu-Gletscherseite begleiten lediglich Ufermoränenleisten den Gletscher. Das Eisrandtal endet bereits weiter talabwärts. Aufnahme: L. Iturrizaga 06.08.2000/34.



Photo 4.2.2.8: Mehrphasig aufgebauter Kamekegel auf der rechten Barpu-Gletscherseite in Girindil (3775 m). Das höhere Kamekegelniveau (1) korrespondiert mit der ehemaligen Gletscheroberfläche. Der jüngere Kegel (2) wird derzeit eingeschnitten und drainiert unmittelbar zum Barpu-Gletscher. Seine distale Begrenzung bildet die Hauptufermoräne. Aufnahme: L. Iturrizaga 06.08.2000/20.

Die Ufermoräne: Die eismarginale Sedimentlandschaft am Barpu-Gletscher ist durch den polyphasigen Aufbau der Ufermoränen gekenn-

zeichnet. Mehrfirstige Ufermoränen sowie Ufermoränenanlagerung sind häufig zu beobachten, wobei die Ufermoränenwälle zumeist innenwärts an der proximalen Seite angelagert sind. Die Hauptufermoräne ist stark asymmetrisch aufgebaut mit einem steilen, bis zu 50 m hohen Innenhang mit Neigungen von bis zu 70° und einem flacher abfallenden Außenhang mit Neigungen von rund 20°-30° (Photos 4.2.2.5, 11-13). Die Höhe der distalen Ufermoränenflanke rangiert zwischen 10 m und 40 m. Ihre maximale Höhe erreicht sie am Ende der ersten breiten Ufertalung oberhalb von Barpu Giram in 3200 m. Seinerzeit lag die Gletscheroberfläche mindestens um diesen Betrag höher als der Ufertalboden. Der Ufertalboden erfährt rezent eine Aufhöhung durch die Sedimentation aus den Nebentälern. Die unterschiedliche Höhe der Ufermoräne zeichnet die wellenförmige Oberfläche des einstigen Gletscherpegels ansatzweise nach. Zu unterscheiden von der großräumigen Höhendifferenz des Ufermoränenkammes sind die immer wieder zwischengeschalteten Einbuchtungen, die auf postsedimentäre Erosionsprozesse zurückzuführen sind.

Die Ufermoränenaußenhänge sind oftmals gradiert, was auf supraglaziale Überschüttungsprozesse schließen lässt. Somit handelt es sich bei den Moränen zumeist um Sanderufermoränen. Ein Aufschluss bei Barpu Giram zeigt eine deutliche Schichtung der Ufermoräne parallel zum Einfallen des distalen Ufermoränenhanges zum Eisrandtal hin (Photo 4.2.2.13).

Erst bei Mopkun (3870 m) unterscheidet sich die Ufermoräne deutlich von dem weiter talabwärts gelegenen Ufermoränentyp. Die markante Ufertalfassung ist nicht mehr vorhanden, vielmehr besteht im Randbereich ein diffuses Wechselspiel von Ufer- und Seitenmoränen. Die hier in der periglazialen Höhenstufe zur Ablagerung kommende Ufermoräne steht in ihrer hügelartigen Aufschüttung dem norwegischen Typ nahe. Die distale Flanke misst nur ca. 5 - 10 m. Die Moräneninnenhänge sind flacher ausgebildet (< 30°) und teilweise nahezu symmetrisch aufgebaut. Zuweilen zeigt sich ein sehr hoher Blockanteil (stuhl- bis tischgroß). Die distalen Flanken sind frisch überschüttet. Die Genese der Moränen ist durch langsames Abschmelzen eines Eiskerns im Saumbereich des schuttüberdeckten

Gletschers im Sinne einer Ablationsufermoräne zu deuten. Im oberen Gletscherabschnitt schließen sich auch die für diesen Bereich typischen unterschrittenen dualen Schuttkegel an, zusammengesetzt aus einem Grundmoränenfundament und darauf eingestelltem Hangschuttmaterial.

Die Höhe der Ufermoräneninnenhänge nimmt taleinwärts markant ab und beträgt in 3900 m nur noch wenige Meter. In manchen Teilen unterschneidet das Gletschereis unmittelbar den Talhang und es kommt stellenweise zur Ausbildung von Ablationsschluchten. Auffallend ist das Fehlen von großen Blöcken in den Ufermoränen, die an anderen Gletschern bis zu Hausgröße annehmen. Die Blöcke auf den Ufermoränenfirsten sind vorwiegend kantengerundet bis gerundet. Die Ufermoräne zeigt am Aussenhang diverse Überprägungen auf (z.B. Eislappenzunge bei Barpu Giram, Ufermoränenanlagerung am Außenhang bei Phahi Phari, zahlreiche Ufermoränendurchbrüche).

Sie weist einige Durchbrüche auf, an die sich in das Eisrandtal Schuttloben anschließen. Diese können zu Zeiten des Gletscherhochstandes durch supraglaziale Schmelzwasser entstanden sein (Photo 4.2.2.5). Sie können aber auch durch das Abschmelzen eines Eiskernes in der Ufermoräne erfolgen. Der Gletscherpegel kann in diesem Fall schon erheblich unter dem Ufermoränenfirst liegen. Weiterhin können Niederschläge an entsprechend steilen distalen Ufermoränenflanken auch für murartige Massenabgänge sorgen. Oftmals sind im Firstbereich sehr große Blöcke eingelagert. Wenn diese aus ihrer Position herausgelöst werden, verbleibt ein kerbenförmiger Anschnitt, der als Ansatzstelle für eine weitere Erosion dient.

Eine Asymmetrie der Ufertalverbreitung ist am Miar-Gletscher zu verzeichnen. Auf der rechten Seite in NW-Exposition setzen die Ufertäler in 3500 m aus, während sie sich auf der linken Seite noch einige Höhenmeter weiter empor ziehen. Das verfrühte Aussetzen auf der rechten Seite kann topographisch bedingt sein, da hier (Eis-)Lawinen die Talflanke freiputzen. Beim Sumayar-Gletscher verhält es sich umgekehrt: Hier erreichen die Ufertäler am Spantik-Nebengletscher in S/SW-Exposition ihre größte Höhe (HEWITT 1993), während sie auf der rechten O-exponierten Seite aufgrund der dominierenden Eislawinenzufuhr bereits in 3700 m Höhe aussetzen.



Photo 4.2.2.9: An der rechten Barpu-Talflanke ragen im Eisrandtal oberhalb von Barpu Giram isoliert Moränenbastionen am Hang auf. Sie wurden durch hangiale Prozesse resedimentiert und haben zum Aufbau der lateroglazialen Sedimentationskomplexe beigetragen. Aufnahme: L. Iturrizaga 05.08.2000/2/00.

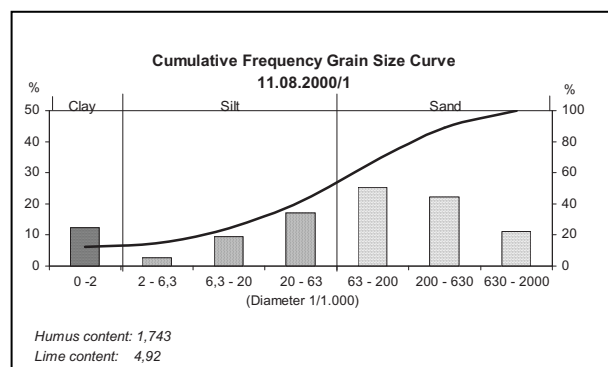


Abb. 4.2.2.3: Das Diagramm zeigt die Korngrößenverteilung der in Photo 4.2.2.9 gezeigten Moränenbastionen. Im Gegensatz zu dem Korngrößenspektrum der Ufermoränen (vgl. Abb. 4.3.1.2-5) zeigen diese hochlagernden älteren Moränen, aus denen sich die Eisrandtalkomplexe zum Teil konstituieren, noch einen wesentlich höheren Feinmaterialgehalt.



Photo 4.2.2.10: Zwischen den Murkegeln bei Chukurtans sind lakustrine Sedimente (O) zwischengeschaltet. Die Gletscheroberfläche erreicht in dieser Partie bereits den Ufermoränenfirst (↙). Aufnahme: L. Iturrizaga 05.08.2000/2/34.



Photo 4.2.2.11: Die Gletscheroberfläche weist oftmals einen stark wellenförmigen Verlauf auf, die sich auch in der Form der Ufermoränenablagerung bemerkbar macht. Hier weist die Ufermoräne einen entsprechend bogenförmigen Verlauf auf. Sie wurde partienweise frisch überschüttet (↔). Der Vegetationsbewuchs fehlt hier. Gegen die Hauptufermoräne ist ein Kamekegel (Δ) geschüttet. S. Kuh im Vordergrund als Größenvergleich (→). Aufnahme: L. Iturrizaga 05.08.2000/2/35.



Photo 4.2.2.12: Ablagerung von subrezentem, wenige Meter hohen Ufermoränenwällen (\triangle) auf der proximalen Seite der Hauptufermoräne sowie Ausbildung einer lateroglazialen Talung (∇) zwischen Chukurtans und Girgindil. Der Schutt rutscht zumeist am Eisrand hinab und wird schutthaldenförmig aufgeschüttet. Aufnahme: L. Iturrizaga 05.08.2000/2/13.



Photo 4.2.2.13: Aufschluss einer Sanderufermoräne auf der rechten Barpu-Gletscherseite in 3200 m. Die Schichtung der Ufermoräne zeigt ein Einfallen von der Gletscherseite (rechts) zum Eisrandtal (links) (\swarrow). Die Ufermoräne ist wenig matrix-gestützt, der Anteil an Sand und Kies ist vergleichsweise hoch. Der Durchmesser der in die Ufermoräne eingestreuten Blöcke erreicht mehrere Meter (s. Kuh im Vordergrund als Größenvergleich \rightarrow). Aufnahme: L. Iturrizaga 05.08.2000/30.

4.2.3 Hopar-Gletscher (Bualtar-Gletscher)

• *ausladende Lateralmoränenkomplexe* • *Mittelufermoräne*, „*Ufermoränenkreuzung*“, *intermoränales Ufertal* • *Staffelufermoräne*, *Schollenufermoräne* • *Filialzungenbecken* • *forcierte lateroglaziale Schuttablagerung im unteren Gletscherteil* • *Expositionsunterschiede*

Diran (7266 m) und Miar (6824 m) bilden die höchsten Einzugsbereiche der Kammumrahmung des schmalen Hopar-Gletschers (Abb. 4.2.2.1, Photo 4.2.3.1). Der 24 km lange, nach Norden abfließende Hopar-Gletscher (auch Bualtar- oder Kaple-Gletscher genannt) endet in einer Höhe von 2450 m unmittelbar an der Konfluenz zum Hispar-Tal und erreicht fast den Hispar-Fluss (Photo 4.2.3.2). VISSER (1938: 190) gibt das Gletscherende in 2325 m an. Im Jahre 1892 lag der Hopar-Gletscher 400m entfernt vom Hispar-Fluß (MASON 1930a: 229). 1897 ist eine Seeaufstauung des Hispar-Flusses durch den Hopar-Gletscher dokumentiert (KREUTZMANN 1994). VISSER (1928: 214) berichtet, dass der Hispar-Fluss unter dem Hopar-Gletscher im Jahre 1925 abfloss.

Die Lokalbevölkerung von Hopar, die den Gletscher regelmäßig zu ihren Almgebieten am Hopar- und Barpu-Gletscher queren, berichten von häufigen Schwankungen der Gletscheroberfläche. Aus dem Jahre 1987 ist von GARDNER & HEWITT (1990) ein Gletschersurge anhand von überhöhten Fließgeschwindigkeitsmessungen dokumentiert. Die Autoren führen das rasche Vorstoßen des Gletschers auf drei hintereinander folgende Felssturzereignisse im Jahre 1986, 5 km talaufwärts von Hopar, zurück, bei denen 20 Millionen m³ Schutt mit Sturzgeschwindigkeiten von 440 km/h⁻¹ auf der Gletscheroberfläche abgelagert wurden (HEWITT 1988). Durch die Blockschollenbewegung des Bualtar-Gletschers ist die Fließgeschwindigkeit an den Eisrändern des Bualtar-Gletschers genauso groß, wenn nicht sogar höher als in der Gletschermitte. Diese Bewegungsart des Gletschers führt zu einer verstärkten Erosion an den Ufermoräneninnenhängen (MacDONALD 1989: 186). Der britische Konsul in Kashgar, C. P. SKRINE machte in den Jahren 1922 – 1924 Photoaufnahmen des Hopar-Gletschers (RGS 088627, 088628), die zeigen, dass die weiße, stark zerspaltene Gletscheroberfläche zu dieser Zeit ähnlich wie heute tief eingesunken in der Ufermoränenverfassung verweilte.

Die lateroglazialen Sedimentkomplexe: Der schmale Hopar-Gletscher weist eine bemerkenswert ausladende lateroglaziale Sedimentfassung in seinem unteren Gletscherbereich unterhalb einer Höhe von 2900 m auf (Photo 4.2.3.6). In diesem Abschnitt verlässt der Hopar-Gletscher das Talgefäß und breitet sich gemeinsam mit dem Barpu-Gletscher, getrennt durch einen Mittelmoränenkomplex, in der weiträumigen Talkammer aus (Photo 4.2.3.3). Der Hopar-Gletscher wird auf seiner rechten, NW-exponierten Talseite von einem Ufertal eingefasst, das bis in eine Höhe von rund 3400 m hinaufreicht (Photo 4.2.3.1). Es verläuft 120 m – 150 m über der rezenten Gletscheroberfläche und wird von einer bis zu 30 m hohen Ufermoränen mit Außenhangsneigungen von 25°- 35° zum Gletscher hin abgegrenzt. Auf der linken Seite säumen nur seichte Ufermoränenleisten die Talflanke. Talabwärts allerdings setzt die bis zu über 50 m hohe Hauptufermoräne ein. Durch die abrupte Weitung des Talfasses nimmt das Ufertal hier Beckencharakter an. Somit zeigt der Hopar-Gletscher eine nahezu entgegengesetzte Verbreitung der Ufertäler (in NW-Exposition) wie beim unmittelbar benachbarten Barpu-Gletscher (in SW-Exposition).

Der Hopar-Gletscher zeigt in 2700 m Höhe auf der linken Seite zwischen Hakalshal und Borushal eine imposante Durchbruchform der Hauptufermoräne auf (Photo 4.2.3.3). Hier hat sich vorzeitig vom Hauptgletscher eine separate Gletscherzunge mit einer Länge von mehreren hundert Metern abgespalten und ein Filialzungenbecken ausgebildet. Heute zeugen bis zu 50 m hohe Ufermoränenfassungen von diesem Ableger. Was erstaunt, ist die große Höhe und Mächtigkeit der Ufermoränen, die die Ufermoränenfirse des Hauptgletschers lokal überragen. Die Unterseite des Ablegergletschers lag nur wenig unterhalb des Ufermoränenfirstes des Hopar-Gletschers. Diese Form wird sich aus einer einstigen Eislappenzunge (wie sie z.B. am Chogolungma-Gletscher ausgebildet ist) zu einer, über einen sehr langen Zeitraum bestehenden Filialgletscherzunge entwickelt haben. Die Ufermoräneninnenhänge sind heute bis zu über zwei Drittel ihrer Höhe in Schutthalde aufgelöst. Sie

werden heute durch Bewässerungskulturen stabilisiert. Dieses Filialzungenbecken in bezüglich seiner Genese vergleichbar mit dem am Malungutti-Gletscher. Allerdings ist hier offen, inwieweit ein Felskern zur Aufspaltung der Gletscherzunge beigetragen haben kann.

Der Hopar- und Barpu-Gletscher werden in einer Höhe von 2800 m von einem mächtigen Mittelmoränenkomplex getrennt (Photo 4.2.3.4). Die linke Ufermoräne des Barpu-Gletschers und die rechte Ufermoräne des Hopar-Gletschers vereinigen sich und bilden im oberen Bereich ein intermoränales, breites Eisrandtal aus. Weiter talabwärts wurde die Hopar-Ufermoräne von supraglazialen Schuttlieferungen des Barpu-Gletschers überschüttet, während talabwärts wiederum die Ufermoräne des Hopar-Gletschers dominiert. Es findet hier eine regelrechte Verkreuzung beider Ufermoränen statt.

Die Höhe der Ufermoräneninnenhänge beträgt 70 m – 120 m. Sie sind mit 35° - 70° relativ steil geneigt. Für die Innenhänge sind geschlossene, tapetenartige Aufschlusswände typisch, die lokal durch sekundäre Schutthalden gesäumt werden. Der Hopar-Gletscher zeigt in einer Höhe von 2750 – 2850 m an beiden Ufermoräneninnenhängen eine spezielle Form der Desintegration der Ufermoräneninnenhänge. Die Ufermoränen sind mitsamt ihrem Außenhang en bloc abgesackt und in Form gestaffelter Schollenbrüche überliefert. Das Vorkommen dieser Desintegrationsformen kann neben dem Entzug des Gletscherwiderlagers auf den häufigen und z.T. surgeartigen Oszillationen des Hopar-Gletschers beruhen, der die sonst so standfesten Ufermoräneninnenhänge wiederholt unterschritten hat. Ähnliche Schollenufermoränen sind am Yazghil-Gletscher ausgebildet. Bemerkenswert sind die erosiven Folgeformen aus den Ufermoränenschollen in Gestalt von Erdpfeilern unterhalb der aufgegebenen Alm Shishkin. Ihre Höhe beträgt bis zu 3 m – 4 m. Formal weisen sie Ähnlichkeit zu den klassischen Erdpyramiden auf. Sie gehen jedoch nicht aus Erdrippen (wie am Hispar- oder Kukuar-Gletscher) hervor, sondern die Moränenschollen werden durch fluviale Erosion in Erdpfeiler separiert. Keiner der Exemplare besitzt Decksteine, es sind kaum große Blöcke in der Ufermoräne enthalten. Weiterhin zeigen Zerrspalten innerhalb der Ufermoräne die andauernde Abbruchbereitschaft der Ufermoräneninnenhänge.

WATANABE (2004) hat am Kanchenjunga-Gletscher die Ursache für *landslides* (Absitzungen) an Ufermoräneninnenhängen untersucht und geht in seiner Studie davon aus, dass diese entweder durch das Abschmelzen von Toteiseinlagerungen oder Permafrostvorkommen zustande kommen. Allerdings können diese staffelbruchförmigen Absitzungserscheinungen rein trocken gravitative Massenbewegungen im Sinne von Nachsackungserscheinungen durch den Eisschwund darstellen.

Zur Besiedlungssituation der Eisrandsedimentkomplexe: Das Siedlungsland von Hopar (2775 m) mit seinen zahlreichen Filialsiedlungen (etwa 4000 Einwohner) ist eine der wenigen Dauersiedlungen, die im lateroglazialen Bereich angelegt ist. In einer Höhenlage zwischen 2500 m – 3000 m wird hier Ackerbau betrieben. Die Häuser und Felder von Hopar reichen unmittelbar bis zur linken Ufermoräne des Hopar-Gletschers heran. Der Ufermoränenaußenhang wird als Wirtschaftsfläche genutzt. Die Nachbrüche im Sediment treten in einer Reichweite von 250 m – 400 m von der Siedlungsfläche auf. Hopar verliert durch die Unterschneidung der Ufermoräne durch den Hopar-Gletscher zunehmend an Siedlungsland (MacDONALD 1989: 185). Dies entspricht einer Fläche von rund 10 km² in den letzten Jahrhunderten. Insbesondere die Zerstörung der Bewässerungskanäle kann die Existenz der Siedlung gefährden. So musste die Sommersiedlung Shishkin mit etwa 40 - 50 Häusern aufgegeben werden (MACDONALD 1989: 187). Weiterhin ist durch die ständige Veränderung der Gletscheroberfläche im Zuge der Surgevorstöße die Querung des Hopar-Gletschers zu den Weidegebieten am Barpu-Gletscher problematisch. Die Gletscheroberfläche zeigte 1999 im Mittelbereich ogivenartige Bildungen mit Schuttwülsten auf, in die z.T. Seen zwischengeschaltet waren.



Photo 4.2.3.1: Blick von Shishkin (2850 m) in den oberen Einzugsbereich des Bualtar-Gletschers mit dem Diran (7266 m) im Hintergrund. Der Bualtar-Gletscher zeigt eine asymmetrische Verbreitung der Eisrandtäler: Nur auf der NW-exponierten Talseite ist ein Ufertal (\square) vorhanden, während auf der gegenüberliegenden Talflanke lediglich Moränenleisten (\searrow) abgelagert sind. Das Ufertal liegt rund 150 m über der heutigen Gletscheroberfläche. Aufnahme: L. Iturrizaga 05.08.2000.



Photo 4.2.3.2: Die Gletscherzunge des Hopar-Gletschers (\square) reicht bis an den Hispar-Fluß heran (2450 m), ist aber heute im Rückzug bzw. im Einsinken begriffen. Die Gletscherzunge wird von bis zu 100 m hohen Lateralmoränenfassungen eingeraht. Zur Bildrechten lagern mächtige Grundmoränenablagerungen vorzeitlicher Gletschervorstöße des Barpu-Hispar-Gletschers. Aufnahme: L. Iturrizaga 12.08.2000/22.

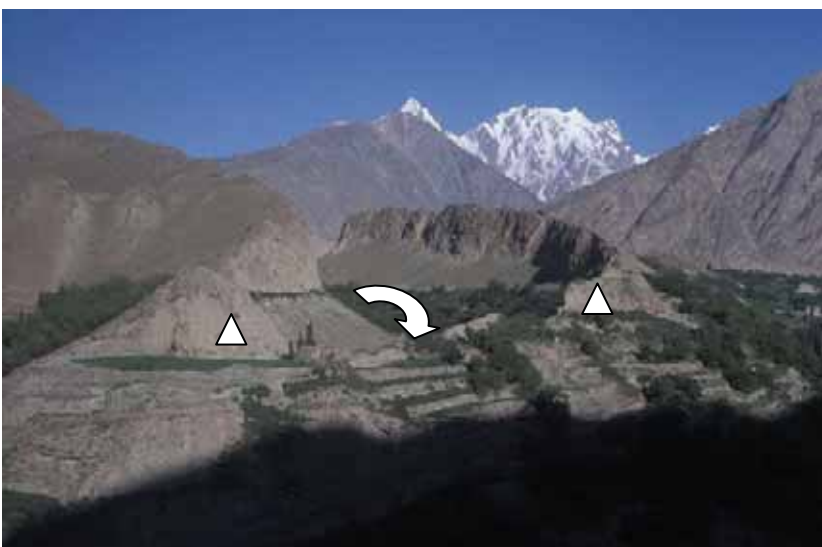


Photo 4.2.3.3: Blick auf die linke Ufermoränenfassung in das Filialzungenbecken des Hopar-Gletschers. Ehemals hat sich hier ein Eislobus vom Hauptgletscher abgespalten. Die beachtliche Höhe der Ufermoränen (\triangle) von ca. 50 - 70 m impliziert, dass es sich hierbei um eine längerfristige Eisstillstandslage gehandelt haben muss. Heute wird das tributäre Zungenbecken durch Bewässerungsoasensiedlungen eingenommen. Das Absinken der Hopar-Gletscheroberfläche vereitelt jedoch zunehmend die Schmelzwasserableitung. \curvearrowright zeigt die Fliessrichtung der Filialgletscherzunge. Aufnahme: L. Iturrizaga 01.07.1999/17.



Photo 4.2.3.4: Die rechte Ufermoräne (\triangle) des Hobar-Gletschers und die linke Ufermoräne (\blacktriangle) des Barpu-Gletschers verschmelzen zu einem Mittelmoränenkomplex, der beidseitig vom Eis zeitlich versetzt überfahren wurde. Der Ufermoräneninnenhang des Hobar-Gletschers sackt aufgrund des fehlenden Eiswiderlagers schollenförmig nach. Aufnahme: L. Iturrizaga 28.06.1999/2/4.



Photo 4.2.3.5: Blick von der linken Hobar-Ufermoräne gletscheraufwärts. Die vom Gletschereis entblößte Ufermoräne bricht staffelförmig nach. Oftmals ist es bei solchen Ufermoränenstufen im Nachhinein schwierig zu differenzieren, ob es sich um eine en-bloc-Absackung der Ufermoräne oder eine jüngere Ufermoränenanlagerung handelt. Aufnahme: L. Iturrizaga 28.06.1999.

4.3 Die Gletscher der Spantik-Sosbun-Südabdachung / Haramosh-Nordabdachung

4.3.1 Chogolungma-Gletscher

• *Murkegel-Eisrandtäler* • *aktueller Murabgang im Eisrandtal bei Khurumal* • *Überprägungen und Durchbrüche der Ufermoräne* • *Eislappenufermoräne* • *lateroglaziale hochlagernde Schotter* • *Verzahnung der Nebentalsedimente mit dem Haupttalufertal* • *Lawinenabgänge in den Eisrandtälern* • *landslide-bedingte ephemere Seen und Ufermoränendurchbrüche* • *die postglazialen Gletscherstände der Nebentäler* • *Riffelmoräne* • *Verheilung der Eisrandtäler nach dem Rückzug eines Nebengletschers vom Hauptgletscher*

Dem Chogolungma-Gletscher (Chogo Lungma (Balti) = großes Tal, KICK 1956, Tschoscho-Gletscher OESTREICH 1906) kommt in der glazialmorphologischen Forschung eine Pionierstellung zu. Er wurde von VIGNE (1835) als einer der ersten Karakorum-Gletscher erkundet. Am Chogolungma-Gletscher konstatierte OESTREICH (1906, 1911/1912) erstmals die „Randschluchten“ als glazialmorphologische Erscheinung im Sinne von Ablationsphänomenen (Kap. 3). KICK (1956) sonderte an diesem Gletscher die „Große Ufermoräne“ als geomorphologische Leitform für den Karakorum in Anlehnung an die 1850er-Ufermoräne der Alpen – aber ohne zeitliche Parallelitäten - aus. Ferner lieferte er ausführliche Beschreibungen zu den Schwankungen des Chogolungma-Gletschers seit Mitte des 19. Jahrhunderts. KICK (1956, 1964) widmete sich in seinen Arbeiten auch den Ufertälern, wobei er ihre Genese primär in den topographischen Ablagerungsbedingungen der Ufermoräne und damit der randlichen Gletscherfließdynamik und -morphologie sieht. Der Gletscher zieht sich in einer fast geradlinigen Flucht zwischen den Gebirgsspornen entlang und lagert seitlich die Ufermoräne ab. Die Eisrandtäler stellen demnach die Ablagerungen in den topographisch-bedingten Sedimentationsfallen dar wie auch in der vorliegenden Arbeit dargestellt. Neuere Arbeiten zur hocheiszeitlichen bis postglazialen Vergletscherungsgeschichte liegen von KUHLE (2001, s.u.) vor.

Malubiting (7453 m), Spantik (7027 m) und Laila (6986 m) bilden die höchsten Einzugsbereiche des West-Ost-abfließenden, 45 km langen Chogolungma-Gletschers (Abb. 4.3.1.1). Auf ihrer Nordabdachung fließt der Barpu-Gletscher nach Nagar zu Tal. Die rechte Chogolungma-Talseite verweilt über weite Strecken im stromabwärtigen Talverlauf mit Gipfelhöhen zwischen 6000 m – 6500 m, während die linke Talseite niedrigere Einzugsbereichshöhen aufweist. Rund ein Dutzend Nebengletscher münden in den Chogolungma-Gletscher ein. Der längste unter ihnen ist der 11 km lange Haramosh-Gletscher. Insgesamt lässt sich der dendritisch zusammengesetzte Chogolungma-Gletscher als Übergangsform zwischen Firnkesselgletscher und Firnstromgletscher ansprechen. Am Chogolungma-Gletscher verläuft die Schneegrenze in 4700 m Höhe (KICK 1964: 19). Die Gletscheroberfläche ist im Zehrgebiet über weite Strecken nur wenig verschuttet. Der Gletscher reicht heute bis auf 2800 m hinunter. Die Gletscherzunge geht unmittelbar in die Schottersohle über, eine Endmoräne ist nicht ausgebildet.



Photo 4.3.1.1: Der Chogolungma-Gletscher, aus 4000 m Höhe gen W gesehen, verzweigt sich in seinem oberen Einzugsbereich dendritisch und ist aus mehreren Firnkesseln zusammengesetzt. In einer Höhenlage von 4400 m befinden sich die letzten prägnanten lateroglazialen Moränenablagerungen, vereinzelt reichen sie weiter talaufwärts. Aufnahme: L. Iturrizaga 23.07.2000.

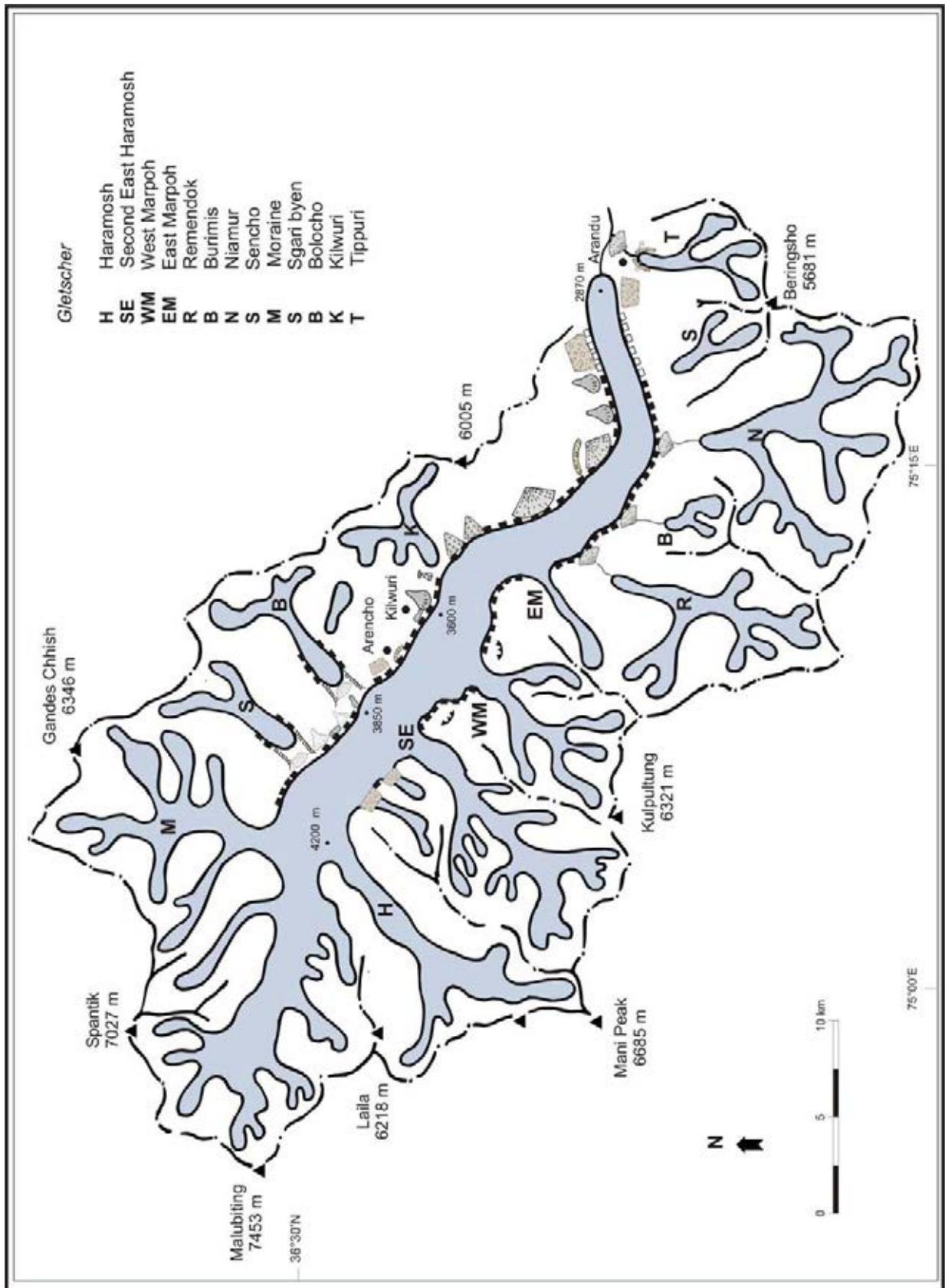


Abb. 4.3.1.1: Übersichtskarte der lateroglazialen Sedimentationskomplexe am Chogolungma-Gletscher (Legende s. Abb. 4.1)

Vegetation: Die Eisrandtäler setzen im Bereich der unteren Waldgrenze ein, so dass ab rund 2800 m Wacholder und Rosensträucher vorkommen. Bei Chohob Langsa in einer Höhenlage von 3300 m treten ausladende Weiden auf. Die N-exponierte Chogolungma-Talflanke ist bis in Höhen von 3900 m zum Teil mit geschlossenen Waldbeständen (Juniperus, Birken, Weiden) bestanden. Die Ufermoränen sind allerdings größtenteils unbewaldet. Die Eisrandtäler unterliegen heute einer starken Beweidung.

Die Eisrandtäler

Der Chogolungma-Gletscher ähnelt in seinem Grundriss, seiner Fließrichtung und seiner Eisrandtalverbreitung dem Batura-Gletscher. Breite Eisrandtäler begleiten den Gletscher auf beiden Talseiten. Auf der Nordseite beginnt das Eisrandtal einige hundert Meter talaufwärts der Gletscherzunge in 2900 m und ist bis zu über 60 m über der rezenten Gletscheroberfläche gelegen. Lokal wird es von einmündenden Nebengletschern unterbrochen und setzt bei Arencho (3700 m) durch die Unterschneidung des Chogolungma-Gletschers an einem Gebirgssporn lokal aus. Es endet - soweit einsehbar - in 4100 m oberhalb vom Sgari-byen-Tal als schmaler Moränensaum, findet aber möglicherweise noch weiter gletscherstromaufwärts seine Fortsetzung. In den breiteren Ufertalabschnitten prägen die bergflankenseitigen Schuttkörper in Form von Mur- und Lawinenkegeln entscheidend die Ufertalmorphologie. Die Ufermoräne besitzt an mehreren Lokalitäten Bergflankenkontakt, so dass das Eisrandtal zu einer schmalen Rinne reduziert ist. Es wird an einigen Stellen durch hangiale Schuttkörper verschüttet und in einzelne Talungen kompartimentiert (Photos 4.3.1.17-18).

Das linke Eisrandtal: Zu Zeiten der Begehung von OESTREICH und den WORKMANS im Jahre 1902 lag die Gletscheroberfläche nur wenige Meter unter dem Ufermoränenfirst. Heute sind bis zu rund 60 m des Ufermoräneninnenhangs eisfrei (Photos 4.3.1.2-4). Etwa 30 m unterhalb des Ufermoränenfirstes folgt ein zweites jüngerer Niveau in Form eines rundkuppigen Walles. An der Basis des Moränenhangs ist ein rund 5 m hoher subrezenter Moränenwall mit Toteiseinlagerungen ausgebildet. Von diesem Wall ist der Chogolungma-Gletscher bereits merklich zurückgewichen. Ein weiterer Uferwall befindet sich im oben gelegenen Eisrandtal unmittelbar am Hangfuß und repräsentiert das älteste Stadium dieser Ufermoränensequenz. Es können mindestens vier Ufermoränenstadien ausgegliedert werden.

Im unteren Abschnitt unterschneidet der Gletscher auf der linken Seite eine mehrere hundert Meter hoch reichende Moränenhangverkleidung, d.h. residuale Hangmoränenkegel. Die Unterschneidungsfront springt immer wieder sichelförmig gegen den Hang zurück. Die Steilkanten sind in die moränentypische Pfeilerstruktur aufgelöst. Hangmoränen sind entlang des Chogolungma-Gletschers noch bis mindestens Bolocho (3800 m) zu verfolgen (Photo 4.3.1.30). Hier findet sich eine der Lokalitäten der unmittelbaren Verknüpfung von spätglazialen und neoglazial bis historischen Moränenablagerungen. Alle genannten Ablagerungsgenerationen können am Aufbau der unteren randglazialen 100 m hohen Moränenleiste beteiligt sein. Nach einer Unterschneidungspassage beginnt talaufwärts das Eisrandtal. Das Eisrandtal wird primär durch Murkegel aufgebaut, die wiederum größtenteils aus der Resedimentation der Hangmoränenverkleidung stammen. In diesem Falle ist es noch gut nachvollziehbar, dass die Eisrandtalbildung durch die vorzeitliche Moränenverkleidung mitgesteuert wird. Auch der Blick aus 4200 m von der gegenüberliegenden orographisch rechten Talseite über Arandu von Gomar aus (3545 m), also knapp 1500 m oberhalb der Gletscheroberfläche, zeigt den Übergang von jüngerer Eisrandtalbildung und älteren Hangmoränen sehr deutlich (Photo 4.3.1.2).

KICK (1964: 45) rekonstruiert anhand der Beschreibungen von GODWIN-AUSTEN aus dem Jahre 1861 und von DREW (1863), dass seinerzeit das linke Eisrandtal noch nicht existierte. Die Hauptufermoräne und somit auch das Eisrandtal seien demnach erst nach dem Gletscherhochstand im Jahre 1863 gebildet worden. Die Hauptufermoräne gibt den Stand von 1863 wider. Zu Zeiten OESTREICHS und der WORKMANS im Jahre 1902 allerdings besteht das Eisrandtal schon, so dass der Bildungszeitraum von nur rund 40 Jahren etwas zu kurz erscheint. Die Gletscheroberfläche lag zu jener Zeit nur wenige Meter unter dem Ufermoränenfirst und in Teilen sogar höher als der Ufertalboden. Im Jahre 1954 war die Gletscheroberfläche gegenüber dem Eishochstand von 1861 auf einer Länge von 32 km 30 – 60 m eingesunken (KICK 1964: 36). Selbst in den oberen Gletscherabschnitten sind die Ufermoräneninnenhänge bis zu 50 m eisfrei. Des Weiteren kommt KICK (1964: 39) anhand der

Besiedlungsgeschichte Arandus zu dem Schluss, dass die Gletscherausdehnung im 5.-7. Jahrhundert kleiner war als im 19. und 20. Jhd.



Photo 4.3.1.2: Blick von der Gomar-Talflanke aus 4000 m den Chogolungma-Gletscher talaufwärts. Die Chogolungma-Gletscheroberfläche verläuft heute mehrere Dekameter unterhalb des Ufermoränenfirstes. Die Einzugsbereiche der orographisch linken Talseite ragen bis auf über 5000 m hinauf und entsenden zumeist nival-induzierte Murgänge, die die Eisrandtäler durchlaufen und die Ufermoräne einschneiden. Die Talflanken sind mit Hangmoränen verkleidet. Aufnahme: L. Iturrizaga 28.07.2000/2/34-35.



Photo 4.3.1.3: Detailaufnahmen des in Photo 4.3.1.2 gezeigten Eisrandtals. Der Chogolungma-Gletscher ist über seine gesamte Lauflänge tief eingesunken gegenüber der Ufermoränenfassung. Eisrandtäler (↘) sind alternierend auf beiden Talseiten ausgebildet. Aufnahme: L. Iturrizaga 28.07.2000/2/6.

Photo 4.3.1.4: Die Murgänge haben die Ufermoräne stark zerrunzt (↘), so dass der lateroglaziale Abfluss des Eisrandtales zum Gletscher hin dräniert. Auf der verschutteten Gletscheroberfläche sind zahlreiche supraglaziale Seen ausgebildet. Aufnahme: L. Iturrizaga 28.07.2000/2/3.

Das orographisch rechte Eisrandtal: Die rechte Chogolungma-Talseite wird im Bereich der Gletscherzunge von einer 200 m - 300 m, steil aufragenden Felsstufe begleitet. Hier vermochte sich kein Eisrandtal bis heute zu erhalten. Das Eisrandtal ist in sekundäre Moränenkegel disloziert. Der Hangfuß wird von einer stark zerrunzten und in Schutthalde aufgelösten Moränenleiste gesäumt, die sich noch weiter talaufwärts bis zur Einmündung des Niamur-Tales fortsetzt. Oberhalb der Felsstufe wie auch auf der linken Talseite verkleiden mächtige residuale und mit dichter Vegetation besetzte Moränenkegel bis 800 m oberhalb der Gletscheroberfläche die Talflanke. Weiter talaufwärts ist das Eisrandtal nicht ganz so gut ausgebildet wie auf der Nordseite. Oftmals setzt es an den steilen Talflanken aus und wird durch die Nebentalabflüsse durchbrochen. Es endet in rund 3900 m.



Photo 4.3.1.5: Auf der rechten Chogolungma-Talseite ist das Eisrandtal im Zuge des Absinkens der Gletscheroberfläche nahezu vollständig nachgestürzt. An den steilen Talflanken vermochten die lateroglazialen Sedimente ohne das Widerlager des Gletschers nur schwerlich zu überdauern. Die Eisrandtalkomplexe sind bereits in moränale Schutthalden (Δ) umgewandelt. Ansatzweise ist das vermutlich historische Gletscherlevel (\leftarrow) noch nachzuvollziehen. Im Hintergrund ist das Chogolungma-Gletscherende (\downarrow) sowie der Tippuri-Gletscher (\succ) ersichtlich. Aufnahme: L. Iturrizaga 13.07.2000/39-01.



Photo 4.3.1.6: Aufnahme von Bolocho (3970 m) über den Chogolungma-Gletscher auf die rechte N-exponierte Chogolungma-Gletscherseite. Die Nebentalgletscher West-Marpoh (links) und der Second East Haramosh (Bildmitte) besitzen auf der N-exponierten Seite noch Anschluss an den Haupttalgletscher. Lateroglaziale Sedimente sind nur in geringem Umfang ausgebildet. Die kürzeren Stichtäler werden von Podestmoränen (\leftarrow) eingenommen. Aufnahme: L. Iturrizaga 18.07.2000/30-32.

Die Hauptufermoräne: Der Chogolungma-Gletscher wird fast auf seiner gesamten Lauflänge von der Hauptufermoräne seitlich eingefasst. Ufermoränenanlagerungen ufertalwärts sind häufig vorzufinden, allerdings auf vergleichsweise eng begrenztem Raum. Ausladende Ufermoränenanlagerungen wie am Hispar-Gletscher sind nicht ausgebildet. Die Ufermoränen setzen sich vorwiegend aus geschichteten metamorphen und sedimentären Gesteinen zusammen. Großes Blockwerk, wie hausgroße Blöcke, ist nur selten präsent. Abb. 4.3.1.2-5 zeigen charakteristische Korngrößendiagramme der Ufermoränen. Sie weisen alle eine Dominanz in der Sandfraktion auf, die zum Teil auf schmelzwassergebundene Transportprozesse zurückgehen kann bzw. auch auf die Herkunft des Materials im Sinne von durch größere Korngrößen gekennzeichnetem Obermoränenmaterial hinweist.

Zwischen Bamchalma (3065 m) und Khurumal (auch: Khurdumal) (3560m) wird der Chogolungma-Gletscher kontinuierlich von Giebelufermoränen begleitet. Die durchschnittliche Neigung des distalen Hanges beträgt 20° - 25°, während der proximale Hang bis zu 60° - 70° Neigung aufweisen kann. Ab einer Hangneigung von 40° setzt an den Innenhängen Runsenbildung ein. Die Ufermoränenfirse sind relativ gut konsolidiert, obwohl sie sehr scharfgratig sind. An den Ufermoräneninnenhängen sind zumeist zwei Moränenniveaus zu differenzieren. Auch flache Ufermoränenmulden sind eingeschaltet. Während am Hispar-Gletscher auf halber Höhe des proximalen Hanges Uferterrassen auftreten, handelt es sich hier zumeist um wahre Wälle. Teilweise sind auch Schollen vom Hauptmoränenfirst abgesackt.



Photo 4.3.1.7: Die Ufermoräne (3300 m) zeigt den typisch asymmetrischen Aufbau. Die Ufermoräneninnenhänge weisen Neigungen von bis zu 70° auf und sind im oberen Teil mancherorts übersteilt. Die Gesteinskomponenten fallen in Richtung des Eisrandtales (↘) ein und zeugen von supraglazialen Schüttungsprozessen. Aufnahme: L. Iturrizaga 15.07.2000/23.

Photo 4.3.1.8: In dem Eisrandtal bei Arencho (3700 m) verzahnt sich die Ufermoräne (△) unmittelbar mit den Murkegeln der Nebentäler (○). Eisrandparallele Sedimentablagerungen kommen kaum zur Ausbildung. Der Ufermoränenfirst zeigt einen wellenförmigen Verlauf, der entweder die einstige Gletscheroberfläche nachzeichnet oder aber durch Erosion entstanden ist. Die Ufermoränen setzen sich zum Grossteil aus metamorphen Sedimentgesteinen zusammen und besitzen einen hohen Feinmaterialgehalt. Ihr Aufbau ist primär matrix-gestützt. Es sind hier nur selten große Blöcke in die Ufermoräne integriert. Weiter talaufwärts nimmt die Gesteinsgröße der Blöcke in den Ufermoränen zu. Aufnahme: L. Iturrizaga 23.07.2000/33.

Eislappen-Endmoräne: Die linke Chogolungma-Ufermoräne zeigt am Fuße des distalen Hanges mancherorts angelagerte Moränenbögen (Photo 4.3.1.9 & 11, s. Photos 5.2.8 & 9 in Kap 5.2). KICK (1956: 338, 1964: 46) deutet sie als Hinterlassenschaften von Eislappen, die über die Hauptufermoräne herunterflossen. Demnach muss die Eislappenmoräne jünger als die Ufermoräne sein. Allerdings konnte an zahlreichen Übergangsformen auch beobachtet werden, dass primär eine ondulierte Ufermoräne abgelagert wurde. Diese Ufermoränenausbuchtungen werden dann bei einem erneuten Gletschervorstoß durch die Ablagerung einer geradlinigen Ufermoräne wieder verschlossen, wie z.B. am Yazghil-Gletscher. Bei den Filialzungenbecken ist dieser Ablauf der Ufermoränenanlagerung noch deutlicher nachvollziehbar (Kap. 4.4.5 Malungutti-Gletscher). Bei dieser Genese ist die bogenförmige Ufermoräne älter als die Hauptufermoräne.

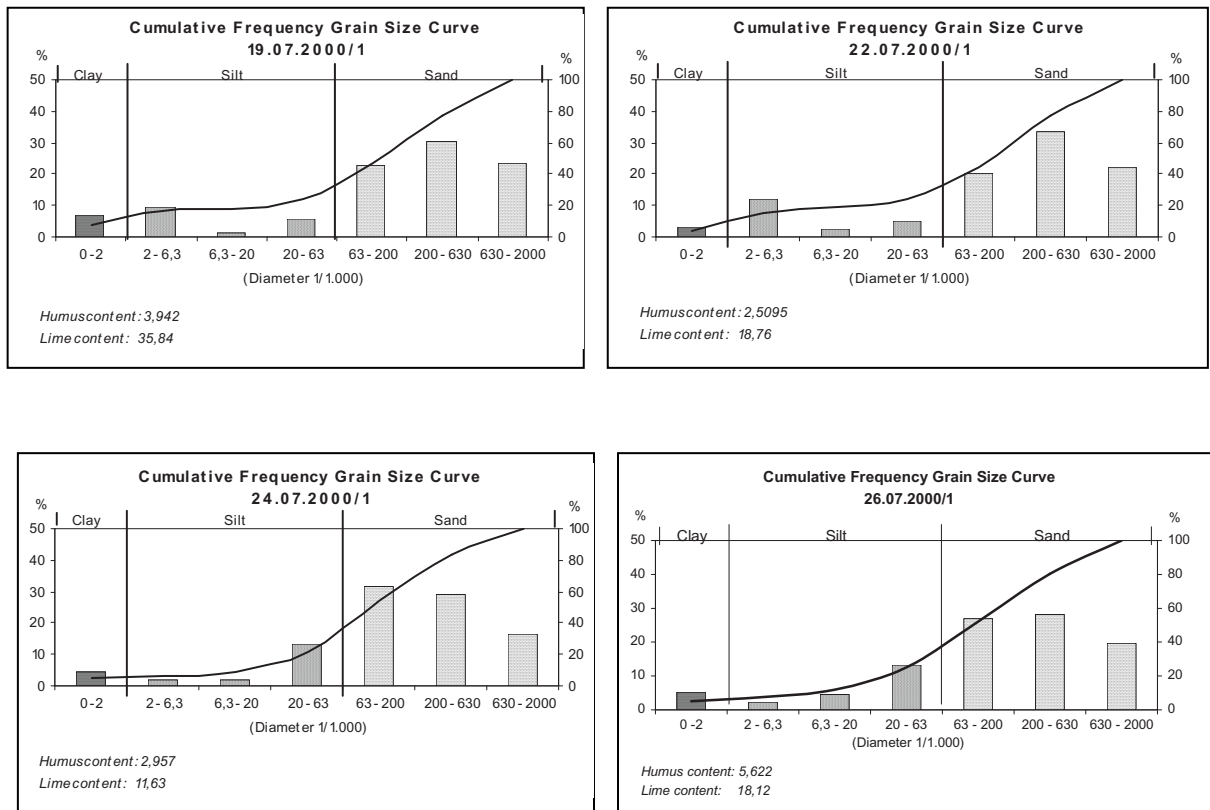


Abb. 4.3.1.2: Probe 19.07.2000/1 (links oben). Die Sedimentprobe zeigt ein deutliches Maximum in der Sandfraktion, das auf fluviatile Prozessabläufe hindeuten. Sie stammt vom linken Ufermoräneninnenhang des Bolocho-Gletschers (3930 m). Eingeschaltet in die Ufermoräne sind partienweise Seesedimente und Sanderschüttungen. Sie sind schräg inkliniert zum Talgrund. Das Korngrößenspektrum ähnelt dem der Erdpyramiden, wobei hier der Tongehalt noch relativ hoch ist. So ist der Steilhang zum Teil in Erdrippen und kleine Erdpfeiler aufgelöst, allerdings nicht in wahre Erdpyramiden mit Deckstein. KUHLE (2001) ordnet die Moräne zeitlich in das Stadium VII-IX ein. Vgl. für die Korngrößenanalysen KUHLE (2001).

Abb. 4.3.1.3: Probe 22.07.2000/1 (rechts oben). Die Sedimentprobe wurde aus dem linken Ufermoräneninnenhang des Sgari byen-Gletschers in einer Höhen von 4060 m entnommen. Ähnlich wie Probe 19.07.2000/1 ist hier auch ein Maximum im Mittelsandbereich zu verzeichnen. Der supraglaziale und auch der englaziale fluviatile lateroglaziale Sedimenttransfer in Form von Schmelzwassertransport dürfte hier beim Aufbau der Ufermoränen eine wesentliche Rolle spielen.

Abb. 4.3.1.4: Probe 24.07.2000/1 (links unten). Die Sedimentprobe stammt aus dem obersten Bereich der linken Ufermoräne des Chogolungma-Gletschers in dem Abschnitt zwischen Sgari byen- und Bolocho-Gletscher, entnommen in einer Höhe von 3970 m. Der Tonanteil liegt bei nur rund 5%, während die Probe ein Maximum in der Feinsandfraktion aufweist. Die Probe wurde aus dem obersten Bereich der Ufermoräne entnommen, die vergleichsweise wenig kompaktiert ist und in der jüngere supraglaziale Schüttungen eine Rolle bei der Zusammensetzung der Ufermoräne spielen können.

Abb. 4.3.1.5: Probe 26.07.2000/1 (rechts unten). Diese Probe stammt aus der linken Ufermoräne des Chogolungma-Gletschers bei Arencho (3750 m), die neuzeitig von einem Gletscherhochstand lokal überfahren wurde. Auch hier bleibt der Siltanteil anteilmäßig weit hinter der Sandmatrix zurück. Die grobe Matrix ist für Obermoränenmaterial typisch, das auf supraglaziale Wege in die Ufermoräne gelangt sein kann. Die Ufermoräne ist hinsichtlich ihrer Gesteinsgrößenzusammensetzung größtenteils chaotisch aufgebaut. Nur partienweise sind Stratifizierungen im Aufschlussprofil zu erkennen. Die Ufermoräne wird von KUHLE (2001) ins Stadium X eingeordnet.



Photo 4.3.1.9: Blick aus 3850m in das Eisrandtal bei Arencho (3700 m) mit der angelagerten Eislappenmoräne (↘). Die Ufermoräne zeigt im talabwärtigen Verlauf Durchbruchformen, die durch supra- und englaziale Schmelzwasserabgänge verursacht wurden. In das Eisrandtal sind aktive Murkegel (△) eingestellt. Aufnahme: L. Iturrizaga 19.07.2000/27.



Photo 4.3.1.10: Aufnahme von der rechten Ufermoräne bei Arencho auf den aktiven Murkegel, der in das Eisrandtal dräniert. Aufnahme: L. Iturrizaga 16.07.2001.



Photo 4.3.1.11: An der Konfluenz Chogolungma-/ Khurdumal-Tal (3520 m) sind am distalen Ufermoränenhang bogenförmige Moränenwälle angelagert (↘). Sie gehen auf eine Eislappenzunge zurück, die während des Gletscherhochstandes den linken Khurumal-Ufermoränenfirst überfahren hat. An dieser Lokalität hat sich der Khurumal-Gletscher auf den Chogolungma-Gletscher aufgeschoben und einen Rückstau erfahren. Aufnahme: L. Iturrizaga 16.07.2000/21.

Die Kompartimentierungen des Eisrandtals durch Massenbewegungen: An mehreren Lokalitäten weitet sich das Eisrandtal zu beachtlichen Talungen. Bei der Alm Manibekeru (oder Mantokurob) (3305 m) ist ein ausladender Murkegel, der randlich von Schutthalden gesäumt wird, in das Eisrandtal eingestellt. Auch die Ufermoräne gewinnt an Breite und ist durch mehrere Ufermoränenanlagerungen zusammengesetzt. Der Murkegel entwässert über einen Ufermoränendurchbruch zum Chogolungma-Gletscher. Der Ufermoränenaußenhang ist nur wenige Meter hoch, während der Innenhang um mehrere Dekameter steil zum Gletscher abfällt. Bei Chohob Langsa (3345 m), Khurumal (3560 m) und Arencho (3695 m) befinden sich weitere, mehrere hundert Meter breite Ufertalungen, die von weit ausladenden Murkegeln eingenommen werden. Sie sind rezent noch mäßig aktiv.

Von entscheidender Prägung der Eisrandtäler sind die Mur- und Lawinenabgänge der Nebentäler. Rezent besitzen die Murabgänge der Nebentäler mehr erosive als akkumulative Auswirkungen auf das Eisrandtal. Die angeschlossenen Einzugsgebiete ragen bis zu über 2000 m steil über das Eisrandtal hinauf. Die Murgänge besitzen durch die hohe Reliefenergie eine so große Erosionskraft, dass sie das Eisrandtal durchfahren und nach der Passierung der Ufersteilkante sogar bis auf die Gletscheroberfläche auslaufen (Photo 4.3.1.4). Ähnlich weitlaufende Murabgänge waren unmittelbar am Kukuar-, Virjerab- und Khurdopin-Gletscher zu beobachten. Bevorzugt am Nachmittag treten durch nivale Schmelzwässer ausgelöste Murabgänge auf. Die hinterlassenen Erosionsrunsen an der Uferkante zeigen kaum Grobblockmaterial. Bis zu 5 m hohe lakustrine Sedimente sind in den Aufschlüssen eingeschaltet. Die Einschnitte prägen entscheidend das Entwässerungssystem des Eisrandtales, da nun der Abfluss vom Eisrandtal direkt zum Gletscher hinführt und nicht mehr das Eisrandtal einnimmt.



Photo 4.3.1.12: Blick in das linke Eisrandtal zwischen Sgari-byen- und Bolocho-Gletscher. Die Morphologie der Eisrandtäler wird entscheidend durch Lawinen- und Murablagerungen gestaltet. Sie haben vielerorts Seen aufgestaut. Die Mächtigkeit der lakustrinen Sedimente (○) von mehreren Metern deutet auf die Langlebigkeit dieser Seen hin. Die Hauptufermoräne (△) wurde durch die Muren, Lawinen sowie saisonalen Schmelzwässer durchbrochen. Siehe Personen als Größenvergleich (→). Aufnahme: L. Iturrizaga 21.07.2000.

Beobachtungen zur Aktualgeomorphologie - durch Schmelzwasser induzierte Murereignisse: Am 15.07.2000 konnte um 17:00 Uhr in Khurumal (3560 m) ein Murabgang im Detail verfolgt werden,

der von einem Stichtal unmittelbar talabwärts von Khurumal ausging. Der 5489 m hohe Einzugsbereich in SW-Exposition weist Schneeflecken auf. Am Vortag hatte es geregnet, aber nicht so stark, dass die Wassermengen diesen gewaltigen Murgang nachträglich ausgelöst haben könnten. Am Tag des Murabganges hingegen herrschte Sonnenschein, so dass der Auslöser für die Mure durch Schmelzwasserabgänge induziert wurde. Die laut tosende und polternde Mure nutzte drei Abgangskanäle, die über den Kegelkörper gleichmäßig gestreut lagen. Der erste Murschub erfolgte kurz nach 17:00 Uhr. Um 17:40 Uhr erfolgte der Hauptmurschub. Er nutzte die linke Abfuhrlinie. Beim ersten Schub hat sich die Mure selbst ihren Weg durch einen Murlobus für weitere Murschübe verbaut und weiterhin den ursprünglichen Abflussweg des Stichtals durch die Ufermoränen zum Chogolungma-Gletscher hin blockiert und damit schließlich einen See aufgestaut. In der ersten Phase ist die Mure noch zähflüssig, dann folgen reißende Wassermassen. Seitlich türmen sich die typischen Murwälle auf. Blöcke bis zu zwei Meter Durchmesser wurden gewälzt. Die Mure lagerte einen etwa 8 m breiten Murlobus ab. Sie entwässerte dann in den bereits vorhandenen See hinein, der durch den alten Murkegel aufgestaut wurde. Der Seespiegel stieg im Laufe des Abends um einige Zentimeter an, der See verbreiterte sich um mehrere Meter. Am nächsten Morgen war der See kleiner als vor dem Murabgang. Er hatte sich einen Überlaufdurchbruch geschaffen und entwässerte nun durch die Ufermoräne zum Gletscher hin. Das gesamte Murereignis erstreckte sich über eine Stunde.

Zur Mittagszeit gingen auch im unteren Talgefäß bei Churtsinks nival-induzierte Murgänge ab. Die Steiflanken durchlaufen hier eine Vertikaldistanz von über 2000 m. So enden diese Murgänge oftmals auf der Gletscheroberfläche.

Die aktuelle Morphodynamik in den Eisrandtälern ist am Chogolungma-Gletscher relativ hoch. So kommt es heute in vielen Ufertalkompartimenten zur Sedimentation von kleineren Murabgängen (Photos 4.3.1.14-16) innerhalb des Eisrandtals. Die Murablagerungen sind häufig mit Seesedimenten verzahnt.



Photo 4.3.1.13: Bei Khurumal (3560 m) staut eine Mure gerade einen See im Eisrandtal auf. Die Abflüsse stammen aus dem Stichtal (◻) und nicht aus dem Eisrandtal. Der Murgang hat den tributären Abfluss aus dem Eisrandtal zum Chogolungma-Gletscher hin blockiert. Die Aufnahme stammt von der linken Chogolungma-Ufermoräne (△). Im Vordergrund (▽) ist ein älterer angelagerter Ufermoränenwall sichtbar. Siehe Zelte (←) auf dem Moränenwall und im Eisrandtal als Größenvergleich. Aufnahme: L. Iturrizaga 15.07.2000/2/20.



Photo 4.3.1.14: Blick in das Stichtal mit dem aktiven Murgang. Ein zweiter Murlobus (○) entwässert zum Aufnahmezeitpunkt gerade in den aufgestauten See und lässt den Seespiegel kurzfristig ansteigen. Im südexponierten Einzugsbereich befinden sich Schneefelder, die am späten Nachmittag größere Mengen an Schmelzwasser entsendeten. Aufnahme: L. Iturrizaga 16.07.2000/26.



Photos 4.3.1.15 & 16: Der Murkopf (♣) schiebt sich walzenförmig auf den älteren Murablagerungen hangabwärts. Randlich lagern sich kleine Murwälle (→←) ab. Aufnahmen: L. Iturrizaga 16.07.2000/22 & 14.



Photo 4.3.1.17: Die linke Ufermoräne des Chogolungma-Gletschers unterschneidet das Anstehende. Der Fels ist labilisiert worden und bricht nach. Aufnahme: L. Iturrizaga 26.07.2000/20.



Photo 4.3.1.18: Oberhalb von Khurumal kommt es zwischen der Ufermoräne (△) und der Felsflanke zur Aufschüttung eines longitudinalen Sedimentkegels im Eisrandtal. Die Ablagerung erfolgt primär parallel zur Gletscherfließrichtung. Hierbei handelt es sich um einen frischen Murabgang. Aufnahme: L. Iturrizaga 26.07.2000/21.



Photo 4.3.1.19: Longitudinaler Schuttkörper (△) in einer Eisrandtalverengung oberhalb von Arencho. Dieser kleine Sedimentkegel wird parallel zur Gletscherfließrichtung aufgeschüttet und setzt sich partiell auch aus Ufermoränenmaterial zusammen. Links im Bild die Hauptufermoräne, hinter der sich der Chogolungma-Gletscher anschließt. Aufnahme: L. Iturrizaga 23.07.2000/29.

4.3.1.1 Die tributären Gletscher des Chogolungma-Gletschers und ihr Einfluss auf die Eisrandtalbildung des Chogolungma-Gletschers

Die karge sedimentäre Ausstattung der nordseitigen Nebentäler des Chogolungma-Gletschers steht im Kontrast zu den weiter nördlich gelegenen moränenreichen Nebentälern des Hispar-Gletschers. Die steilwandigen Chogolungma-Trogtäler besitzen aufgrund ihrer niedrigen Einzugsbereichshöhe eine vergleichsweise geringe Vergletscherung. Die Nebengletscher befinden sich in der kritischen Anschlussphase zum Hauptgletscher. Die Schuttlieferung ist aufgrund der geringeren Eislawinen-ernährung nicht so hoch. Die Talböden der Nebentäler laufen flach zum Haupttalgletscher aus. Die mächtigste Ufermoräne mit 50 m – 60 m Höhe zieht aus dem Bukkun-Tal (höchster Einzugsbereich Bukkun 5441 m) auf der rechten Talseite zum Chogolungma-Gletscher hinab und endet in rund 3300 m. Dies ist die einzige hohe Ufermoräne aus einem der Nebentäler, die mit denen des Hispar-Gletschers vergleichbar ist (z.B. bei Falonlingkish).

Nach den Ausführungen von KICK (1964: 47 ff.) wies der Chogolungma-Gletscher Mitte bis Ende des 19. Jhds. (1870 - 1890) einen Hochstand auf. Dabei verhielten sich die Einzelkomponenten des Gletschers unterschiedlich. Bereits im Jahre 1902 besaßen der Kilwuri- und der Bolocho-Gletscher keinen Anschluss mehr zum Hispar-Gletscher. Im Jahr 2000 war der einzige in S-Exposition gelegene Gletscher mit Anschluss an den Chogolungma-Gletscher der Moraine-Gletscher in rund 4100 m. Der Kilwuri-, Bolocho- und Sgari-byen-Gletscher auf der linken sowie der Sencho-, Niamur-, Burimis- und Remendok-Gletscher auf der rechten Chogolungma-Talseite hatten im Jahre 1954 keinen Kontakt mit dem Chogolungma-Gletscher (KICK 1956: 342). Eine Karte vom Chogolungma-Gletscher von OESTREICH (in DRYGALSKI 1942) weist insgesamt 19 Seitengletscher aus, die den Hauptstrom ernähren, davon sieben auf der Nordseite und darunter der Kilwuri, Bolocho und Sgari-byen-Gletscher. Alle genannten Gletscher zeigten sich im Rückzug begriffen oder waren stationär. Diese Situation war auch im Jahr 2000 vorzufinden. Durch die starke Überprägung der Eisrandtäler während des Hochstandes des 19. Jahrhunderts sind am Chogolungma-Gletscher diverse Übergangsformen der sedimentären Verzahnung an den Konfluenzlokalitäten gegeben. Insbesondere entlang der jüngeren Ufermoränendurchbrüche lassen sich die Verheilungsformen der Eisrandtäler nachvollziehen.

Aufgrund der Oszillationen der Nebentalgletscherzungen im Little Ice Age sind die Eisrandtäler an deren Talausgängen zumeist durch die tributären Vergletscherungen selbst oder deren Schmelzwässerabgänge durchbrochen. In diesen Abschnitten fehlt die Hauptufermoräne, was darauf hinweist, dass es zwischenzeitlich keinen weiteren Gletscherhochstand gab, der zu einer sedimentären Verheilung der Eisrandtäler hätte führen können. Gegebenenfalls allerdings existierte auch zuvor kein Eisrandtal, nämlich dann, wenn die Gletscher bereits vor dem Little Ice Age Kontakt mit dem Hauptgletscher besaßen. In den unvergletscherten Nebentalabschnitten des Chogolungma-Gletschers überwiegen die Kamekegel. Eisrandtäler sind an den Nebentalgletschern zumeist nicht ausgebildet, so dass nach der Deglaziation saubere Talgefäße verbleiben. Auf der rechten Chogolungma-Talseite entwässern alle größeren Nebentäler unterhalb des East-Marpoh-Gletschers unmittelbar über Ufermoränendurchbrüche zum Gletscher.

4.3.1.1.1 Kilwuri-Gletscher

Der Kilwuri-Gletscher war 1861 noch mit dem Chogolungma-Gletscher verbunden (KICK 1956: 343). 1954 hatte sich der Gletscher zurückgezogen und den Anschluss zum Hauptgletscher verloren (KICK 1956: 336). Auch heute besitzt der Kilwuri-Gletscher keine Verbindung mehr an den Chogolungma-Gletscher. In der Orographical Sketch Map (1991) konfluiert der Kilwuri-Gletscher allerdings mit dem Hauptgletscher. Der Gletscher endet heute etwa 250 m vom Chogolungma-Gletscher entfernt in einer Höhe von 3650 m. Der Kilwuri-Talausgang wird von bis zu 50 m hohen Ufermoränen gesäumt. Die linke Ufermoräne zeigt in ihrem untersten Abschnitt auf dem Außenhang an der Konfluenz zum Chogolungma-Tal kranzförmige Moränenausstülpungen. Sie gehen auf das Überlappen von kleinen Eiszungen zurück. Insbesondere in den Konfluenzlagen, wo die steilen Nebentalgletscher sich auf den niedrig gelegeneren Haupttalgletscher aufschieben, sind günstige Bedingungen für die Überfahung der Ufermoräne gegeben.

Auf der rechten Kilwuri-Talseite sind an der Konfluenz zum Chogolungma-Gletscher zwei markante vorzeitliche Ufermoränenstände der Talflanke angelagert und reichen mehrere Dekameter über den heutigen Ufertalboden hinaus. Die Ufermoräneninnenhänge beider Generationen sind in Erdpfeiler aufgelöst. Es sind allerdings am Chogolungma-Gletscher keine wahren Erdpyramiden gesichtet worden.



Photo 4.3.1.20: Blick vom Chogolungma-Gletscher in das Khurumal-Tal. Die Gletscherzunge (↓) hat heute den Kontakt zum Hauptgletscher verloren, hatte aber nach der Frische der lateroglazialen Ablagerungen zu urteilen während des Little Ice Ages noch Verbindung zum Hauptgletscher. Auf der orographisch rechten Seite sind zwei prägnante Ufermoränen-generationen (1,2) abgelagert. Die ältere Ufermoräne löst sich zum Teil in Erdruppen und Erdpyramiden auf. Aufnahme: L. Iturrizaga 17.07.2000/4.

4.3.1.1.2 Sencho-, Niamur-, Burimis- und Remendok-Gletscher

Der Sencho-Gletscher endet in einer steil abfallenden, weißen Hängegletscherzunge in rund 3500 m. Die Schmelzwässer zerstören sukzessive das etwa 1 km weiter talabwärts liegende Eisrandtal. Der Niamur-Gletscher hat sich nur wenig seit dem Jahre 1954 zurückgezogen (Photo 4.3.1.22 sowie Photographie in KICK 1964: 33). Der Burimis-Gletscher endet in rund 4100 m auf einem Moränenpodest (Photo 4.3.1.21). Talabwärts ziehen sich Lateralmoränen hinunter, die teilweise auch aus der glazifluvialen Zerschneidung des Moränenpodestes resultieren. Beim Burimis-Gletscher entwässern beidseits supraglaziale Schmelzwässer im Eisrandtal.



Photo 4.3.1.21: Der Burimis-Gletscher (□) hatte in den letzten 100 Jahren keine Verbindung mehr zum Chogolungma-Gletscher. Vermutlich wurde während des Little Ice Ages lediglich das Moränenpodest überfahren. Die Ufermoränen setzen sich in diesem karförmigen Einzugsbereich vorwiegend aus primärem Steinschlag-schutt zusammen. Die orographisch rechte lateroglaziale Eisranddepression (▽) wird hier durch die Einschneidung der Gletscherschmelzwässer in das Moränenmaterial verursacht. Am Talaustritt ist ein Sedimentkegel in das Eisrandtal eingestellt, dessen Abfluss derzeit die Ufermoräne durchbricht (↗). In das Eisrandtal sind zahlreiche Nachbrüche (▽) eingestellt. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.07.2000/2-3.

wässer in das Moränenmaterial verursacht. Am Talaustritt ist ein Sedimentkegel in das Eisrandtal eingestellt, dessen Abfluss derzeit die Ufermoräne durchbricht (↗). In das Eisrandtal sind zahlreiche Nachbrüche (▽) eingestellt. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.07.2000/2-3.



Photo 4.3.1.22: Blick von der linken Chogolungma-Gletscherseite über den Chogolungma-Gletscher in das Niamur-Tal. Der Niamur-Gletscher (▼) befindet sich im Rückzug. Die glazifluvialen Sedimente liefern den Schutt für den Aufbau des darunterliegenden Eisrandtales (▽). Aufnahme: L. Iturrizaga 26.07.2000/25.

Der Gletscher nährte 1902 nicht mehr den Chogolungma-Gletscher (KICK 1956: 344). Der heute rund 7 km lange Remendok-Gletscher hatte 1902 noch Anschluss zum Chogolungma-Gletscher (KICK 1956). 1954 hatte er den Kontakt verloren, im Jahre 2000 lag die schuttbedeckte Gletscherzunge bereits etwas weiter zurückgezogen. Das untere Talgefäß ist ausgekleidet mit Grundmoränenmaterial, das sukzessive von Hangschuttkörpern überschüttet wird und somit Moränenkernschuttkörper entstehen.

4.3.1.1.3 Bolocho-Gletscher

Im Jahre 1902 hatte der Bolocho-Gletscher keinen Kontakt mehr zum Chogolungma-Gletscher (KICK 1956: 344). Zwischen der Bolocho-Gletscherzunge und dem Chogolungma-Gletscher befanden sich 1954 allerdings noch Toteisreste (KICK 1956: 342). Diese waren im Jahre 2000 nicht mehr ersichtlich. Die Gletscherzunge liegt heute rund 2 km vom Chogolungma-Gletscher entfernt in 4000 m Höhe. Den Maximalstand des Bolocho-Gletschers vermutet KICK (1964: 47) um 1870.

Das Bolocho-Tal ist ein steilwandiges, vergleichsweise enges Trogtal. Am Bolocho-Talausgang ist die Hauptufermoräne des Chogolungma-Gletschers durch den historischen Zusammenfluss mit dem Chogolungma-Gletscher nicht präsent. Anstatt dessen zeigt sich im Konfluenz-Eisrandtal eine stark überprägte hügelige Moränenlandschaft. Der Chogolungma-Gletscher drängt in dieser Ausbuchtung bereits gen Bolocho-Tal und damit in das Eisrandtal hinein (Photo 4.3.1.24). Der Bolocho-Fluss entwässert unmittelbar in den Chogolungma-Gletscherkörper. Diese Lokalitäten sind typisch für temporäre Seebildungen (Photo 4.3.1.24). Seesedimente im unteren Bolocho-Talgefäß zeugen von jüngsten Wasseraufstauungen. Auch Mitte Juli 2000 war der Abfluss zum Chogolungma-Gletscher kurzzeitig blockiert. Auf der Chogolungma-Gletscheroberfläche sind mehrere supraglaziale Seen angesiedelt. Heute wird die Hauptufermoräne des Chogolungma-Gletschers durch die Schmelzwässer des Bolocho-Tales zerstört.

Bemerkenswert ist, wie wenig sedimentologische Spuren in Form von Moränenwallablagerungen im Bolocho-Tal den historischen Gletscherhochstand dokumentieren (Photo 4.3.1.26). Die maximalen jüngeren Gletscherhochstände werden durch lineare graduelle Differenzierungen im Hang ersichtlich. Anstelle der hochaufragenden Ufermoränen überwiegen Kamekegel im Bolocho-Tal (Photos 4.3.1.26, 28, 29) wie auch in fast allen anderen Chogolungma-Nebentälern. Murkegel waren bei vorgerückter Eisrandlage des Bolocho-Gletschers in das Bolocho-Eisrandtal und damit auf ein moränisches

Fundament eingestellt. Heute zeigen diese hinterbliebenen Kamekegel an der Basis ihrer Ufersteilkanten Moränenmaterial auf, das an der Oberkante in orgelpfeifenförmig zerrunzt ist (Photo 4.3.1.26). Diese Zerrunsung ist auch in den distalen Bereichen von Sedimentkegeln in den heute unvergletscherten Talabschnitten unterhalb der Chogolungma-Gletscherzunge vorzufinden. Dies gibt einen Hinweis auf die moränische Komponente dieser Sedimentkegel, die durch Schüttung gegen das einstige Gletscherwiderlager entstanden sind.



Photo 4.3.1.23: An der Konfluenz Bolocho-Chogolungma-Tal ist das Chogolungma-Eisrandtal kurzzeitig unterbrochen. Die große Ufermoräne setzt hier aus und der Bolocho-Fluß entwässert unmittelbar in den Chogolungma-Gletscher (✓). Nach KICK (1956) erreichte der Bolocho-Gletscher den Chogolungma-Gletscher in den letzten 100 Jahren nicht mehr. An der rechten Bolocho-Talflanke sind die seichten Moränenleisten (↘) des Gletscherstandes zu sehen, als die beiden Gletscher miteinander konfluieren. Aufnahme: L. Iturrizaga 18.08.2000/28.

Photo 4.3.1.24: Nur wenige Tage später hat sich an der in Photo 4.3.1.23 gezeigten Lokalität ein kleiner See gebildet, da der englaziale Drainageweg blockiert ist. Aufnahme: L. Iturrizaga 19.07.2000/11.



Photo 4.3.1.25: Der Bolocho-Gletscher (✓), fotografiert aus einer Höhe von 4000 m, liegt tief eingesunken in seiner Ufermoränenfassung. Im relik-lateroglazialen Bereich sind auf der rechten Talflanke bis zu 100 m hohe Ufermoräneninnenhänge aufgeschlossen. Sie sind bereits stark zerrunzt und lösen sich in Erdrippen auf. Die Nebentalsedimentkegel sind auf die Ufermoränen eingestellt und bilden mit ihnen zusammen Kamekegel (△) aus. Sie weisen einen dualen Schuttkörperaufbau aus Ufer- und Grundmoränenmaterial an der Basis und darauf eingestelltem Hangschuttmaterial (zum Teil handelt es sich hier auch um resedimentiertes Moränenmaterial). Im Laufe der Zeit wird die Zäsur zwischen den beiden Sedimentlagen gänzlich überformt sein. Aufnahme: L. Iturrizaga 19.07.2000/19.

Photo 4.3.1.26: Etwas weiter talabwärts im Bolocho-Tal, nahe der Konfluenz zum Chogolungma-Gletscher, sind die lateroglazialen Sedimente des Little Ice Age-Gletscherstandes bereits weitgehend abgetragen. Lediglich eine hellere Erosionsleiste (-----) markiert die einstige Gletscherausdehnung. Aufnahme: L. Iturrizaga 18.07.2000/24.

Photo 4.3.1.27: Der rechte Bolocho-Ufermoräneninnenhang ist in zahlreiche Erdrippen desintegriert. Für die Ausbildung von Erdpyramiden fehlt es dem Moränenmaterial zum einen an großen Decksteinblöcken, zum anderen ist das Sediment zu instabil. In den lateroglazialen Bereich sind Murlawinenkegel eingestellt. Die Schuttlieferungen durchbrechen die Ufermoränenleiste und laufen auf dem Gletscher aus. Aufnahme: L. Iturrizaga 19.07.2000/12.



4.3.1.1.4 Sgari-byen-Gletscher (Hoh-Gletscher)

Das Sgari-byen- und das benachbarte Bolocho-Tal sind sich im Hinblick auf die topographische und glazialmorphologische Ausstattung ausgesprochen ähnlich. Auch in dem steilwandigen Sgari-byen-Tal sind Ufermoränen nicht überliefert bzw. nicht zur Ablagerung gekommen. Weiterhin sind es keine reinen Lawinenkesselgletscher, so dass der abrupte Gefällsknick, der die exzessive Schuttablagerung fördert, fehlt.

Die Gletscherzunge liegt circa 1 km zurückgezogen in ihrem Talgefäß in rund 4100 m Höhe. Sie ruht auf einem Schuttpodest. Talabwärts schließen sich Kamekegel an. Auch am Sgari-byen-Gletscher kommt es zur temporären Seebildung. Lakustrine Sedimente sind an der Konfluenz zum Chogolungma-Gletscher in 3865 m abgelagert. An der Nahtstelle von Sgari-byen-Tal und Chogolungma-Gletscher hat sich letzterer in das Sgari-byen-Tal pfropfenförmig eingefügt. Bislang erfolgte noch keine Ufermoränenneubildung.



Photo 4.3.1.28: Die Sgari-byen-Gletscherzunge (↑) liegt weit zurückgezogen vom Chogolungma-Gletscher entfernt, der im Rücken des Bildbetrachters liegt. Im Gletschervorfeld schließen sich relikte lateroglaziale Schuttkörper (◇) an, die allerdings durch hangiale Prozesse einer raschen Degradation unterliegen. Aufnahme: L. Iturrizaga 22.07.2000/8.



Photo 4.3.1.29: Das Photo wurde vom Chogolungma-Gletscher mit Blick in das Bolocho-Tal aufgenommen. Lateroglaziale Sedimentkomplexe, z.T. bereits reliktsch, säumen ähnlich wie beim Sgari-byen-Tal die Talflanken (↙↘). Sie ziehen sich deutlich bis zur Konfluenz mit dem Chogolungma-Gletscher hinab. Die Bolocho-Gletscherzunge (↑) liegt tief eingesunken in der Ufermoränenfassung und hatte nach KICK (1956) im letzten Jahrhundert keinen Anschluss mehr zum Hauptgletscher. Aufnahme: L. Iturrizaga 20.07.2000/12.

Historische Gletscherschwankungen des Chogolungma-Gletschers: Die Zungenbewegungen des Chogolungma-Gletschers sind recht gut dokumentiert (MERCER 1975: 382), während die Informationen über die Schwankungen der Gletscheroberfläche, die für die Ufertalbildung von Interesse sind, spärlich ausfallen. In der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts war der Gletscher stark im Vorstoß begriffen und endete kurz vor Arandu. Für das Jahr 1835 notierte VIGNE (1842: 285) langsame Vorstoßbewegungen des Gletschers. 1861 lag das Gletscherende nur noch 365 m von Arandu entfernt. Am Eisrand wurden Bäume vom Gletscher überfahren (GODWIN-AUSTEN 1864: 49f.) und supraglazialer Schutt fiel von der Gletscherstirn in den Flurbereich Arandus (GODWIN-AUSTEN 1893: 300). Zu Beginn des 19. Jahrhunderts lag die Chogolungma-Gletscherzunge 2,5 km talaufwärts von Arandu (GODWIN-AUSTEN 1864: 51). OESTREICH (1911: 29) vermerkt, dass der Gletscher im Jahre 1902 Rückzugserscheinungen aufweist. WORKMAN (1905: 251; 1910b: 195) konstatierte, dass ein großer Nebentalgletscher (Anm. der Verf.: der Tippuri-Gletscher) vorgestoßen sei, während der Hauptgletscher bemerkenswert geschrumpft sei. Die Zunge des Chogolungma-Gletschers war aus dem Feldbereich von Arandu zurückgewichen und die Gletscheroberfläche lag 60 m unterhalb der Ufermoränenfassung. 1913 beobachtete de FILIPPI (1932: 88), dass die Gletscherzunge Felder unter sich begraben hätte. KICK (1956: 337) weist für das Jahr 1954 auf eine merkliche Ausdünnung des Gletscherkörpers hin. Er geht davon aus, dass der Chogolungma-Gletscher seit dem 12.-13. Jahrhundert – als das Dorf Arandu gegründet wurde – nicht weiter vorgestoßen sei als die Gletscherendlage von 1913. Die tief eingesunkene Gletscherzunge stirnte 2000 vor dem Kero-Lungma-Talausgang.

Das stark schuttverhüllte Gletscherende wird heute von einem bewachsenen, etwa 600 m – 800 m langen Toteissaum umkränzt, der im Wesentlichen die Ausdehnungen des Gletscherendes im Jahre 1954 markiert. Die Form der Gletscherzunge hat sich in den letzten 50 Jahren wenig verändert. Die zurückspringende Gletscherseeausbruchsstelle auf der rechten Zungenseite (vgl. Photographie Abb. 1 in KICK 1956) ist trotz des Gletscherrückzugs erhalten geblieben. Die taleinwärtige Siedlungsexpansion Arandus tastet dem zurückweichenden Gletscher und dem von ihm freigegebenen Sedimentstreifen in diesem bucht förmigen Bereich nach.

Spuren zur vorzeitlichen Vergletscherung und ihre Bedeutung für den lateroglazialen Sedimentationsaufbau: Auch am Chogolungma-Gletscher spielen vorzeitliche Moränenablagerungen an den Hängen eine elementare Rolle beim Aufbau der Eisrandtäler. Bereits DAINELLI (1922, zit. aus KICK 1956: 37) zeigte für die letzte pleistozäne Eiszeit, dass das Basha-Tal, also der Bereich talabwärts des Chogolungma-Gletschers bis zu seinem Talausgang an der Konfluenz mit dem Shigar-Tal (2400 m) vergletschert war. Der eiszeitliche Basha- und Braldu-Gletscherstrom reichten somit bis mindestens nach Skardu (2300 m). KUHLE (2001: 143) zeigt, dass im Talgefäß des heutigen Chogolungma-Gletschers als Teil des Karakorum-Eisstromnetzes die Mindesthöhe des Gletscherpegels während des Hochglazials von 5900 m ü. N.N. verlief und damit auch eine umfangreiche Grundmoränenverkleidung der Talflanken vorhanden war. In Bezug auf die vorzeitliche Vergletscherungsgeschichte wird die Hauptufermoräne auf der Basis der Glazialstadien von KUHLE (1994) in das Neoglazial bis zum historischen Stadium eingeordnet (Stadium V-X) (KUHLE 2001).

In der Talkammer unterhalb von Arandu säumen insbesondere auf der linken Talseite moränale Sedimentkegel die Talflanke. Die Oberkanten ihrer distalen Steilufer sind in Moränenpfeiler aufgelöst, die die glazigene Genese erkennen lassen. Identische Zerrungsformen sind aktuell an den lateroglazialen Kamekegeln des Bolocho-Tales ersichtlich, die erst seit kurzer Zeit ihr Eiswiderlager verloren haben. Die Talflanken im aktuell lateroglazialen Bereich weisen ebenfalls deutliche Spuren der vorzeitlichen Vergletscherung auf. Die rechte Chogolungma-Talseite zwischen East-Marpoh- und Marpoh-Gletscher in einer Höhe zwischen 3600 m – 4000 m ist mit zahlreichen Nachbrüchen versehen, die auf das fehlende Eiswiderlager zurückzuführen sind. Zwischen Arencho und Bolocho sind in 3700 m Höhe in einer Einbuchtung des Eisrandtales mehrere Dekameter hohe glazifluviale Schotterlagen abgelagert (Photo 4.3.1.32, s. auch KICK 1956). Talabwärts von Arencho befinden sich Absitzungen im Hangmoränenmaterial und relikte Ufertalungen sind dem Hang angelagert (Photo 4.3.1.31). Diese glazialen und glazifluvialen Sedimente zeichnen die ehemals um mindestens mehrere

hundert Meter höher gelegene Gletscheroberfläche nach. Im Gletscherzungenbereich ist insbesondere die linke Talflanke mit residualen Hangmoränenkegeln versehen.

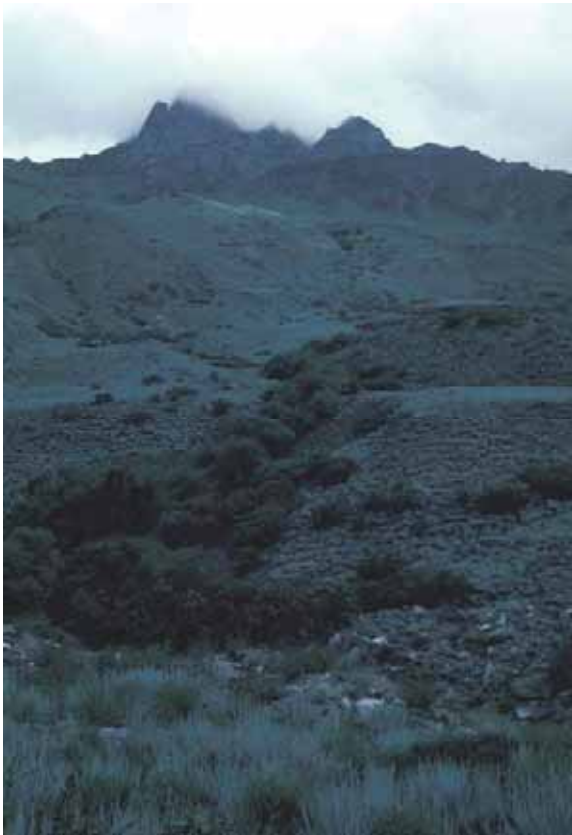


Photo 4.3.1.30: Die Talflanken des Eisrandtales sind hier in einer Höhe von 3500 m – 3700 m mit Hangmoränen verkleidet, die zum Teil alte Eisrandtalniveaus nachzeichnen. Sie sind mindestens dem Girgindil-Stadium zuzuordnen. Die Resedimentation dieser Ablagerungen hat zum Aufbau des Eisrandtales beigetragen. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.07.2000/30.



Photo 4.3.1.31: Eine bis zu rund 200 m über das Eisrandtal (□) aufragende Ufermoräne (△) kommt aus diesem kleinen linken Chogolungma-Nebental (←). Sie verdeutlicht die vitale Rolle, die die Ablagerungen der vorzeitlichen Vergletscherung beim Schuttkörperaufbau der Eisrandtäler gespielt hat. Im Mittelgrund ist die verschuttete Chogolungma-Gletscheroberfläche ersichtlich (○). Aufnahme: L. Iturrizaga 15.07.2000/16.



Photo 4.3.1.32: Auf der linken Chogolungma-Talseite sind oberhalb von Arencho mächtige Schotterlagen (↘) abgelagert, die vorzeitiglich gegen das Gletscherwiderlager (Yukshin Gardan/Girgindil-Stadium) geschüttet wurden. Ähnliche Sedimentablagerungen finden sich auch am Batura-Gletscher. Aufnahme: L. Iturrizaga 20.07.2000/14.

4.3.2 Tippuri-Gletscher

• *Tippuri-Vorstoß: jüngste Überschüttung der Ufermoränen* • *exzessive lateroglaziale Schuttablagerung durch Kanalisierung*

Der Tippuri-Gletscher mündet unterhalb von Arandu in das Basha-Tal ein. Der Gletscher lag 1903 560 m entfernt von Arandu und war seinerzeit im Vorstoß begriffen (WORKMAN 1905: 251). 1929 zog sich der Gletscher zurück (VISSER 1938, Tab. 3). KICK (1956: 341) berichtet, dass der Gletscher im Jahre 1954 ebenfalls im Rückzug gewesen sei. Im Jahre 1913 hat er noch seine Hauptufermoräne überschüttet. Im Sommer 2000 befand sich der Tippuri-Gletscher in einer Vorstoßphase und endete in 2770 m. In der Form einer großen Katzenpfote schiebt sich die steile Gletscherzunge mit einer Rechtsablenkung gegen das Basha-Tal vor. Gegenüber dem Jahre 1954 ist die Gletscheroberfläche um etwa 30 m – 40 m erhöht, so dass der Gletscher nun die Ufermoränenfirste überragt. Die alte Ufermoränenfassung wird durchgängig durch supraglaziale Ablagerungen überschüttet. Im Frontbereich hat der Gletscher auf der rechten Seite seine Ufermoräne überfahren und bildet neue laterale Saumformen aus. Der Gletscherzungenbereich ist vollständig moränenummantelt, mit Ausnahme eines Durchbruches am Gletschertor. Dieses lag zuvor etwas weiter talabwärts, worauf der vorzeitliche Wurzelbereich des sich anschließenden Übergangskegels hinweist.

Auf der rechten Tippuri-Gletscherseite ist die aktuelle Genese der Lateralmoränenbildung zu verfolgen. Von der prallen stark schuttbedeckten Gletscherstirn gleitet die Obermoräne hinab und bildet im Eiskontakt befindliche Schuttschürzen aus (Photos 4.3.2.2 & 3). Sie gleichen formal zusammengesetzten Schutthalde mit chaotischer Sortierung. Diese Formen treten prinzipiell auch an kalten Gletscherzungen im subpolaren und polaren Bereich auf (SHAW 1977, EVANS 1989) ("ice-marginal aprons") und sind unter dem Prozess des "dry calving" bekannt. Dabei handelt es sich jedoch um trockene Schuttlieferungen aus der frontalen englazialen Eiskliffzone. Sie weisen zumeist eine Gradierung auf und sind nicht so grobblockig wie die Schuttschürzen supraglazialer Herkunft. Beim Tippuri-Gletscher sind nur untergeordnet englaziale Schuttlieferungen bei der Haldenbildung beteiligt. Weiter talaufwärts gehen diese Schuttschürzen langsam in Ufermoränen mit Eiskontakt über. Im westlichen Gletschervorfeld wurzeln mindestens 5 - 10 jähriges Buschwerk und Bäume.

Der Tippuri-Gletscher wird in dem engen Talgefäßabschnitt, in dem er eisfallartig hinabfließt, von Ufermoränen begleitet, so dass beidseits Randtälchen ausgebildet sind. Der Gletscher selbst liegt dem Moränensaum durchgängig an.

KICK (1954: 341) verwundert das Abschwenken der Tippuri-Gletscherzunge nach Osten, findet dafür aber keine Erklärung. Allerdings gibt es viele weitere Beispiele für derartige Gletscherumbiegungen (z. B. im Huascarán-Chopicalqui-Massiv, Cordillera Blanca, Peru). LLIBOUTRY (1977) erklärt die gekrümmte Form von schuttummantelten Seitengletschern beim Einmünden in das Haupttal damit, dass die Moränenfassung des Gletschers bei zurückgezogener Lage durch einen Moränenseeausbruch zerstört wurde. Bei einem erneuten Vorstoß des Gletschers folgt die Eisfließrichtung entlang des Moränendurchbruches. Für die Umlenkung kann auch die vorzeitliche Vergletscherungssituation eine Rolle gespielt haben, in der der Nebengletscher noch mit dem Hauptgletscher konfluierte. Im Laufe der Deglaziation werden Moränenablagerungen des Haupttalgletscher oder der Eiskörper selbst ein Widerlager gebildet haben. Die linke Tippuri-Ufermoräne kann vorzeitig die Mittelmoräne zwischen ihm und dem Chogolungma-Gletscher gewesen sein, woraus dann auch das Umbiegen der Tippuri-Gletscherzunge verständlich wird.

Im Vergleich zum Jahre 1954 stößt der Tippuri-Gletscher im Jahre 2000 vor (vgl. Photographie in KICK 1964: Abb. 12). Die Gletscherzunge liegt in weit vorgerückter Position und die Ufermoränen werden überschüttet. KICK (1964: 16) ordnet den Tippuri-Gletscher als klassischen Dammgletscher ein. Am Beginn der Entwicklung steht allerdings die exzessive Aufschüttung der Lateralmoränen, die später überfahren werden.



Photos 4.3.2.1: Blick aus 3925 m in das Basha-Tal auf den Tipurri-Gletscher (□). Das lateroglaziale Sedimentationsumfeld und das Siedlungsland von Arandu sind eng miteinander verzahnt. Der Ufermoränenfirst wird rezent durch die Gletscheraufhöhung überprägt. Die supraglazialen Schüttungen laufen bis in die Flur aus. Auf seiner rechten Seite durchbricht der Gletscher die Ufermoränenfassung (↙). Der Sedimentkegel markiert den Hauptdrainageweg des Tipurri-Gletschers. Die Talflanken sind mit Moränenkegel verkleidet (△). Die Sedimentkegel auf der linken Basha-Talseite sind in Form von Staukegeln ehemals gegen den Haupttalgletscher geschüttet worden. Aufnahme: L. Iturrizaga 28.07.2000/29.



Photo 4.3.2.2: Rezent Überschüttung der linken Tippuri-Ufermoräne. Der supraglaziale Schutt kollert bis in die angrenzenden Felder von Arandu. Aufnahme: L. Iturrizaga 29.07.2000/26.

Photo 4.3.2.3: Die Tipurri-Gletscherzunge schiebt sich in das Basha-Tal vor. Die linke Ufermoräne (↙) wurde vom Gletscher überfahren. Aufnahme: L. Iturrizaga 13.07.2000/26.

Der in Photo 4.3.2.1 gezeigte Sedimentkegel (Δ) weist mehrere Dekameterhohe zerrunzte Steilkanten auf. Diese Kliffs gehen nicht primär auf die heutige fluviale Unterschneidung durch den Basha-Fluss zurück, sondern sie wurden erstmalig ausgebildet als der Sedimentkegel gegen den spät- bis neoglazialen Chogolungma-Gletscher geschüttet wurde. Die rezente fluviale Unterschneidung führt zur Beibehaltung der initialen terrassierten Form des Sedimentkegels.

Terrassierungen treten im Hochgebirge sehr häufig auf und können trotz gleicher äußerer Form auf sehr unterschiedliche Weise entstanden sein. Abb. 4.3.2.1 zeigt abschließend eine Auswahl der Entstehungsmöglichkeiten von Terrassenformen.

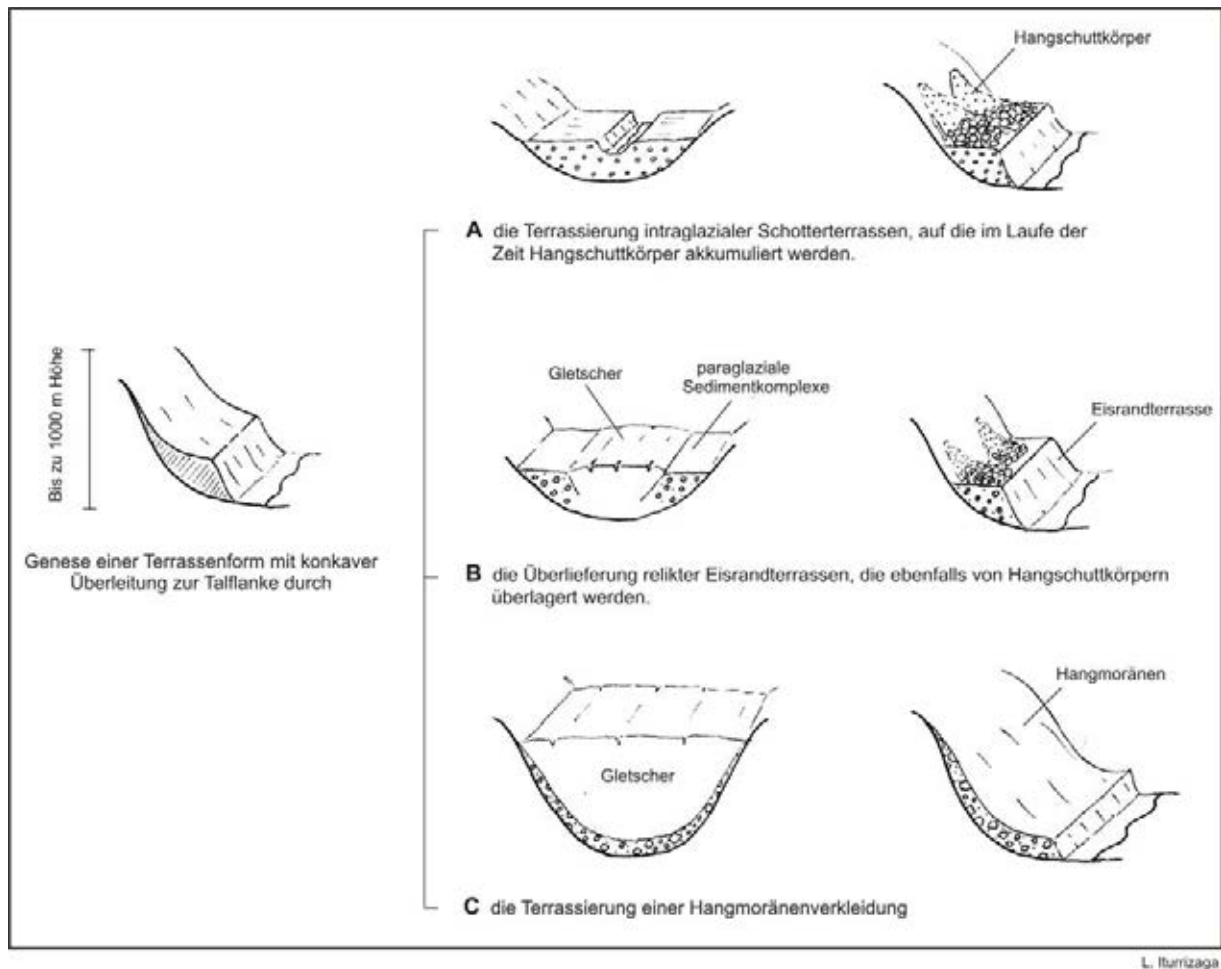


Abb. 4.3.2.1: Möglichkeiten der Entstehung von Terrassenformen mit asymptotischer Anschmiegung der Terrassenfläche an den Hang

Die Eisrandtäler als Siedlungsgunststandorte und deren Zugänglichkeit

Die Siedlungssituation in Arandu (2780 m) hebt sich von der in Hunza deutlich ab. Der Chogolungma-Gletscher und auch die unmittelbare Umgebung Arandus bieten weitläufige Weidegebiete, so dass keine Knappheit im Weideareal besteht. Trotzdem zeigen die Hänge in den Eisrandtälern in Form von eng gescharten Viehgangeln vielerorts Anzeichen der Überweidung. Mitte Juli 2000 wurden die Almen am Chogolungma-Gletscher noch nicht bewirtschaftet. Almsiedlungen existieren auf beiden Gletscherseiten, jedoch wird das südexponierte Eisrandtal stärker frequentiert. Die Almen sind größtenteils in sicherer Lage vor Lawinen- und Steinschlagabgängen postiert.

Der oben beschriebene Murabgang in Khurumal ging in das Eisrandtal ab und staute einen See auf. Der Wasserspiegel des Sees stieg durch die Zugabe der Murfracht. Erst als sich ein Überlauf ausbildete, der durch die Ufermoräne zum Gletscher hin entwässerte, schrumpfte der See zu einer Größe, die kleiner war als zuvor. Über eine Woche später war der See fast gänzlich verlandet. Ein tiefgründiges Schlammmeer hatte sich gebildet. Diese frischen wasserreichen Murablagerungen

erweisen sich als höchst gefährlich. In diesem Sumpf verendete ein Kalb einer Dzo-Herde. Insbesondere mit schwerer Last beladen ist es auch für Menschen riskant, in dem Schlamm zu versinken. Die gesteinsträchtigen Murwälle hingegen können relativ schnell zementfest verbacken sein.

Ein großes Gefahrenpotential im linken, S-exponierten Chogolungma-Eisrandtal stellen die Lawinenabgänge dar. Die Einzugsbereiche reichen auf etwa 5500 m hinauf, z.T. niedriger, so dass die Gratregionen gerade über die Schneegrenze ragen. Schneeflecken und kleinere Gletscherkappen in S-Exposition liefern v.a. nachmittags das notwendige Schmelzwasser für Murabgänge. Die Reliefenergien sind gewaltig. Teilweise handelt es sich um knapp 2000 m hohe Steiflanken, die sich über eine fast ebenso große Vertikaldistanz erstrecken. Dass nicht noch größere Murabgänge entstehen ist der Schuttarmut der Steiflanken zu verdanken. Die Murgänge reichen von den Gipfelbereichen bis in die supraglazialen Bereich des Hauptgletschers hinein. Sie durchlaufen die breiten Eisrandtäler, zerschneiden die Ufermoränen und werden auf dem Gletscher abgelagert. Die Zerschneidung und Ablagerung der Murgänge scheinen sich die Waage zu halten.

Bemerkenswert ist die Laufweite der Lawinen. Sie überfahren die Ufermoränenwälle, worauf die charakteristischen zerbröselten Ablagerungen mit dem hohen Anteil an Holzresten und Humusstreugehalt sowie die verlagerten Gesteine des oberen Einzugsbereiches hinweisen. In den Lawinenablagerungen fanden sich auffallend viele Ibex-Leichen. Dies ist erstaunlich, da es sich um sehr flinke Tiere handelt. Sie wurden wahrscheinlich von der Druckwelle miterfasst.

Zwischen Arencho und Bolocho setzt das Eisrandtal aus. Der Chogolungma-Gletscher unterschneidet die Ufermoräne. Auf dem Hinweg wählte unsere Trägergruppe den Abstieg über den Ufermoräneninnenhang zum Gletscher, um weiter talaufwärts wieder in das Eisrandtal einzufädeln. Diese Variante erwies sich als äußerst gefährlich. Es handelte sich um einen über 40° steil geneigten, sehr exponierten Moränenhang, der nur mit Seilsicherung einigermaßen sicher zu bewältigen war. Verwunderlich war, wie die talaufwärts befindlichen Yaks diese Route bestritten haben sollten. Wie sich herausstellte, gingen sie über den etwa 150 m über den Gletscher befindlichen Bergsporn. Diese Variante ist zwar steigungsintensiv, aber weit ungefährlicher.

Die Zugänglichkeit des linken Eisrandtales ist vergleichsweise gut, ähnlich wie am Batura-Gletscher. Von Arandu aus quert man die Gletscherzunge, die stark verschuttet, relativ eben und spaltenfrei ist und von daher sehr gut begehbar ist – auch für Vieh. Bis nach Arencho kann man dem Eisrandtal folgen (mit Ausnahme oberhalb von Khurumal 3560 m, wo man den Kilwuri-Gletscher queren muss). Die Querung gestaltet sich derzeit sehr unproblematisch. Dies ist anders als beim benachbarten Hispar-Gletscher, bei dem die Passierung der einmündenden Nebentalgletscher Kunyang Chhish und Pumari Chhish sich streckenweise äußerst schwierig gestaltet (Ufermoräneninnenhänge). Zu manchen Zeiten wurde der Pumari Chhish-Gletscher z.B. nicht gequert, da er durch surge-artiges Vorstoßen die Ufermoräne überragte und sehr spaltenreich war (SEARLE 1991, ITURRIZAGA 2002).

Die Zugänglichkeit der Eisrandtäler zeigt sich durch den Gletscherschwund in vielen Fällen schwieriger als zuvor. Deka- bis über hundert Meter hohe, steinschlag- und rutschungsgefährliche Ufermoräneninnenhänge sind freigelegt worden, die großteils nicht erklimmbar sind. Lediglich entlang sanfter geneigter Funnels, die manchmal durch Vegetation stellenweise konsolidiert sind (z.B. Kukuar-Gletscher), kann das Eisrandtal erreicht werden.

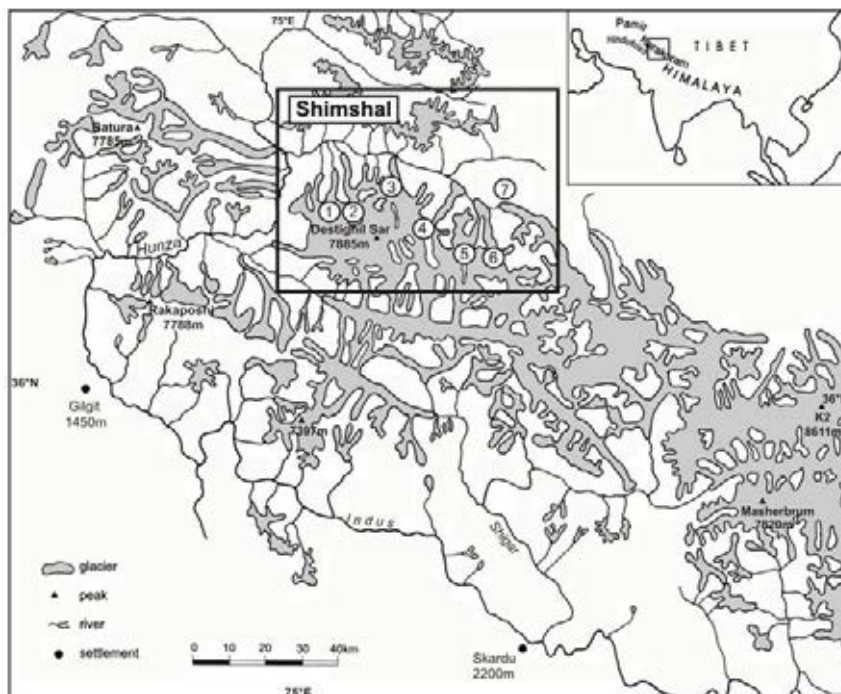
Beim Chogolungma-Gletscher haben selbst die oberen Gletscher, der Bolocho- und der Sgari-byen-Gletscher keinen Kontakt mehr zum Hauptgletscher. Man ist jedoch zur Sommerzeit dennoch gezwungen auf den Chogolungma-Gletscher auszuweichen, da die Nebengletscherflüsse bei ihrem hohen Abfluss nicht querbar sind. Beim Sgari-byen-Gletscher gestaltet sich die orographisch rechte Seite schwierig, da der Chogolungma-Gletscher sehr spaltenreich ist. So verbleibt nur die Möglichkeit des Umweges über den weit zurückgezogenen (circa um 2-3 km) Sgari-byen-Gletscher. Hier ist das Talgefäß jedoch ausgekleidet mit Little Ice Age- oder spätneoglazialen Moränenleisten (30 m – 60 m hoch). An sie sind sehr steile Einzugsbereiche angeschlossen, die mit kleinen Hängegletschern und Schneeflecken bestückt sind. Gerade zur Nachmittagszeit entsenden sie Murabgänge. Der Chogolungma-Gletscher selbst ist in seinem mittleren Abschnitt sehr gut begehbar. Nach einem hügeligen, nicht allzu spaltenreichen Übergangssaum, gestaltet sich der zentrale Gletscherpart sehr ausgeglichen. Steinmänner halten sich auf diesem blankeisigen Gletscherteil nicht.

4.4 Die Gletscher der Hispar-Nordabdachung in der Talschaft Shimshal

In der Talschaft Shimshal wurden alle längeren Gletscherströme der Hispar-Nordabdachung mit in die Untersuchung miteinbezogen. Es handelt sich um Längstalglletscher mit Längen zwischen 13 km und 48 km, davon mehrere Blankeisgletscher. Die rezenten lateroglazialen Sedimente liegen in einer Höhe zwischen 2860 m und rund 4000 m. Die transversal verlaufenden Gletscher in der Talschaft Shimshal sind die am nördlichsten gelegenen, längeren Gletscherströme im Karakorum. Abgeschirmt von der Rakaposhi- und der Hispar-Kette im Süden erhält dieser Gebirgsabschnitt nur sehr wenig Niederschlag. Die Shimshal-Gletscher sind im Vergleich zu anderen Gletschern dieser Größenordnung vergleichsweise schmal. Die Nährgebiete sind dendritisch verzweigt, die Zehrgebiete jedoch werden kaum durch tributäre Gletscher ernährt, wie dies am Hispar- oder Baltoro-Gletscher der Fall ist. Das Shimshal-Tal wurde von der Verfasserin bereits im Jahre 1992 bereist, so dass Vergleichsbeobachtungen angestellt werden konnten. Das Shimshal-Tal wird vorwiegend von Longitudinalgletschern eingenommen. Die lateroglazialen Sedimentkomplexe sind somit entweder in W- oder O-Auslage angeordnet. Nach der Auffassung von VISSER (1938) müssten die „Ablationstäler“ an den meridional ausgerichteten Gletschern in beiden Expositionen gleichermaßen verbreitet sein. Die Geländebegehungen zeigen, dass eine asymmetrische Verbreitung der lateroglazialen Depressionen vorhanden ist, die sich nach der topographischen Gestaltung der Talgefäße richtet.

Das Shimshal-Tal wartet bis zu einer Höhenlage von etwa 4300 m in fast allen Talabschnitten mit sedimentären Zeugen der spätglazialen Vergletscherung auf. Granit-Erratika auf dem 4350 m hohen Chatmerk-Paß belegen eine hochglaziale Mindesteismächtigkeit von über 1300 m im Shimshal-Tal (KUHLE 1996: 156). Sie sind auch an den Talflanken oberhalb der heutigen Gletscher vorzufinden, wie am Khurdopin-Gletscher in 4200 m Höhe. Selbst über tief eingeschnittenen Schluchtbereichen thronen wie Adlerhorste mächtige Moränenvorkommen. Besonders imposant sind die hochlagernden Moränenreste in einer Höhenlage von 4000 m oberhalb des Road Camps (2870m) auf der orographisch rechten Shimshal-Talseite. HASERODT (1989) sowie MEINERS (1996) haben die postglaziale Vergletscherung im Shimshal-Tal untersucht. MEINERS (1996) ordnet die End- und

Ufermoränenstände anhand von Schneegrenzberechnungen nach den Gletscherstadien von KUHLE (1994) zeitlich ein. Dabei entspricht die Hauptufermoräne an allen untersuchten Shimshal-Gletschern dem historisch-neoglazialen Stadium.



- ① Lupghar-Gletscher ② Momhil-Gletscher ③ Malungutti-Gletscher ④ Yazghil-Gletscher
⑤ Yukshin Gardan-Gletscher ⑥ Khurdopin-Gletscher ⑦ Virjerab-Gletscher

Abb. 4.4.1: Übersichtskarte der Talschaft Shimshal

4.4.1 Virjerab-Gletscher

• *kleinräumige Ufertalungen* • *Ufermoränensäume* • *lateroglaziale Schuttkegel und dualer Schuttkörperaufbau* • *absterbender Gletscher* • *Nähr-/Zehrgebietsverhältnis* • *Murgänge im lateroglazialen Umfeld*

Der mindestens 40 km lange, SO-NW verlaufende Virjerab-Gletscher besitzt mit einer Höhe von 3550 m das höchste Gletscherende unter den untersuchten Shimshal-Gletschern (Abb. 4.4.1). VISSER (1938: 164) ordnet den Virjerab-Gletscher als „Lawinentyp“. Die mittlere Kammumrahmungshöhe des Virjerab-Gletschers liegt bei nur 6400 m – 6600 m, der höchste Gipfel erreicht eine Höhe von 6858 m. Der etwas längere Baltoro-Gletscher endet zum Vergleich in derselben Höhe wie der Virjerab-Gletscher, weist aber wesentlich höhere Einzugsgebiete auf.

Die Virjerab-Gletscherzunge lag im Jahre 1925 in 3450 m Höhe und 2,4 km von der Konfluenz mit der Khurdopin-Gletscherzunge entfernt (VISSER 1938: 165). Im Gletschervorfeld befindet sich heute in 400 m – 500 m Entfernung vom rezenten Gletscherzungenende eine junge Endmoränenlage (Photo 4.4.1.4). Vor 20 Jahren hat der Virjerab-Gletscher diese Eisrandlage nach Angaben der Einheimischen noch erreicht (u.a. mündl. Mitteilung von Herrn Shambi Khan, 15.07.2001). Weiterhin hatte im Jahre 1961 der unterste, linke Nebengletscher noch Kontakt mit dem Virjerab-Gletscher. Der nun aus diesem Nebental aufgeschüttete Murkegel entlang des Endmoränenwalles ist damit erst in den letzten Dekaden zur Gänze aufgeschüttet worden.

VISSER (1938: 164) berichtet von seiner Begehung des oberen Shimshal-Tals im Jahre 1925 über den Virjerab-Gletscher wie folgt: „*Kein anderer Gletscher versetzte uns durch seine relativ große Länge in solches Staunen wie der Virjerab. Denn der wirkliche Gletscherkörper reicht fast nicht über die Schneegrenze hinauf.*“ Das Nähr- zu Zehrgebietsverhältnis beträgt ihmzufolge 1:5. Damit weist der Virjerab-Gletscher ein außerordentlich kleines Nährgebiet auf. Bei kaum einem Alpengletscher ist solch ein Verhältnis präsent. VISSER (1938: 29) mutmaßte, dass der Virjerab-Gletscher von seinem möglichen Nährgebiet, dem Snow-Lake, über den er über einen Pass verbunden ist, abgetrennt wurde und nun eine 40 km lange „Gletscherzunge aus totem Eis“ zurückgeblieben ist. Die Beschreibung VISSERS eines „sterbenden Gletschers“ entspricht der Gletschersituation im Jahre 2001 im unteren Gletscherabschnitt. Auch heute gestaltet sich die stark verschuttete Gletscheroberfläche wie ein Eis-Pingenrelief. Obwohl der Gletscher im Niederschmelzen begriffen ist, werden nur in geringfügigem Maße lateroglazialen Sedimentationsräume gebildet. Der Gletscher sinkt in der Vertikalen ein, aber seine Breite und damit der lateroglaziale Ausraum bleiben relativ konstant. Das Satellitenbild Landsat 7/2000 zeigt, dass die obere Hälfte der Gletscheroberfläche großteils blankeisig ist. Eine prägnante Mittelmoräne durchzieht den Gletscherkörper. Die Verschuttung der Gletscherzunge geht u.a. aus dem Austauen dieses breiten Mittelmoränenzuges zurück.

Das rezente Eisrandtal auf der rechten Seite endet – soweit einsehbar - talaufwärts in einer Höhe von 3825 m, also bereits oberhalb der eiszeitlichen Schneegrenze. Die lateroglazialen Sedimentkomplexe finden bis in diese Höhenlage, ähnlich wie am Baltoro-Gletscher, nur eine geringe Verbreitung. Es können allerdings am Virjerab-Gletscher noch vereinzelt Eisrandtalungen in höheren Lagen vorhanden sein, da noch einige Nebentäler zum Hauptgletscher hin einmünden.

Ausladende Moränenverkleidungen zwischen Virjerab- und Khurdopin-Gletscher zeugen von dem einstigen Zusammenfluss beider Gletscher. Die Hangmoränen sind vielerorts durch den temporär aufgestauten Virjerab-See unterschritten worden (ITURRIZAGA 2005c).

Verbreitung der lateroglazialen Sedimentationskomplexe: Der Virjerab-Gletscher liegt bis zu 50 m - 60 m tief eingesunken in seiner Moränenfassung (Photos 4.4.1.1-3) und zeigt mit seiner Erscheinung ein konträres Bild zum benachbarten Khurdopin-Gletscher, dessen weiße, stark aufgewölbte Gletscheroberfläche im unteren Abschnitt den Ufermoränenfirst lokal überragt und einen Vorstoß andeutet. Der Gletscher ist in den unteren 20 km gänzlich verschuttet. Diese Gletscherrückzugslandschaft ähnelt der des Momhil-Gletschers. Der Virjerab-Gletscher sinkt in seinem badewannenförmigen Trogtalgefäß in sich zusammen und hinterlässt an den Talflanken amorphe moränale Schuttsäume, jedoch keine prägnanten Eisrandtäler oder Ufermoränenterrassen. Die

giebelförmige Hauptufermoräne ist im unteren Abschnitt nicht präsent. Die Ufermoräneninnenhänge sind unregelmäßig geformt. Toteis war in den angetroffenen Ufermoränenhängen allerdings nicht mehr anzutreffen. Sie sind vielerorts in Schutthalden resedimentiert. Stellenweise sind auf der rechten Virjerab-Gletscherseite kleine Ufertalabschnitte etwa 15 m unter der höchsten Ufermoränenleiste ausgebildet. Der locker aufeinander gelagerte Schutt der Obermoräne und der Ufermoräne ist auffallend grobblockig und nimmt bis zu Hausgröße an. Die Ufermoränen sind insgesamt nur wenig konsolidiert. Noch vor einigen Jahren, als die Shimshal-Bewohner am Virjerab-Gletscher Holz holten, war der Gletscher durch viele Spalten sehr schwer begehbar gewesen (mündl. Mitteilung, Herr Shambi Khan 16.07.2001).

Es erstaunt, dass am Virjerab-Gletscher trotz des großen Ablationsgebietes keine ausladenden Eisrandtäler ausgebildet sind. Zum einen ist anzuführen, dass die Talflanken aufgrund ihrer Steilheit vergleichsweise ungünstig zur Schuttablagerung sind (ähnlich wie am Bualtar, Baltoro-, Hassanabad-, Momhil-Gletscher). Allerdings sind auch in steilwandigen Talgefäßen, wie z.B. am Ghulkin-, Gulmit- oder Pumari Chhish-Gletscher V-förmige Eisrandtäler mit herausragenden Ufermoränen ausgebildet. Diese Talgefäße weisen jedoch einen abrupten Gefällsknick auf, der zur forcierten Schuttablagerung unterhalb der Schneegrenze führt. Weiterhin ist ein hoher Anteil an grobblockigem, über zeltgroßem Gesteinsmaterial am Virjerab-Gletscher vorhanden, der für eine prägnante Ausbildung der Hauptufermoräne ungünstig sein kann. Die hochlagernden Moränen, die als Ausgangsmaterial für die Eisrandtalbildung dienen könnten, fehlen am Virjerab-Gletscher. Der entscheidende Punkt ist jedoch, dass der Virjerab-Gletscher vergleichsweise hoch endet und damit nahe der eiszeitlichen Schneegrenze (ähnlich wie der Yishkuk- und Baltoro-Gletscher). Andererseits weist er unter den Karakorum-Gletschern mit das günstigste Nähr-/Zehrgebietsverhältnis in Bezug auf die Schuttablagerungsmöglichkeiten auf. Die Steinschlag- und Murschuttzufuhr aus den angrenzenden Stichtälern ist ebenfalls relativ hoch und könnte zum Ufertalaufbau beitragen. Jedoch ist hier der Fall gegeben, dass das Widerlager der Hauptufermoräne mit dahinter geschaltetem Gletscherkörper nicht präsent ist und somit die heutigen Ufermoränenleisten relativ rasch zerstört werden. Die Murabgänge gehen unmittelbar auf die Gletscheroberfläche ab.

Auf der N-exponierten Talseite reihen sich schuttverfüllte steile, runsenförmige Stichtäler mit kleinen Hängegletschern und perennierenden Schneeflecken im Einzugsgebiet aneinander. Die hier abgehenden nival- und glazialinduzierten Muren durchlaufen die Ufermoräne und enden auf dem Gletscher als supraglaziale Schuttablagerung. Bereits am Vormittag (11:30 Uhr) konnten Murabgänge auf der Nord-exponierten Talseite beobachtet werden. Diese Murabgänge stellen ein hohes Gefahrenpotential für die Almhirtten auf ihren Wegen zu den höheren Einzugsbereichen dar. Auch VISSER (1938: 164) berichtet von einem Murabgang, der mit solcher Geschwindigkeit hinab kam, dass sich die Expeditionsgruppe kaum retten konnte. Im Verlauf von zwei Tagen Dauerregen am 16./17.07.2001 gingen pluvial-induzierte Murgänge auf die Gletscheroberfläche ab. Dieses Niederschlagsereignis ging einher mit heftigen, monsunalen Regenfällen im Punjab. Dies belegt, dass sich monsunale Ausläufer bis nördlich der Hispar-Muztagh-Kette erstrecken.



Photo 4.4.1.1: Der Virjerab-Gletscher wird im unteren Gletscherabschnitt im lateroglazialen Bereich beidseitig von Ufermoränenleisten (↙↘) verkleidet. Eisrandtäler sind hier aufgrund der fehlenden Schuttzulieferungen potentieller Nebentäler und der Steiflankigkeit des Talgefäßes nicht ausgebildet. Die Virjerab-Gletscheroberfläche ist derzeit im Einsinken begriffen und die Ufermoräneninnenhänge sind bis zu 50 m vom Eis freigelegt. Aufnahme: L. Iturrizaga 16.07.2001/ 14.



Photo 4.4.1.2: Blick von der verschutteten Virjerab-Gletscherzunge (\square) zur Konfluenz von Khurdopin- und Yukshin-Gardan-Gletscher. Im Vordergrund sind die unkonsolidierten Ufermoränen ersichtlich. Im Gletschervorfeld ist die jüngste Endmoränenlage abgelagert. Hochaktive Murkegel (\triangle) dislozieren sukzessive die relikten lateroglazialen Sedimente. Aufnahme: L. Iturrizaga 16.07.2001/1.



Photo 4.4.1.3: Aufnahme von der Virjerab-Gletscherzunge (3550 m) talabwärts. Im Gletschervorfeld erstreckt sich eine junge Endmoränenlage (\blacktriangleleft), die von den aktiven Murkegeln (\triangle) rasch transformiert wird. Aufnahme: L. Iturrizaga 15.07.2001/ 27.



Photo 4.4.1.4: Unterhalb der Virjerab-Gletscherzunge ragen auf der linken Talflanke rund 30 m hohe Moränenbastionen (\triangle) auf, die die Relikte der einstigen neoglazialen Lateroglaziallandschaft darstellen. Sie werden durch Lawinen-, Mur- und Steinschlagabgänge der hochreichenden Einzugsbereiche modifiziert und in Resedimentationsschuttkörper umgewandelt (\blacktriangle). Aufnahme: L. Iturrizaga 15.07.2001/1.

4.4.2 Khurdopin-Gletscher

• *Eisrandtalaufbau und -zerstörung durch Murgänge* • *Aktuelle Murabgänge im lateroglazialen Bereich (Sekarwar)* • *Verzahnung Hangmoränen – Ufermoränen* • *Ufermoränenbildung entlang weißer Gletscher (Firnpyramiden)* • *Ufermoränenanlagerung* • *Erdpyramiden* • *subglaziale Entwässerung der Kamekegel*

Der 47 km lange Khurdopin-Gletscher zählt zum Typ des Firnkessel-, in Teilen auch zum Firnkaskadengletscher. Der höchste Gipfel im Einzugsgebiet ist der 7760 m hohe Kanjut Sar. Über den 5790 m hohen Khurdopin-Pass steht der Khurdopin-Gletscher in Verbindung mit dem Snow-Lake. Der Gletscherstrom ist in seinem Nährgebiet in mehrere Seitenarme aufgefiedert, insbesondere in den Upper Khurdopin-Gletscher und den East-Khurdopin-Gletscher. Im Zehrgebiet erfolgt nur eine geringe Ernährung durch tributäre Gletscherströme (mit Ausnahme des Yukshin Gardan-Gletschers). Die Einzugsbereiche sind hier nicht mehr hoch genug für die Gletscherernährung. Dieser orographische Grundriss ist für die übrigen Shimshal-Gletscher der Hispar-Nordabdachung ebenso charakteristisch. Der Khurdopin-Gletscher ändert zweimal seine Fließrichtung. Während der obere Gletscherstrom von Nordwesten nach Südosten fließt, knickt er im Mittelteil nach Norden um. Die markante Umlenkung im Nährgebietsbereich ist auch an den übrigen längeren Shimshal-Gletschern zu beobachten. Das Khurdopin-Gletscherende biegt wiederum nach Nordwesten in das Shimshal-Tal ab. Der Gletscher läuft hier in einer etwa 4 km langen, stark verschutteten, hügeligen Gletscherzunge aus. Kurz vor seinem Ende stößt der Yukshin Gardan-Gletscher von Süden zum Khurdopin-Gletscher hinzu und bildet mit ihm eine gemeinsame Zunge aus, die in einer Höhe von 3350 m endet. Wie die Vergleichsbeobachtungen mit den Beschreibungen von VISSER (1938: 63) zeigen, verhielt sich das Zungenende im letzten Jahrhundert relativ stationär. Die Querung der Khurdopin-Gletscherzunge von der linken Yukshin Gardan-Gletscherseite nach Past Helga dauerte 1925 drei Stunden, dies entspricht in etwa der heutigen Zeit für diese Gletschertraverse (VISSER 1928: Abb. 15). Der Khurdopin-Gletscher weist in seinem Mittellauf eine Breite von rund 2 - 3 km auf.

Die vergleichsweise üppige Vegetation im Khurdopin-Eisrandtal scheint lokalklimatisch-edaphisch etwas begünstigt gegenüber den Eisrandtälern der benachbarten Gletscher zu sein. Eine Vielfalt an Blumen und Gräsern ist u.a. auf die temporären Seen zurückzuführen. Allerdings sind außer den spärlichen Juniperusvorkommen ab einer Höhe von 3600 m keine Bäume in den Eisrandtälern sowie an den Ufermoränenaußenhängen vorhanden.

Vorzeitliche Vergletscherungsspuren sind am Khurdopin-Gletscher überaus gut überliefert, die darauf hindeuten, dass sie auch eine Rolle beim lateroglazialen Sedimentaufbau gespielt haben. Die mächtigen Moränenablagerungen an der Konfluenz vom Virjerab-Tal und Khurdopin-Gletscher geben Zeugnis von ihrer Vereinigung zum vorzeitlichen Shimshal-Gletscher, der seinerseits Anschluss an die Hunza-Vergletscherung besaß (Kap. 1.4 & 4.4). Die Talflanken des unteren Eisrandtalabschnittes sind mit mächtigen Hangmoränen verkleidet (3475 m – 3550 m), die mehrere hundert Meter den Hang hinauf reichen. An der Konfluenz zum Virjerab-Tal sind sie in vergesellschaftete Erdpyramiden aufgelöst, während sie weiter talaufwärts in moränale Schutt- und Murkegel resedimentiert worden sind. Als Überreste restieren Skelettmoränen. Das Eisrandtal steht hier in unmittelbarer Verbindung mit den älteren Hangmoränen. Die gleiche Situation ist an den Konfluenzen des Yukshin Gardan und Malungutti-Gletscher mit dem Shimshal-Tal gegeben. Somit liefern die basalen Hangmoränen (Grundmoränen) u.a. das Ausgangsmaterial für die Eisrandtalbildung (Abb. 6.3).

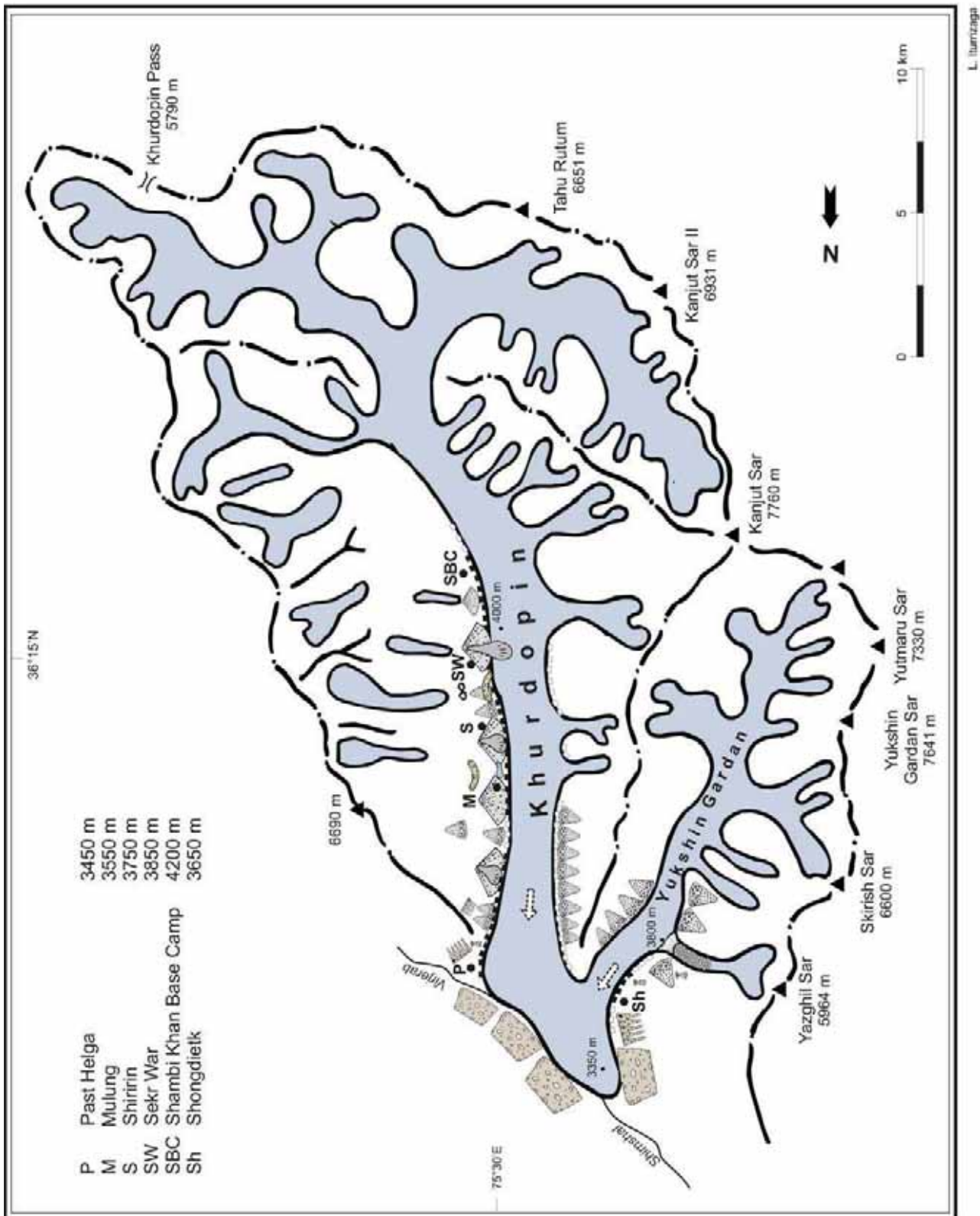


Abb. 4.4.2.1: Übersichtskarte über die lateroglazialen Sedimentationskomplexe am Khurdopin-Gletscher (Legende s. Abb. 4.1)



Photo 4.4.2.1: Erratischer Block auf der rechten Khurdopin-Gletscher-talflanke in einer Höhe von 4200 m, der einen ehemals um mindestens 500 m höheren Gletscherpegel belegt. Das vorzeitliche glazigene Sedimentkorsett hat einen entscheidenden Einfluss auf die Ausbildung der Eisrandtäler. Der Khurdopin-Gletscher zeigt auf seiner Gletscheroberfläche einen gewundenen Verlauf der Mittelmoräne, der ein Indiz auf jüngste Gletschersurgebewegungen sein könnte. Hierbei können die rezenten Eisrandtäler unterschritten worden sein. Photo: L. Iturrizaga 10.07.2001/34.

Verbreitung der lateroglazialen Sedimentkomplexe

Der Khurdopin-Gletscher weist ein Nähr- zu Zehrgebietsverhältnis von 0,36 : 1 (66 m² / 184 km²) (VISSER 1938: 162) auf, das günstige Ausgangsbedingungen für die lateroglaziale Schuttablagerung liefert. Nach dem Vijerab-Gletscher ist der Khurdopin-Gletscher der längste Gletscher in der Talschaft Shimshal und zeigt hier die ausladendsten lateroglazialen Sedimentationskomplexe. Auf der rechten, W-exponierten Talseite begleitet ein diskontinuierliches, aber wohl ausgebildetes Eisrandtal den Khurdopin-Gletscher über eine Länge von etwa 10 km. Es erstreckt sich in einer Höhenlage von 3475 m bis 4100 m und nimmt Breiten von bis zu mehreren hundert Metern ein. Es bleibt aber deutlich unter der durchschnittlichen Breite des Batura-Eisrandtales.

Das rechte Eisrandtal ist großteils kerbsohlen- bis muldenförmig angelegt. Die Eisrandtalbreite liegt zwischen 5 m bis maximal 300 m. Im oberen Teil reduziert sich die Breite streckenweise auf eine Ufermoränenrinne. Der rezente Schutteintrag durch Kamekegel ist beträchtlich und die aktuelle Prozessdynamik in Form von Murgängen prägt aktuell entscheidend die Eisrandtalmorphologie. Schneelawinen treten dagegen im Vergleich zu anderen Eisrandtälern, wie am Chogolungma, in den Hintergrund.

Auf der ostexponierten, linken Gletscherseite ist das Eisrandtal fragmentarischer ausgebildet. Es wird an vielen Stellen vom Gletscher unterschritten und setzt partienweise gänzlich aus. Das Eisrandtal endet bereits in rund 3700 m Höhe. Weiter talaufwärts sind nur noch Ufermoränenleisten vorhanden. Die Hangsituation gestaltet sich ähnlich wie auf der rückwärtigen Gebirgskammseite, an dem das ostseitige Eisrandtal des Yukshin Gardan-Gletschers verläuft. Schutthalde überkleiden die Ufermoräne und bilden duale Schuttkörper aus. Auch hier ist der Ufermoräneninnenhang mehrere Dekameter vom Gletscher bereits freigelegt und Rillen und Runsen zerfurchen die Moränensteilwände.

Das derzeitige Khurdopin-Eisrandtal ist an vielen Stellen in Degradation begriffen und wird durch Massenbewegungen vielerorts zerstört. So wird das Eisrandtal beispielsweise in einer Prallhanglage unterhalb von Mulung in 3575 m Höhe vom Khurdopin-Gletscher komplett unterschritten (Photo 4.4.2.13). Das Eisrandtal bzw. die Ufermoräne ist im Jahr 2000 großflächig weggebrochen (mündl. Mitt. Herr Shambi Khan 10.07.2001). Zuvor hatte sich hier ein intramoräner supraglazialer See gebildet, der mit zur Unterschneidung der Ufermoräne beigetragen hat. Der Ufermoräneninnenhang ist heute zu weiten Teilen noch mit Toteis durchsetzt. Einige Tage vor unserer Ankunft war an dieser Lokalität ebenfalls noch ein kleiner See vorhanden, der kürzlich wieder ausgelaufen ist. Der Ufermoräneninnenhang ist derzeit bis zu 25 m Höhe vom Eis entblößt. Am Rand ist ein neuer mehrere Meter hoher Seitenmoränenwall in Bildung begriffen.

Die Ufermoränen: Die akkurate, giebelförmige Hauptufermoräne ist am Khurdopin-Gletscher nicht vorhanden, sie zeigt sich in ihrer Form eher chaotisch aufgebaut. Es handelt sich größtenteils um eine Buckelufermoräne mit breitem, stark welligem unregelmäßigem Ufermoränenkamm (hummocky lateral moraine). Viele tischgroße Blöcke säumen insbesondere den Ufermoränenhangfuß, sind aber

auch über den restlichen Ufermoränenkörper in einer Feinmatrix verteilt. Der Moränenschutt ist gerade im unteren Talabschnitt nur gering konsolidiert. Die distale Ufermoränenseite ist zumeist nur wenige Meter hoch, während die proximale Seite streckenweise bis zu mehrere Dekameter zum Gletscher hinabfällt. Die Ufermoräneninnenhänge sind mit Neigungen von $30^\circ - 35^\circ$ nicht sehr steil. Zum Teil sind sie konvex zum Gletscher hin aufgebeult. Runsenbildung ist kaum vorhanden. Bemerkenswert ist, dass fast alle Gesteinskomponenten - sie bestehen vornehmlich aus Granit - auf dem Ufermoränenaußenhang gut zugerundet sind. Sie sind zumeist stuhl- bis tischgroß. Eine zunehmende Zurundung vom Ufermoränenfirst zu dessen Basis lässt sich nicht diagnostizieren. Die Ufermoränenbasis ist oftmals mit Schutthalden versehen, die sich teils aus Schutt des Oberhangs, teils aus subglazialen Schutt rekrutieren.



Photo 4.4.2.2: Panorama auf die linke Khurdopin-Talflanke aus 4100 m. Auf dieser Ost-exponierten Talflanke ist ebenfalls nur ein diskontinuierliches Eisrandtal ausgebildet. Transglaziale Schuttkörper säumen die Talflanke und sind zum Teil in die Eisrandtäler eingestellt, zum Teil haben sie die lateroglazialen Sedimente durchbrochen. Die Khurdopin-Gletscheroberfläche liegt mehrere Dekameter unter dem Ufermoränenfirst, so dass den lateroglazialen Sedimenten das Widerlager fehlt. Aufnahme: L. Iturrizaga 10.07.2001/2/17-20.



Photo 4.4.2.3.2 (links): Typisches Ausklingen der Eisrandtäler im oberen Einzugsbereich in 4400 m oberhalb des Shambi Khan Camps. Die seichten Ufermoränenleisten (\blacktriangle) sind unmittelbar verzahnt mit den Hangschutthalden (\triangle). Die Verschüttung der Ufermoränen wird bei einem vermeintlichen Einsinken der Gletscheroberfläche sehr rasch vonstatten gehen. Das Gesteinsmaterial der Ufermoräne ist chaotisch gelagert und weist keine Sortierung auf. Die Ufermoränenfirste sind zumeist abgerundet. In dieser Höhenlage können Toteisvorkommen in der Ufermoräne mit zur Formung der Ufermoräne beitragen. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.07.2001/6.



Photo 4.4.2.4: Selbst in einer Höhe von 4300 m sind aktive Murkegel in das rechte Eisrandtal eingestellt und überschütten nahezu die Ufermoräne, wie hier unterhalb des Shambi Khan Camps. Aufnahme: L. Iturrizaga 12.07.2001/34.



Photo 4.4.2.5: Blick auf die rechte Ufermoräne des Khurdopin-Gletschers in 4370 m. Die Ufermoräne enthält bemerkenswert viel kiesiges Material und gerundete Gesteinskomponenten. Die Ufermoränen können sich auch aus glazifluvialen Material zusammensetzen, wenn beispielsweise ein einstiger Ufersander vom Gletscherrand umgelagert und wallförmig aufgeschüttet wird. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.07.2001/1.

Am Khurdopin-Gletscher dominiert die einfstige Ufermoräne. Die vielzähligen Moränenstadien in Form von diversen Moränenakkretionen, wie sie am Malungutti- oder Yazghil-Gletscher ausgebildet sind, sind nur lokal vertreten. Geomorphologische Zeugen einer breiteren Ausdehnung des Khurdopin-Gletschers befinden sich in Form von Ufermoränenakkretionen unterhalb von Shiririn in 3715 m Höhe. Mindestens vier Moränenwälle sind aneinandergelagert. Eine kleine lokale Ausstülpung des Gletschers führte zu einer Ausbuchtung der Ufermoräne in mehreren Stadien und hinterließ einen Moränenkranz. Zwei weitere, jüngere Moränenniveaus sind am Moräneninnenhang angelagert. Auch die rezente Gletscheroberfläche geht vielerorts ohne die parallel aneinandergelagerten rezenten, gestauchten Seitenmoränenwälle in die Ufermoräne über. An einigen Stellen ist ein rezenter Seitenmoränenwall von 3 m bis 4 m Höhe in Bildung begriffen und lässt im intramoränen Bereich eine eismarginale Depression entstehen.

Im unteren Eisrandtalabschnitt in einer Höhe von 3600 m zwischen dem ersten und zweiten Kameskegel durchzieht ein Ufermoränenwall das Eisrandtal. Er ist wesentlich niedriger als die Hauptufermoräne und ragt nur 1 m aus dem Eisrandtalboden hinaus. Schuttlieferungen des Nebentales haben diesen Moränenwall bereits nahezu eingesedimentiert. Er zeichnet die ehemalige ausgedehntere Fassung des Khurdopin-Gletschers nach.

Ufermoränenüberprägungen durch supraglaziale Ereignisse: Obwohl die Khurdopin-Gletscheroberfläche - insbesondere im mittleren Verlauf - derzeit tief eingesunken unter dem Ufermoränenfirst liegt, zeigt das Eisrandtal an vielen Stellen frische Überarbeitungen durch gletscherseitige Prozesse. Jüngste Gletscheraufhöhungen und folgende supraglaziale Abflüsse haben die Ufermoräne und das Eisrandtal überformt. Der Eisrandtalboden und auch der distale Ufermoränenhang ist an diesen Stellen mit kantengerundeten Granitblöcken übersät. Eine solche Lokalität befindet sich etwas oberhalb von Shiririn (3715 m), wo die Ufermoräne kürzlich durch supraglaziale Schuttabgänge überprägt wurde. Ein Murgang mit gerundeten Granitblöcken, der durch ein supraglaziales Ereignis ausgelöst wurde, durchfloss das Eisrandtal bis einige hundert Meter talabwärts. Dieser Murgang könnte durch bei dem Gletscherhochstand durch den Ausbruch eines intramoränen supraglazialen Sees die Ufermoräne ausgelöst worden sein, der schwallartig in das Eisrandtal entwässerte. Im Juli 2001 lag die Gletscheroberfläche an dieser Lokalität etwa 40 m bis 50 m unter dem Ufermoränenfirst. Auch derzeit befinden sich zwei kleinere supraglaziale Seen an der Ufermoränenbasis.

Einsinkbeträge: Der Khurdopin-Gletscher ist nicht durchgängig in seiner Ufermoränenfassung eingesunken, wie dies an anderen Gletschern zu beobachten ist (z.B. Momhil-Gletscher). Im Zungenbereich sind bis zu 30 m hohe Ufermoräneninnenhänge freigelegt. Im unteren

Gletscherabschnitt, d.h. oberhalb von Past Helga, überragt die Gletscheroberfläche deutlich ihre Ufermoränenfassung, ohne jedoch die Hauptufermoräne zu überschütten. Im Mittelteil ist der Khurdopin-Gletscher streckenweise mehrere Dekameter eingesunken. Allerdings lag er noch drei Jahre zuvor, im Jahr 1998, in Großteilen seines Mittellaufs der Ufermoräne unmittelbar an (mündl. Mitteilung Herr Shambi Khan 10.07.2001), d.h. die Gletscheroberfläche war um mehrere Dekameter erhöht.

Im Satellitenbild Landsat 7 / 2000 ist ein markant kurviger Verlauf der breiten Mittelmoräne erkennbar, der auf jüngste Gletschervorstoßbewegungen zurückzuführen sein könnte. Die hügelige Gletscheroberfläche überragt zwar die Ufermoränenfassung. Trotzdem liegt der Ufermoräneninnenhang an manchen Stellen frei. Der Gletscher ist von der Ufermoräne abgesetzt ist.

Die Nebentalufermoränen: In 3780 m mündet das Shiririn-Tal in das Khurdopin-Eisrandtal ein. Eine alte Ufermoränenleiste befindet sich 200 m über dem Talboden auf der nördlichen Shiririn-Talseite. Über der Ufermoränenleiste konnten bis in eine Höhe von 4200 m Granit-Erratika gesichtet werden. Die ehemals mit dem Khurdopin-Gletscher vereinten Nebentalgletscher mündeten zur Zeit des Gletscherhochstandes mit ihren ehemaligen Ufermoränenfassungen stark überhöht zum heutigen Haupttalgletscher ein. Dies hat zur Folge, dass die heutigen Eisrandtäler des Haupttales zur Nebentaleinmündung hin stark ansteigen (ähnlich wie bei Daltanas 3700 m an der Konfluenz Kunyang Chhish-/Hispar-Gletscher).

Firnpyramiden und Ufermoränengese: Wie die Beobachtungen an verschiedenen Gletschern zeigen, steht die Eisrandtalbildung sowie die Ufermoränenbildung nicht in unmittelbarem Zusammenhang mit der Mächtigkeit der Obermoränenbedeckung. Auch an weißen Gletschern sind nicht minder mächtige Ufermoränen ausgebildet, da die Resedimentation vorzeitlicher lateroglazialer Sedimentkomplexe entscheidend sein kann. Die Khurdopin-Gletscheroberfläche zeigt sich als ein weißes Eismeer von gezackten, 5 m – 10 m hohen Eishügeln und –türmen (Firnpyramiden, Firmseracs). Diese unregelmäßige Oberflächenstruktur, die auch an den Gletscherrändern ausgebildet ist, kann mit ein Grund für die sehr regellose Aufschüttung der Ufermoräne sein. Der wenige Schutt, der randlich vom Gletscher zwischen den Eistürmen mittransportiert wird, rutscht lateral vom Eis ab und türmt sich haufenförmig auf. Die Nachfuhr von neuem supraglazialem Schutt ist gering und erfolgt ungleichmäßig. Bemerkenswert ist, dass die Firnpyramiden noch bis weit runter in das Zehrgebiet in eine Höhe von 3500 m hinunterreichen.

Bereits VISSER (1938: 57 ff.) hat sich ausführlich mit der Genese der Firnpyramiden beschäftigt. Ihre Verbreitung ist an enge klimatische und vor allem einstrahlungsbezogene Rahmenbedingungen gebunden. Die Firnpyramiden kommen insbesondere in den trockenen Hochgebirgsregionen vor. So ist die Musterung der Gletscheroberfläche mit Firnpyramiden vor allem an den Gletschern der trockenen Karakorum-Nordseite vorzufinden, z.B. am Singhi-, Kyagar- und Gasherbrum-Gletscher.

Nach den Geländebeobachtungen im westlichen Karakorum scheint das Auftreten der Firnpyramiden – wenn sie selbst noch im unteren Zehrgebiet vertreten sind – neben den klimatischen Rahmenbedingungen an bestimmte Gletschertypen geknüpft zu sein. Prädestiniert für diese Ablationsformen ist der Firnkaskadengletscher. Das Gletschereis wird in einem Gefällebruch oberhalb und nahe der Schneegrenze stark aufgespalten. Die zerrissene Gletscheroberfläche bildet die für die Einstrahlung die Ansatzflächen. Die Firnpyramiden zeigen oftmals eine Schichtung auf. An Lawinenkessel- und Firmuldengletschern sind die Firnpyramiden nur äußerst selten vertreten. Bei den Lawinenkesselgletschern ist die Spaltenbildung nicht in dem Maße gegeben. Durch Eislawinenabgänge verheilen die Spalten höher gelegener Gletscherbrüche zum Teil wieder. Vor allem ist die Schuttfuhr und damit die Obermoränenbedeckung für die Ausbildung der Firnpyramiden zu hoch. Den Firmuldengletschern fehlt der notwendige Gefälleknick zur Aufspaltung des Eises.

Die Kamekegel (3720 m Shiririn-Tal): Das rechte Eisrandtal wird in seinem Sedimentaufbau von den Murkegeln der Nebentäler bestimmt. Mindestens neun größere Murkegel (Kamekegel) drainieren in das Eisrandtal (Abb. 4.4.2.1). Die Mehrzahl der Abflussbahnen der Murkegel hat die Hauptufermoräne durchbrochen und entwässert en- bzw. subglazial zum Khurdopin-Gletscher. Die Murkegel sind zum Teil stark konvex aufgewölbt und ihre Oberflächen ragen über die Ufermoräne hinaus. Somit besteht im Eisrandtal kein einheitliches Gefälle, sondern der lateroglaziale Sedimentationsraum ist durch die Sedimentkegel in einzelne Kompartimente gekammert. So nimmt

die Ufermoränenaußenhangshöhe von 25 m bei Past Helga auf rund 5 m - 10 m taleinwärts ab. Teilweise füllten die hohen Schutteinträge der Nebentäler das Eisrandtal auf und reduzieren damit die Höhe des Ufermoränenaußenhangs. Viele der Murkegel sind derzeit höchst aktiv. Das Eisrandtal wird durch die Schutteinträge der Nebentäler sukzessive zusedimentiert oder streckenweise gänzlich zerstört.

Zweiphasiger Kamekegelaufbau bei Shiririn: Der aus dem Shiririn-Tal in das Khurdopin-Eisrandtal geschüttete Murkegel setzt sich aus zwei Kegelniveaus zusammen. Das ältere, höhere Kegelniveau, das mit der Talflankenfront des Haupttales abschließt, ragt mit Steilkanten von 30 m bis 40 m aus dem jüngeren Kegel hinaus, der weiter in das Eisrandtal hineingeschüttet ist. Das ältere Niveau hat sich zu einer Zeit gebildet als der Gletscherpegel noch etwa 100 m höher lag und der Gletscher das Talgefäß noch mehr in der Breite einnahm. In dieser Zeit existierte der Kegel ebenfalls als Rückstauschuttkörper (Kamekegel), der in ein gegenüber heute etwa 40 m höher gelegenes Eisrandtal entwässerte. Mit dem Einsinken und dem seitlichen Zurückweichen der Khurdopin-Gletscheroberfläche um mehrere Dekameter schnitt sich der Shiririn-Fluss in den Kegel ein. Die jüngeren Sedimente schoben sich über das distale Ende des alten Kamekegel hinaus und die Ablagerung erfolgte auf den Gletscher. Bei einer geringen Wiederaufhöhung der Gletscheroberfläche wurde die heutige Ufermoräne in ihren Grundzügen aufgeschüttet und damit auch das Eisrandtal gebildet. Im weiteren Verlauf schneidet sich der Shiririn-Fluss in die Ufermoräne ein und entwässert unmittelbar zum Khurdopin-Gletscher hin. Diese „Kegel-Eisrandtalabfolge“ ist in gleicher Weise u.a. am Barpu-Gletscher (Girgindil 3775 m) und am Batura-Gletscher (Kukhil 3500 m) ausgebildet. Dieser Gletscherhochstandsphase (Girgindil-Stadium) sind auch die tributären „Podestgletscher“ am Hispar-Gletscher (Skambarish 4000 m und Yutmaru 4100 m). Das Gegenschüttungsniveau liegt etwa 150 m bis 300 m über der rezenten Gletscheroberfläche.

Die Murufermoränen - Eisrandtaldegradation und Muren als Ausgangsmaterial für die Eisrandtal- und Ufermoränenbildung: Die Lokalität Sekrwar (3845 m, Wakhi: sekr = rot, war = „Blockzunge“) zeugt von einem katastrophalen Mureignis. Hier sind Murschübe von beachtlichem Ausmaß auf den Gletscher abgegangen, die sich derweil durch die Gletscherfließbewegung über eine Länge von 1 km über den Gletscherrand verteilt haben (Photos 4.2.2.5-9). U.a. hat ein großer Murabgang im Jahr 2000 das gesamte Eisrandtal auf einer Länge von mehreren hundert Metern gänzlich hinfortgerissen (mündl. Mitt. Hr. Shambi Khan 12.07.2001). Der rezente, konvex aufgewölbte Murkegel baut sich mosaikartig aus vielzähligen, z.T. zeitlich weit auseinanderliegenden Murschüben auf. Von dem jüngeren, multiphasigen Murkegel ist ein älteres, höhergelegenes Niveau terrassenförmig abgesetzt.

Der Übergang zwischen Gletscher und Murbrei ist eng ineinander verzahnt. Der auf dem Blankeisgletscher abgegangene Murschutt wird durch die hügelige Gletscheroberfläche aufgestülpt und rutscht seitlich an den Eistürmen ab. Im weiteren Verlauf wird er durch den fließenden Gletscher gelängt. Aus dem Murkegelschutt bildet sich seitlich ein neues, kleines Eisrandtal (Photo 4.4.2.7). Ein mehrere hundert Meter langer, spitzwinkliger Seitenmoränenwall hat sich talaufwärts des Murabganges gebildet und ein schmales V-förmiges Seitenmoränentälchen entstehen lassen. Diese Depression stellt gegebenenfalls das Initialstadium eines Eisrandtales dar. In dem Seitenmoränentälchen befindet sich derweil ein intramoräner supraglazialer See, der nach dem Verschwinden die ersten Sedimente in der Depression hinterlassen wird. Alte Seespiegelstände in einer Höhe von bis zu 6 m über der derzeitigen Wasseroberfläche (Juli 2001) des talaufwärtigen Sees sind am Ufermoräneninnenhang erkenntlich. Diese intramoränen Seen füllen sich innerhalb weniger Tage zu beträchtlichen Höhen auf und entwässern dann wieder relativ zügig subglazial. Auch talabwärts der Mure hat sich ein supraglazialer intramoräner See gebildet.

Es kommt zur lokalen aktuellen Ufermoränenneubildung und es bilden sich rundkuppige *Murufermoränen*. Diese Form des lateroglazialen Morärentyps wird im Folgenden als „*Murufermoräne*“ bezeichnet. Diese Ufermoränen gehen aus verschleppten Murkegeln bzw. aus Murobermoräne, die durch supraglaziale Resedimentierung hervorgeht, hervor. Bislang wurden in der Literatur vornehmlich Steinschlagablagerungen der Frostschuttregionen als Ausgangsmaterial zur Ufermoränenbildung diagnostiziert (HUMLUM 1978, SMALL 1987a). Die Besonderheit der Karakorum-Gletscher liegt in der hohen Anzahl der Nebentäler, die in den lateroglazialen Bereich drainieren und die aktuell eine hohe Morphodynamik aufweisen. Wie am Beispiel des Khurdopin-Gletschers ersichtlich, sind insbesondere Murgänge, die auf den Gletscher abgehen, für den Ufermoränenaufbau

bedeutend. Dies erklärt den hohen Feinmaterialanteil und die Dominanz zugerundeter Gesteinskomponenten in der Ufermoräne.

Am 13.07.2001 wurde unsere Expeditionsgruppe von einem mehrphasigen Murabgang gegen 14:00 Uhr am Sekrwar-Talausgang überrascht (Photos 4.4.2.8 & 9). Die Fließgeschwindigkeit des Murlobus war schneller als unsere Laufgeschwindigkeit. Der Murgang besaß einen sehr geringen Wassergehalt und bestand vornehmlich aus resedimentiertem Moränenmaterial. Drei frische Murgangsloben waren bereits in den letzten zwei Stunden abgegangen. Der vergletscherte Einzugsbereich des Sekrwar-Tals reicht bis auf 6400 m Höhe hinauf. Es ist mit mehrere hundert Meter mächtigen, podestförmigen glazigenen Akkumulationen verfüllt, die in ihrem Abschluss hoch über den Khurdopin-Gletscher hinaufragen. Insbesondere auf der südlichen Sekrwar-Talseite ist eine wohl geformte Moränenfassung erhalten. Das Einzugsgebiet konnte aufgrund fehlender sicherer Zugangsmöglichkeiten nicht eingesehen werden und damit die Ursache für das Mureignis nicht erkundet werden. Es liegt allerdings nahe, dass Gletscher- oder nivale Schmelzwässerabgänge um die Mittagszeit zu der Resedimentation des Moränenpodestes führten. Die Geländebeobachtungen zeigen, dass es nur eines größeren Murevents bedarf, das das Eisrandtal durchbricht, um u.U. die Ausgangssituation für eine neue Eisrandtalbildung zu schaffen.



Photo 4.4.2.6: Blick aus einer Höhe von 4000 m Richtung Süden auf den Murlobus auf den Khurdopin-Gletscher bei Sekrwar (3850 m). Im Jahr 2000 wurde das Eisrandtal gänzlich durch einen glazial-induzierten Murabgang aus dem W-exponierten Sekrwar-Tal (←) zerstört. Der multiphasige Murkegel (△) reicht über fast 1 km über den blankeisigen Khurdopin-Gletscherrand. Seitdem treten immer wieder kleinere Murgänge auf. Das Ausgangsmaterial sind hochlagernde Moränen. Aufnahme: L. Iturizaga 12.07.2001.



Photo 4.4.2.7: Blick aus 3950 m in Richtung Norden auf den Murkegel bei Sekrwar, der den lateroglazialen Moränenkomplex durchschlagen hat (△). Frische Murloben, nur wenige Stunden alt, erstrecken sich über die Kegeloberfläche (↗). Eine neue Austaufemoräne (↙) wird im Vordergrund aufgeschüttet. Der Murkegel dämmt die englazialen Wasserkanäle. Es kommt zur Aufstauung von ephemeren Seen am Gletscherrand (↕). Der höchste Seespiegel (----) befindet sich rund 10 m über dem heutigen Seespiegel am Ufermoräneninnenhang Aufnahme: L. Iturizaga 14.07.2001.



Photo 4.4.2.8: Der hochaktive Murkegel bei Sekr War (3750 m) hat das Eisrandtal (↙ ↘) zerstört. Aus dem vergletscherten Einzugsgebiet gehen häufig Muren ab, die vornehmlich Moränenmaterial, zum Teil von einer Podestmoräne stammend, dislozieren und auf dem Khurdopin-Gletscher ablagern. Der Murkegel setzt sich aus zahlreichen frischen Murloben zusammen. S. Person (→) als Größenvergleich. Aufnahme: L. Iturrizaga 12.07.2001/8.



Photo 4.4.2.9: Der Sekr War-Murkegel entsendet hier am frühen Nachmittag erneut einen Murlobus, der kurz vor der Khurdopin-Gletscheroberfläche (im Bild zum Vordergrund hin gelegen, aber nicht mehr sichtbar) zum Stillstand kommt. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.07.2001/18.



Photo 4.4.2.10: Aufschlussprofil eines älteren Murkegels (Kamekegels) bei Shiririn, der in das rechte Khurdopin-Eisrandtal geschüttet ist. Er weist eine deutliche lagenweise Schichtung (→) und größeres Blockwerk auf, das zumeist aus ehemals höhergelegenen Moränenmaterial stammt. Der Murkegel ist tief eingeschnitten, da durch das Einsinken der Khurdopin-Gletscheroberfläche die Vorfluterbasis erniedrigt ist. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.07.2001/22.



Photo 4.4.2.11: Unterhalb des Sekr War-Murkegels hat sich ein lateroglazialer See (○) gebildet. Er wird u.a. durch die Schmelzwässer des Sekr-War-Tales gespeist, die zuvor englazial im Khurdopin-Gletscher abgefließen sind. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.07.2001/23.



Photo 4.4.2.12: Auf der rechten Khurdopin-Gletscherseite münden einige Murkegel in den eismarginalen Bereich. Dieser Murkegel könnte in seinem Anfangsstadium – ähnlich wie bei Sekr War – ehemals auf den Khurdopin-Gletscher aufgeschüttet worden sein. Heute trennt eine Ufermoräne den Murkegel vom Gletscher. Aufnahme: L. Iturrizaga 11.07.2001/5.



Photo 4.4.2.13: Der Khurdopin-Gletscher zerstört heute oberhalb von Past Helga (3450 m) das Eisrandtal. Die Gletscheroberfläche überragt in diesem Abschnitt partienweise die Ufermoränenfirse bevor der Gletscher weiter talabwärts nach W umlenkt S. Personen und Weg als Größenvergleich (→). Aufnahme: L. Iturrizaga 14.07.2001/25.

Die lateroglazialen Seen, insbesondere der temporäre gletschergedämmte Virjerab-See: VISSER (1928: 204, 1938) weist in einer Kartierung drei Seen im östlichen Eisrandtal aus. Im Juli 2001 waren im Eisrandtal selbst keine Seen vorhanden. Dem hingegen befinden sich mehrere intramoränale supraglaziale Seen entlang des Gletscherrandes, die ortskonstant sind, aber häufig drainieren. Diese intramoränalen Seen unterschneiden die Ufermoräne und können zum Kollaps des Eisrandtals führen. Auch der einstige Virjerab-See, der immer wieder durch den Khurdopin-Gletscher aufgestaut wird und in historischer Zeit zu verheerenden Gletscherseeausbrüchen geführt hat (VISSER 1938, ITURRIZAGA 1994, 1996, 1997) zählt zu den lateroglazialen Seen (s. auch Abb. 5.5.1). Der Virjerab-See hat in den letzten hundert Jahren im Durchschnitt alle fünf Jahre entwässert und hat zu erheblichen Siedlungslandverlusten in Shimshal und Passu geführt. Der Virjerab-See befindet sich knapp 5 km talaufwärts des Khurdopin-Gletscherendes. Der Abdämmungsmechanismus unterscheidet sich grundlegend im Mechanismus der üblichen Haupttalbarrieren. Es bedarf nicht eines Gletschervorstoßes, damit es zur Aufstauung des Virjerab-Sees kommt, denn selbst ein Rückzug kann durch die Schließung der subglazialen Entwässerungskanäle dämmend wirken. Erst wenn der Khurdopin-Gletscher um rund 4 km zurückschmilzt wird er in der topographischen Konstellation zum Virjerab-Tal zum Nebengletscher. Bei der Seebildung spielt der tributäre Yushkin-Gardan-Gletscher eine wesentliche Rolle ist eine wahrer Haupttalbarriere (ITURRIZAGA 2003). Die Zeitpunkte der Seeaufstauungen geben indirekt einen Hinweis auf Gletscheroszillationen. Anfang des 20. Jhds. haben Gletscheraufhöhungen des Khurdopin zur Abdämmung des Virjerab-Tales beigetragen. Die Photographie von VISSER (1928: 209) belegt, dass zu dieser Zeit der Khurdopin-Gletscher mehrere Dekameter über seine Ufermoränenfassung gereicht hat und zu dieser Zeit sicherlich in erster Linie ursächlich für die Seeaufstauung war und nicht der Yukshin Gardan-Gletscher. Der Virjerab-See füllte

einst das untere Khurdopin-Eisrandtal bei Past Helga bis zu einer Höhe von 3500 m auf. Seespiegelstände am Ufermoränenaußenhang und auf den moränenen Schutthalden zeugen von dem Stausee.

Bemerkenswert ist das weitverzweigte supraglaziale Abflussmuster auf dem Khurdopin-Gletscher, das in dieser Weitläufigkeit auf keinem anderen Gletscher gesichtet werden konnte. Bachläufe fließen über weite Strecken auf der Gletscheroberfläche. Wo sie in den lateroglazialen Bereich ausschweifen, unterschneiden sie die Ufermoräne. Der Khurdopin-Gletscher ist trotz seiner Auflösung in Firnseracs sehr spaltenarm, so dass das Schmelzwasser supraglazial abfließt.

Die Zugänglichkeit der Eisrandtäler zu den Almregionen: Das Khurdopin-Eisrandtal wird in den Sommermonaten derzeit nicht zur Almnutzung von den Shimshalis mit ihrem Weidevieh aufgesucht. Um das Khurdopin-Eisrandtal von Shimshal aus zu erreichen, muss im Sommer sowohl der Yazghil- als auch der Khurdopin-Gletscher überquert werden. Letzterer Gletscher ist durch Spaltenbildung zeitweise durchaus schwierig passierbar und mit Tieren gänzlich ungangbar. Ebenfalls unpassierbar für Tiere ist insbesondere der Khurdopin-Fluss, der für Personen nur mittels einer Seilbrücke gequert wird. So werden die Almregionen sporadisch im November / Dezember aufgesucht.



Photo 4.4.2.14: Blick aus 4500 m Höhe auf die Khurdopin-Gletscherzunge (3300 m) (□). Die Gletscherzunge ist über die letzten Kilometer stark verschuttet. Im lateroglazialen Bereich erfolgt hier die Entwässerung des Virjerab-Flusses, z.T. auf subglazialen Wege (✓). Aufnahme: L. Iturrizaga 17.07.2001/3/30.



Photo 4.4.2.15: Blick aus dem einstigen Khurdopin-Virjerab-Seebecken auf die rechte Ufermoräne des Khurdopin-Gletschers, die mit mehreren Seespiegellinien gemustert ist (✓). Im Jahre 1925 wurde die Ufermoräne noch durch den Khurdopin-Gletscher überschüttet. Der Abfluss des Virjerab-Flusses erfolgt heute subglazial (✓). Aufnahme: L. Iturrizaga 15.07.2001/9.

4.4.3 Yukshin Gardan-Gletscher

- *abrupte Änderungen in der Massenbilanz des Gletschers und Ufermoränenüberfahung*
- *Physiognomie und Alter der Ufermoränen* • *Verzahnung Jung- und Altmoränen* • *spätglaziale Hangmoränen als Ausgangsmaterial zur Ufertalbildung* • *Resedimentationszyklus* • *Erdpyramiden*
- *Blockgletscher*

Der 17 km lange Yukshin Gardan-Gletscher (Yukshin Gardan (Wakhi) = Hals des Steinbocks) - auch als Shongdietk-Gletscher (Shongdietk (Wakhi): Platz an dem Holz geschlagen wird) bezeichnet - konfluiert mit dem Khurdopin-Gletscherzungenende in 3450 m Höhe und endet mit diesem in 3350 m in einer breitflächigen, stark verschutteten, mit supraglazialen Seen besetzten Gletscherzunge (Abb. 4.4.2.1). Das nur wenig verzweigte Einzugsgebiet des Gletschers wird von drei über 7000 m hohen Bergen eingefasst, Yukshin Gardan Sar (7641 m), Yutmaru Sar (7330 m) und Kanjut Sar (7770 m) (Photo 4.4.3.1). Nach einer Eisbruchsequenz beginnt er sich in rund 4000 m zu verflachen. Der Yukshin Gardan Sar und der Kanjut Sar ragen in rund 3500 m hohen Steilwänden über die Gletscheroberfläche hinauf. Der Yukshin Gardan-Gletscher selbst ist lateral stark verschuttet mit hausgroßen Blöcken in den Randpartien, während in seiner Mitte eine hügelige Blankeisgletscheroberfläche zum Vorschein kommt. Die Gletscherbreite beläuft sich auf 1 - 1,5 km. Das Nähr-/Zehrgebietsverhältnis ist zugunsten des Ablationsgebietes verschoben. In SW-Exposition kommen in der ansonsten mit Artemisia-Steppe versehenen Landschaft zwischen 3600 m und 4000 m vereinzelt Juniperus-Bäume an den Talflanken vor. Die Ufermoränen sind baumfrei.



Photo 4.4.3.1: Ähnlich wie am Khurdopin-Gletscher gehen hier am Yukshin Gardan-Gletscher die Hangschuttkörper und Ufermoränenleisten zu den oberen Einzugsbereichen hin allmählich nahtlos ineinander über. In einer Höhe von rund 3800 m setzt das Eisrandtal weitgehend aus und die Schuttkegel werden vom Gletscher unterschritten. Aufnahme: L. Iturrizaga 08.08.2001/22.

Verbreitung der lateroglazialen Sedimentkomplexe:

Der Yukshin Gardan-Gletscher weist im Vergleich zu seinen Nachbargletschern eher rudimentäre Eisrandtäler auf. In SE-Exposition wird er in einer Höhe von 3400 m – 3800 m über eine Lauflänge von etwa 2,5 km von einem schmalen V-förmigen Eisrandtal begleitet, das in 3500 m und 3700 m lokal aussetzt, da es hier von Schutthalden zerstört und überkleidet worden ist (Photo 4.4.3.2). Auf der NW-exponierten Seite flankiert eine ebenfalls durch Schutthalden stark zerstörte Ufermoränenleiste von mehreren Dekametern Höhe den Gletscher. Der Gletscher lag im Sommer 2001 mehrere Dekameter tief eingesunken in seiner Ufermoränenfassung.

Spätglaziale Hangmoränen als Ausgangsmaterial für die Eisrandtalbildung: Auf der linken Seite des Yukshin Gardan-Gletscherendes in 3300 m – 3400 m Höhe zeigt sich eine enge Verzahnung von mächtigen vorzeitlichen Hangmoränen und der heutigen Ufermoräne (Photo 4.4.3.4). An diesem Aufschlussprofil wird evident, dass sich die Eisrandtäler zum Teil aus dem Glazialschutt der

spätglazialen Vergletscherung in Form von Hang- und Grundmoränen konstituieren. Die moränenen Schutthalden der Gehänge sind unmittelbar mit der Ufermoräne verzahnt (Photos 4.4.3.3 & 4). Bei einer Gletscheraufhöhung werden die spätglazialen Moränen emporgepresst und z.T. unterschritten. Im Gletscherrandbereich steht somit eine große Schuttmenge zur Ufermoränenbildung zur Verfügung. Diese Ufermoräne, die aus alter Moräne hervorgeht, wird subsequent von supraglazialem Schutt des Gletschers überschüttet.



Photo 4.4.3.2: Blick aus 3680 m in Richtung SW zum Yukshin Gardan-Gletscher. Im Vordergrund befindet sich die Lateralmoräne, die vor 20 Jahren vom Gletscher überfahren wurde (↘). Die großen, hellen Granitblöcke sowie die Moränenanlagerungen auf dem Ufermoränenaußenhang (↙) zeugen von diesem Ereignis. Weiter talabwärts setzt die Ufermoräne durch die Unterschneidung des Gletschers aus. Auf der gegenüberliegenden Talflanke sind die lateroglazialen Sediment-komplexe weitgehend vom Gletscher zerstört bzw. werden durch moränale Schuttkegel verkleidet. Die höchsten Einzugsbereiche sind der Kanjut Sar (7760 m) zur Linken und der Yukshin Gardan Sar (7641 m) zur Rechten. Aufnahme: L. Iturrizaga 07.07.2001.

Das Eisrandtal gestaltet sich V-förmig und zeigt keinen nennenswerten Abfluss. Die Ufermoräne weist vorwiegend tellergroße Gesteinskomponenten auf. Größere Blöcke, die den Durchmesser von 2 m überschreiten sind selten anzutreffen, während sie weiter talaufwärts wesentlich häufiger vertreten sind. Der linke Ufermoränenaußenhang ist mit frischem, polymiktem Gesteinsschutt jüngst überschüttet worden. Der Ufermoräneninnenhang ist bis zu 25 m – 30 m vom Eis freigelegt und zeigt ebene Aufschlussprofile, die zum Teil durch Staffelbrüche zerlegt sind.

Talaufwärts in einer Höhe von 3400 m – 3500 m unterschneidet der Gletscher die mächtigen spätglazialen Hangmoränen, die an der Talflanke bis auf etwa 4000 m emporreichen (Photo 4.4.3.3, ITURRIZAGA 2005a). Sie stellen mit die ausladendsten Hangmoränen im lateroglazialen in dieser Höhenlage an den Karakorum-Gletschern dar. Das Eisrandtal setzt an dieser Lokalität aus. Die moränenen und sehr aktiven Schutthalden sind unmittelbar auf den Gletscher eingestellt. Bizarre residuale Erdpfeiler und –türme aus Moränenmaterial von mehreren Zehnermetern säumen die Gehänge. Weiter talaufwärts ist die Auflösung der Hangmoräne in eine Skelettmoräne dominant.

An der rechten Yukshin Gardan-Talflanke in NW-Exposition sind hingegen kaum Hangmoränen überliefert. Die Ufermoränenleisten ragen bis zu 40 m – 50 m über die Gletscheroberfläche auf. Sie sind größtenteils durch Schuttkegel überschüttet bzw. zerstört worden. Ein Eisrandtal ist nur über einen sehr kurzen Abschnitt zwischen einer Höhe von 3550 m und 3800 m ausgebildet.

Erdpyramiden bei Shungdietk: Die talabwärtigen Hangmoränen setzen abrupt aus bzw. gehen in unscheinbare Hangmoränendecken über. Kurz oberhalb von Shungdietk in 3715 m Höhe verkleiden Erdpyramiden als Reste der Moränenverkleidung den Hangfuß. Es handelt sich um vergesellschaftete

Erdpyramiden mit Deckstein, die sich in isolierten Moränenresten innerhalb einer weitgehend konsolidierten Schutthaldenzone herausgebildet haben. Umgeben sind sie von einem kleinräumigen, sehr lückigen Juniperus-Offenwaldbestand.

Die Hauptufermoräne: Die Hauptufermoräne ist am Yukshin Gardan-Gletscher als die markante Giebelufermoräne ausgebildet. Sie hebt sich durch ihre leuchtend hellgraue Farbe deutlich von den braunen Hangschutthalden ab (Photo 4.4.3.2). An vielen Stellen wird der Ufermoränenaußenhang von Steinschlagschutt aus der angrenzenden Hangregion überkleidet. Beim Yukshin Gardan-Gletscher überwiegen die Superpositionsufermoränen (Überschüttungsufermoränen). Lediglich ein Moränenanlagerungsstadium an die Hauptufermoräne ist zu diagnostizieren, wobei das jüngere Ufermoränenniveau tiefer gelegen ist.

Beim Aufbau der Ufermoräne handelt es sich um einen permanenten Resedimentationszyklus. Nach dem die Gletscheroberfläche einsinkt, bilden sich an den Moränensteilwänden moränale Schutthalden an der Basis, die auf den Gletscher eingestellt sind. Bei einer Wiederaufhöhung der Gletscheroberfläche wird dieser Schutt weiter talabwärts wieder über die Hauptufermoräne geschüttet. In 3700 m Höhe ist der Hauptufermoräne ein zweites Ufermoränenniveau etwa 5 m unterhalb des Ufermoränenfirstes angelagert. Der Außenhang zeigt deutliche Schuttschüttungen auf. Die Austauhöhe der Ufermoräneninnenhänge nimmt talaufwärts zu.

Unterhalb der Alm Shongdietk zieht aus einem kleinen Stichtal eine dachfirstförmige Akkumulationsform gegen das Ufertal hinab. Die Deutung liegt nahe, dass es sich um eine ältere Ufermoräne des Seitentales handelt. Bei genauerer Inspektion wird ersichtlich, dass es sich um eine zerschnittene Grundmoränenverkleidung handelt, die die Form einer Ufermoräne annimmt. Talabwärts des Talausganges verkleiden noch mächtige Hangmoränen die Talflanke, während talaufwärts nur noch Erdpyramiden überliefert sind.

Überfahung der Hauptufermoräne: Die Gletscheroberfläche liegt am rechten Gletscherrand bis zu 50 m Höhe unterhalb des Ufermoränenfirstes. Frisch abgelagerte, bis zu über zeltgrosse Gesteinsblöcke auf dem Ufermoränenaußenhang bei der Lokalität Shungdietk (3635 m) (*Shungdietk* (Wakhi): Platz an dem Holz geschlagen wird) weisen jedoch auf einen jüngsten Gletscherhochstand hin. Im Jahr 1981 wurde die Ufermoräne laut Aussagen Einheimischer vom Gletscher überfahren (mündl. Mitt. Shambi Khan (Shimshal, 08.07.2001). Die Ufermoräne wurde in einen hügeligen und undulierten Moränenwall überformt. Der Ufermoränenfirst ist durch die Gletscherüberfahung stark abgerundet. Der Ufermoräneninnenhang springt im Oberhang bauchig-konvex gegen den Gletscher vor und geht hangabwärts in eine Moränensteilwand über. Rund 10 m unterhalb des Firstes ist eine jüngere Ufermoränenanlagerung angelagert. Die Moränenwand ist weitgehend eben, eine Rillenbildung hat nicht eingesetzt. Der Ufermoränenfirst ist besetzt mit tischgroßen Blöcken. Die Ufermoränenhöhe ist gegenüber der restlichen, talaufwärtigen Ufermoräne stark reduziert. Wie dieses Beispiel zeigt, müssen „frische“ Ufermoränen nicht zwangsläufig scharfgratig sein. Die Form der Ufermoränenfirste kann nicht immer als Alterkriterium herangezogen werden.

Synchron mit diesem Gletscherhochstand erfolgte die Aufstauung des Virjerab-Stausees. Auch im Jahre 1961, als der große Gletscherseeausbruch erfolgte, schwoll der Yukshin Gardan-Gletscher an (ITURRIZAGA 2005a). Für die Abdämmung des Virjerab-Tales muss also nicht immer der Khurdopin-Gletscher allein ursächlich sein, sondern der Vorstoß des Yukshin Gardan (Shungdietk)-Gletschers kann ebenfalls dämmend wirken.

Shungdietk-Blockgletscher - Übergangsstadium vom Gletscher zum Blockgletscher: In dem linken Nebental des Yukshin Gardan-Gletschers oberhalb von Shungdietk liegt in SE-Exposition ein aktiver, glazigener Blockgletscher, dessen Zunge bis in 3800 m hinunterreicht. Dieser Gletscher weist noch eine prononcierte Ufermoränenfassung auf. Die Ufermoräneninnenhänge sind nur wenige Meter hoch. Die rund 10 m hohen Außenhänge sind ausgesprochen steil und zeigen mit Neigungen von 35°-40° höhere Werte als die reinen Gletscherufermoränen. Die Korngrößenzusammensetzung der Ufermoräne ist grob. Die Ton- bis Kies-Fraktion fehlt weitgehend. Der Blockgletscher ist durch V-förmige Eisrandtäler von der Talwand abgesetzt. Der Einzugsbereich wird umkränzt von zusammengesetzten Schutthalden, auf die vom 5964 m hohen Yazghil Sar vereinzelt Eislawinen abgehen. Die vorzeitliche Schneegrenze lag bei (5964 m + 3800 m: 2 = 4882 m).



Photo 4.4.3.3: Etwas weiter talabwärts unterschneidet der Yukshin Gardan-Gletscher das Eisrandtal (\rightarrow) und die spätglazialen Moränen (\triangle) werden in moränale Schuttkegel resedimentiert. Bei einer erneuten Gletscheraufhöhung wird das Schuttmaterial randlich vom Gletscher aufgenommen und in lateroglaziale Sedimentationsformen disloziert. Dies ist die Typuslokalität für das ausgesonderte Yukshin Gardan-Stadium (s. Kap. 6.6). Aufnahme: L. Iturrizaga 07.07.01/2

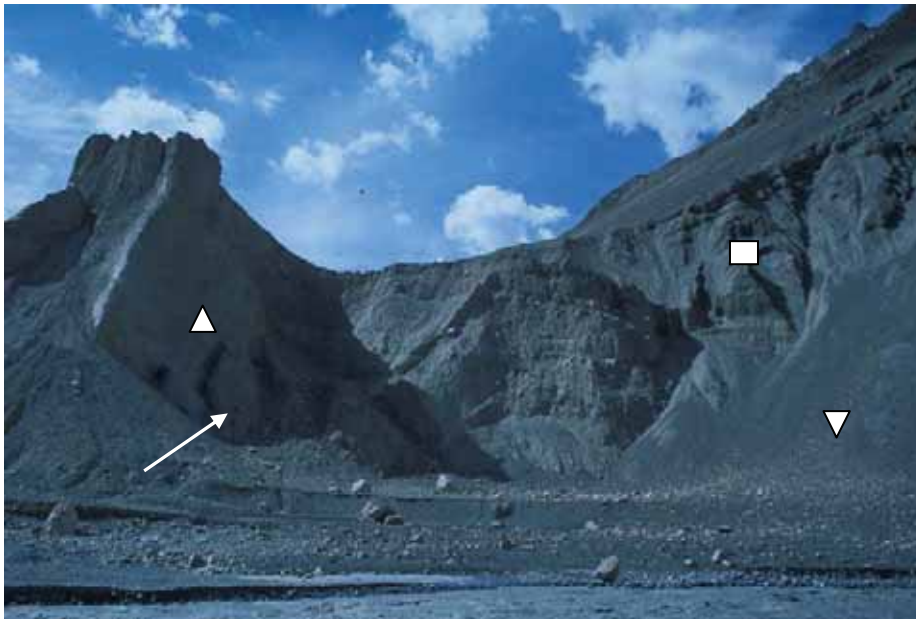
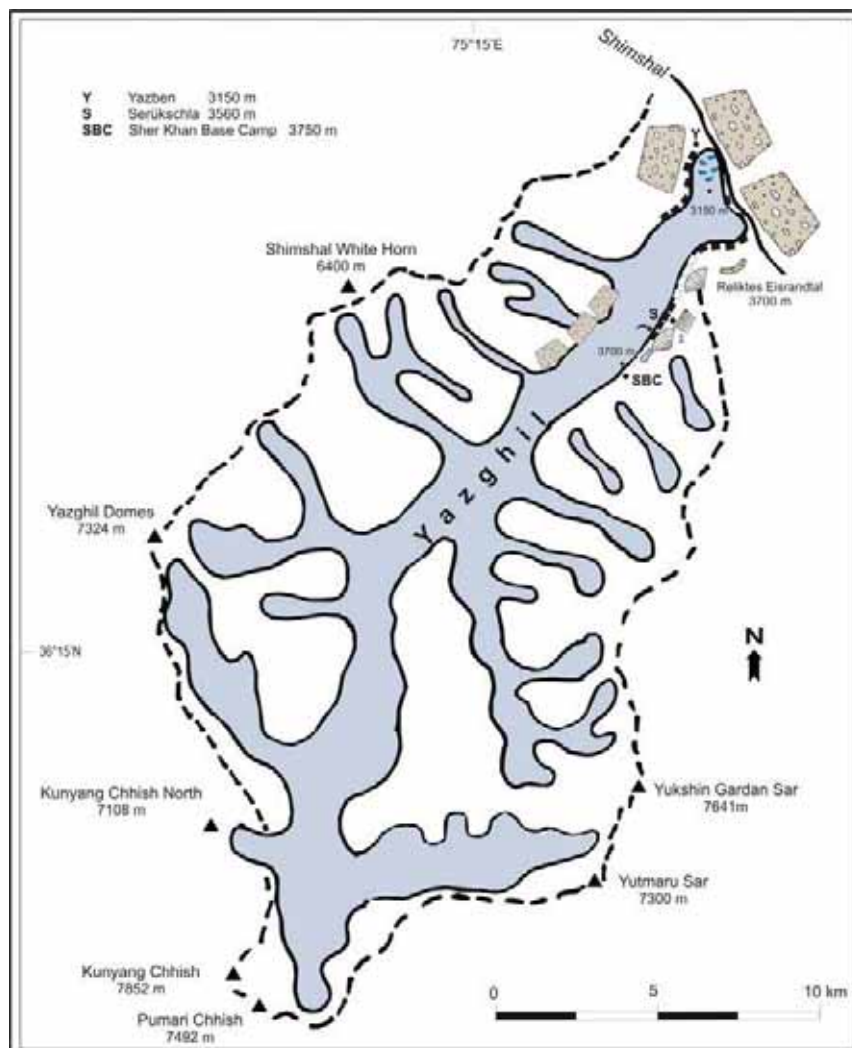


Photo 4.4.3.4: Der Querschnitt des unteren Eisrandtales des Yukshin Gardan-/Khurdopin-Gletschers zeigt die enge Verzahnung von Ufermoräne (\triangle) und älteren Hangmoränen (\square) in einer Höhe von 3300 m. Zur linken liegt die Gletscherzunge (nicht sichtbar). Die grobkörnigen, laminierten Sedimentlinsen sind glazifluvialer Herkunft, eingebettet in eine chaotische gelagerte Moränenmatrix. Im Aufschluss sind vereinzelt größere Blöcke eingeschaltet. Die Lateralmoräne ist perforiert durch die Schmelzwasserabgänge von Toteiskomplexen (\nearrow). Sowohl die Lateralmoräne als auch die Hangmoränen werden in moränale Schutthalden umgearbeitet (∇). Aufnahme: L. Iturrizaga 07.07.2001.

4.4.4 Yazghil-Gletscher

• *Blankeisgletscher mit moderater lateroglazialer Schutführung (Firn-kaskaden-Gletscher)* • *Sander-ufermoränen* • *komplexe Ufermoränenanlagerungsformen* • „*Kranzmoränen*“ • *aktueller Ufermorä-nendurchbruch durch Gletscherexpansionen und Degradation des alten Eisrandtals* • *aktueller Ufer-moränenaufbau* • *reliktes Eisrandtal* • *Verzahnung Jung- und Altmoräne* • *Staffeluferrmoränenkom-plexe* • *Erdpyramiden*

Der S-N verlaufende Yazghil-Gletscher (*yaz* (Wakhi) = Gletscher) zählt mit 31 km Länge zu den mittellangen Karakorum-Gletschern und zu den längsten, blankeisigen Gletschern im westlichen Teil des Karakorum (Photo 4.4.4.1). Im oberen Einzugsbereich befinden sich vier, über 7000 m hohe Gipfel: Kunyang Chhish (7852 m), Yazghil Domes (7324 m), Yukshin Gardan (7641 m) und Yutmaru Sar (7330 m). Selbst die Gletscherzunge ist – bis auf die letzten hundert Meter - weitgehend schutfrei. Der Yazghil-Gletscher entspricht typologisch weder dem Lawinenkessel- noch dem Firnuldengletscher. Er verläuft im oberen Einzugsbereich steil getrept und kann damit als Firnkaskadengletscher angesprochen werden. Die Zerspaltung der Gletscheroberfläche nahe der Schneegrenze führt auch an diesem Gletscher zu einer im Nährgebiet aus Eishügeln zusammengesetzten Gletscheroberfläche. Die welligen Eiserhebungen erreichen eine Höhe von 15 m. Zackige Firnpyramiden sind nur im oberen Bereich anzutreffen. Die Blankeisigkeit steht im scharfen Kontrast zur üppigen Sedimentaushuldung der lateroglazialen Talflanken (Photo 4.4.4.1).



L. Iturrizaga

Abb. 4.4.4.1: Übersichtskarte über den Yazghil-Gletscher (Legende s. Abb. 4.1)

Die in 3150 m stirmende Yazghil-Gletscherzunge ist in zwei Loben aufgesplittet (Photo 4.4.4.1). Sie mündet aus einem schmalen Talgefäß in einen bis zu 2 km breiten Abschnitt des Shimshal-Tales ein und nimmt hier den Talboden auf seiner gesamten Breite ein. Die abrupte Änderung der Kanalisationsverhältnisse begünstigt die Bifurkation der Gletscherzunge. Des Weiteren scheint ein Felsriegel ein Grund für die Aufspaltung der Gletscherzunge zu sein, der bei einer erneuten Geländebegehung im Jahre 2001 gesichtet werden konnte. Eine ähnliche Situation ist am Malungutti-Gletscher vorhanden. Die Yazghil-Zungenendposition verblieb im 20. Jhd. vergleichsweise stationär. Der westliche Lobus ist heute rund 150 m von der gegenüberliegenden Shimshal-Talseite entfernt, der östliche Lobus lediglich 20 m – 30 m. Zu Zeiten der Begehung von COCKERILL erreichte der Gletscher den Fluss, (zit. aus VISSER 1938: 160), wie es auch heute der Fall ist. Nach der Geländeaufnahme von BRIDGES (1908) war der östliche Eislobus im Jahre 1907 44 m von der Talflanke entfernt, der westliche Lobus hingegen nur 9 m. Im Jahre 1925 reichten beide Zungen über den Shimshal-Fluß hinweg (VISSER 1938: 160). Vergleichsaufnahmen aus den Jahren 1925 (VISSER 1928: Abb. 23) und 1992 resp. 2001 zeigen, dass die Gletscherzunge zum Beginn des 20. Jahrhunderts weit über die Ufermoränenfassung aufragte und dieser pralle Zungenlobus noch bis an die gegenüberliegende Talflanke heranreichte. Die jüngeren Begehungen ergaben, dass die Gletscherzunge auf der Höhe des Ufermoränenfirstes verweilt und die Zunge zurückgewichen ist. An der Konfluenz von Yazghil- und Shimshal-Tal wird die immense eiszeitliche Gletscherauffüllung des Talgefäßes evident. Auf der rechten Shimshal-Talseite, gegenüber der Yazghil-Gletscherzunge, bedecken bis zu 700 m über dem Talboden hinauf, nur wenig erodierte Hangmoränen die Talflanken (Photo 4.4.4.2). Graniterratika, wie auf dem Chatmerk-Pass (4350 m) belegen eine Mindesteismächtigkeit von 1300 m (KUHLE 1996).



Photo 4.4.4.1: Panorama auf die linke, SE-exponierte Yazghil-Gletscherseite aus einer Höhe von 3800 m. Die Talflanke wird insbesondere an den Konfluenzbereichen mit Moränenakkumulationen (∨) verkleidet. Sie sind dem Yukshin Gardan-Stadium zuzuordnen. Trotz der ausladenden lateroglazialen Schuttverkleidungen ist der Yazghil-Gletscher ein Blankeisgletscher. Vereinzelt sind Bergstürze auf die Gletscheroberfläche abgegangen. Zur Bildrechten sind die gestriemten Hangmoränen (↓) im Shimshal-Tal ersichtlich. Aufnahme: L. Iturrizaga 18.07.2001/17-20.



Photo 4.4.4.2: Oberhalb der Yazghil-Gletscherzunge verläuft ein reliktes Eisrandtal (↙) in einer Höhe von 3750 m. Es befindet sich rund 500 m über der rezenten Gletscheroberfläche und liegt nahe dem Konfluenzbereich mit dem Shimshal-Tal. Es bildet die Typuslokalität für das gleichnamige Yazghil-Tal. Die gegenüberliegende Tallanke ist mit mächtigen spätglazialen Moränenrampen (△) verkleidet, die basal von neoglazialen Gletschervorstößen kompaktiert sowie auch unterschritten wurden. Oberhalb des Moränensteilkiffs verläuft das

neoglaziale Eisrandtal (∨). Siehe Personen im Vordergrund als Größenvergleich. Aufnahme: L. Iturrizaga 17.07.2001



Photo 4.4.4.3: Der Yazghil-Gletscher wird von über 7000 m hohen Gipfeln im Einzugsbereich eingerahmt. Der Gletscherstrom fließt kaskadenartig ab. Im lateroglazialen Bereich sind nur sehr schmale Ausräume ausgebildet. Ein Felssturz (↙) breitet sich auf der hügeligen Gletscheroberfläche aus, der sich bereits 1992 an nahezu derselben Lokalität befand. Weiter talaufwärts befindet sich die in Photo 4.4.4.9 gezeigte Ufertalung (←). Aufnahme: L. Iturrizaga 18.07.2001/17.

Das lateroglaziale Sedimentationsumfeld - Die Eisrandtäler

Der Yazghil-Gletscher wird in einer Höhe zwischen 3150 m und 3750 m von zum Teil sehr fragmentarischen Eisrandtälern gesäumt (Photo 4.4.4.3). Die Breite übersteigt zumeist nicht 100 m. Oberhalb von Serükschla (3580 m) setzen sie partienweise ganz aus und sind auf eine schmale Ufermoränenrinne beschränkt. Die südostexponierte, linke Gletscherseite wird im unteren Abschnitt in einer Höhe zwischen 3150 m und 3300 m durch ein breites, wannenförmiges Eisrandtal eingeleitet (Photo 4.4.4.2). Die Ufermoräne ragt partienweise bis zu 100 m über den Eisrandtalboden hinaus (Photo 4.4.4.16). Das Eisrandtal endet abflusslos unmittelbar auf der Shimshal-Schottersohle. Weiter talaufwärts setzt das Eisrandtal häufig durch glazigene Unterschneidung und subsequeute Überschüttung der Ufermoräne durch moränale Schutthalden aus. MEINERS (1996) sieht die Hauptufermoräne als einem historisch/neoglazialen Stadium zugehörig an.

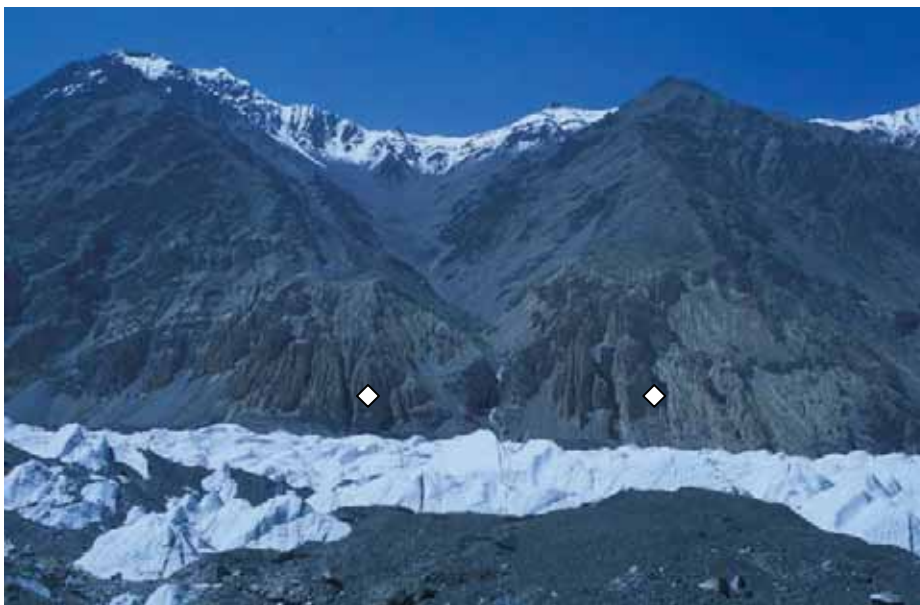


Photo 4.4.4.4: Insbesondere an den Konfluenzlagen befinden sich Moränenbastionen (◇), die aus einer Vergletscherungsphase stammen, als der Yazghil-Gletscher noch mehrere hundert Meter erhöht und das Nebental vergletschert war. Der Nebentalgletscher muss allerdings nicht zwingend Kontakt zum Hauptgletscher gehabt haben. Günstiger für die Eisrandtalbildung ist eine retardierte Eisrandlage, damit Schutt aus dem Nebental gegen den Hauptgletscher geschüttet werden kann. Aufnahme: L. Iturrizaga 18.07.2001/26.

gen den Hauptgletscher geschüttet werden kann. Aufnahme: L. Iturrizaga 18.07.2001/26.



Photo 4.4.4.5 (oben): Die Hangmoränen verkleiden die Talflanke bis zu über 300 m über dem Eisrandtalboden. Sie sind aufgelöst in zahlreiche Erdpyramidenpfeiler und Moränenschuttkegel, die in das Eisrandtal eingestellt sind. Die Lokalität befindet sich in Konfluenzlage bei Serükschla (3580 m). Aufnahme: L. Iturrizaga 18.07.20001/2/16.

Photo 4.4.4.6: Detailaufnahme von Photo 4.4.4.5 - Rund 5 m hohe Erdpyramide im Eisrandtal in Konfluenzlage Serükschla – Yazghil-Tal. Am Hangfuß wird das Anstehende freigelegt. Auf ihm befinden sich Gletscherschrammen (✓). Aufnahme: L. Iturrizaga 18.07.2001/2/17.

Auf der nordwestexponierten rechten Seite beginnt das sehr schmale Eisrandtal etwas höher in 3450 m Höhe. Es wird ebenfalls an mehreren Lokalitäten durch Mur(lawinen)kegel überschüttet (Photo 4.4.4.7). Der Gletscher verläuft in geschwungener Form. Interessant ist, dass der Gletscher zumeist in den Prallhanglagen aus seiner Ufermoränenfassung seitlich ausbricht. Das alte Eisrandtal wurde durch die Gletscherexpansion zerstört. Partiiell kommt es nun zur Ufermoränenneubildung. Der äußerst zerrissene und empor gewölbte Gletscherrand ist in steiflankige Eistürme aufgesplittet. Der Obermoränenschutt rutscht an den Eisflanken ab und bekleidet diese bis auf halbe Höhe. Dieser Dumping-Ufermoränenbildung geht keine Seitenmoräne voraus.



Photo 4.4.4.7: Blick vom Yazghil-Gletscher talabwärts. Die Sedimentkegel der rechten Yazghil-Gletscherseite werden unmittelbar vom Gletscher unterschritten. Die dekameterhohen Steilufer verbleiben auch nach der Deglaziation als solche erhalten und werden oftmals sekundär durch den Fluss unterschritten und versteilt. Die Genese der Sedimentkliffs geht aber primär auf die Schüttung der Sedimentlieferungen gegen das einstige Eiswiderlager zurück. Bei der Begehung im Jahre 2001 war die Geländesituation nahezu unverändert im Vergleich zum Jahr 1992. Aufnahme: L. Iturrizaga 19.08.1992/258.

Zwischen Serükschla (3580 m) und Sher Khan Camp (3650 m) setzt das Eisrandtal durch die Unterschneidung des Gletschers vollständig aus (Photo 4.4.4.8). Der alte Weg entlang des Eisrandtales ist zerstört und eine Traversierung auf den Gletscher ist notwendig. An diesen Stellen der Gletscherexpansion kommt es lokal zur lateroglazialen Seebildung (ITURRIZAGA 1994). Auch diese temporären Seen von einer Ausdehnung sind über den Zeitraum von 1992 bis 2001 lagekonstant geblieben. Das lateroglaziale Sedimentationsumfeld des Yazghil-Gletschers wird derzeit aktiv durch Gletscherbewegungen umgestaltet, die Eisrandtäler zum Teil zerstört (Photos 4.4.4.9 & 12). In 3650 m hat der

Gletscher auf der Südostseite seine einstige Ufermoränenfassung durchbrochen. Das rechte Eisrandtal ist sowohl im Auf- als auch im Abbau begriffen. Beim Yazghil-Gletscher sind nur geringe Einsinkbeträge der Gletscheroberfläche gegenüber dem Ufermoränenfirst zu konstatieren. Die Beträge liegen oftmals unter 10 m.

Am Yazghil-Gletscher besteht eine sehr enge Verzahnung zwischen Hangmoränen und heutiger Ufermoränen- und Ufertalbildung, die in fast allen Gletscherabschnitten noch gut nachvollziehbar ist (Photo 4.4.4.4). Die Talflanken sind mit Hangmoränen verkleidet, die basal in die Eisrandtäler übergehen. Selbst in der Höhenlage des Sher Khan Camps sind Hangmoränen mit den heutigen Eisrandtälern verquickt. Ferner sind an den Nebentalausgängen in den Konfluenzlagen zwischen 3500 m und 4000 m ausladende Hangmoränen erhalten, die in pittoreske Skelettmoränen und Erdpyramiden aufgelöst sind.

Am Yazghil-Talausgang ist die Kombination von hochlagernden Moränen und einem wohl ausgebildeten Eisrandtal gegeben. Das Eisrandtal wird durch eine hochflankige Dumping-Ufermoräne zum Gletscher hin abgegrenzt (Photos 4.4.4.16 & 17). Hier wird ersichtlich, dass sich das Eisrandtal durch die vorzeitlichen glazigenen Sedimente aufbaut. Der Sprung von den älteren Hangmoränen zu der jüngeren, im Gletscherkontakt befindlichen Ufermoräne kann allerdings nicht durch ein einfaches Niederschmelzen der Gletscheroberfläche erklärt werden, da derweil auch die Einschaltung des Eisrandtales erfolgt sein muss. Die älteren Moränensedimente im unteren Hangbereich müssen ausgeräumt worden sein.

Bei den Nebentälern handelt es sich um kurz angeschlossene, aber stark verschuttete Stichtäler. Steil geneigte Kamekegel plombieren die Talausgänge. Sie sind zum Teil unmittelbar auf den Gletscher eingestellt bzw. werden von diesem unterschritten (Photo 4.4.4.7). Die supraglaziale Verfrachtung dieser Sedimente liefert das Schuttmaterial für die talabwärtige Seiten- und Ufermoränenbildung.

VISSER (1938: 160) beschreibt am Yazghil-Gletscher „Ablationsschluchten“, die besonders am rechten Ufer schön entwickelt seien und auf ihren Bachablagerungen ebenen Weidegrund böten. Inzwischen, 75 Jahre später, deutet nur noch wenig auf eine solch großzügige Ufertallandschaft hin. Vielmehr wird das Eisrandtal an vielen Stellen vom Gletscher unterschritten. So existieren im Eisrandtal derzeit auch keine Almen in den Eisrandtälern. Die zumeist V-förmigen Eisrandtäler sind schmal und weisen keinen Bachlauf auf. Mächtige moränale Murkegel (Kamekegel) der Nebentäler unterbrechen die Eisrandtäler. Sie entwässern unmittelbar zum Yazghil-Gletscher. Im oberen Abschnitt wird das Eisrandtal stark durch Lawinenabgänge überprägt (Sher Khan Camp 3700 m). Juniperus ist nur an wenigen Stellen vorzufinden.

Insbesondere geht auch die Ufermoräne aus der Resedimentation vorzeitlicher Hangmoränen hervor. Dies ist eine Konstellation die in anderen Hochgebirgen in diesem Umfang nicht mehr vorhanden ist. Derzeit werden Ufermoräne und Hangmoräne durch supraglazial über den Ufermoränenfirst ablaufende Schmelzwässer voneinander getrennt.

Mitentscheidend für das Einsetzen von Ufermoränenanlagerungen ist der Wechsel der Kanalisationsverhältnisse des Gletschers. Sobald dem Gletscherstrom ein größeres Raumangebot zur Verfügung steht, überwiegen die Ufermoränenanlagerungen. Diese Situation ist auch im Zungenbereich des Batura, Barpu, Malungutti und Ghulkin-Gletschers präsent.

Der Bildvergleich der Geländebegehungen von 1992 und 2001 zeigt nur marginale Veränderungen der lateroglazialen Gletschersituation. Selbst ein auf den Yazghil-Gletscher abgegangener Bergsturz, der sich 1992 nahe Serükschla befand hat seine Position beibehalten, nur dass der Schutteppich durch die Fließbewegung etwas gelängt wurde. Auch die Ufermoränendurchbruchstellen sind lagekonstant geblieben.

Die Ufermorärentypen: Am Yazghil-Gletscher sind verschiedene Ufermorärentypen vertreten. Die zweigeklappte Gletscherzunge wird vorwiegend von Sanderufermoränen eingerahmt. Die rechte Ufermoränenfassung wird durch Schmelzwasserabgänge stark degradiert. Die einstige, akkurat geformte Giebelufermoräne wird in moränale Schutt- und Schwemmkegel transformiert. Tischgroße Blöcke lagern an der Basis. Im Frontbereich sind akkurate Stratifizierungen an den aufgeschlossenen Laterofrontalmoränen zu erkennen. Die Ufermoränen sind großteils aus Schieferschutt aufgebaut. So fehlen auch die sehr großen Blöcke.

Gradierte Außenhänge nach der Gesteinsgröße sind für die Sanderufermoränen typisch. Besonders deutlich ist diese bei der Ufermoräne in Serükschla (3580 m) ausgebildet. Hier hebt sich von einer feinmaterialhaltigeren Ufermoränenkuppe eine stark gradierte Schutthaldensequenz auf dem distalen Ufermoränenhang ab. Der Ufermoränenfirst zeigt sich geradlinig und der Schutt scheint regelrecht auf dem Ufermoränenhang abzurutschen. Diese Sortierung ist auch bei moränenalen Schutthalden anzutreffen, wobei diese häufig in Linienform gradiert sind.

Im Gletscherzungenbereich sind einfache Ufermoränenanlagerungen dominant. Auf der rechten Seite zeugen staffelförmig bzw. scheibenförmig angelagerte Moränengenerationen von historischen Gletscherständen (*Staffeluferrmoränenkomplexe*). Weiter talaufwärts sind komplexere Ufermoränenakkretionen vorzufinden.

Hufeisenmoränen, Kranzmoränen und Filialgletscherzungen: In Serükschla (3580 m) sind kranzförmige Ufermoränenanlagerungen mit bis zu einem Dutzend Moränengenerationen vorzufinden (Photo 4.4.4.13 & 14). Hierbei handelt es sich um lokale Ausstülpungen des Hauptgletschers, d.h. Entlastungsnebenzungen bzw. Filialgletscherzungen, die über einen längeren Zeitraum in dieser Position verharren, so dass sie eine halbkreisförmige Moränenfassung hinterließen. Von diesen „Hufeisenmoränen“ sind bis zu fünf Wälle hintereinandergeschaltet. Nachdem Rückschmelzen der Filialgletscherzungen hinterlassen sie eine geöffnete halbkreisförmige Hohlform. Der Durchmesser dieser Zungenbecken variiert von ca. 7 m – 30 m. Beim erneuten Gletschervorstoß kann diese durch eine neue, geradlinig verlaufende Ufermoräne versiegelt werden, so dass eine geschlossene Hohlform entsteht. Die einzelnen Ufermoränenkompartimente sind durch geradlinige Ufermoränenanlagerungen verbunden.



Photo 4.4.4.8: In rund 3600 m Höhe setzt das Eisrandtal kurzzeitig aus. Die Seitenmoräne (□) setzt sich aus Schuttmaterial zusammen, das durch die glazigene Unterschneidung der Schuttkegel mobilisiert wurde und nicht nur durch primären Steinschlagschutt aus dem Anstehenden. Im Vordergrund sind steilflankige Giebelufermoränen mit partieller Doppelkambildung abgelagert, die zu großen Teilen aus Schieferschutt aufgebaut sind. Der Gletscher liegt hier in W-Exposition unmittelbar der Talflanke an. Es sind keine Ablationsschluchten ausgebildet. Aufnahme: L. Iturrizaga 18.07.2001/2/19.



Photo 4.4.4.9: Initialstadium der erneuten Eisrandtalbildung (↘). Dort wo ein Bergrutsch (□) auf den Gletscher abgegangen ist, wird das Schuttmaterial seitlich vom Gletscher abgestreift (↻). Zwischen Gletscherkörper und angrenzender Talflanke entsteht ein V-förmiger Ausraum. Aufnahme: L. Iturrizaga 18.07.2001/22.



Photo 4.4.4.10: Die rechte Yazghil-Ufermoräne und die angrenzenden Schutthalden sind an ihrer Basis unmittelbar miteinander verzahnt. Das Eisrandtal ist hier abflusslos bzw. die Drainage erfolgt subterran durch die Schuttkörper und die Ufermoräne hindurch. Aufnahme: L. Iturrizaga 18.07.2001/20.



Photo 4.4.4.11: Initialstadium der Eisrandtalbildung auf der rechten Yazghil-Gletscherseite. Der lateroglaziale See, der durch englaziale Schmelzwasser gespeist wird und durch einen Gletscherlobus gegen die Talflanke gedämmt wird, forciert das Abschmelzen der Gletschersteilwand. Aufnahme: L. Iturrizaga 18.07.2001/2/22.



Photo 4.4.4.12: Eisrandtalung am Yazghil-Gletscher auf der west-exponierten Talseite in 3650 m. Das Gletschereis wölbt sich konkav in markanten Steilabbrüchen über das Eisrandtal. Bedingt können hier auch Ablationsprozesse bei der Ausbildung des Ausraumes zwischen Gletscher und Talflanke beigetragen haben. Weiter talaufwärts kommt es zur Aufschüttung einer neuen Ufermoräne, die eine Gradierung der Gesteinskomponenten aufweist. Diese Gletscherexpansion bestand bereits im Jahre 1992. In der Depression bilden sich von Zeit zu Zeit kleine lateroglaziale Seen. Aufnahme: L. Iturrizaga 18.07.2001/31.



Photo 4.4.4.13: Girlanden-förmige Ausbuchtungen (↙) charakterisieren die rechte Ufermoräne bei Serükschla (3580m). Diese Ausbuchtungen können durch Ondulationen des Gletschers in seinem Randbereich entstanden sein oder aber durch Eislappenzungen, die über die Hauptufermoräne geragt haben (s. Kap. 5.2). Dieser Ufertalabschnitt ist zwischen zwei Murkegeln eingeschaltet. Siehe Person als Größenvergleich (←). Aufnahme: L. Iturrizaga 19.07.20001/20



Photo 4.4.4.14: Der in Photo 4.4.4.13 gezeigte Moränenkranz bei Serükschla aus talabwärtiger Perspektive. Der Yazghil-Gletscher hat die hier niedrigere Hauptufermoräne durchbrochen oder überfahren und ein kleines, mehrphasiges Filialzungenbekken (○) hinterlassen. Die Ufermoräne auf der rechten Yazghil-Gletscherseite ist bogenförmig aufgewölbt (△). Aufnahme: L. Iturrizaga 19.07.2001/ 16.



Photo 4.4.4.15: Enge Verzahnung von Ufermoräne und Hangschutthalden, die sich u.a. aus hochlagerndem Moränenmaterial konstituieren. Der Hangschutt wird durch Gletscherausweitungen vom Eis emporgestülpt und als Ufermoräne abgesetzt. Aufnahme: L. Iturrizaga 19.07.2001/5.



Photo 4.4.4.16: Am Yazghil-Gletscher ist auch noch im Zungenbereich ein Eisrandtal (♁) ausgebildet. Es mündet unmittelbar in die Shimshal-Schottersohle ein. Die Ufermoräne setzt sich durch schollenartige Ufermoränenanlagerungen (♂) zusammen. S. Person als Größenvergleich (♂). Aufnahme: L. Iturrizaga 20.07.2001/9.



Photo 4.4.4.17: Ufermoränen-durchbruch (♁) der linken Ufermoräne, der durch einen supraglazialen See initiiert worden sein kann. Im Vordergrund lagert das supraglaziale Moränenmaterial (♁). Der Ufermoränenanriss zeigt deutlich die Schichtung (♂) der sanderartig aufgebauten Ufermoräne. Aufnahme: L. Iturrizaga 20.07.2001/17.



Photo 4.4.4.18: Sanderartig aufgeschüttete Endmoräne im Übergang zur Laterofrontalmoräne (♂). Das hier sichtbare, rund 25 m hohe Aufschlussprofil des Ufermoränenaußenhanges wurde vom Shimshal-Fluss angeschnitten. Der Ufermoränenhang erstreckt sich noch weitere 100 m zur Yazghil-Gletscheroberfläche empor. S. Personen als Größenvergleich. Aufnahme: L. Iturrizaga 06.07.2001/31.



Photo 4.4.4.19 (links): Der linke Ufermoräneninnenhang ist zum Gletscherzungenbereich hin in Erdpfleiler aufgelöst und es kommt hier zum Teil zu den typischen enbloc-Absackungen. Aufnahme: L. Iturrizaga 20.07.2001/7.

Photo 4.4.4.20: Die Ufermoräneninnenhänge nahe der Gletscherzunge sind partienweise zementfestverbacken und fallen senkrecht zur Gletscheroberfläche ab. Sie bilden tapetenartige geschlossene Aufschlusswände. Aufnahme: L. Iturrizaga 19.07.2001/30.

Reliktes Eisrandtal (longitudinales Flankentälchen): In 3750 m Höhe zieht sich auf der Yazghil-Ostseite unterhalb der Alm Yazghil ein reliktes Eisrandtal entlang (Photo 4.4.4.2). Auch dieses Eisrandtal liegt – wie am Barpu- und Biafo-Gletscher - in Konfluenzlage. Von der Shimshal-Talschottersohle wird die Hangmoränenverkleidung deutlich sichtbar. Der Ufermoränenaußenhang misst eine Höhe von circa 20 m. Die Ufermoräne fällt steil zum Shimshal-Tal hin ab. Das Eisrandtal liegt etwas höher als die gegenüberliegende Hangmoränenkante auf der rechten Shimshal-Talseite. Dieses Eisrandtal ist einer Shimshal-Haupttalvergletscherung zuzuordnen, die ihre Endposition vermutlich im mittleren bis unteren Shimshal-Tal besaß.

Das Eisrandtal als temporärer Siedlungsraum: In 3900 m Höhe befindet sich die Alm Yazghil, die derzeit von drei Frauen bewirtschaftet wird. Über die letzten Jahre hinweg wurde sie von der gleichen Familie betrieben. Einmal pro Woche kommt ein Shimshali, um nach dem Rechten zu schauen und die Frauen mit Naturalien zu versorgen. Mitte Juli war in der Nähe der Alm kein Wasser vorhanden, so dass von einer Quelle 300 Höhenmeter weiter hangaufwärts das Wasser geschöpft werden musste. In 4240 m existiert eine weitere Almhütte (Sürehel), die derzeit nicht bewirtschaftet wird, da hier kein Wasser vorhanden ist. Nur sporadisch werden die Tiere in das Eisrandtal getrieben.

Der Yazghil Sar-Gletscher

Der NW-exponierte Yazghil Sar-Gletscher fließt von dem gleichnamigen Gipfel bis auf 4500 m herab. Die Schneegrenze verläuft rezent in einer Höhe von 5200 m. Seine Ufermoränenfassung zeichnet eine

etwa 500 Höhenmeter tiefergelegene Zungenendposition nach. Bei diesem nur wenige Zehnermeter mächtigen Hängegletscher setzen sich die Ufermoränen neben der Obermoräne aus seitlich hochgepresster Grundmoräne zusammen. Bei kleinräumigen Oszillationen wird der Schutt von der Gletscherzunge aufgenommen und bei Vorstößen lateral hochgestoben. Der Gletscher hat sich in den letzten 6 - 20 Jahren stark zurückgezogen (mündl. Mitteilg. Mr. Ghazi (Shimshal) Aug. 2001). Am Talausgang an der Konfluenz zum Yazghil-Gletscher sind mächtige Moränen bei Serükschla überliefert. Sie sind in Erdpyramidenserien aufgelöst mit Einzeltürmen von mehreren Metern Höhe (Kap. 5.1). Auf der linken Seite des Serükschla-Tals ist in N-Exposition ein kleiner Blockgletscher inmitten eines Schutthaldenhanges ausgebildet. Es handelt sich um einen Kame-Blockgletscher, der heute inaktiv ist. Er wurde zu einer Zeit gebildet, als der Yazghil-Sar-Gletscher noch bis nach Serükschla hinunter reichte.

4.4.5 Malungutti-Gletscher

• Filialzungenbecken • komplexe Ufermoränenanlagerungen (Konfluenzlagengletscher) • Blankeisgletscher mit matrix-gestützten Ufermoränen • Ufermoränendurchbrüche durch supraglaziale intramoränale Seen • Verzahnungen Eisrandtal- und Hangmoräne • intermoränale Ufertälchen • Bogenufermoränen • Fiederufermoränen • Dilatationsufermoränen

Der 23 km lange Malungutti-Gletscher (Mulung (Wakhi) = Mitte) reicht als Längstalgletscher bis in das Shimshal-Tal hinein und stirnt in 2895 m in nahezu talsperrender Lage. Der Shimshal-Fluss fließt unmittelbar an der Gletscherzunge entlang (Photo 4.4.5.1). Der Malungutti-Gletscher gleicht vom Gletschertyp her dem Yazghil-Gletscher und ist als Firnkaskaden-Gletscher anzusprechen. Vom steilflankigen Destighil Sar-Massiv (7885 m), das vom Malungutti Sar (>7000 m) im Westen und den Yazghil Domes (7324 m) im Osten eingerahmt wird, fließt eine Gletscherkomponente in einem getrepten Eisfall nordwärts ab (Photo 4.4.5.11). Der Malungutti-Gletscher ist ein Blankeisgletscher, lediglich die Gletscherzunge ist leicht verschuttet. Eine Mittelmoräne durchzieht den Gletscher. Die Gletscheroberfläche ist in Firnseracs aufgelöst, sie verlieren sich zum Gletscherende hin vollständig. Die Gletscheroberfläche schließt partienweise mit den heutigen Ufermoränenfirsten ab, streckenweise liegt sie aber auch um bis zu 100 m tiefer als der Firstbereich der ältesten Ufermoränenfassung. Die Ufermoräneninnenhänge sind bis zu 75° steil geneigt, während die Außenhänge mit 25°-35° zum Ufertal hin einfallen.

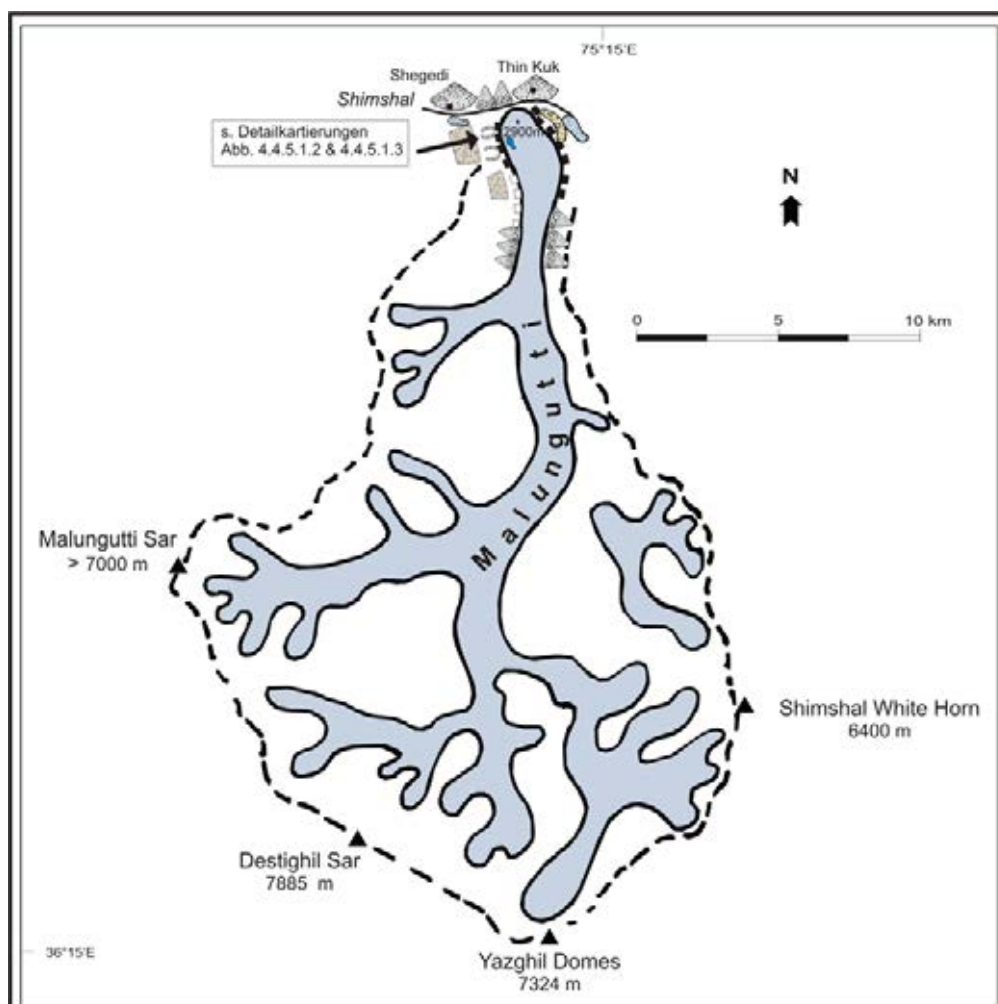


Abb. 4.4.5.1: Übersichtskarte über den Malungutti-Gletscher (Legende s. Abb. 4.1)

L. Iturrizaga

Das lateroglaziale Sedimentsumfeld

Das Umfeld der Malungutti-Gletscherzunge beherbergt unter den Karakorum-Gletschern eine der vielfältigsten lateroglazialen Sedimentlandschaften. Die neoglazialen bis historischen Gletscherschwankungen fanden ihr Abbild in einem auffallend ausladenden und differenzierten Sedimentationsbild, insbesondere in Form von Ufermoränenanlagerungen. Erneute Gletscherhochstände haben jeweils andere Verlaufsrichtungen im Zungenbereich angenommen und ihre eigene Ufermoränenfassung, zum Teil in Form von Filialzungenbecken abgelagert. Der Malungutti-Gletscher wurde von HASERODT (1989) und MEINERS (1996) bearbeitet, allerdings findet erstaunlicherweise die komplexe Moränenlandschaft keine entsprechende Beachtung. HASERODT (1989) ordnet die Hauptufermoräne am Malungutti-Gletscher als historische Bildung ein, die einen neoglazialen Kern besitzt. MEINERS (1996) schließt sich diesen Befunden auf der Grundlage der Glazialchronologie nach KUHLE (1994) an. Die Hauptufermoräne wird demnach ins Neoglazial und die talhangverkleidenden Moränen ins das jüngere Spätglazial eingeordnet.

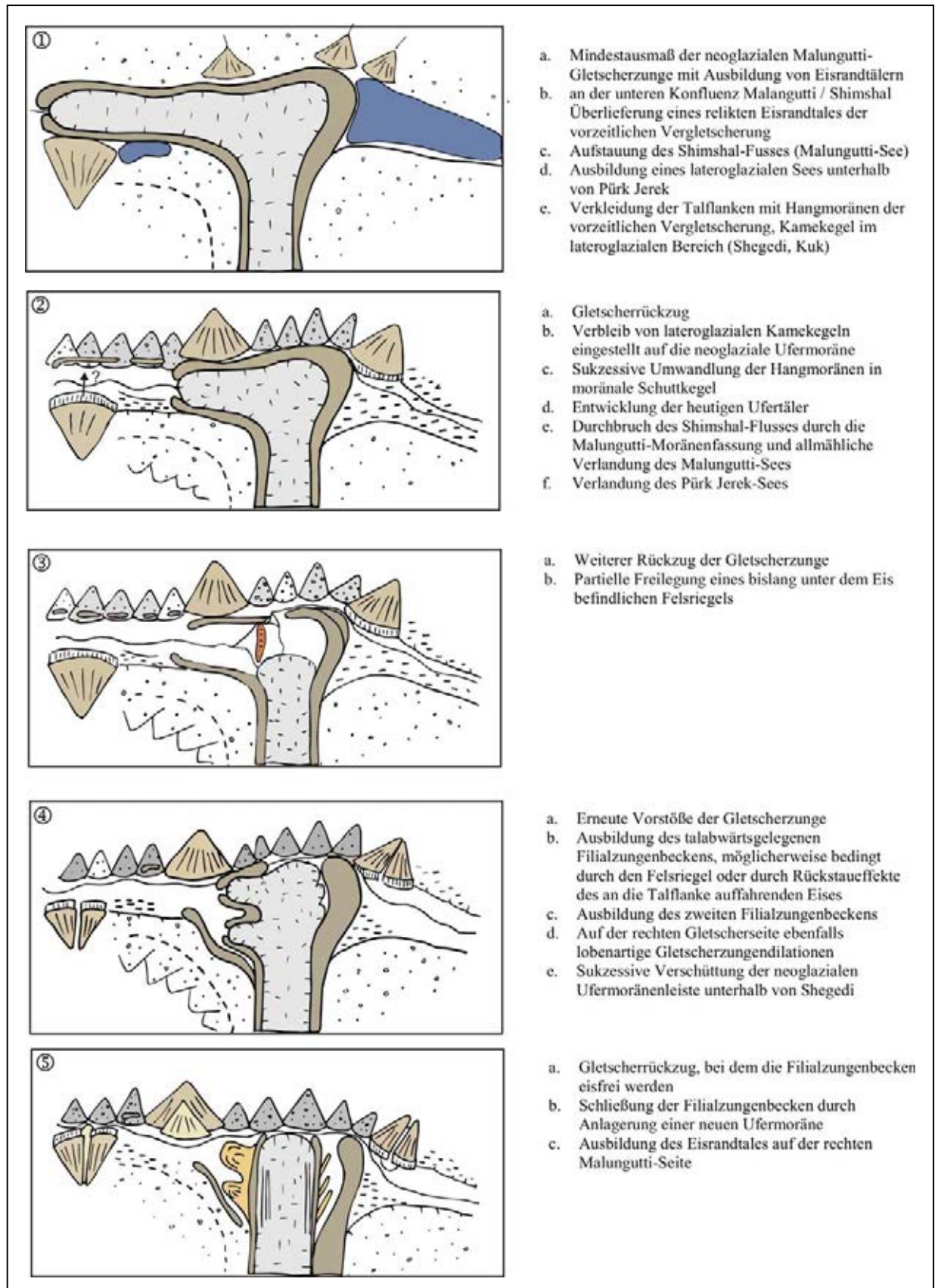
An kaum einen anderen Gletscher sind die einzelnen Gletscherphasen in Form von zahlreichen Moränenanlagerungsstadien so gut dokumentiert wie am Malungutti-Gletscher. Vor allem im Zungenbereich erfolgt die lateroglaziale Deposition forciert, während die Eisrandtäler weiter talaufwärts nur gering ausgeprägt sind. Dies liegt vor allem darin begründet, dass der Malungutti-Gletscher aus seinem schmalen kurzläufigen Talgefäß abrupt in das hier weite, über 2 km breite Shimshal-Tal hinabfließt und günstige topographische Verhältnisse zur Schuttablagerungen vorliegen. Das Shimshal-Tal wird durch die breiten Ufermoränenkomplexe des Malungutti-Gletschers gänzlich okkupiert, welche hier eine neue eigenständige Taltopographie schaffen.

Die Eisrandtäler formieren sich großteils unterhalb von 3400 m (Photo 4.4.5.3). Auf der linken Seite reicht das Ufertal bis in 3390 m Höhe hinauf und weist abschnittsweise ebene Flächen auf, die u.a. durch die postsedimentäre Einfüllung von Seesedimenten bedingt sind. So finden sich hier vor allem im unteren Abschnitt zwei kleine oasenartige Ausräume mit vergleichsweise üppigem Vegetationsbesatz, die in früheren Zeiten, als die Gletscheroberfläche noch höher lag und von ihr Wasser für die Bewässerung abgezweigt werden konnte, als temporäre Siedlungsstandorte gedient haben.

Der Malungutti-Gletscher wird in seinem Zungenbereich von einer mächtigen Ufermoränenfassung umgeben (3000 m – 3200 m). Sie ragt auf der rechten Seite bis zu 200 m über den Gletscher auf (Photos 4.4.5.8). Zur Zeit als das Shimshal-Tal noch vergletschert war, kommt der Ufermoräne die Stellung einer Mittelmoräne zu. Dies würde u.a. auch ihre große Mächtigkeit von 200 m und einer Breite von mehreren hundert Metern miterklären. Heute legt sich die rechte Ufermoräne quer über den Shimshal-Talboden. Am Aussenhang der Ufermoräne sind mindestens zwei deutlich differenzierbare, bis zu rund 80 m hohe Seesedimentgenerationen der ehemaligen Malungutti-Stauseen angelagert.

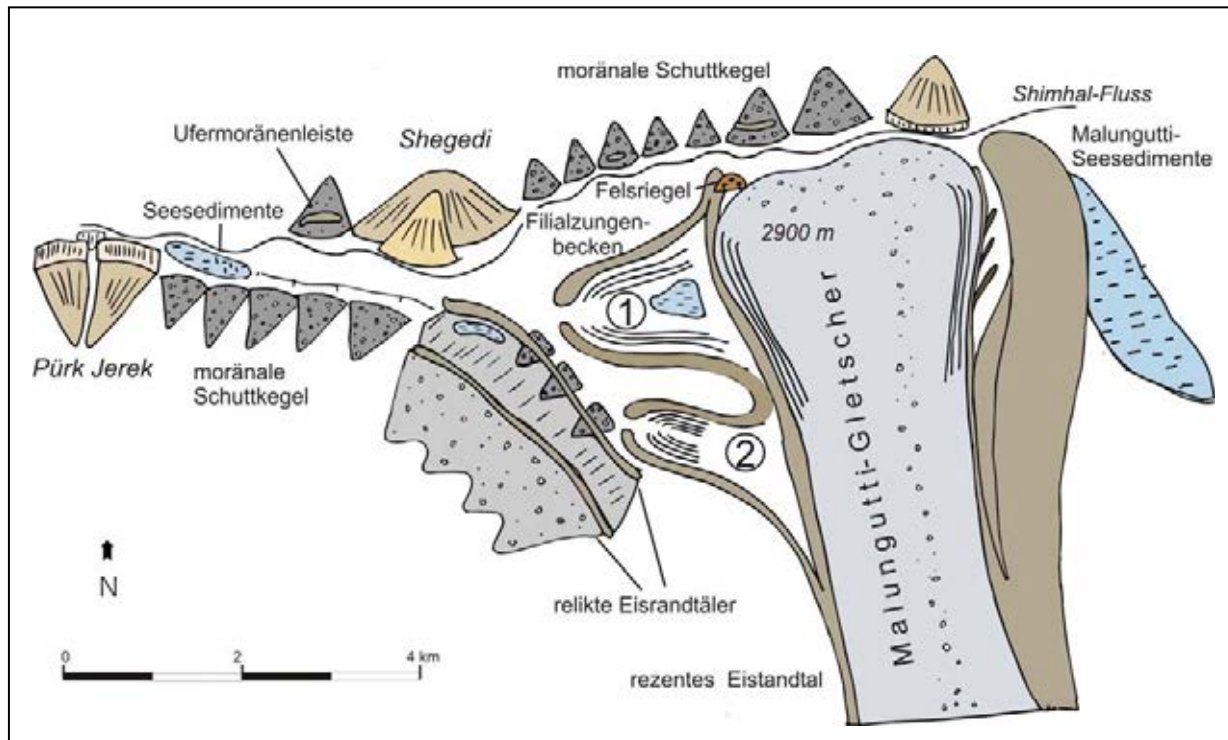
Filialzungenbecken: In der Regel assoziiert man die glaziale Serie mit Zungenbecken im proglazialen Bereich, hier ist sie aber im lateroglazialen Bereich ausgebildet. Die linke Ufermoräne wird im unteren Abschnitt von zwei komplexen Filialzungenbecken durchsetzt (Abb. 4.4.5.2 & 4.4.5.3), die jeweils bis zu einem Dutzend Ufermoränenanlagerungen aufweisen. Die äußersten Ufermoränenwälle besitzen eine Höhe von rund 50 m, die innenwärtigen Ufermoränen nehmen an Höhe ab. Die Gesteinsblöcke in den Ufermoränenwällen sind bereits mit Wüstenlack überzogen. Das obere tributäre Zungenbecken erstreckt sich über eine Länge von rund 500 m und misst eine Breite von maximal 100 m (Photo 4.4.5.3-5). Es beinhaltet mindestens fünf Rückzugsmoränenwälle. Das untere Zungenbecken ist mit seinen ausladenden Ufermoränenfassungen wesentlich breiter. Hier sind mehrere Ufermoränenwälle schollenartig aneinandergelagert.

Beide Zungenbeckenöffnungen werden heute durch die Ablagerung einer jüngeren Ufermoräne gletscherseitig geschlossen. In zeitlicher Hinsicht könnten vermutlich beide Zungenbecken synchron mit Gletschereis verfüllt gewesen sein. Allerdings ist es wahrscheinlich, dass zuerst das untere Becken und dann im Zuge eines weiteren Gletscherhochstandes das höhergelegene Zungenbecken entstanden ist. Im Zungenbereich ist ein Felsriegel ersichtlich, der die Gletscherzunge zur Bifurkation veranlassen kann. Weiterhin ist durch den Rückstau des Malungutti-Gletscherstromes beim Auftreffen auf die gegenüberliegende, rechte Shimshal-Talseite mit einem wellenartigen Aufbäumen der Gletscheroberfläche zu rechnen, die dann zu einem Überfließen der seinerzeitigen Hauptufermoräne geführt haben kann und derartige Überlauf- und schließlich -durchbruchszungen entstanden sind (overspill-tongues).



L. Iturrizaga

Abb. 4.4.5.2: Die geomorphologische Entwicklung im lateroglazialen Bereich des Malungutti-Gletschers und die Ausbildung der Filiauzungenbecken (vereinfachte Darstellung) – Legende Abb. 4.4.5.3



L. Iturrizaga

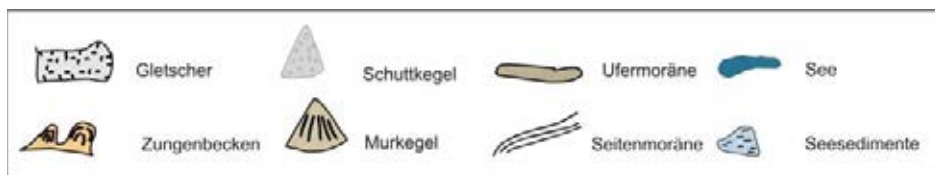


Abb. 4.4.5.3: Die rezente und relikte lateroglaziale Sedimentationslandschaft mit der Ausbildung von zwei Filialzungenbecken (① und ②) am Malungutti-Gletscher

Die höchste Umrahmung des gesamten Zungenbeckens stellt die bis zu rund 200 m mächtige Moränenfassung unmittelbar an der linken Malungutti-Talflanke (Abb. 4.4.5.2) dar. Sie entspricht zeitlich dem orographisch rechten talsperrenden Malungutti-Ufermoränenzug). Auf der rechten Malungutti-Gletscherseite kommen diese Filialzungenbecken nicht zur Ausbildung. Hier zweigen von der Hauptufermoräne fiederförmig Ufermoränenwälle ab (Photo 4.4.5.10), die auf die wechselnde Breitenausdehnung der Gletscherzunge zurückgehen. Sie stellen heute von der jüngsten Hauptufermoräne überschüttete Ufermoränenanlagerungsstadien dar.

Verzahnung Hangmoräne-Ufermoräne: Auf der gesamten Lauflänge wird das Eisrandtal von mächtigen Hangmoränen begleitet (Photo 4.4.5.1). Sie sind streckenweise in Pfeilmoränen aufgelöst. Die Hangmoränen gehen in die Eisrandtäler über und bilden partiell das Ausgangsmaterial für die Ufertalbildung. Die älteren neoglazialen Ufermoränen des Malungutti-Gletscheres im Shimshal-Tal wurden im Laufe der Zeit durch Schuttlieferungen der Hangmoränenkegel nahezu eingesedimentiert. Unterhalb von Shegedi ragt ein markanter Ufermoränenwall aus dem Schuttkegel heraus (Photo 4.4.5.2). Die Seesedimente auf der orographisch linken Talseite oberhalb von Pürk Jerek können entweder als lateroglazialer See während des neoglazialen Gletschervorstoßes oder aber durch einen tributären Gletscher oder einen Bergrutsch aus dem Pürk Jerek-Tal aufgestaut worden sein.

Am Malungutti-Gletscher befinden sich am Westufer derzeit zwei intramoränale supraglaziale Seen. Die Seeoberflächen liegen unmittelbar unterhalb des Ufermoränenfirstes. Solche Seen können der Auslöser für Ufermoränendurchbrüche sein. Diese Durchbrüche wiederum stellen Gunststellen für das

„Ausbrechen“ einer Filialgletscherzunge dar. Hier spaltet sich die Gletscherzunge bei einem erneuten Gletscherhochstand an dem Ufermoränenfirst auf.

Der Malungutti-Gletscher wird beidseits von Bogenufermoränen begleitet (Photo 4.4.5.11). Auf der rechten Seite sind sie rezent im Aufbau begriffen (3150 m), auf der linken Seite befinden sich ältere, vom Gletscher abgesetzte Exemplare. Sie sind hier den Filialzungenbecken vorgeschaltet. Einige der Bogenufermoränen sind im obersten Teil scheibenförmig gestaffelt. Die Bogenufermoränen entstehen am steilaufergerichteten Gletschereis. An der Basis bilden sich kleine Eiskontaktschutthalden, die im Laufe der Zeit durch kleinräumige Gletscheroszillationen konsolidiert werden.

Kamekegel bei Shegedi: Die Sedimentkegel auf der rechten Shimshal-Talseite, unmittelbar gegenüber der Malungutti-Gletscherzunge bei Thin Kuk, sind als Kamekegel anzusprechen. Sie wurden gegen die ehemalige Haupttalkomponente des Malungutti- resp. Shimshal-Gletschers geschüttet (Photo 4.4.5.6). Sie konstituieren sich zu großen Teilen aus Moränenmaterial. Die Steilkanten sind bis zu 100 m hoch und korrespondieren mit den Aufschüttungshöhen der ältesten Ufermoränenfassung des Malungutti-Gletschers. Verlängert man die Oberfläche des Kegels talwärts, so müsste sich der Kegel bei einer angenommenen rein fluvialen Entstehung über mehrere Kilometer Horizontaldistanz über die Shimshal-Schottersohle ausgebreitet haben. Das Shimshal-Tal war jedoch im Postglazial wahrscheinlich durchgehend von der Malungutti-Gletscherzunge eingenommen resp. von der mächtigen älteren Ufermoränenfassung.

Das Gletscherzungenende: Die in talsperrender Lage befindliche Gletscherzunge wird vom Shimshal-Fluss streckenweise unterschritten (Photo 4.4.4.5). Eine Endmoräne existiert nicht, dafür sind die Rückzugsstadien im lateroglazialen Bereich ausgebildet. Der Moränenschutt wird umgehend vom Shimshal-Fluss abtransportiert. Eine ältere, neoglaziale Eisrandlage, die über die rezente Ufermoränenfassung hinausgeht, ist etwas weiter talabwärts im Shimshal-Tal in 2850 m Höhe talabwärts von Shegedi abgelagert. Auf der rechten Shimshal-Talseite zieht sich eine Ufermoräne an der Talflanke entlang und wird heute durch moränale Schutthalden allmählich verschüttet.

Rezente endet der Malungutti-Gletscher in einer einzigen Zunge, jedoch war die Gletscherzunge zu mehreren Zeitabschnitten mindestens zweigeteilt. Zwei Filialzungenbecken, die die linke Ufermoränenfassung durchbrechen, zeugen davon (Abb. 4.4.5.2 & 3, Photos 4.4.5.1-9). Sie sind heute nicht mehr eisverfüllt. In die Hauptzungenbecken sind zahlreiche Ufermoränenanlagerungen eingeschaltet, die mindestens fünf Hauptrückzugsstadien kennzeichnen. Ein weiteres kleines Auslassbecken befindet sich bei der Alm Malungutti. Die Filialzungenbecken werden durch die subsequente geradlinige Ufermoränenanlagerung des heutigen Malungutti-Gletschers gletscherwärts wieder geschlossen. Auf der ostseitigen Malungutti-Gletscherseite sind Seitenmoränenwälle aktuell in Bildung begriffen. Die Dominanz von Ufermoränenanlagerung könnte man auf die Ausbildung von Ablationstälchen zurückführen, die sich an Blankeisgletschern bevorzugt ausbilden. Beim Vorhandensein eines Ablationstals kann keine Ufermoränenüberschüttung mehr stattfinden.

Die Eisrandtäler als temporärer Siedlungsraum: Im linken Ufertal des Malungutti-Gletschers befindet sich in einer ebenen Ufertalung die Almsiedlung Malungutti (3175 m), die jedoch bereits seit Anfang der 90er Jahre aufgegeben wurde (mündl. Mitteilung Hr. Shambi Khan (Shimshal)). Die Malungutti-Gletscherzunge erstreckt sich fast gänzlich über das Shimshal-Tal. Um das 7 km weiter talaufwärts gelegene Dorf Shimshal zu erreichen, war bis vor kurzem die Querung der Gletscherzunge notwendig, die je nach Beschaffenheit der Gletscheroberfläche etwa 1-1,5 Stunden Gehzeit in Anspruch nimmt. Ende der 90er Jahre wurden ober- und unterhalb der Gletscherzunge zwei Hängebrücken über den Shimshal-Fluss errichtet, die ein Ausweichen auf die andere Shimshal-Talseite ermöglichen. Für Tiere sind die Brücken nicht gangbar. In früheren Zeiten wurde Gletscherschmelzwasser über Bewässerungskanäle zur Alm Malungutti abgeleitet. Sie wurden vor 100 Jahren angelegt und vor etwa 50 Jahren aufgegeben, da die Gletscheroberfläche immer mehr eingesunken ist. Diese nur eine Tageswanderung von Shimshal entfernte Alm wird lediglich für Kühe genutzt.



Photo 4.4.5.1: 180°-Panorama von der linken Malungutti-Ufermoräne in die beiden Zungenbecken 1 und 2 vom oberen Einzugsbereich (links) zur Malungutti-Gletscherzunge (rechts) im Shimshal-Tal. Die Blockpfeile ($\Rightarrow \Leftarrow$) markieren die einstigen Durchbrüche der Ufermoräne. Zwei relikte Eisrandtäler sind an den Talflanken (A, B ----) erhalten. Die kleinen Pfeile markieren einige der Ufermoränenanlagerungen (\swarrow) Im Vordergrund sind die Moränenstafeln des Zungenbeckens 1 ersichtlich. Die Malungutti-Gletscherzunge reicht bis an den Shimshal-Fluss heran (∇). Aufnahme: L. Iturrizaga 22.08.2001.



Photo 4.4.5.2: Blick von der linken Malungutti-Ufermoräne (Δ) in das Shimshal-Tal stromabwärts. Im Hintergrund ist der Pürk Jerek-Kegel zu sehen, aus dem vorzeitiglich möglicherweise ein Landslide- oder Gletscherdamm das Tal abdämmte (∇). Davor befinden sich die korrelaten Seesedimente (\circ). In den moränenen Schutkegeln ist eine ältere Fassung der rechten Malungutti-Ufermoränenleiste (\swarrow) integriert, die langsam durch den Hangschutt verschüttet wird. Aufnahme: L. Iturrizaga 23.08.2001.



Photo 4.4.5.3: Detailausschnitt aus Photo 4.4.5.1. Blick in das obere Filialzungenbecken (2) von der orographisch rechten Malungutti-Ufermoräne des Zungenbeckens aufgenommen. Der Pfeil (↗) markiert den Durchbruch des einstigen Gletscherlobus. Heute ist das Zungenbecken durch mehrere Ufermoränenanlagerungen (⇒) wieder zum Gletscher hin geschlossen. Auch das Zungenbecken ist durch zahlreiche Moränenakkretionen gekennzeichnet (↘). Aufnahme: L. Iturrizaga 22.07.2001/1.

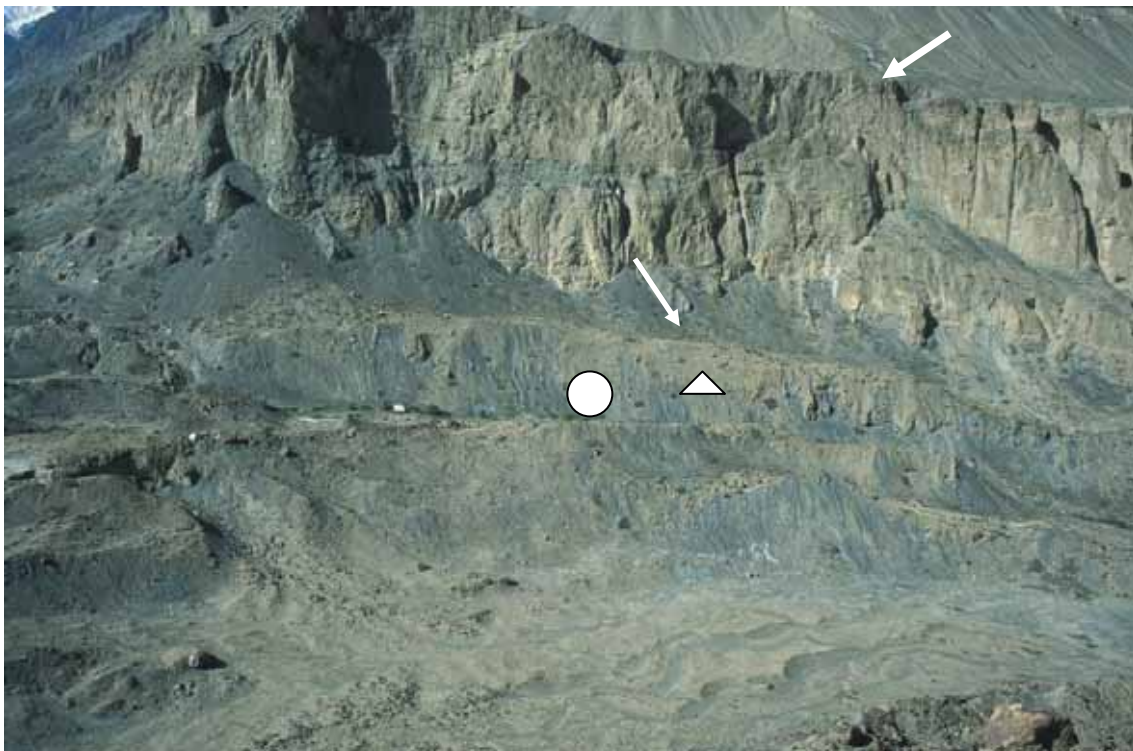


Photo 4.4.5.4: Anschlussbild zu Photo 4.4.5.3. Auf der Rückseite der höchsten Ufermoränenleiste an der linken Malungutti-Talflanke befindet sich ein reliktes Eisrandtal (↖). An der Basis schließen sich die linke Ufermoränenfassung (△) des oberen Filialzungenbeckens Nr. 2 (○) an. Aufnahme: L. Iturrizaga 22.07.2001/2.

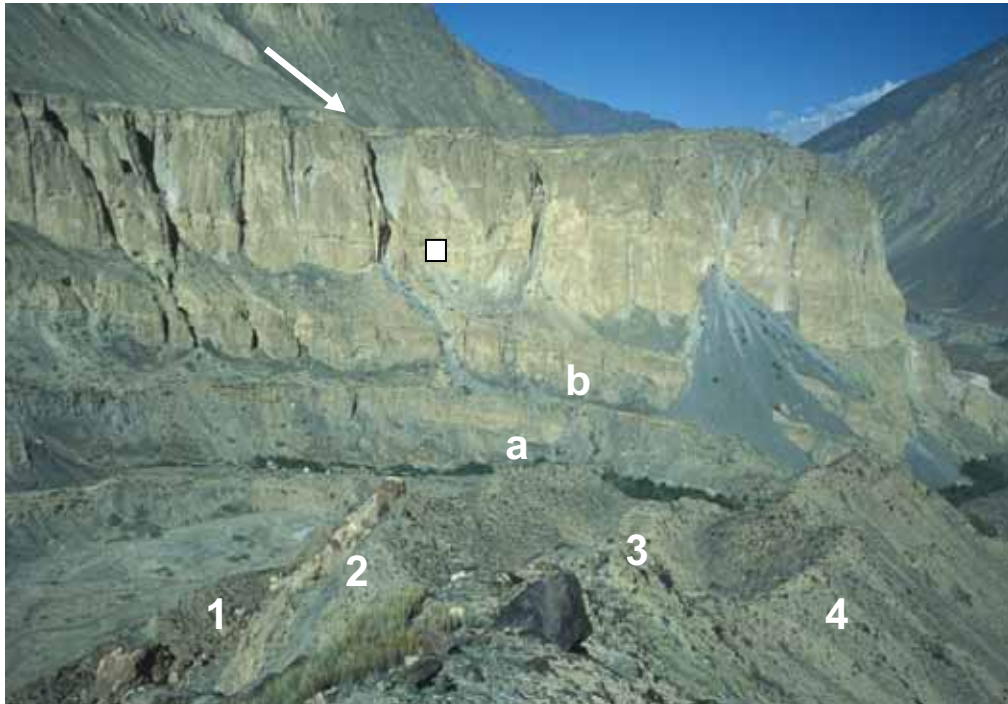


Photo 4.4.5.5: Anschlussbild zu Photo 4.4.5.4: Mindestens zwei Ufermoränenleisten (a, b) sind am Fuße der großen Moränensteilwand (□) angelagert, hinter der sich das relikte Eisrandtal anschließt (↘). Im Vordergrund die Moränenanlagerungen (u.a. 1, 2, 3, 4) der rechten Ufermoräne des Filialzungenbeckens Nr. 2. Die Blöcke sind mit Wüstenlack überzogen. Aufnahme: L. Iturrizaga 22.07.2001/3.



Photo 4.4.5.6: Anschlussbild zu Photo 4.4.5.5. Übergang der beiden Filialzungenbecken. Im Vordergrund ist die rechte Ufermoränenleiste (Δ) des oberen Filialzungenbeckens, im Mittelgrund die vielzähligen Ufermoränenanlagerungen (✓) des unteren Filialzungenbeckens Nr. 1 sowie die Seesedimente (O), im Hintergrund der Shegedi-Kegel (▲), der einst gegen den Malungutti-Gletscher geschüttet war, zu sehen. Weiter im Shimshal-Tal talabwärts sind die Ufermoränenfassungen einer weiteren neoglazialen Eisrandlage ersichtlich (⊗). Die rechte Ufermoränenleiste (⊗) wird von den moränenen Schutthalden (∇) einverleibt. Die linke Ufermoräne hat in dem seinerzeitigen Eisrandtal einen See aufgestaut (⊗). Aufnahme: L. Iturrizaga 22.07.2001/4.



Photo 4.4.5.7: Anschlussbild zu Photo 4.4.5.6. Das untere Filialzungenbecken Nr. 1 weist weitläufige Ufermoränenanlagerungen auf (○) sowie Seesedimente im Beckeninnern (♯). Das Zungenbecken ist durch die rezente Ufermoräne (△) zum Malungutti-Gletscher (□) abgetrennt. Supraglaziale Seen (↙) könnten wieder zu einem Durchbruch der Ufermoräne führen. In den moränenen Schuttkegeln der gegenüberliegenden Talflanke sind Moränenreste (↘) der einstigen Malungutti-Gletscherlage enthalten. Aufnahme: L. Iturrizaga 22.07.2001/5.



Photo 4.4.5.8: Innenwärtige Ufermoränenanlagerungen (⇔) an die heutige Hauptufermoräne (△) mit einem intramoränen Eisrandtälchen (○). Auf der rechten Malungutti-Seite wird der Gletscher von der bis zu 150 m hohen und weitflächigen Ufermoräne (▲) eingefasst. Dort sind die vielzähligen Gletscherszillationen im Moränenlandschaftsbild wesentlich weniger differenziert abgebildet als auf der linken, im Vordergrund sichtbaren Malungutti-Gletscherseite. Der Blankeisgletscher wird nur von einer Mittelmoräne (↙) durchzogen. Aufnahme: L. Iturrizaga 22.07.20001/38.

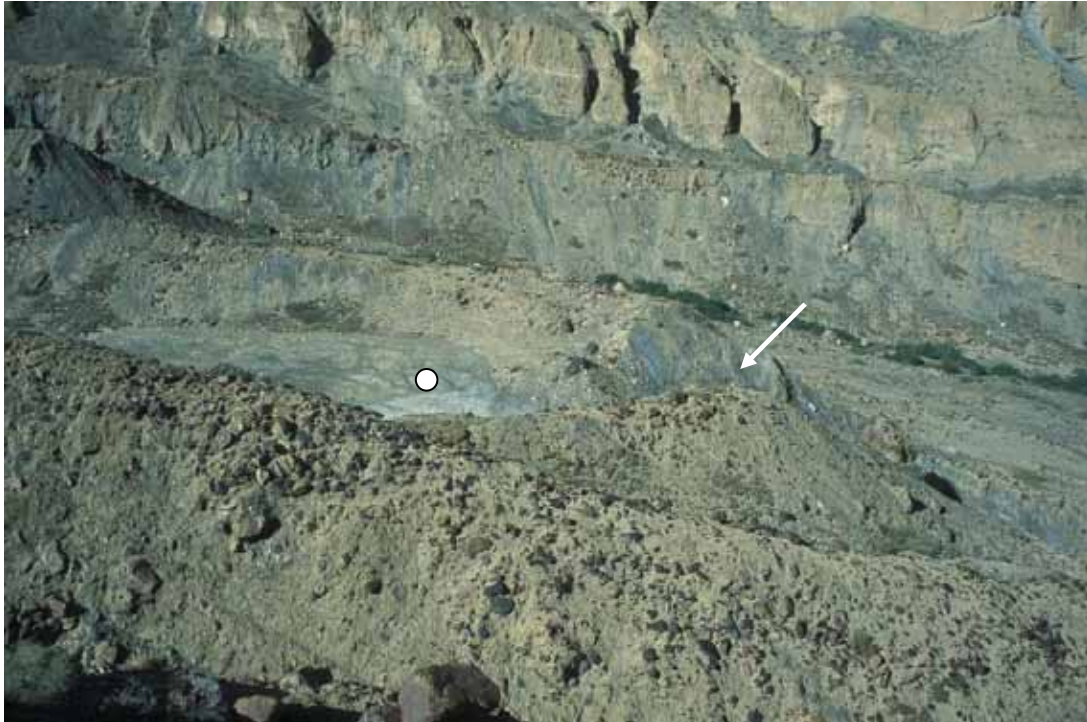


Photo 4.4.5.9: Die tributäre Gletscherzunge Nr. 2 hat ein klassisches Zungenbecken mit einer Seebildung (O) hinterlassen. Im frontalen Bereich ist die Moräne durch fluviale Prozesse eingeschnitten (↙). Der Durchmesser des Zungenbeckens beträgt rund 150 m. An den Hauptgletscherzungen sind die Endmoränen hingegen im Karakorum nur sehr selten erhalten. Aufnahme: L. Iturrizaga 22.07.2001/24.



Photo 4.4.5.10: Die rechte Malungutti-Hauptufermoräne (Δ) hat die älteren Dilatationsufermoränen (1,2,3) überfahren. Die Ufermoränen markieren den sukzessiven Rückzug des einst breiteren Gletscherzungenlobus. Die Aufnahme stammt vom Innenhang des rechten Ufer-Mittelmoränenkomplexes mit Blick in das rechte Malungutti-Eisrandtal. Aufnahme: L. Iturrizaga 22.07.2002/7.



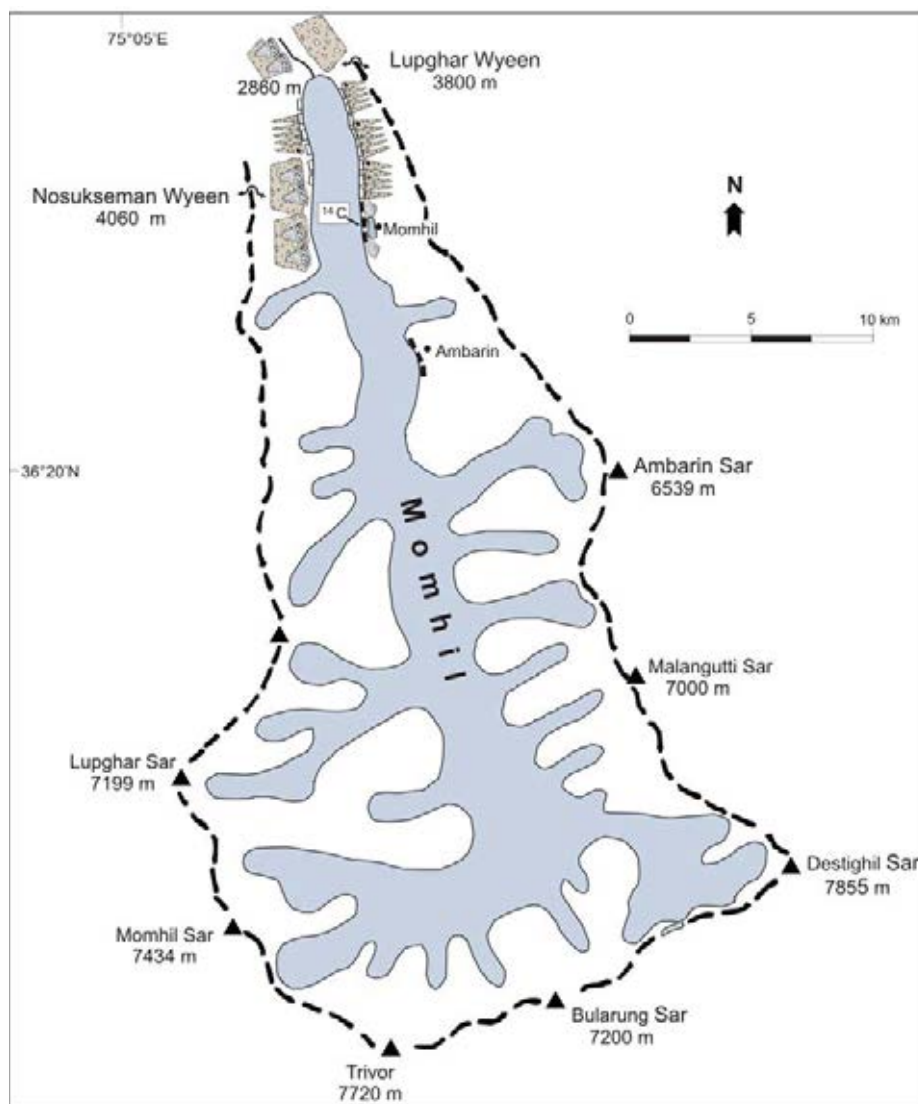
Photo 4.4.5.11: Blick aus 3150 m in das rechte Malungutti-Eisrandtal mit dem Destighil Sar (7885 m) im Hintergrund. Rezent schüttet der blankeisige Malungutti-Gletscher Bogenufermoränen auf (⇨). Sie kennzeichnen sich durch einen geringen Grobblockanteil aus und sind zumeist aus schluffig-sandigem Feinmaterial zusammengesetzt. Die Außenhänge sind gradiert. Im Vordergrund befinden sich die neoglazialen Ufermoränensequenzen (△). Aufnahme: L. Iturrizaga 22.07.2001/10.

Photo 4.4.5.12: Der Innenhang der rechten neoglazialen Ufermoräne ist zementfest verbacken und weist Neigungen bis zu 90° auf. Es bilden sich ansatzweise Erdpfeiler heraus. Erdpyramiden sind nicht vorhanden, da in der Feinmatrix nicht genügend große Blöcke vorhanden sind. Aufnahme: L. Iturrizaga 22.07.2001/6.

4.4.6 Momhil-Gletscher

- Verzahnung Ufermoräne - Hangmoräne • Ufermoränensäume, geringe Ausbildung von Eisrandtälern • Ufermoränenrückverlegung durch Quellerosion • Austauufermoränen
- Ufermoränenumarbeitung durch Gletscherszillationen • ^{14}C -Datierung von fossilem Holz

Der 31 km lange, Süd-Nord-fließende Momhil-Gletscher (Momhil (Wakhi) = Alm der Grossmutter) endet in 2860 m Höhe und ist der am tiefsten herunterreichende Gletscher in der Talschaft Shimshal. Der unmittelbar benachbarte Lupghar-Gletscher endet bei einer durchschnittlich niedrigeren Einzugsbereichshöhe 600 Höhenmeter höher. Vor zehn Jahren reichte der Momhil-Gletscher noch bis zu einer etwa 50 m vom rezenten Gletscherende entfernt gelegenen Endmoräne (mündl. Mitt. Shambi Khan am 25.07.2001). Obwohl in seinem Nord-exponierten Einzugsgebiet sechs über 7000 m hohe Berge stehen (Photo 4.4.6.1), darunter der höchste des Hispar-Karakorums, der Destighil Sar (7885 m), ist der Momhil-Gletscher heute im Rückzug begriffen (Photo 4.4.6.11 & 13). Der Gletscher ruht in einem steiflankigen und sehr schmalen Trogtal (Photo 4.4.6.2), ähnlich dem des Hassanabad-Tals, und bietet sehr ungünstige Bedingungen zur Ablagerung und Erhaltung von Eisrandtälern. So sind hier vornehmlich Ufermoränenleisten ausgebildet.



L. Iturrizaga

Abb. 4.4.6.1: Übersichtskarte über den Momhil-Gletscher (Legende s. Abb. 4.1)



Photo 4.4.6.1: Blick aus 4400 m auf den oberen Einzugsbereich des Momhil-Gletschers mit dem Momhil Sar und Bularung. Das Eisrandtal setzt in rund 4000 m bei Ambarin ein (↘) und wird dann weiter gletscherabwärts vom Gletscher unterschritten (↙). In 3700 m befindet sich die Lokalität Momhil (↔), eingrahmt von aktiven Murschuttkegeln. Die Gletscheroberfläche liegt mehrere Dekametertief eingesunken in der Ufermoränenfassung. Die Eisrandtäler sind heute stark in Degradation begriffen. Aufnahme: L. Iturrizaga 01.08.2001/3.

Während beim ähnlich zurückweichenden Virjerab-Gletscher vereinzelt das Blankeis durch den mächtigen Schuttmantel durchschimmert, ist der Momhil-Gletscher im unteren Abschnitt durchgehend mit einer mächtigen Obermoräne aus Schieferschutt bedeckt (Photo 4.4.6.11). SCHOMBERG (1946: 85) beschreibt den Momhil-Gletscher als stark vorstoßenden Gletscher: *“We descended from the crest into the Momhil valley, which seemed entirely occupied by its glacier. There was no grass, except at the extreme top of the valley, on the left: juniper and brushwood were scanty, and the surging glacier monopolized the entire valley, bursting out of its trough...Although the moraine was not difficult, it took us nearly an hour to cross the glacier, and even to get on the ice itself was an awkward business, at the clay sides of the trough offered no foot hold. There were beautiful little lakelets of glue water dotted about the glacier.”* Heute ist der Momhil-Gletscher leicht begehbar und supraglaziale Seen sind nicht mehr vorhanden.

Die Kesselsituation im Einzugsbereich scheint in einem Stau effekt der feuchtigkeitsbringenden Luftmassen zu resultieren, der der Bewaldung auf den Ufermoränen der sehr trockenen Leeseite des Karakorum-Hauptkammes Vorschub leistet. Ab einer Höhenlage von 3300 m stockt Juniperus-Offenwald in den Eisrandtälern. Ein einzelnes Exemplar ist noch in 2860 m vor der Momhil-Gletscherzunge vorzufinden. Der längste Juniperus-Baum im Shimshal-Gebiet überhaupt mit ca. 8 m Höhe und einem Stammdurchmesser von rund 1 m mit Drehwuchs wurde im Eisrandtal bei Momhil (3625 m) vorgefunden (Photo 4.4.6.3). Selbst auf dem Norsükseman Pass (4065 m) zwischen Momhil und Lupghar stehen in 3900 m – 4100 m vereinzelt Juniperus-Bäume.



Photo 4.4.6.2: Blick aus 3650 m gen S in den oberen Einzugsbereich des Momhil-Gletschers. Der im Rückzug befindliche Gletscher ist gänzlich mit Schieferschutt bedeckt. Das steilflankige enge Talgefäß bietet ungünstige Voraussetzungen zur Schuttablagerung. Die Talflanken werden von Moränetapeten verkleidet (↙↘). Die Hauptufermoräne kommt hier kaum zur Ausbildung. Die bis zu über 7000 m hohen Gipfel des Einzugsbereiches sind in Wolken verhüllt. Aufnahme: L. Iturrizaga 27.07.2001.

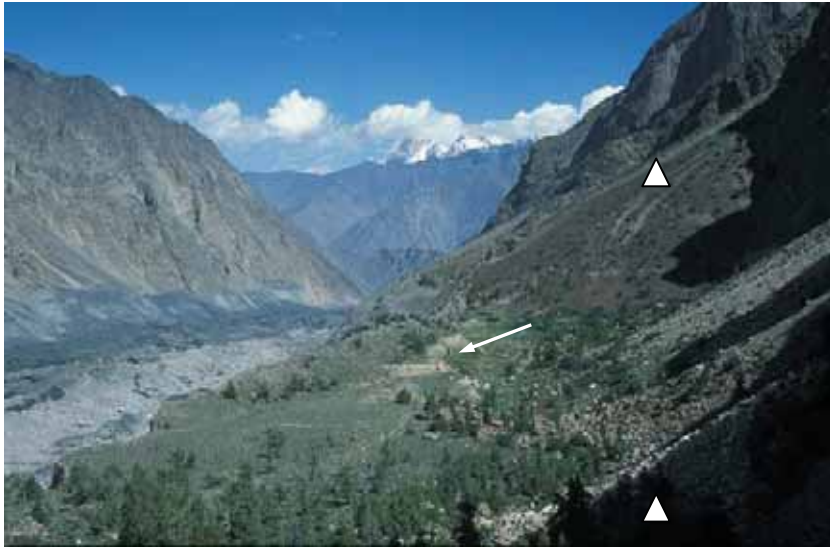


Photo 4.4.6.3: Kleinräumiger Ufertalabschnitt bei Momhil (3700 m) eingekesselt zwischen zwei Kamekegeln (Δ). In dem Eisrandtal sind mehrere Meter mächtige Seesedimente eingeschaltet (\checkmark). In dem Eisrandtal sind einige der ältesten lebenden Bäume entlang der Shimshal-Gletscher angetroffen worden. Aufnahme: L. Iturrizaga 28.07.2001/14.

Die lateroglazialen Sedimentationskomplexe

Die Uferbildungen sind entlang des Momhil-Gletschers auf beiden Talseiten symmetrisch verbreitet. Allerdings existieren kaum formschöne Eisrandtäler mit einer prägnanten Ufermoräne. Insbesondere im unteren Abschnitt handelt es sich eher um Ufermoränenleisten, die von moränenen Schutt- und Murkegeln überschüttet werden (Photos 4.4.6.2 & 5). Streckenweise setzen die Moränen vollständig aus. Der Gletscher ist in weiten Teilen bereits mehrere Dekameter weit abgesetzt von der Ufermoräne. Ein bescheidenes Eisrandtal existiert nur im mittleren Gletscherabschnitt. Hier ist auf der Ostseite des Momhil-Gletschers ein Eisrandtal in 3625 m Höhe ausgebildet und läuft bereits in 3700 m wieder aus (Photo 4.4.6.3). Das Eisrandtal ist zwischen zwei Murkegeln eingeschaltet, die zum Eisrandtalaufbau entscheidend beitragen. In dem Eisrandtal sind mehrere Meter mächtige Seesedimentfolgen abgelagert, die durch die Abdämmung des Eisrandtals durch einen Murkegel zurückzuführen sind. Bei Ambarin in rund 3900 m Höhe auf der rechten Talseite befindet sich ein weiteres Eisrandtalsegment (Photo 4.4.6.1), das jedoch nicht aufgesucht wurde.

Am Momhil-Gletscher lässt sich die Verzahnung von Jung- und Altmoränen sehr gut im Tallängsprofil verfolgen. Am Ausgang des Momhil-Tales maskieren auf der rechten Talseite mächtige, mehrphasige Hangmoränensequenzen von einer Höhe bis zu 200 m die Talflanke (Photo 4.4.6.5 & 6). Der Gebirgskamm zwischen Momhil- und Shimshal-Tal war im Spätglazial vom Eis überflossen (Photos 4.4.6.6). Taleinwärts verzahnen sie sich mit den Ufermoränenkomplexen, wobei die Hangmoränen immer mehr aussetzen und die Ufermoränenkomplexe den Hangfuß dominieren. Die Ufermoränen werden vielerorts von den resedimentierten Hangmoränenkegeln überschüttet. Sehr beeindruckend ist, dass unter dem erst in jüngster Zeit eliminierten Hangmoränenmantel ein fluvial-periglazial geprägtes Relief mit tief eingeschnittenen Hangrunsen und Schuttkegeln zum Vorschein kommt.

Bis zu über 200 m ragen Hangmoränen über die Eisrandtäler selbst noch im oberen Einzugsbereich gegenüber von der Alm Momhil hinauf (Photo 4.4.6.4). Bis zu einer Höhe von 3800 m begleiten Hangmoränen den Momhil-Gletscher. Sie sind von der jüngeren Ufermoränenfassung durch eine hellere Farbgebung gut unterscheidbar. Des Weiteren sind sie in teilweise in weitständige Runsen aufgelöst, während die jüngeren Ufermoränen nur seichte Rillenbildung aufweisen. Es kommt allerdings nicht zur Erdpyramidenbildung, da das Ausgangsmaterial zu tonhaltig ist. Wo das Moränenmaterial fehlt, mustern auf der orographisch rechten Talseite glazigen-induzierte Fels- und kleinere Bergstürze die Talflanke.



Photo 4.4.6.4: Auf der linken Momhil-Talseite verkleiden moränale Schuttkegel die Talflanke zwischen 3600 m – 3800 m. Das es sich nicht um reine Hangschuttkegel handelt, wird daraus ersichtlich, dass in den Apexregionen der Kegel zerrunzte Moränenleisten heften (→) und zum anderen ein konischer Moränenrest (↘) in den Schutthalden erhalten geblieben ist. Er weist auf seiner Oberfläche eine Strömung auf. Aufnahme: L. Iturrizaga 28.07.2004/14.

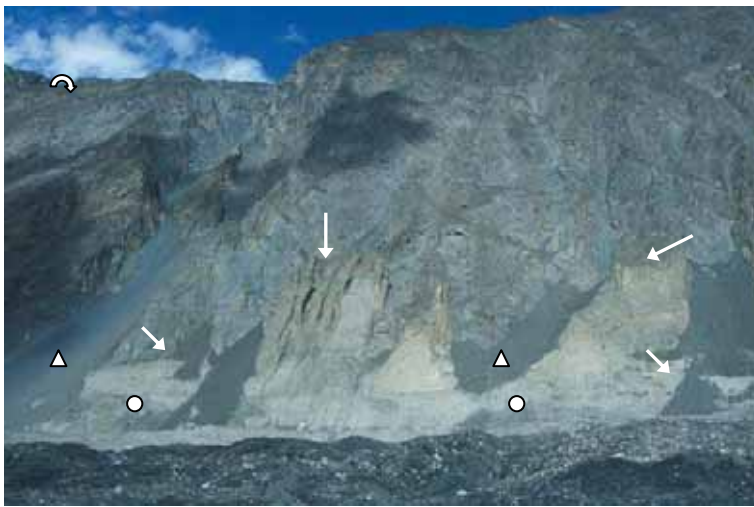


Photo 4.4.6.5: Der Momhil-Gletscher (□) wird auf seiner gesamten Lauflänge unterhalb von 3800 m oberhalb der neoglazialen Hauptufermoräne (○) von spätglazialen Hangmoränen begleitet (✓). Sie sind heute in Auflösung begriffen und sind als Skelettmoränen (△) sowie als Moränenkegel überliefert. Zum Teil sind sie gänzlich in moränale Schutthalden (△) aufgelöst und überschütten die Hauptufermoräne (↘). Der Gebirgskamm war eiszeitlich vom Shimshal-Eisstrom überflossen (↻). Aufnahme: L. Iturrizaga 25.07.2001/21



Photo 4.4.6.6: Blick aus 4000 m Höhe beim Aufstieg auf den Norsükseman Pass (4065 m) auf die Momhil-Gletscherzunge (□) sowie zum Karun Koh (7164 m). Auf der rechten Momhil-Gletscherseite sind an der Talflanke die Niveaus älterer Eisrandtalabschnitte (↘) ersichtlich. Eiszeitlich war die Talflanke vom Momhil-Gletscher überflossen (↻). Der Momhil-Gletscher konfluerte mit dem Shimshal-Gletscher. Auf der rechten Shimshal-Seite sind hochlagernde Moränen (✓) ersichtlich (vgl. KUHLE 1989, MEINERS 1996). Aufnahme: L. Iturrizaga 01.08.2001/16.

Die Überschüttung der Ufermoränenfassung durch Schuttkegel erfolgt im unteren Momhil-Gletscherabschnitt auf der rechten Talseite (3300 m) in zwei Stockwerken (Photo 4.4.6.6). Die oberen Schuttkegel sind auf ein höher gelegenes Ufermoränenniveau eingestellt. Nach dem weiteren Einsinken des Gletschers regenerierten sich aus dem Schutt des oberen Schuttkegels neue kleinere Schuttkegel, die auf das jüngere Ufermoränenniveau eingestellt sind. Bei den Schuttkegeln handelt es sich wiederum um moränale Schuttkegel, die die Überreste von Hangmoränen darstellen.

Die Ufermoräneninnenhangshöhe nimmt am Momhil-Gletscher taleinwärts zu. Die Innenhänge sind bis zu 60 m – 80 m eisfrei und zum Teil konvex aufgewölbt (Photo 4.4.6.7). Engständige parallele schmale Rinnen verweisen auf die Steilheit der Ufermoräneninnenhänge von über 70°. Auffallend ist, dass die Ufermoräneninnenhänge nicht stark verfestigt sind. Sie sind mit sichel- oder scheibenförmigen Nachbrüchen übersät (Photo 4.4.6.4). Weiterhin sind Gletscherstandsschwankungen in feinen Ondulationslinien auf den Innenhängen abgebildet.

In 3380 m konnte auf der rechten Momhil-Gletscherseite eine besondere Form der Ufermoränenrückverlegung beobachtet werden. Die Schutthalden am Momhil sind unmittelbar auf die Ufermoräne eingestellt. Der Abfluss des Einzugsgebietes läuft im Schutthaldenkörper unterirdisch ab und tritt dann schließlich am Ufermoräneninnenhang an mehreren Stellen wieder aus (Photo 4.4.6.8). An den Austrittsstellen wird die Ufermoräne trichterförmig zurückverlegt. Unmittelbar unterhalb des Wasseraustrittes ist die Ufermoräne über eine Länge von 200 m – 300 m en bloc, z.T. bis auf das Anstehende, weggesackt. Wenn der Abfluss während des Gletscherhochstands intramoränal-englazial erfolgte, kann er mit zur Instabilisierung der Ufermoräne beigetragen haben.



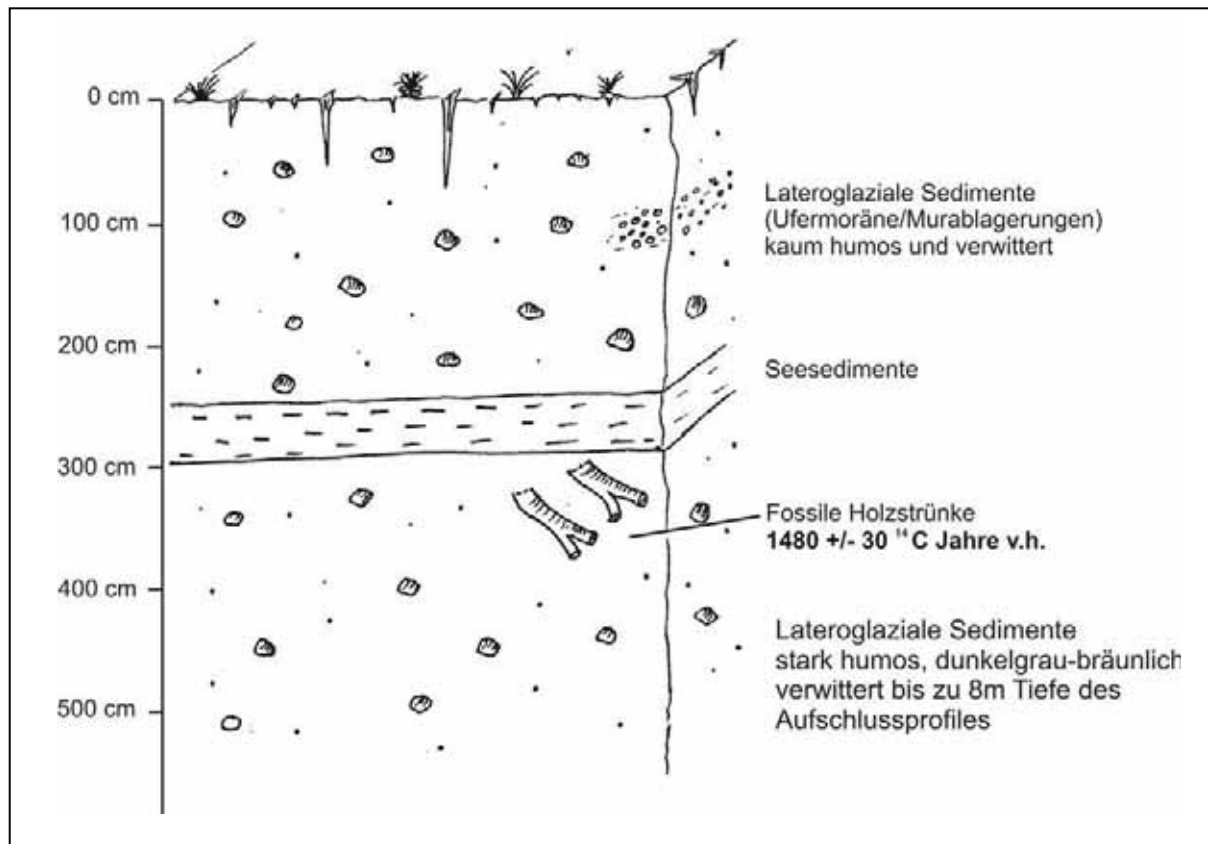
Photo 4.4.6.7: En bloc-Nachbruch (↙) in der rechten Ufermoräne des Momhil-Gletschers. Der Moränenrutsch wurde durch supraterrane Drainagekanäle verursacht, die in dem Schuttkegel abfließen und am Ufermoräneninnenhang austreten (s. Photo 4.4.6.8). Die bis zu 70 m hohen Steilwände sind mit seichten Gletscherrückzugsondulationen im Moränenmaterial gemustert (←). Aufnahme: L. Iturrizaga 27.07.2001/4.



Photo 4.4.6.8: Der Schuttkegel (Δ) ist eingestellt auf die Ufermoräne (○) des verschutteten Momhil-Gletschers (□). Die Entwässerung an diesem Schuttkegel erfolgt subterrän. Das Wasser tritt im Ufermoräneninnenhang aus (↘) und destabilisiert die lateroglaziale Steiflanke. Derartige Prozesse können zum großmaßstäbigen Nachbrechen der Eisrandtäler führen (s. Photo 4.4.6.4). Aufnahme: L. Iturrizaga 27.07.2001/14.

Altersbestimmung mittels ¹⁴C-Datierung der Ufermoräne:
Der Momhil-Gletscher ist in den letzten Dekaden stark im Rückzug begriffen und gibt immer mehr Fläche seiner Ufermoräneninnenhänge preis. Am rechten Ufermoräneninnenhang konnte 10 km taleinwärts der Momhil-Gletscherzunge in 3650 m Höhe auf der östlichen Momhil-Seite nahe der gleichnamigen Alm Momhil etwa 3,20 m unterhalb der Ufermoränenoberkante fossile Holzstrünke geborgen werden (Abb. 4.4.6.2, Photo 4.4.6.9). An dem erodierten Ufermoränenaußenhang lässt sich eine deutliche Horizontierung der Moräne erkennen. Der Hang misst eine Gesamthöhe von 60 m - 70 m und ist bis zu 70° steil geneigt. Das darüberliegende Eisrandtal ist lückig mit Juniperus bestanden. Das Aufschlussprofil wird

jedoch nicht durch heutige Baumwurzeln gestört. Die obersten 250 cm des Profils werden durch wenig verwitterte, gräuliche lateroglaziale Sedimente gestellt. Darunter folgt eine etwa 50 cm mächtige lakustrine Sedimente. Diese werden von einer etwa 500 cm tiefen, stärker verwitterten, dunkelgrau-bräunlichen Horizontabfolge unterlagert, die horizontal über mehrere Dekameter in der Ufermoräne verfolgt werden kann. Im obersten Abschnitt dieser Lage ragen mehrere Baumstrünke aus dem Aufschlußprofil, die zur Datierung beprobt wurden. Das Alter des Holzstrunkes wurde auf 1480 ± 30 ^{14}C Jahre vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover datiert (kalibriertes Zeitintervall AD 545–635) und ist damit ein Mindestalter für die darunter liegende Moräne sowie ein Maximalalter für den folgenden Gletschervorstoß. Der Vorstoß wurde durch die Moränen kanalisiert und übertraf die Höhe des vorherigen Gletscherhochstandes. Von MEINERS (1996) wird die Hauptufermoräne nach der Glazialchronologie von KUHLE (1994) in ein historisch-neoglaziales Stadium eingeordnet.



L. Iturrizaga

Abb. 4.4.6.2: Ufermoränenaufschluss am Momhil-Gletscher in 3650 m

Der Ufermoränenaufbau erfolgt am Momhil-Gletscher großteils durch Überschüttung oder Resedimentation und Pressungsvorgänge älterer Lateralmoränen. Wohl ausgeprägte Ufermoränenanlagerungen sind aufgrund der Talenge kaum anzutreffen. Häufig sind die steilen Moränenkliffs jedoch en bloc abgesackt. Nur wenige 100 m talabwärts der Probenlokalität ist solch eine Nachbruchstelle vorhanden. Es ist also auch in diesem Abschnitt nicht auszuschließen, dass der Aufschluss erst in jüngerer Zeit freigelegt wurde. Des Weiteren ist von benachbarten Gletschern ersichtlich (s. Pumari Chhish-Gletschersurge), dass die Gletscheroberfläche innerhalb kürzester Zeiträume über Vertikalbeträge von über 50 m schwanken kann. Bei diesen surgeartigen Aufhöhungen wird tendenziell mehr Material erodiert als angelagert, so dass jüngere Gletscherschwankungen nicht mehr ihr Abbild in den Ufermoränen finden. Die Datierung impliziert, dass der Ufermoränenkomplex schon vor 1480 v.h. aufgeschüttet wurde. Die nachfolgenden Gletschervorstöße modifizierten lediglich die proximalen Ufermoränenhänge. Nichtsdestotrotz können jüngere Gletschervorstöße

durchaus den Ufermoränenfirst erreicht haben, wie das Fallbeispiel am Pumari Chhish-Gletscher gezeigt hat. Die kurzzeitigen Surgebewegungen lagern kaum Material an, sondern legen immer ältere Ufermoränenschichten frei.



Photo 4.4.6.9 (links): Blick von der linken Ufermoränenkante auf den 70 m hohen und bis zu 70°-90° geneigten Ufermoräneninnenhang des Momhil-Gletschers. Etwa 3 m unterhalb der Ufermoränenkante lugen fossile Baumstrünke (♠) aus dem Aufschluss, die in einem dunkleren verwitterten Bodenhorizont (○) eingebettet sind. Sie besitzen ein ^{14}C -Alter von 1495 \pm 45 Jahren. Dieses Alter gibt ein Minimalalter der darunterliegenden Moräne sowie ein Maximalalter des darauffolgenden Gletschervorstoßes unter der Annahme, dass der Baum ehemals auf dem Ufermoränenaussenhang wurzelte und nicht aus dem Nebental oder über den supraglazialen Transportweg in die Ufermoräne gelangte. Die organische Lage wird überlagert von Seesedimenten (↙). Siehe Person als Größenvergleich (†). Mein Dank gilt den Herren Shambi Khan, Farhad Karim und Ali (Shimshal) für die riskante Probenentnahme. Aufnahme: L. Iturrizaga 29.07.2001/21.

Photo 4.4.6.10: Die Ufermoräne weist im Randbereich große Zerrungsspalten auf. Die Ufermoräneninnenhänge brechen sukzessive nach und ältere Schichten der Moränenpartien werden freigelegt. Aufnahme: L. Iturrizaga 29.07.2001/27.



Photo 4.4.6.11: Blick aus 3000m auf die Momhil-Gletscherzunge (□) in Richtung des Shimshal-Tales (↓). Die Talflanken sind beidseits mit zum Teil sehr mächtigen Morärentapeten (↙↘) verkleidet. Der Ausräum zwischen Gletscher und der rechten moränenbedeckten Talflanke (↘) ist durch das Rückschmelzen des Momhil-Gletschers bedingt und nicht primär durch Ablationsprozesse, die auf die Abstrahlung des Lockergesteines zurückgehen. Aufnahme: L. Iturrizaga 25.07.2001/36.



Photo 4.4.6.12: Blick aus 3650m auf die Momhil-Gletscher-zunge (□) in 2860 m. Im Gletschervorfeld und in dem Talabschnitt, der zum Shimshal-Tal hinleitet, sind die vorzeitlichen lateroglazialen Sedimente asymmetrisch verteilt: Während auf der rechten Talseite ausladende Moränenleisten (↘) die Talflanke verkleiden, ist die linke Talflanke vom Gletscher unter-schnitten worden und glazigene Schutthalden (△) säumen den Hangfuß. Aufnahme: L. Iturrizaga 27.07.2001/12.



Photo 4.4.6.13: Blick auf die rezente Momhil-Gletscherzunge, die eingerahmt wird von den steilen moränenverkleideten Talflanken. Sie erlauben nur bedingt die Ausbildung von Eisrandtälern. Aufnahme: L. Iturrizaga 25.07.2001/5.

Almsiedlungen am Momhil-Gletscher: Die Bergregionen am Momhil-Gletscher werden derzeit nicht für die Almwirtschaft genutzt. Die einzige Behausungsform befindet sich auf der rechten Momhil-Gletscherseite in 3650 m in Momhil in Form von zwei kleinen verfallenen Häuschen. Sie dienen derzeit Jägern und Holzfällern zur Unterkunft. Am Momhil-Gletscher fehlen ausgedehnte Weideflächen für die Tiere. Für Yaks sind die potentiellen Almgebiete mit Höhen von unter 4000 m bereits sehr tief gelegen im Vergleich zu anderen shimshalischen Weidegebieten. Der stark schuttbedeckte Momhil-Gletscher ist für Tiere gut gangbar, jedoch gibt es für die Tiere keine Möglichkeit die steilen Ufermoräneninnenhänge zu erklimmen, die zu den kleinen Eisrandtalsegmenten führen.

4.4.7 Lupghar-Gletscher

• Ufermoränenanlagerung • Kame-Blockgletscher • Nachsackungskegel • Ufermoränenneubildung • Bogenufermoränen • überfahrene Ufermoränenkomplexe • ^{14}C -Datierung von fossilen Holzstrünken • Schutthaldenufermoräne • Sichelmoräne

Der Lupghar-Gletscher (Lup = groß (Wakhi), ghar = Stein) ist mit 12 km Länge der kürzeste unter den untersuchten Shimshal-Gletschern. Mauerartig ragt das dreigipfelige Lupghar-Massiv (7200 m) mit dem Dut Sar (6858 m) im Nordosten über den schmalen Gletscherstrom, der erst in 4500 m weit unterhalb der Schneegrenze einsetzt (Photo 4.4.7.1). Dreiviertel der Gletscheroberfläche dieses Lawinenkesselgletschers ist verschuttet, wobei es sich hauptsächlich um Schieferschutt handelt. Das Gletscherende stirnt in 3400 m und damit etwa 1000 m höher als der naheliegende, ihm ähnliche Ghulkin-Gletscher auf der Batura-Ostabdachung. Von VISSER (1938) wird eine Endmoränenlage in 3050 m Höhe im Jahre 1925 beschrieben, so dass der Gletscher zu dieser Zeit mehrere Kilometer

talauswärts reichte. Die Breite des Lupghar-Gletschers beläuft sich auf wenige hundert Meter und ist noch schmäler als der benachbarte Momhil-Gletscher. Das Talgefäß selbst ist allerdings vergleichsweise weiträumig, so dass Raum für lateroglaziale Ablagerungen zur Verfügung steht. Das Tal verengt sich unterhalb der Gletscherzunge flaschenhalsförmig und geht hier in einen Schluchtbereich über. Das Lupghar-Tal weist keine Neben- oder Stichtäler auf, die zum Schutteintrag der lateroglazialen Komplexe beitragen. Die Einzugsbereichshöhen der angrenzenden Talflanken liegen im Bereich des Gletscherstroms unter 5500 m und sind unvergletschert. Die Morphodynamik in Form von Muren, Lawinen und Steinschlag, wie an den anderen Shimshal-Gletschern präsent ist, ist besonders auf der rechten Lupghar-Talseite gering. So geht der Obermoränenschutt, der später in die Ufermoränen transferiert wird, in erster Linie auf Eislawinen zurück. Zwischen 4000 m – 4300 m Basishöhe säumen auf der Lupghar-Ostseite Blockgletscher die Taflanken. Sie sind z.T. unmittelbar mit den Ufermoränen des Lupghar-Gletschers verzahnt (Kap. 5.4).

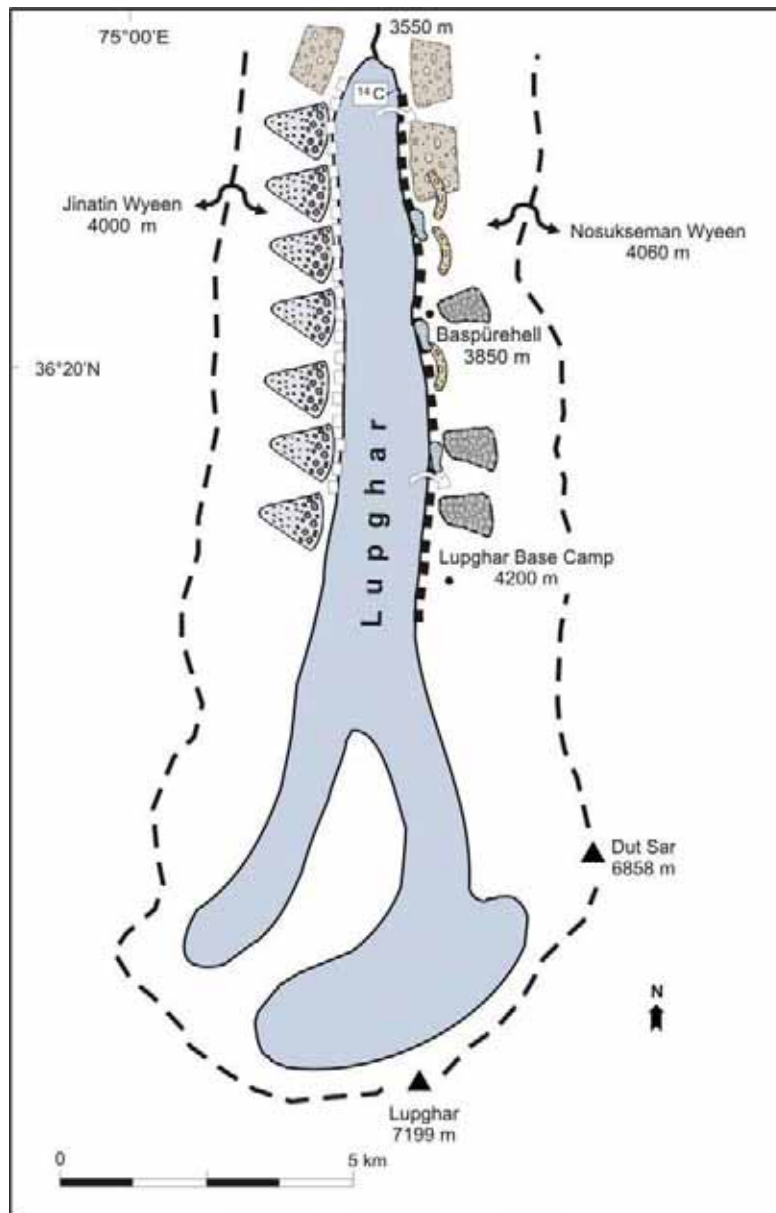


Abb. 4.4.7.1: Verbreitung der lateroglazialen Sedimente am Lupghar-Gletscher (Legende s. Abb. 4.1)

Die Zwischentalgratscheide zwischen Momhil- und Lupghar ist, wie der östlich gelegene Lupghar-Pass, ein eiszeitlicher Transfluenzpass. Auf der rechten Lupghar-Seite ist die flach geneigte, weitläufige Talflanke mit Grundmoränenmaterial verkleidet (Photo 4.4.7.4). Bei der Hochalm Sürehell (4155 m) ist ein Moränenwall abgelagert. Auf dem rechten Schichtflächenhang kommen zwischen 3500 m und 4000 m vergleichsweise viele *Juniperus*-Bäume vor. Insbesondere in einer Höhe von 3650 m stehen im lateroglazialen Bereich ältere Exemplare, die sich zur Altersdatierung eignen würden.



Photo 4.4.7.1: Überblicksaufnahme über den Lupghar-Gletscher und seinem lateroglazialen Sedimentationsumfeld, das von seinem Formenschatz sehr ungleichmäßig gestaltet ist. Während auf der rechten Lupghar-Talseite Moränenanlagerungen (↙) im Eisrandtal dominieren, befinden sich auf der linken, steileren Lupghar-Talseite untereinander geschaltete Ufermoränenleisten (↘). Im Hintergrund ragt das Lupghar-Massiv (7200 m) auf. Aufnahme: L. Iturrizaga 02.08.2001/36-37.

Die lateroglazialen Sedimentationskomplexe

Die lateroglaziale Sedimentationsverbreitung am Lupghar-Gletscher zeigt sich – in Anlehnung an die Talstruktur – asymmetrisch. Auf der westexponierten, flacher geneigten Lupghar-Talseite ist ein breiter, mehrphasiger Ufermoränenkomplex mit hintergeschaltetem Eisrandtal ausgebildet (Photo 4.4.7.4). Auf der ostexponierten steilflankigen Lupghar-Gletscherseite sind die Ufermoränen hingegen unmittelbar mit den auf sie eingestellten Schutthalden serienförmig verquickt. Ufermoränen und korrespondierende Eisrandtäler sind nur stellenweise vorhanden. Als Charakteristikum der Schutthalden sind die markanten sichelförmigen Zerrungsklüfte hervorzuheben, die die Kegelkörper im unteren Drittel über mehrere hundert Meter durchziehen (Photo 4.4.7.2). Ihre Genese ist auf den Verlust des Eiswiderlagers zurückzuführen. Es sind hier deutlich zwei untereinander liegende Ufermoränenniveaus voneinander zu isolieren.



Photo 4.4.7.2: Girlandenförmig sind die Ufermoränenleisten (↘) auf der linken Lupghar-Talseite oberhalb der Gletscherzunge drapiert. Mindestens zwei Hauptufermoränengenerationen lassen sich differenzieren. Die Hangschuttkegel überziehen bereits in großen Teilen die lateroglazialen Ablagerungen. Aufnahme: L. Iturrizaga 31.07.2001/25.

Das ostseitige Eisrandtal begleitet den Gletscher nahezu durchgehend von einer Höhe von 3600 m bis 4200 m (Photo 4.4.7.1). Unterbrechungen durch Kamekegel erfolgen nicht, mit Ausnahme eines Blockgletschervorstosses (s.u.). Die Ufermoräne ist als bis zu mehrere Dekameter hohe scharfgratige, aber zumeist unregelmäßige Giebelmoräne ausgebildet. Sie ist vielerorts in einzelne Komplexe segmentiert und spiegelt die Uneinheitlichkeit der Gletscheroberfläche wieder, da an ihrem Aufbau supraglaziale Prozesse eine entscheidende Rolle gespielt haben. In einer Höhe von 3750 m geht die Giebelmoräne in den unteren 2 km des Lupghar-Gletschers in eine bis zu 150 m breite flatschenförmige Buckelmoräne über (Photo 4.4.7.3), die intern noch einmal leicht zertalt ist. Diese Form ist bemerkenswert. Sie wurde an keinem der anderen untersuchten Karakorum-Gletscher gesichtet. Sie stellt einen weit ausladenden Ufermoränenkomplex dar, der vom Gletscher wiederum vor nicht all zu langer Zeit überfahren und verebnet wurde.



Photo 4.4.7.3: Die rechte Ufermoräne des Lupghar-Gletschers (□) ist im Zungenendbereich im Gegensatz zur weiter talaufwärtigen spitzwinkligen Giebelufermoräne stark abgeplattet (↷). Die Lupghar-Gletscherzunge könnte hier die Ufermoräne überfahren und im unteren Bereich nachträglich unterschritten haben. Aufnahme: L. Iturrizaga 02.08.2004/2/37.

Die Ufermoräne: Die Hauptufermoräne ist vorwiegend aus Schieferschutt aufgebaut. Bei Baspürehell (3805 m) misst der Außenhang der Giebelufermoräne eine Höhe von 30 m. Der Innenhang ist bis zu mehrere Dekameter eisfrei. Der plattige Schieferschutt bedingt eine geschichtete, dachziegelartige Lagerung. Die Platten überschreiten die Mannsgröße nicht. In 4025 m weist die Hauptufermoräne einen zackenförmigen Firstverlauf auf, z.T. sind zwei bis drei Firste hintereinander geschaltet. Der Ufermoräneninnenhang besitzt eine Neigung von 70° und der Außenhang von 40° auf. Die Innenhänge sind kaum zerrunzt. Mancherorts sind die Ufermoräneninnenhänge allerdings auch flacher als die Außenhänge.

Dominant ist am Lupghar-Gletscher die Ausbildung von Ufermoränenanlagerungen in Form von mehrkämmigen Ufermoränenfirsten, wobei die einzelnen Ufermoränen überschüttete Ufermoränenindividuen enthalten können. An der Hauptufermoräne sind zumeist zwei, klar differenzierbare Stadien scheibenförmig aneinandergelagert. Die Ufermoräne des jüngeren Gletschervorstosses übersteigt zumeist die Höhe der älteren und bildet absteigende Ufermoränenanlagerung aus. Diese Abfolge ist für schmale Talgefäße aufgrund der Kanalisierungseffekte typisch.

Die Verzahnung von Ufermoräne und Hangmoräne gestaltet sich am Lupghar-Gletscher unscheinbar. Die Hangmoränen sind als deckenartiger Schleier überliefert, der nahtlos in das Eisrandtal übergeht. An der rechten Talflanke sind jenseits der Hauptufermoräne verschiedene ältere Ufermoränenstadien in gut konsolidierter Wall- und Leistenform am Hang überliefert. So schmiegt sich in 3650 m – 3700 m ein weiterer Ufermoränenwall an die Talflanke an. Auch die Alm Baspürehell (3805 m) (Baspürehell (Wakhi) = Alm des Adlers) ist auf einer walrückenförmigen Moränenakkumulation im Eisrandtal postiert (Photo 4.4.7.4). Oberhalb von Baspürehell zeichnet sich in 3900 m an der Talflanke, über 50 m – 80 m über dem Eisrandtalboden eine sichelförmige Moränenanlagerung ab, die die Talflanke schleierartig verkleidet.

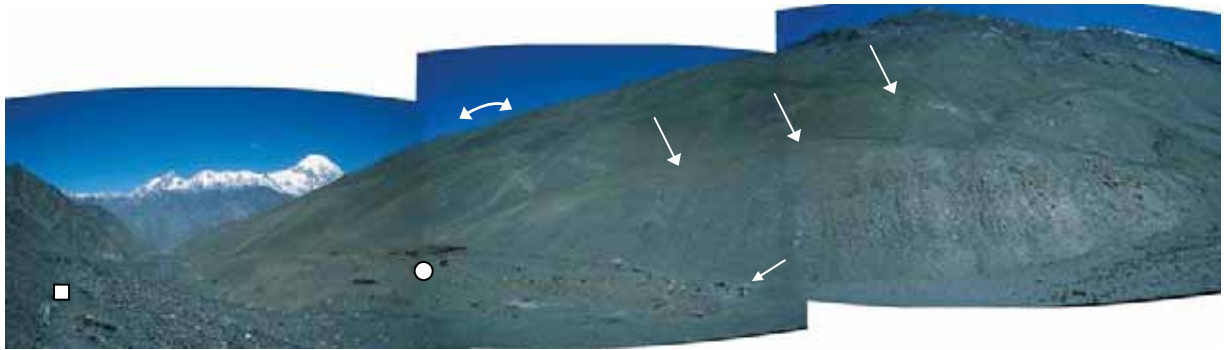


Photo 4.4.7.4: Das rechte Eisrandtal bei der Alm Baspürehell (3805 m) von der rechten Lupghar-Ufermoräne aus gesehen. An der Talflanke setzen sich hier die Grundmoränenverkleidungen fort (↶). Sie schmiegen sich scheibenförmig an den Hang an. Die oberen Partien ziehen zum Teil leistenartig am Hang entlang und spiegeln ältere Eisrandtalniveaus wieder. Die Alm Baspürehell ist auf einem jüngeren Ufermoränenkomplex (○) postiert, von der der Lupghar-Gletscher (□) derweil zurückgewichen ist. Eiszeitlich wurde die rechte Lupghar-Talflanke vom Gletscher überfahren (↷). Siehe Zelte als Größenvergleich (↶). Aufnahme: L. Iturrizaga 02.08.2001/3/23-25.



Photo 4.4.7.5: Blick aus 3650 m oberhalb der Lupghar-Gletscherzunge (↘) gen N in das Shimshal-Tal. Der unvergletscherte Teil des Lupghar-Tals ist ähnlich wie im Momhil-Tal ausgekleidet mit relikten lateroglazialen Sedimentkomplexen (↙). Im Hintergrund sind die Grundmoränenverkleidungen des einstigen Shimshal-Talglaciers zu erkennen. Auf diesem Niveau verlief ein eiszeitliches Eisrandtal (↓). Auf der rechten Lupghar-Talflanke stehen eine der ältesten Juniperus-Bäume der Talschaft Shimshal. Aufnahme: L. Iturrizaga 02.08.2004/10.

Beobachtungen zur Ufermoränenneubildung: Im oberen Abschnitt in einer Höhe von 4050 m wird das Eisrandtal vom Gletscher durchbrochen und es kommt zur Ufermoränenneubildung (Photo 4.4.7.6). Der rezente Ufermoränenaufbau geht von einer stark verschutteten Gletscheroberfläche aus. Bei der ersten Anhäufung der Ufermoräne erfolgt eine Gradierung des Schuttes und es bildet sich eine Schutthaldenufermoräne. Stellenweise bäumt sich die Oberfläche walrückenartig über eine Länge von einigen Dekametern auf (Photo 4.4.7.7). Besonders markant ist eine stark zerspaltete Aufwölbung in 4200 m, die hahnenkammartig aus der Gletscheroberfläche herausragt. Im Oberlauf des Gletschers überragt das Eis partienweise die Ufermoräne, so dass Ufermoränenüberschüttungen die Folge sind, während die Gletscheroberfläche im Unterlauf durchgängig mehrere Dekameter unter dem

Ufermoränenfirst liegt. Das Eisrandtal ist vielerorts mit Seesedimenten verfüllt, die zum Teil auf Abschnürungen durch seitliche Gletscherausstülpungen zurückgehen.

Wie auch am Momhil-Gletscher verliert sich die Hauptufermoränenfassung zum Gletscherzungenende hin und die mächtigen Hangmoränen an den Talflanken dominieren den lateroglazialen Bereich. Im Unterlauf sind bis zu einem Dutzend Ufermoränenstadien zu unterscheiden. Die Lupghar-Gletscherzunge ist deutlich abgesetzt von der Moränenfassung. Im unterhalb der Gletscherzunge folgenden Schluchtbereich verlaufen an den Talflanken relikte Eisrandtalansätze.



Photo 4.4.7.6: Initialstadium der Ausbildung einer Randmoräne. Der Schieferschutt gleitet an den steilen Eisflächen des Lupghar-Gletschers ab und wird schutthaldenförmig an der Basis aufgetürmt (↙). Zugleich riegelt der seitlich ausscherende Eislobus den Abfluss des Eisrandtales ab (↘), die zu temporären Seeaufstauungen (○) führen. Aufnahme: L. Iturrizaga 03.08.01/24.



Photo 4.4.7.7: Der Lupghar-Gletscher überschüttet rezent seine Ufermoräne durch supraglaziale Schüttungen bzw. baut neue Ufermoränen auf (↙). Der Gletscher wird primär durch Eislawinen (↘) ernährt, die eine vergleichsweise unregelmäßige Eiszufuhr gewährleisten. Die Gletscheroberfläche ist zum Teil stark hügelig aufgewölbt mit Eisbuckeln von mehreren Dekametern Höhe (↓), die über das derzeitige Ufermoränen-niveau bei weitem hinaufragen. Aufnahme: L. Iturrizaga 0.08.2001/16.



Photo 4.4.7.8: Der Lupghar-Gletscher wird von Bogenufermoränen (↷) begleitet. Die Lupghar-Gletscheroberfläche ist entsprechend hügelig ausgebildet, die der Moränenform Rechnung trägt. Blick aus 4000 m auf den Lupghar-Gletscher. Aufnahme: L. Iturrizaga 01.08.2001/2/35.



Photo 4.4.7.9: Blick vom rechten Lupghar-Ufermoränenfirst in das Eisrandtal unterhalb der Alm Baspürehell. Die rechte Talflanke ist mit Grundmoränenmaterial verkleidet. Rund 300 m über der Tiefenlinie verlief das spätglaziale Eisrandtal (↯). Im Ufertalboden sind hangwärts Ufermoränenwälle abgelagert (↘), die älter als die Hauptufermoräne sind und die heute bereits weitgehend einsedimentiert sind. Sie zeugen möglicherweise von einer kleineren Eisausdehnung vor dem Little Ice Age. Vereinzelt wurzeln dickstämmige Juniperus-Bäume an dem Hang, Relikte einer einstig geschlosseneren Bewaldung. Aufnahme: L. Iturrizaga 02.08.01/3/01

Blockgletscher: Auf der westexponierten Lupghar-Gletscherseite sind zwischen 3900 m und 4200 m Basishöhe vier Blockgletscher ausgebildet (Kap. 5.4). Es wird in der Literatur zumeist zwischen *glacier derived- / morainic* und *talus-derived rock glaciers* unterschieden (BARSCH 1993, WHALLEY 2001). Die am Lupghar-Gletscher vorliegenden Blockgletscher können als gletschergedämmte oder moränengedämmte Blockgletscher (Kame-Blockgletscher) interpretiert werden (Photos 4.4.7.10 & 11). Die Schuttkörper, die den Blockgletschern vorausgingen, wurden bei höherem Gletscherstand in Form von

Kamekegeln gegen den Gletscher bzw. gegen die Ufermoräne geschüttet. Der Rückstau sowie die glazigene Einfassung der Schuttmassen waren der Blockgletscherbildung förderlich. Die Blockgletscher gehen nicht aus einer Karmulde hervor, sondern aus einer gestreckten Schutthaldenflanke. Bis zu 40 m hohe Stirnseiten umkränzen die Blockgletscher. Die Steilkanten stellen Relikte ehemaliger Ufermoränenfassungen dar. Die alten Ufermoränenleisten formieren sich scheibenförmig an der Blockgletscherstirn.



Photo 4.4.7.10: Auf der rechten Lupghar-Gletscherseite befindet sich im lateroglazialen Bereich ein Kameblockgletscher (⇒). Der Blockgletscher setzt sich vornehmlich aus sehr plattigem Schieferschutt zusammen. Der Steilhang zeichnet das ehemalige Gletscherwiderlager nach und weist einen vergleichsweise geringen Feinmaterialgehalt auf. Der Lupghar-Gletscher hat seine ursprüngliche Ufermoräne durchbrochen und schüttet nun eine neue Randmoräne auf. Im Hintergrund ist der Karun Koh (7164 m) zu sehen. Aufnahme: L. Iturrizaga 03.08.2004/16.



Photo 4.4.7.11: Auf der rechten W-exponierten Talseite begleiten mehrere Blockgletscher in einer Höhenlage um die 4000 m – 4400 m den Lupghar-Gletscher im lateroglazialen Bereich. Ihre Entstehung geht mit auf das vorzeitliche Eiswiderlager zurück, das vermutlich zur Zeit des Girgindil-Stadiums bestand. Aufnahme: L. Iturrizaga 03.08.2001.

Altersbestimmung der Ufermoräne mittels ^{14}C -Datierung

Etwa 1 km taleinwärts der Gletscherzunge in 3560 m Höhe wurde an der Basis eines rund 50 m hohen Ufermoräneninnenhangsaufschlusses ein fossiler Holzstrunk entdeckt (Photo 4.4.7.12). Er ragt horizontal aus der steilwandigen Ufermoräne heraus. Die Gletscheroberfläche liegt nur wenige Meter unterhalb des Aufschlusses, so dass der Zeitpunkt der Freilegung des Holzstammes zeitlich nicht weit zurückliegen kann. Der etwa 30 cm im Durchmesser messende Holzstrunk wurde auf 800 ± 45 ^{14}C Jahre (kalibriertes Zeitintervall AD 1215 – 1280) vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover datiert. Die nachfolgenden Gletschervorstöße haben die darüber liegenden, über 30 m mächtigen Moränensequenzen hinterlassen. Von MEINERS (1996) wird auch diese Ufermoräne auf relativem Wege einem historisch/neoglazialen Stadium zugeordnet bzw. zum Teil auch in das Little Ice Age und jünger.

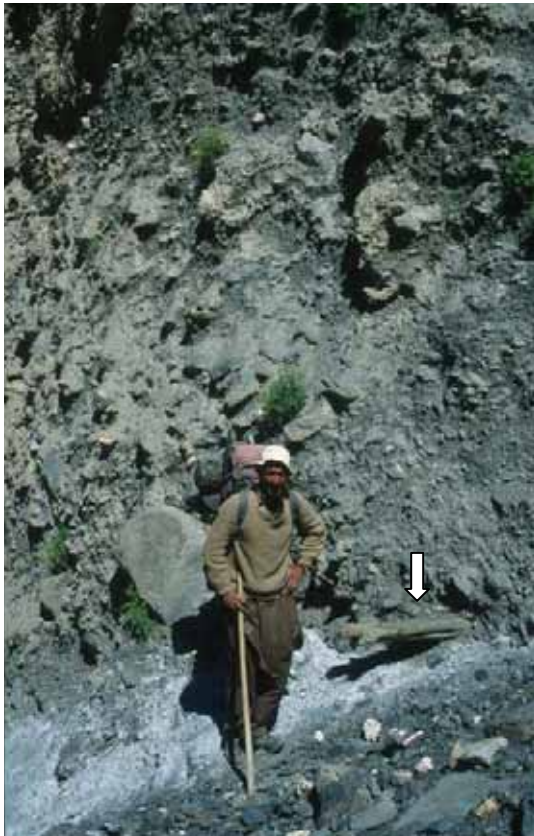


Photo 4.4.7.12: An der Basis des rechten Ufermoräneninnenhangs in 3560 m ragt ein fossiler Holzstrunk (\Downarrow) aus der Moräne (800 ± 45 ^{14}C Jahre). Die Fundlokalität befindet sich jenseits von Schutteinträgen durch Sedimentkegel und Hangschuttlieferungen, so dass eine hangiale Zulieferung weitgehend ausgeschlossen werden kann. Es ist jedoch nicht ganz auszuschließen, dass der Holzstamm durch Lawinentransport in die Ufermoräne gelangte. Der Baumstamm steht nicht in Verbindung mit einem fossilen Bodenhorizont, so dass davon ausgegangen werden kann, dass der Baumstrunk vom Gletscher transportiert wurde und nicht durch Überschüttungen auf dem Ufermoränenaußenhang einsedimentiert wurde. Aufnahme: L. Iturrizaga 04.08.2001/12.

Unabdingbar für die Rekonstruktion der jüngeren Gletschergeschichte ist zu klären, ob es sich bei der datierten Ufermoräne um eine sukzessiv von unten nach oben gewachsene Ufermoräne handelt oder um eine Form der Ufermoränenanlagerung. Leider existieren jedoch häufig sehr komplexe Mischformen aus geschütteten Ufermoränen, an die jüngere Ufermoränensequenzen angelagert wurden. Es kann nun auch der Fall sein, dass jüngere Moränenanlagerungen an die aufgeschüttete Haupt-

ufermoräne bis zur Unkenntlichkeit wegerodiert worden sind und der Ufermoräneninnenhang sich als einheitliche Ufersteilkante zeigt. In diesem Fall ist zu beachten, dass die moränischen Sedimente an der Basis jünger sind als die darüberliegende Moränenpartie. Bei der Probenfundstelle am Lupghar-Gletscher ist dieser Sachverhalt nicht auszuschließen. Die Gletscherschwankungen im Zungenbereich durchlaufen generell eine höhere Vertikalamplitude als gletschereinwärts, so dass hier Moränenanlagerungen gehäuft vorzufinden sind.

Die Almen im Eisrandtal: Am Lupghar-Gletscher befinden sich zwei Almsiedlungen, Baspürehell (3805 m) und Sürehell (4145 m). Baspürehell ist die größte Alm der sieben untersuchten Shimshal-Gletscher. Sie wurde im Sommer 2001 von neun Frauen bewirtschaftet. Ziegen, Schafe und Yaks werden dort gehalten. Die Käseherstellung nimmt einen bedeutenden Platz ein. Die Alm ist in Bezug auf Massenbewegungen sehr sicher gelegen, allerdings ist die direkte Zugänglichkeit vom Shimshal-Tal durch steile Felspassagen und Schutthalden im unteren Talabschnitt erschwert. Für Tiere ist der oftmals aussetzende Weg im unteren Teil zu großen Teilen ungangbar. Dies erfordert, dass die Almhirtinnen mit den Tieren aus dem Lupghar-Tal über zwei hohe Pässe wandern müssen, um in das Hauptdorf Shimshal zu gelangen.

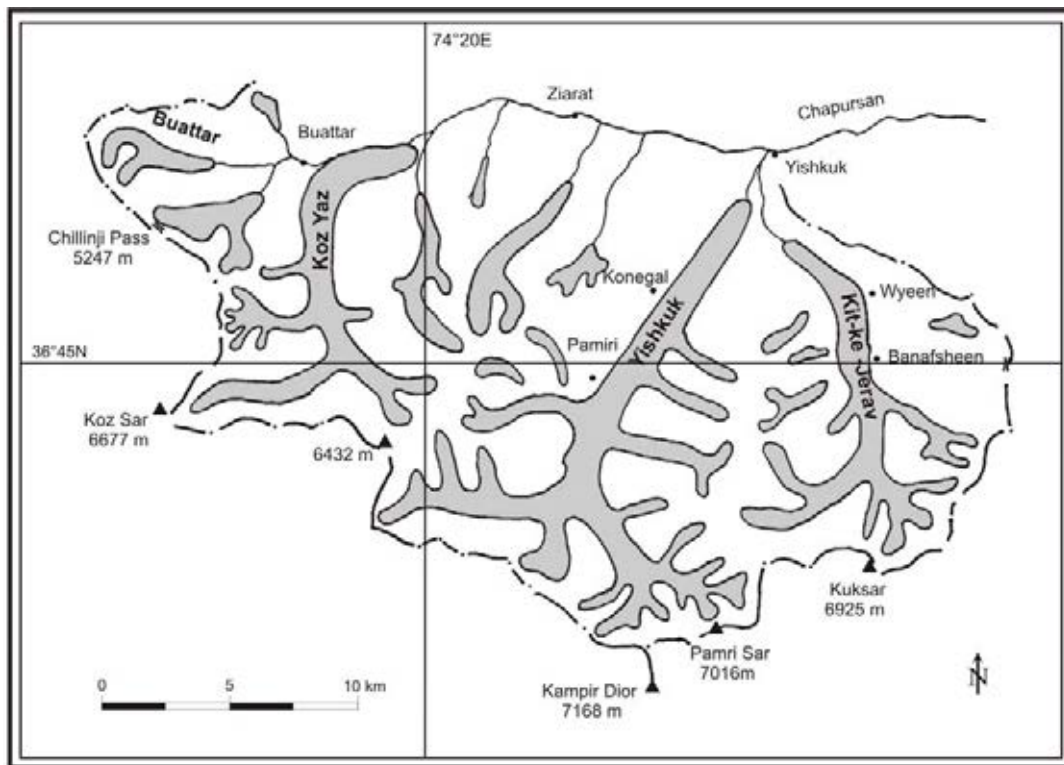


Photo 4.4.7.13: Steinschlagabgänge (↙), wie sie hier gerade in dem Bild durch die Staubwolke erkenntlich sind, tragen neben den Mur- und Lawinengängen zum Aufbau der Eisrandtäler bei. In diesem Fall handelt es sich um durch nivale Schmelzwasserabgänge ausgelöste Steinschläge in einer Höhenlage von 4500 m. Sie kommen sehr häufig zur Mittagszeit in den Süd- und West-exponierten Einzugsbereichskesseln vor. Aufnahme: L. Iturrizaga 03.08.2001/5.

4.5 Die Eisrandtäler der Batura-Lupghar-Kette (Chapursan-Tal)

Das 70 km lange Chapursan-Tal ist neben dem Ghujerab-Tal das nördlichste größere Längstal im NW-Karakorum. Mit einer Talbodenhöhe von 2850 m an der Konfluenz zum Hunza-Tal und 3600 m am Koz Yaz-Gletscher verläuft es parallel zum südlich gelegenen Batura-Gletscher, ist jedoch selbst - mit Ausnahme des Talschlusses - unvergletschert. Eiszeitlich hingegen belegt die mächtige Hangmoränenverkleidung eine mindestens 1000 m hohe Gletscherverfüllung. Das Tal ist im mittleren und unteren Abschnitt mit mächtigen Seesedimenten ausgekleidet, wobei letztere durch den Hauptgletscher aufgestaut worden sein könnten. Ehemals floss der Kundil-Gletscher herunter in das Haupttal und dämmte das Chapursan-Tal unterhalb von Yarzerich (3105 m). Hohe Lateralmoränen zeugen heute von diesem Damm.

Drei größere tributäre Gletscher fließen von der N-Abdachung der Batura-Lupghar-Kette hinab: der 15 km lange Kit-ke-Jerav-Gletscher, der 20 km lange Yishkuk- und der im Talschluss des Chapursan-Tals liegende 18 km lange Koz Yaz-Gletscher. SCHOMBERG (1936) beschreibt alle Gletscher im Chapursan-Tal als im Rückzug befindlich. Nichtsdestotrotz scheinen sich ganz markante Vorstoßbewegungen – wahrscheinlich im 19. Jhd. – vollzogen zu haben.



L. Iturrizaga

Abb. 4.5.1: Übersichtskarte des oberen Chapursan-Tals

Das Chapursan-Tal hebt sich in seinem Landschaftscharakter deutlich von den südlich gelegeneren Karakorum-Talschaften ab. Die Einheimischen berichten von einem merklich kälteren Klima als im Hunza-Tal in gleicher Höhenlage. Mit seinen moderateren Relieferhebungen steht es in topographischer Hinsicht den Talschaften des Hindukusch nahe. Der höchste Gipfel ist der Kampir Dior (7168 m) am Yishkuk-Gletscher. Das Haupttal hingegen ist auf der Südseite lediglich von einem 6000 m hohen Gipfel flankiert, während die Nordseite in dem 5405 m hohen Reshiti Pur Sar ihre höchste Kulmination findet. Das Chapursan-Tal liegt bereits merklich im Regenschatten der Batura- und Lupghar-Kette und ist ausgesprochen trocken. Während im östlich benachbarten Shimshal-Tal in den Gletscherbereichen noch vereinzelt Juniperus-Bäume vorkommen und das unmittelbar westlich

anschließende Karambar-Tal dicht bewaldete Eisrandtäler aufweist, ist das Chapursan-Tal in den lateroglazialen Bereichen wald- und auch fast baumfrei. Zu berücksichtigen ist bei beiden Gletschern, dass hier Eisrandtalabschnitte betrachtet werden, die für die Karakorum-Gletscher bereits relativ hoch gelegen sind, d.h. oberhalb der Optimalausbildungszone für Eisrandtäler. Das Chapursan-Tal wurde in den Sommern 2000, 2002, 2003 und 2004 zu Feldarbeiten aufgesucht.

Die Photographien von Capt. C.J. MORRIS aus dem Jahre 1927 (RGS-Archiv 088327, 088321) zeigen den Yishkuk-Gletscher in nahezu der gleichen Lage wie heute. Weitere Aufnahmen zeigen die Gletscherzunge des Beskiyenj Gletschers (RGS-Archiv 088325). Des Weiteren haben STEIN (1928) im Jahre 1913 und TILMAN (1951) im Jahre 1947 das Chapursan-Tal besucht. SCHOMBERG (1935) kam über den Kermin-Pass in das Chapursan-Tal und verließ es über den Kit-ke-Jerav-Gletscher via dem Lupghar-Pass. Er beschreibt den Yishkuk-Gletscher als stark zurückweichenden Gletscher.

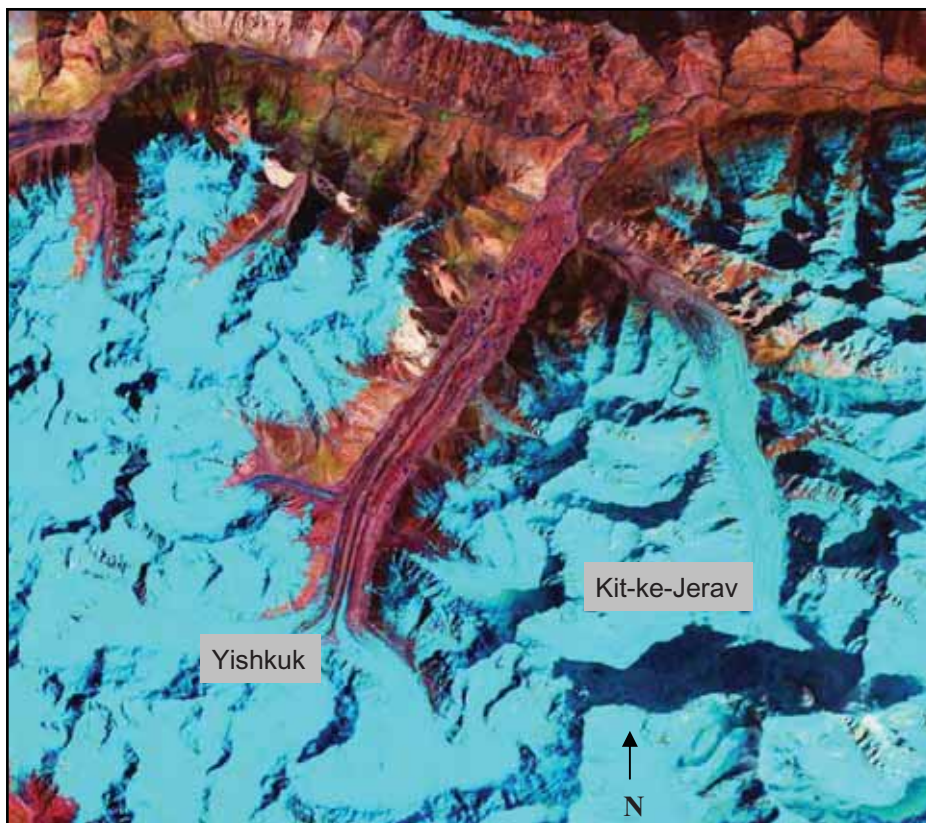


Abb. 4.5.2: Die LANDSAT 4/5-Szene von 1990 zeigt den Kit-ke-Jerav-Gletscher als Blankeisgletscher, während er 13 Jahre später eine mächtige Obermoränenbedeckung aufwies. Der Yishkuk-Gletscher zeigt eine Vielzahl von supraglazialen Seen im unteren Gletscherabschnitt, die ebenfalls auf einen jüngeren Gletscherrückzug hindeuten.

4.5.1 Yishkuk-Gletscher

- Spuren markanter rezenter Gletscheraufhöhungen
- Zerstörung historischer Eisrandtäler
- chaotische lateroglaziale Ablagerungslandschaft
- geringe Verbreitung der Eisrandtäler

Der Yishkuk-Gletscher (Wakhi: *yish* = Eis, *kuk* = Quelle; auch Yashkuk-Gletscher) ist mit rund 20 km Länge der längste Gletscher im Chapursan-Tal. Er wird im Talschluss vom 7016 m hohen Pamri Sar und 7168 m hohen Kampir Dior eingerahmt, die von dem Gletscherstrom mauerartig emporragen

(Photo 4.5.1.1). Es handelt sich um einen zusammengesetzten Lawinenkesselgletscher, der durch den West- und Ost-Yishkuk-Gletscher genährt wird. Weiterhin erhält der Gletscher auf der linken Seite Zufluss vom Pamri-Gletscher. Auf der rechten Yishkuk-Gletscherseite verlieren die Nebentalgletscher langsam den Kontakt zum Hauptgletscher und gehen in blockgletscher-artige Ausbildungen über. Das lateroglaziale Umfeld des Yishkuk-Gletschers ist weitgehend unbewaldet. Nur vereinzelt sind zwischen 3700 m und 4000 m Juniperus-Bäume vorzufinden. Im lateroglazialen Bereich finden sich allerdings dickstämmige Juniperus-Baumleichen beidseits in den Eisrandtälern, die von einem ehemaligen Waldbestand zeugen.



Photo 4.5.1.1: Der obere Einzugsbereich des Yishkuk-Gletschers reicht über 7000 m auf und fällt in bis zu knapp 3000 m hohen Steiflanken zum Gletscher hin ab. Die Eislawinen tragen mit zu der bemerkenswert grobblockigen Obermoränenbedeckung des Yishkuk-Gletschers bei. Die lateroglazialen Sedimente sind in diesem Bereich nur noch als Ufermoränenleisten ausgebildet. Aufnahme: L. Iturrizaga 04.09.2003/10.



Photo 4.5.1.2: Übersichtspanorama über die rechte Yishkuk-Talseite. Schuttkegel sind in das Eisrandtal eingestellt. Es besteht kein kontinuierliches Eisrandtal. Die Schuttkörper sind zum Teil durch den Gletscher unterschritten oder zurückgestutzt worden. Aufnahme: L. Iturrizaga 03.08.2003/8-12.

Heute endet der Yishkuk-Gletscher in 3500 m unmittelbar vor dem Kit-ke-Jerav-Talausgang. Die rechte Ufermoräne des Yishkuk-Gletschers legt sich riegelartig vor den Kit-ke-Jerav-Talausgang. Die Gletscheroberfläche des Yishkuk-Gletschers überragt derzeit die Ufermoräne. Der Kit-ke-Jerav-Fluss entwässert durch einen steilen Moränendurchbruch dieser Ufermoräne zum Yishkuk-Tal. Unterhalb der Gletscherzunge setzt sich die neoglaziale Ufermoräne auf der linken Talseite als mächtiger Querriegel im Chapursan-Tal fort und ist aus mehreren Ufermoränenanlagerungen aufgebaut, in die ebenfalls intramoränale Seen eingeschaltet sind. Nach einer Sage soll sich hier ein See befunden haben, der zur Verwüstung der Siedlung Yishkuk führte (SCHOMBERG 1936, ITURRIZAGA, in Vorbereitung). Hierbei handelte es sich um einen vom Yishkuk-Gletscher gedämmten See.



Photo 4.5.1.3: Lediglich im Konfluenzbereich vom Pamri (□)- mit dem Yishkuk-Gletscher ist die Hauptufermoräne als akkurater Moränenwall ausgebildet und ein V-förmiges Eisrandtal ist in S-Exposition zur Ausbildung gekommen. Im oberen Teil weist der bis zu 50 m hohe Ufermoränenhang, zum Teil frische Überschüttungen auf. Aufnahme: L. Iturrizaga 03.09.20003/24.



Photo 4.5.1.4: Während der Yishkuk-Gletscher kaum prägnante Eisrandtäler und Ufermoränen aufweist, sind an den kleinen Nebentalgletschern hohe Ufermoränen aufgeschüttet, wie hier an zwei kleinen Nebentalgletschern des Pamri-Gletschers. Der Gletscher (↓) hat bereits den Kontakt zum Pamri-W-Gletscher (□) verloren. Die Aufschüttung dieser mächtigen Ufermoränen schafft einen V-förmigen Ausraum (↙) zwischen Talflanke und Gletscher, der unabhängig von den Einstrahlungsverhältnissen steht. Aufnahme: L. Iturrizaga 04.09.20003/8.



Photo 4.5.1.5: Blick aus 4175m auf die Konfluenz von Pamri-W- Gletscher (←) und Pamri-Gletscher (↙). Die Ufermoränen sind hier zum Großteil aus supraglazialen Material ausgebildet. Gerade in den Konfluenzlagen kommt es zur Ablagerung der Ufermoränen und Ausbildung von Eisrandtälern. Von diesem Hang ging 1992 bei den starken September-Niederschlägen eine Lawine ab und begrub 11 Menschen der Alm Pamri (↙) unter sich. Aufnahme: L. Iturrizaga 04.09.20003/21.

Im unteren Abschnitt ist die stark verschuttete Gletscherzunge auffallend hügelig gestaltet und zeigt eine Art Pinggenrelief mit zahlreichen supraglazialen Seen, die ein Indiz für eine jüngste Gletscheroberflächenabsenkung sein können. Die Photographien von Capt. C.J. MORRIS aus dem

Jahre 1927 (RGS-Archiv 088327, 088321) zeigen den Yishkuk-Gletscher in nahezu der gleichen Lage wie heute, allerdings können sich nichtsdestotrotz markante Oberflächenschwankungen abgespielt haben. An die Yishkuk-Gletscherzunge schließt sich eine Moränenhügellandschaft an, die im Karakorum nicht ihresgleichen findet. Bis zu 10 – 15 m hohe Moränenhügel sind bis Spinj auf dem breiten Talboden abgelagert. Hierbei handelt es sich um eine historische Gletscherrückzugslandschaft die unter Umständen im Zuge eines Surgeereignisses abgelagert wurde und die von Flutereignissen, d.h. Gletscherseeausbrüchen, überprägt wurde. Der Gletschervorstoß hatte die Abdämmung des Kit-ke-Jerav-Tales sowie des Chapursan-Tales mit Seenbildungen zur Folge. Die proglaziale Moränenhügellandschaft wird heute langsam einsedimentiert.

Vorzeitliche Vergletscherungsspuren: In einer Höhenlage von 4100 m sind auf der rechten und linken Talseite deutliche Moränenleisten an den Felsflanken überliefert (Kap. 4.5.2). Der Yishkuk-Gletscher ist mit dem Kit-ke-Jerav-Gletscher zum vorzeitlichen Chapursan-Gletscher zusammengeflossen. In dem Nebental bei Mitti (3615 m) verkleiden mächtige Moränensequenzen die Talflanken. Ein großflächiger glazigen-induzierter Nachbruch an der Konfluenz zum Yishkuk-Gletscher, der von 300 m hohen Schutthalden gesäumt wird, zeugt von dem Zusammenfluss beider Gletscher. Die Höhe der Schutthalden nimmt taleinwärts ab, was mit der abnehmenden eiszeitlichen Gletscheroberfläche in Einklang zu bringen ist. Oberhalb der Alm von Pamri in 4200 m befindet sich an der Konfluenz am linken Yishkuk-Talhang ein reliktes Eisrandtälchen, das sich an die orographisch linke Yishkuk-Talflanke anschmiegt (Photo 4.5.1.6).



Photo 4.5.1.6: Reliktes Eisrandtal (↴) rund 200 m über dem heutigen lateroglazialen Sedimentkomplexen im Konfluenz-Bereich von Pamri- zum Yishkuk-Gletscher in einer Höhe von 4200 m. Aufnahme: L. Iturrizaga 04.09.2003/24.

Die Verbreitung der Eisrandtäler und die Hauptufermoräne

Der transversal verlaufende Yishkuk-Gletscher hebt sich in seiner Ausbildung lateroglazialer Formen vom Prototyp der Karakorum-Gletscher, für den die hochaufragenden und konsolidierten Lateralmoränen mit zum Teil sehr breiten Eisrandtälern kennzeichnend sind, ab. Die Eisrandtäler sind zumeist nur als sehr schmale Ausräume ausgebildet, mit Ausnahme an der Konfluenz zum Pamri-Gletscher (Photo 4.5.1.3 & 5) und bei La Mitti, wo es zum Rückstau der Nebentalsedimente gekommen ist. Die Hauptufermoräne kommt nur im mittleren Bereich des Yishkuk-Gletschers in einer Höhe von 3700 m - 4100 m zwischen Konegal und Pamri vor. Weiter talabwärts setzen die Eisrandtäler weitgehend aus bzw. sind nur noch als schmale Rinne ausgebildet. Die Ufermoräne ist

im gesamten Gletscherverlauf frisch aufgeschüttet. Der Yishkuk-Gletscher scheint die einstigen Eisrandtäler im Zuge eines jungen Gletschervorstoßes höchstwahrscheinlich zerstört zu haben. Hier zeichnet sich eine ähnliche Situation ab wie am Kit-ke-Jerav-Gletscher ab.



Photo 4.5.1.7: Auf der rechten, West-exponierten Yishkuk-Gletscherseite in 3740 m ist der lateroglaziale Bereich frisch durch den Gletscher überarbeitet worden. Randlich sind erst kürzlich grobblockige Ufermoränenwälle vom Gletscher (□) abgelagert worden. Die Hauptufermoräne ist nicht ausgebildet bzw. durch vorhergehende Gletscherbewegungen zerstört worden. Die Gletscheroberfläche überragt zum Teil die lateroglazialen Sedimente. Aufnahme: L. Iturrizaga 02.09.2003/2/14.



Photo 4.5.1.8: Die jüngst abgelagerte Ufermoränenleiste (▽) auf der rechten Yishkuk-Seite schmiegt sich unmittelbar an die Talflanke an und verzahnt sich mit den moränenen Hangschutthaldden (△). Eisrandtäler sind hier nicht ausgebildet, lediglich eine Ufermoränenrinne begleitet den Gletscher. Inzwischen ist die Gletscheroberfläche mancherorts wieder eingesunken und gibt – wie hier im Bild – den Ufermoräneninnenhang bis zu mehrere Dekameter preis. Das Obermoränenmaterial (◇) setzt sich überwiegend aus

großen Blöcken – zumeist mannsgrößer – zusammen. Aufnahme: L. Iturrizaga 02.09.2003/2/17.

Unterhalb von Pamri ist derzeit ein landslide-gedämmter See von rund 50 m Länge durch einen in das Eisrandtal geschütteten Murkegel aufgestaut. Bei La Mitti (Sokr) mündet ein Nebental ein, dessen Abfluss das Eisrandtal durchbricht und in den Gletscherkörper mündet, der hier durch den Bachlauf unterschritten und vom Schutt in einer Steilflanke entblößt ist. Im intramoränenen Bereich befindet sich ein Seebecken, das von Zeit zu Zeit vollläuft (Photo 4.5.1.10). Auf dem Satellitenbild der NASA N-43-15.tar (Landsat) befindet sich im Jahre 1990 hier ein See. In den Jahren 2000 und 2003 war das Seebecken bei den Geländebegehungen entleert.

Auf der NW-exponierten, rechten Yishkuk-Gletscherseite verlieren die tributären Gletscher langsam den Kontakt zum Hauptgletscher und verenden im Zungenbereich zu Blockgletschern.

Auf der rechten Yishkuk-Gletscherseite ist der Lateralmoränen-saum frisch aufgeschüttet (Photos 4.5.1.7 & 8). Streckenweise schmiegt sich eine wallförmige Grobblockansammlung ohne Feinmaterialmatrix unmittelbar an die Talflanke. Es handelt sich hierbei um die Hinterlassenschaften eines nur kurzfristigen, vielleicht surgeartigen Gletschervorstoßes. Ein Ufermoränenaußenhang ist oftmals kaum vorhanden, die Gletscheroberfläche ist nur geringfügig gegenüber den frischen Blockakkumulationen eingesunken. In das rechte Eisrandtal münden einige Mur- und Lawinenkegel ein, die aber nur einen schmalen Eisrandtalboden ausbilden. Die Ufermoräne ragt hier nur wenig über den Eisrandtalboden hinauf.



Photo 4.5.1.9: Eisrandtalabschnitt in 3600 m bei La Mitti (Sekt). Hier hat sich der Yishkuk-Gletscher einst in die Talflankeneinbuchtung eingeschmiegt. An der Talflanke sind spätglaziale Moränenreste (↓) mehrere hundert Meter über dem Talboden erhalten. Der Nachbruch (↘) steht somit in unmittelbarer Verbindung zur glazigenen Unterschneidung sowie Druckentlastungsprozessen im Laufe der Deglaziation. Der Yishkuk-Gletscher hat sich in jüngster Zeit von einem Gletscherhochstand (→) zurückgezogen und eine lateroglaziale Gletschertoröffnung (↔) gebildet, in der die Nebentalabflüsse einströmen. Von Zeit zu Zeit kommt es in diesem Bereich zur Seeaufstauung. Die Höhe der Gletscherflanke beträgt rund 50 m. Aufnahme: L. Iturrizaga 06.09.2003/30-31.



Photo 4.5.1.10: Blick auf die in Photo 4.5.1.9 gezeigte Eisrandtalung bei La Mitti. Der Gletscher lässt nun beim Rückzug die Ausbuchtung in der Talflanke eisfrei. Bei einem erneuten Gletscherhochstand füllt der Gletscher nicht wieder erneut aus, sondern lagert seine Lateralmoräne nun geradlinig ab, so dass dann in diesem Abschnitt ein weiträumiger lateroglazialer Sedimentationskomplex zu Ausbildung kommen könnte. Aufnahme: L. Iturrizaga 10.10.2000/1.

Die Almen im Eisrandtal: Anfang September 1992 ereignete sich am Yishkuk-Gletscher auf der am höchsten gelegenen Alm Pamri (4100 m), ein schweres Lawinenunglück, bei dem zehn Menschen starben und eine Person schwer verletzt wurde (Photo 4.5.1.5). Seitdem werden die Almen für Weidezwecke kaum noch aufgesucht. Die gletscherbegleitenden Talflanken werden vornehmlich zur Brennholzsuche genutzt.

4.5.2 Der Kit-ke-Jerav-Gletscher

• *surge-artige Gletscheraufhöhungen und jüngste, chaotische Ufermoränenneubildung* • *Lawinenkesselgletscher mit mächtiger Obermoräne* • *rasche Verschüttung historischer bis neoglazialer Ufermoränenstände* • *Lawinenüberprägung der Hauptufermoräne* • *Schuttlieferungen in die Eisrandtäler seitens des Gletschers* • *transglaziale Schuttkörper im lateroglazialen Bereich*

Der rund 18 km lange Kit-ke-Jerav-Gletscher¹ fließt nach Norden hin ab und biegt in seinen letzten 5 km in Richtung NW um (Abb. 4.5.1). Der höchste Gipfel im Einzugsbereich ist der Kuk Sar II (6925 m), der aus seiner Nordseite in einer über 3000 m hohen Steilwand zum Kit-ke-Jerav-Gletscher hin abfällt. Etwas weiter südlich wird er vom Pamri Sar (7016 m) und vom Kuk Sar I (6943 m) eingerahmt. Die lateroglazial umrahmenden Gebirgskämme verweilen zumeist unter 6000 m Höhe. Der Kit-ke-Jerav-Gletscher ist ein Lawinenkesselgletscher. Im Talschluss ragt die über 3000 m hohe, firnfeldlose Steilflanke empor. Der Gletscherursprungskessel liegt weit unterhalb der Schneegrenze im Zehrgebiet (Photos 4.5.2.1, 2 & 4). Rund Zweidrittel des Gletscherstromes verlaufen unterhalb der Schneegrenze. Es besteht ein scharfer Gefällsknick zwischen der flach verlaufenden Gletscheroberfläche und der Steilwand, nicht einmal prägnante Eisfälle sind im Übergang ausgebildet. Von der linken Talseite, die bis auf 5918 m hinaufreicht, fließen zwei Nebengletscher zum Kit-ke-Jerav-Gletscher hinab. Der obere Gletscher verliert allmählich den Kontakt zum Hauptgletscher. Der untere Gletscher (Charva Shui) endet in einer mächtigen Podestmoräne, deren Basis in 3800 m liegt. Die Ausbildung der Podestmoräne kann während des Girgindil-Stadiums ihren Anfang genommen haben, als die Kit-ke-Jerav-Gletscheroberfläche noch rund 200 m höher verlief.

Das verschuttete Zungenende des Kit-ke-Jerav-Gletschers endet heute in 3660 m, rund 1,5 km von der Yishkuk-Gletscherzunge entfernt. Der Kit-ke-Jerav-Gletscherzunge vorgeschaltet sind zwei trockengefallene Seebecken, die durch die Abdämmung durch den Yashkuk-Gletscher entstanden sind. Es ist anzunehmen, dass diese proglazialen Seen die Ursache für Gletscherseeausbrüche im Chapursan-Tal waren. Während unterhalb der Kit-ke-Jerav-Gletscherzunge die vorzeitlichen Ufermoränen lückig mit Juniperus bestanden sind, weisen die Eisrandtäler keinen Baumwuchs auf. Die höchsten Juniperus-Vorkommen auf der Ufermoräne befinden sich bereits nahe der Gletscherzunge in 3650 m auf den vorzeitlichen Moränenwällen.

Das Ausmaß der vorzeitlichen Vergletscherung ist am Kit-ke-Jerav-Gletscher durch hochliegende Erratika und Hangmoränen gut zu rekonstruieren. Auf den Felsspornen oberhalb der Alm Wyeen markieren Graniterratika in einer Höhe von 4250 m den Verlauf der Mindesthöhe der eiszeitlichen Gletscheroberfläche (Photo 4.5.2.4). Moränenschuttkegel säumen insbesondere auf der orographisch linken Kit-ke-Jerav-Gletscherseite die Talflanken (Photo 4.5.2.4). In den Schutthalden weisen Erratika auf die glazigene Genese dieser Landschaftsformen hin. An der Konfluenz Kit-ke-Jerav- und Yishkuk-Gletscher belegen Erratika eine Mindestmächtigkeit des eiszeitlichen Gletschers von 500 m. Während rezent die Gletscheroberfläche talauswärts rasch an Höhe verliert, d.h. von 4000 m auf 3600 m absinkt, war die eiszeitliche Gletscheroberfläche schwächer geneigt und verzeichnete nur ein Höhenverlust von rund 200 m. Die Seitentäler sind ferner mit Moränenmaterial ausgefüllt, das stellenweise in Form von Erdpyramiden in Erscheinung tritt (oberhalb der Alm Kit-ke-Jerav). Die vorzeitlichen Ufermoränen schmiegen sich wellenförmig an die Talflanken an. Sie sind oftmals als unregelmäßig geformte Hügellandschaft abgelagert und weisen nicht wie die an vielen anderen Gletschern vorzufindenden charakteristischen Giebelufermoränen auf. Prägnante relikte Eisrandtäler sind an den Obergrenzen der Hangmoränen jedoch nicht überliefert.

Im Gletschervorfeldbereich zwischen der Kit-ke-Jerav-Gletscherzunge und dem Yishkuk-Gletscher schmiegen sich Ufermoränenleisten bis zu rund 100 m über dem Talboden an den Talflanken entlang

¹ Im Kartenwerk der Orographical Sketch Map erscheint der Name Kuk-ki-Jerav-Gletscher und Wyeen-Gletscher. Die Einheimischen verwenden bevorzugt den Namen Kit-ke-Jerav-Gletscher.

und zeichnen eine junge Eisrandlage nach (Photo 4.5.2.12). Der hellgraue, granitblockhaltige Moränenschutt hebt sich markant von den dunklen Sedimentgesteinen auf der linken Kit-ke-Jerav-Seite ab. Die Verlegung der Alm Kit-ke-Jerav von einer älteren, höhergelegenen zu einer jüngeren, tieferliegenden Ufermoräne zeigt die veränderten Gletscherverhältnisse. Auf der rechten Seite wird die Ufermoräne von Hangschuttmaterial und höherliegendem Schuttmaterial einverleibt und hinterlässt Moränenkernschuttkegel. Zwei Moränenleisten tauchen regelrecht in dem Schutt ab (Photo 4.5.2.12).

Verbreitung der Eisrandtäler

Die lateroglazialen Sedimentkomplexe sind vornehmlich in Nordost-Exposition im unteren Abschnitt und in W-Exposition im mittleren Bereich ausgebildet. Der Kit-ke-Jerav-Gletscher zeigt über seine gesamte Lauflänge die mit am jüngsten entwickelten Eisrandtäler und Ufertalrinnen bzw. den am rezentesten in Bildung begriffenen eismarginalen Schuttkörpersaum unter den Karakorum-Gletschern. Die Hauptufermoräne aus neoglazialen Zeiten ist in der gletscherrandnahen Position nicht vorzufinden. Vielmehr stößt der Gletscher heute gegen die begrenzenden Talflanken vor. Der schmale Ufertalboden liegt oftmals unterhalb der Gletscheroberfläche (Photo 4.5.2.6). So ist es ein eher ungewöhnlicher Anblick, dass man keine freigelegten Ufermoräneninnenhänge vorfindet, die sonst die so üblichen, bis zu 200 m hohen Einsinkbeträge der Gletscheroberfläche verdeutlichen. Im unteren Abschnitt wird der Gletscher auf seiner Nordost-exponierten Seite von einem schmalen, oftmals nur wenige Meter breiten Eisrandtal eingenommen (Photos 4.5.2.10, 11). Der Ufertalboden liegt tiefer als die Gletscheroberfläche. An den Lokalitäten, wo Nebentäler einmünden, verbreitert sich der lateroglaziale Schuttsaum stellenweise. In 3900 m Höhe setzt das Eisrandtal auf der linken Kit-ke-Jerav-Seite aus. Die Ufermoräne ist schleierförmig am Hang abgelagert (Photos 4.5.2.2). Die auf die Ufermoräne eingestellten Schutthalden zeigen vereinzelt Moräneninseln und Erratika, so dass es sich auch hier um moränale Schuttkegel handelt.

Die Ufermoräne: Die Ufermoränen sind nicht in der Prägnanz ausgeprägt wie die typische Grosse Lateralmoräne an anderen Lawinenkesselgletschern (z.B. am Ghulkin- und Pumari Chhish-Gletscher). Die Gletscheroberfläche überragt die Ufermoräne und die Eisrandtäler nehmen einen relativ schmalen Teil des Talgefäßes ein. Sie sind stellenweise nur wenige Meter breit. Die Verhältnisse am Yishkuk-Gletscher gestalten sich ähnlich. Die Ufermoräneninnenhänge sind kaum vom Eis freigelegt, die Außenhänge sind zum Teil nur wenige Meter hoch. Der Ufermoränenfirst schließt stellenweise mit der verschutteten Gletscheroberfläche ab. Nahezu der gesamte linke Ufermoränensaum ist entlang des Gletschers frisch aufgeschüttet, so dass es schmale Ufermoränenrinne ausgebildet ist. Der heutige Ufermoränenaufbau hat das vorzeitliche Eisrandtal zum Teil überschüttet.

Die Ufermoränen sind durch die jüngsten Aufschüttungen chaotisch aus großen kantigen Blöcken zusammengesetzt und sind kaum konsolidiert. Sie weisen nur stellenweise eine Giebelform auf. Zum Teil ist der Ufermoränensaum toteisunterlegt. Auch im unteren Teil des Kit-ke-Jerav-Gletschers ist keine abgesetzte Ufermoräne ausgebildet. Der Gletscher wölbt sich konvex auf, liegt wie ein Brotlaib prall im Talgefäß und es verbleibt ein Ausraum zwischen Talflanke und Gletscher. Ablationsprozesse spielen beim Zurückweichen des Gletschers von der Talflanke keine Rolle, zumal die Gletscheroberfläche so stark verschuttet ist, dass Einstrahlungseffekte nur eine geringe Wirkung besitzen. Ablationstäler sind somit nicht ausgebildet.

Der Eisrandtalabschnitt bei Wyeen: Der breiteste Abschnitt im Eisrandtal befindet sich in einer Prallhanglage des Kit-ke-Jerav-Gletschers bei Wyeen (4025 m). In dieser Talkammer sind gleich mehrere Ufermoränenstadien überliefert, die dieserzeit von dem aktiven lateroglazialen Ufertalbach eingesedimentiert und überprägt werden (Abb. 4.5.2.1, Photo 4.5.2.4). Bei der Alm Wyeen nahm der Gletscher in historisch bis neoglazialer Zeit den gesamten heute mehrere hundert Meter eisfreien Tal des heutigen Eisrandtales ein. Der Formfrische nach zu urteilen müsste es sich hier um neoglaziale, wenn nicht sogar historische Ufermoränenstände handeln und damit sind die Moränen wesentlich jünger als das Batura-Stadium einzuordnen sind. Es ist aber allerdings nicht auszuschließen, dass sie einem historischen Surge-Event zuzuordnen sind. Die große Lateralmoräne des Batura-Stadiums, die an anderen Gletschern als grobe zeitliche Referenzufermoräne dient, ist am Kit-ke-Jerav-Gletschers nicht ausgebildet. Vielmehr ähnelt die Ufermoränensituation derjenigen am Koz Yaz-Gletscher an der Konfluenz zum Buattar-Tal (Kap. 4.5.3).



Photo 4.5.2.1: Der lateroglaziale Ausraum zwischen Gletscher (♁) und angrenzender Talflanke ist hier in 4145 m Höhe nur auf wenige Meter reduziert. Der Ufertalbach schneidet sich in die Eisrandtalsedimente ein, die in diesem Fall nicht nur aus den Nebentälern geschüttet worden sind, sondern zu einem beachtlichen Teil vom Gletscher stammen. Der Ufertalbach hat mit zur Bildung dieses Ausraumes zwischen Gletscher und Talflanke beigetragen. Ablationsprozesse spielen hier eine sehr untergeordnete Rolle. Aufnahme: L. Iturrizaga 01.09.03/31.



Photo 4.5.2.2: Blick von der linken Kit-ke-Jerav-Ufermoräne zum Kuk Sar. Der jüngste Gletscherhochstand hat nur einen Moränenschleier hinterlassen, aber keine prononcierte Ufermoräne. In den angrenzenden Schuttkegeln sind großflächig Graniterratika eingestreut, die einen älteren Gletscherhochstand belegen. Aufnahme: L. Iturrizaga 02.09.2003/33.



Photo 4.5.2.3: Blick von der linken Kit-ke-Jerav-Ufermoräne talabwärts. Der lateroglaziale Sedimentationsraum ist in Form der frisch aufgeschütteten Ufermoräne auf ein Minimum reduziert. Das Obermoränenmaterial ist so grobblockig und der Gletscherhochstand von so kurzer Dauer gewesen, dass es hier nicht zur Ufermoränenbildung, sondern zu einer regellosen Ablagerung des supraglazialen Schuttmaterials kommt. Siehe Personen im Vordergrund als Größenvergleich. Aufnahme: L. Iturrizaga 02.09.03/31.

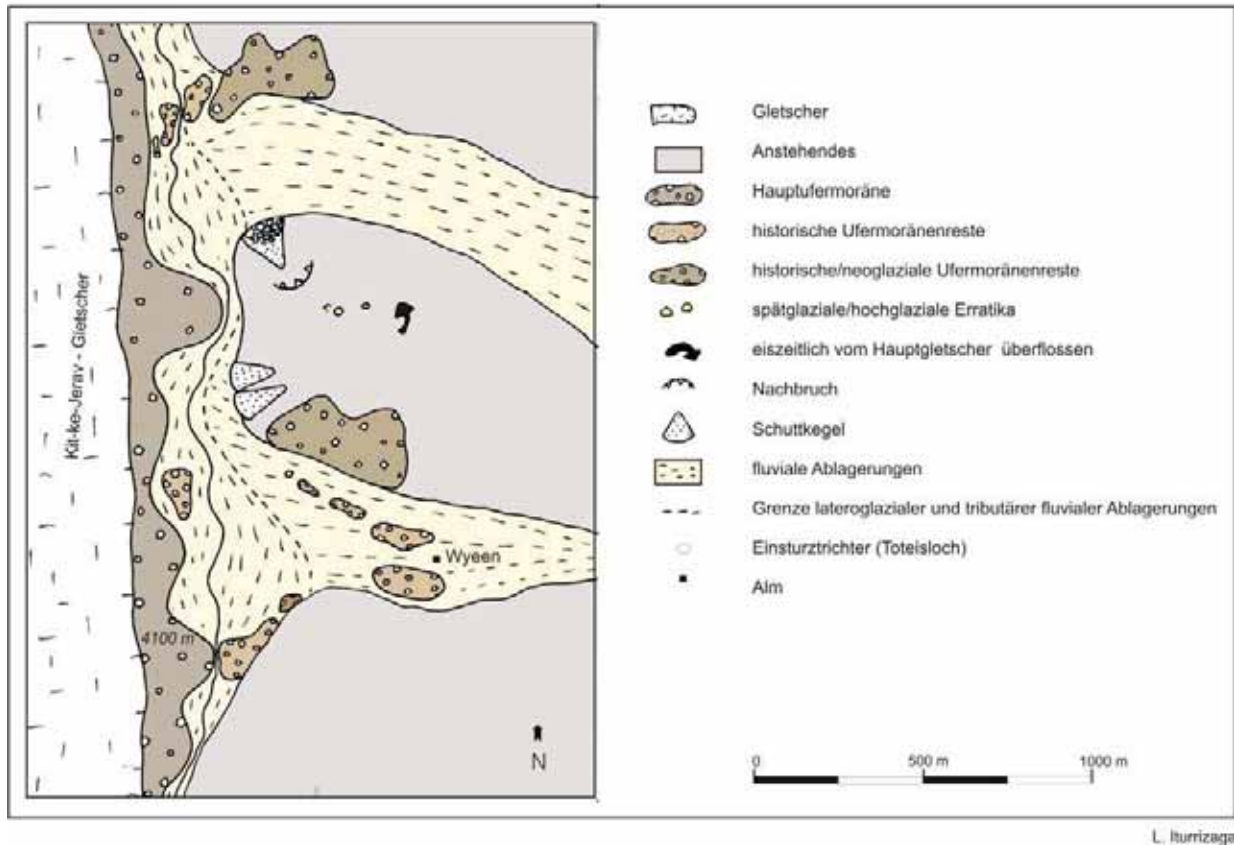


Photo 4.5.2.4: Überblicksaufnahme aus 4300 m über den Kit-ke-Jerav-Gletscher vom Kuk Sar (6943m) zur Linken, über den Ufertalabschnitt bei Wyeen im Vordergrund sowie zur Gletscherzunge zur Bildrechten. Der Kit-ke-Jerav-Gletscher breitet sich in der Talkammer von Wyeen girlandenförmig gegen die Ufertalsedimente aus (↯↷). Im Eisrandtal selbst sind ältere Ufermoränenwälle (↷) abgelagert, die von den Nebentalschüttungen (↯↶) sukzessive eingesedimentiert werden. Auch an den Talflanken sind Moränen (◇) eines einstigen Gletscherhochstandes überliefert. Graniterratika (♯) sind die höchstgelegendsten Zeugen einer einstigen Gletscherfüllung des Tales sowie auf der gegenüberliegenden Talflanke moränale Schuttkegel (△). Aufnahme: L. Iturrizaga 01.09.2003.



Kit-ke-Jerav weiter talabwärts zu parallelisieren ist. Die Moränen sind bereits durch die fluvialen Schüttungen der Nebentäler zu einem beachtlichen Teil von Sedimenten überschüttet worden (↓). Die Zwischentalgratscheiden waren eiszeitlich vom Gletscher überflossen (↯), worauf Graniterratika (♯), worauf Graniterratika bis in eine Höhe von 4300 m hinweisen. Aufnahme: L. Iturrizaga 31.08.2003/2/15-17.

Photo 4.5.2.5: Das 180°-Panorama von der rechten Kit-ke-Jerav-Ufermoräne (△) aufgenommen zeigt den Eisrandtalabschnitt bei Wyeen (4025 m). An den Talflanken heften Ufermoränen eines einstigen Gletscherhochstandes (↷), der möglicherweise mit dem Hochstand bei der Alm



L. Iturrizaga

Abb. 4.5.2.1: Die geomorphologische Situation im Eisrandtal bei Wyeen (4025 m) am Kit-ke-Jerav-Gletscher

Bei Wyeen weist die Ufermoräne einen mehrere Dekameter hohen Aussenhang auf, der jedoch nicht durch Sanderaufschüttungsprozesse entstanden ist, sondern durch chaotische eismarginale Schüttungsprozesse. Von einem hochgelegenen Felssporn konnte ein Einsturzkrater von mehreren Metern Durchmesser in dem Sedimentfächer von Wyeen lokalisiert werden, aber leider nicht näher inspiziert werden. Von der Ferne mutete er wie ein Toteisloch an.

Die geomorphologischen Indikatoren deuten darauf hin, dass in jüngster Zeit ein Gletschervorstoß des Kit-ke-Jerav-Gletschers stattgefunden hat. Im zentralen Bereich der Wand, etwas westlich vom Hauptgipfel, weist die Flanke kaum Flankenvereisungen auf. An den Eisbalkonen ist eine große frische Abrissnische zu erkennen, die auf einen großflächigen Eislawinenabgang vor nicht allzu langer Zeit hinweist und der auf den Gletscher niedergegangen ist. Solch ein Ereignis könnte zu einem surgeartigen Vorstoßen des Kit-ke-Jerav-Gletscher geführt haben. Die Gletscheroberfläche ist in ein hügeliges Relief gestaltet und weist 20 m – 30 m kegelförmige Eiserhebungen auf, die stark sind. Das Obermoränenmaterial setzt sich aus beachtlich vielen größeren Blöcken von bis zu über 3 m Durchmesser zusammen. Das Schuttmaterial deckt die Gletscheroberfläche flächig ab, es tritt kaum Blankeis zu Tage. Erstaunlicherweise zeigt die Landsat-4/5-Szene von 1990 den Gletscher oberhalb von Wyeen als Blankeisgletscher, während er im Jahre 2003 auch im mittleren Abschnitt gänzlich verschuttet war. Dieser abrupte Wechsel in der Schutführung könnte auf eine surgeartige Gletscheraufhöhung in den 90er Jahren zurückgeführt werden, bei der auch die jüngste Schuttaufschüttung im lateroglazialen Bereich erfolgte.

Verzahnung Lawinenschutt / Ufermoräne: Das lateroglaziale Umfeld des Kit-ke-Jerav-Gletschers weist nicht nur eine große Morphodynamik seitens des Gletschers, sondern auch eine hohe Überprägung durch Lawinen auf, nicht zuletzt aufgrund der geringen Breite des Eisrandtales. In einer Höhenlage zwischen 3700 m und 4000 m laufen die Schneelawinen zum Teil unmittelbar auf der Gletscheroberfläche aus (Photos 4.5.2.8 und 9). Insbesondere aus dem Schott-Dur-Tal (*Wakhi:*

Lawinen-Tal) gehen weitläufige Lawinen ab. Die in Bildung begriffenen Seitenmoränenwälle und Ufermoränen werden weitflächig mit Lawinenschutt überzogen. Dieses sind sehr schöne rezente Beispiele dafür, wie beispielsweise Juniperus-Holz aus nicht insitu-Ufermoränenlokalitäten in die Ufermoräne gelangen kann und bei einer vermeintlichen Datierung der Ufermoränen mittels fossiler Holzeinlagerungen Berücksichtigung finden muss.

Der lateroglaziale Abfluss ist in den Eisrandtälern morphologisch sehr wirksam. Die Sedimentfächer der Nebentäler, die in die Eisrandtäler einmünden, werden im distalen Bereich vom lateroglazialen Flusslauf unterschritten (Photo 4.5.2.7). Hier trägt die Flusserosion mit zur Anlage des Eisrandtales bei. Auch der Eisrandtalbach unterhalb von Banafsheeyan im rechten Eisrandtal führt vergleichsweise viel Wasser und schneidet sich in den Eisrandtalboden derzeit ein. Bei Wyeen drängt der aus diesem Bach aufgeschüttete lateroglaziale Schwemmfächer Nebentalfluß ab (Photo 4.5.2.4). Der Eisrandtalbach fließt unmittelbar zwischen Ufermoräne und Talflanke. Das Eisrandtal ist oftmals im Talgrund nicht gangbar und der Pfad führt entlang der Ufermoräne.

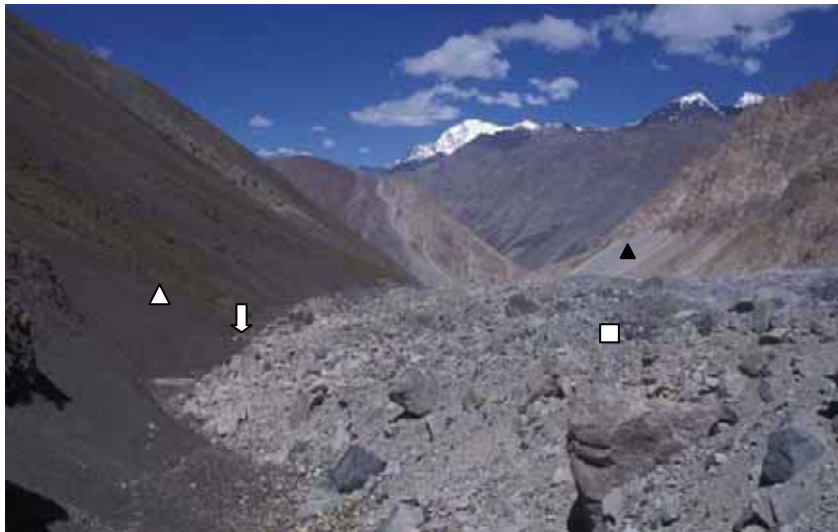


Photo 4.5.2.6: Verzahnungsbereich des stark verschutteten Kit-ke-Jerav-Gletschers (□) und den transglazialen Schuttkegeln (△) aus 3850 m mit Blick in Richtung der Konfluenz zum Yishkuk-Gletscher. Die Obermoräne, die sich aus zahlreichen großen Blöcken zusammensetzt, deckt den Gletscher fast vollständig ab. Der Kit-ke-Jerav-Gletscher scheint hier erst jüngst seitlich vorgestoßen zu sein. Bislang kommt es in diesem Abschnitt noch zu keiner Ufermoränenausbildung. So zeigt sich hier

ein gänzlich konträres Bild zu den ansonsten tief in ihrer Ufermoränenfassung eingesunkenen Gletschern im Karakorum. Zwischen Gletscherkörper und Talflanke ist ein V-förmiges Eisrandtälchen (▽) entstanden, bei dem sich die unterschiedlichen Schuttliefergebiete deutlich farblich voneinander abheben. Im Hintergrund sind die transglazialen Schutthalden (▲), die die jüngsten Ufermoränenstände im Kit-ke-Jerav-Gletschervorfeld überschütten, ersichtlich (s. Photo 4.5.2.12). Aufnahme: L. Iturrizaga 02.09.03/3/1.

Relikter Lateroglazialraum: In dem Ausraum zwischen Kit-ke-Jerav-Gletscherzunge und dem Yishkuk-Gletscher hat sich ein komplexer Sedimentationsraum gebildet. Unterhalb der Kit-ke-Jerav-Gletscherzunge schließen sich auf der rechten Talseite zusammengesetzte Schutthalden an, deren Liefergebiet sich im porösen Kalkstein befindet (Photo 4.5.2.12). Auf den ersten Blick ist man geneigt, diese Schuttkegel als typische Periglazialform anzusprechen. Sie ähneln den Schuttkegelserien in den Dolomiten. Auch das Schuttliefergebiet ist in die typischen Runsen segmentiert. Die topographischen Zusammenhänge sprechen jedoch dafür, dass es sich um einen glazial-induzierten Nachbruchkegel handelt. Unmittelbar talabwärts des Schuttkegels kommen aus diesem zwei Ufermoränengenerationen zum Vorschein. Die ältere, braun-gelblich verwitterte Ufermoränenleiste verläuft etwa 100 m - 150 m über der Schuttkegelbasis in Verlängerung einer Felsbastion. Daraus ist abzuleiten, dass das Anstehende durch den Gletscher unterschritten wurde und Nachbrüche erfolgten.

In halber Höhe wird der aus relativ kleinen Gesteinskomponenten aufgebaute Schuttkegel von einer linearen Ansammlung von stuhl- bis tischgroßen Blöcken gequert. Betrachtet man den Kegel isoliert, würde man diese als aus der Steinschlagwand herausgewitterte Blöcke ansprechen, die in der feineren Schuttkegelmatrix beim Fall steckengeblieben sind. Schweift der Blick jedoch talabwärts, ist hier ebenfalls zu erkennen, dass der Schuttkegel in einer Höhe von etwa 30 m über dem Talboden eine Ufermoränenleiste preisgibt. Bei den Blöcken handelt es sich um Relikte einer überschütteten

Ufermoräne und der Schuttkörper selbst ist als Moränenkernschuttkegel anzusprechen (ITURRIZAGA 1999a).

Am Fuße des Schuttkegels findet sich weiter talaufwärts eine dritte Ufermoränenleiste. Ihre Höhe beträgt nur wenige Meter. In einer Entfernung von 200 m – 300 m vom rezenten Gletscherende gelegen, kann sie eine Hinterlassenschaft von einem nur wenige Jahrzehnte zurückliegenden Gletscherstand sein.

Dieser SE-exponierte Schuttkegel weist eine deutlich in Gefällsrichtung gestreifte Sortierung von Fein- und Grobmaterial auf. Schmale Grobstreifen von bis zu 50 cm Breite wechseln mit 2 m – 3 m breiten Feinschuttsegmenten. Im Gegensatz zu den Frostwechsel-bedingten Streifen geht diese Sortierung auf nivale Prozesse zurück. Bei leichtem Schneefall Anfang Oktober 2002 restierten nach dem Ausschmelzen der geschlossenen Schneeoberfläche längliche Schneestreifen.



Photo 4.5.2.7: Hier tritt eine der seltenen Situationen der Einschneidung der Nebentalfächer durch den Ufertalbach auf. Der Bach hat eine bis zu 1,50 m hohe Erosionskante im distalen Bereich des Sedimentkegels geschaffen. Im Aufschlussprofil ist die lagenweise Ablagerung des Schwemmfächers gut zu sehen. Wanderstock (1,40 m als Größenvergleich). Aufnahme: L. Iturrizaga 02.09.2003/2/4.



Photo 4.5.2.8: Blick aus dem Eisrandtal (○) bei Schott-Dur auf den linken, rund 15 m hohen Ufermoränenkomplex des Kit-ke-Jerav-Gletschers. Dahinter türmt sich die Gletscheroberfläche über 20 m über den Ufermoränenfirst auf (□). Die Ufermoräne ist gänzlich mit dunklem Lawinenschutt eingekleidet (◇), der aus dem im Bild nicht sichtbaren Nebental herausgebrandet ist. Aufnahme: L. Iturrizaga 31.08.2003/33.



Photo 4.5.2.9: Der Lawinenabgang kam aus einem linken Nebental des Kit-ke-Jerav-Gletschers (⚡) und durchfuhr das Eisrandtal (⚡). Der Lawinenschutt (◇) überkleidet die Ufermoräne flächendeckend und ist sogar noch bis auf den Kit-ke-Jerav-Gletscher (□) gebrandet (⚡). Aufnahme: L. Iturrizaga 31.08.2003/2/0.



Photo 4.5.2.10: Hohe Morphodynamik in dem Eisrandtal. Die Schmelzwässer kommen zum größten Teil aus einem höher gelegenen Nebental und nicht vom anliegenden Gletscher selbst. Aufnahme: L. Iturrizaga 31.08.2003/31.



Photo 4.5.2.11: Junger, im Aufbau befindlicher Ufertalabschnitt auf der rechten, unteren Kit-ke-Jerav-Gletscherseite in 3700 m Höhe im Gletscherzungenbereich. Auf der historischen Ufermoräne (▲) stocken bereits Juniperus-Bäume, die ein Mindestalter für die Ufermoräne liefern. Ehemals befand sich auf der Ufermoräne die Alm Kit-ke-Jerav, die seit einiger Zeit im Zuge der Deglaziation auf ein niedrig gelegeneres Niveau verlegt wurde. Oberhalb der grauen Ufermoräne schließen sich hangwärts zwei weitere Moränenstadien an, die als Moränenterrassen (□) und als moränale Schutthalden (△) in Erscheinung treten. Im Vordergrund schneidet sich der Eisrandtalbach in die lateroglazialen, leicht erodierbaren Sedimente ein (↴). Aufnahme: L. Iturrizaga 02.09.2003/3.



Photo 4.5.2.12: Blick aus 4080 m auf die orographisch rechte Kit-ke-Jerav-Talflanke. In den transglazialen Schuttkegeln sind zwei Ufermoränenleisten (1,2) inkorporiert. Hier wird die hohe Morphodynamik der lateroglazialen Bereiche deutlich. Weiter talabwärts schmiegen sich ältere Moränenrampen an die Talflanke (◇). In der Bildrechten ist die Kit-ke-Jerav-Gletscherzunge (□) noch sichtbar. Aufnahme: L. Iturrizaga 31.08.2003/25.

4.5.3 Koz Yaz-Gletscher

• vorzeitlicher lateroglazialer See bei Buattar • Terrassierung im Eisrandtal • ältere Hauptufermoränenfassung (Bitanmal-Stadium)

Der rund 18 km lange Koz Yaz-Gletscher¹ liegt im südwestlichen Ursprungsast des Talschlusses des Chapursan-Tals und lenkt etwa 5 km vor seinem Gletscherende aus N-S-licher Fließrichtung nach Osten um (Abb. 4.5.1, Photo 4.5.3.1). Der höchste Gipfel im Einzugsbereich ist der Koz Sar mit einer Höhe von 6677 m. Die Gletscherzunge endet in 3600 m. MORRIS (1928: 528) verzeichnet, dass der Buattar-Gletscher im Jahre 1927 stark im Vorstoß begriffen war. In den Jahren 2000 und 2002 zeigte das eingesunkene Gletscherzungenende Rückzugstendenzen. Dieser Firnkessel- bis -kaskadengletscher ist in weiten Teilen ein Blankeisgletscher. Erst im untersten Gletscherzungenbereich ist er verschuttet.

Hochlagernde Moränen der spätglazialen Vergletscherung sind im lateroglazialen Bereich nur als konsolidierte Hangmoränendecken vorzufinden. Sehr augenscheinlich hingegen sind die glazigenen Erosionsformen. An der Konfluenz zum Buattar-Tal befinden sich perfekt glazial überschiffene Felsflanken. Auch der Blick das Chapursan-Tal stromabwärts zeigt ein klassisches Trogtalprofil. Im lateroglazialen Bereich finden sich ferner zwischen Buattar und Zhoe Wurt auf der linken Buattar-Gletscherseite mehrphasige Strudeltopfgenerationen in einer Höhe von 3810 m. SCHOMBERG (1936: 298) fand die Gletscherzunge im Jahre 1934 im Rückzug, rund eine halbe Meile von einem früheren Gletscherstand entfernt.

Die lateroglazialen Sedimente: Auf der linken Seite wird der blankeisige Koz Yaz-Gletscher von einer mehrere Dekameter hohen Hauptufermoräne begleitet. Beim jüngsten Aufbau haben Dumping-Prozesse eine entscheidende Rolle gespielt, während vorzeitig die Resedimentation von älterem Moränenmaterial bedeutender gewesen ist.

Bei der Ufermoränengeneese verschieben sich die aufbauenden Prozesse. Eine exemplarische Genese einer polyphasigen Ufermoräne kann wie folgt aussehen:

1. Aufschüttung der Sanderufermoräne (Dumping-Ufermoräne)
2. Verfestigung durch seitlichen Gletscherdruck
3. Englaziale Schuttlieferung durch Ausschmelzen (Feinmaterial)
4. Erosion der Ufermoräneninnenhänge durch Gletscherrückgang (Erniedrigung der Gletscheroberfläche)
5. Resedimentation älteren Ufermoränenmaterials
6. Zum Teil Ausschmelzuffermoränen
7. Ufermoränenanlagerung und Ufermoränendurchbrüche
8. Überschüttung (Dumping der Ufermoräne)

Vorzeitig hat der Koz Yaz-Gletscher bei einem höheren bzw. breiter ausgedehnten Gletscherstand das Buattar-Tal abgeriegelt und zur Aufstauung des von Westen zufließenden Buattar-Flusses geführt. An der Konfluenz zum Buattar-Tal sind im Eisrandtal des Koz Yaz-Gletschers im extramoränen Bereich der Hauptufermoräne zwei ältere, mehrere Dekameter auseinanderliegende Ufermoränengenerationen abgelagert, die die breitere Ausdehnung des Koz Yaz-Gletschers nachzeichnen (Photo 4.5.3.2). Ihre Höhe liegt weit unter der der Hauptufermoräne. Sie werden sukzessive von den Sedimentschüttungen des Buattar-Tals einverleibt und die intermoränen Ausräume werden immer unkenntlicher. Sie sind dem Bitanmal-Stadium zuzuordnen.

¹ Namensbezeichnung nach der Orographical Sketch Map 1990; nach MORRIS (1928: 528) Bask-i-yenj-Gletscher oder auch Besk-i-yenj-Gletscher, benannt nach der gleichnamigen Alm auf der linken Gletscherseite.

Der Talboden des linken Eisrandtals verläuft niedriger als die rezente Gletscheroberfläche. Streckenweise sind Terrassen ausgebildet, die durch die phasenweise Einschneidung des Buattar-Flusses zurückzuführen sind. Spuren einer katastrophalen Entwässerung durch einen den vorzeitlichen lateroglazialen Buattar-Stausee sind nicht vorhanden.



Photo 4.5.3.1: Der Koz Yaz-Gletscher wird von einer prononcierten, deutlich abgesetzten Giebelufermoräne (\blacktriangle) begleitet, die von einem kerbförmigen Eisrandtal in Ost-Exposition begleitet wird. Aufnahme: L. Iturrizaga 22.09.2002/2/36.



Photo 4.5.3.2: Blick in Richtung der Zunge des Koz Yaz-Gletschers. Von links mündet das Buattar-Tal in das Koz Yaz-Eisrandtal hinein. Die Sedimentlieferungen des Buattar-Tales haben eine ältere Ufermoräne des Koz Yaz-Gletschers nahezu eingesedimentiert (\blacktriangleright). Es ist dem Bitanmal-Stadium zuzuordnen. Eine weitere Ufermoränengeneration befindet sich am Fuße der Hauptufermoräne (\blacktriangleleft). Aufnahme: L. Iturrizaga 23.09.2002/2/0.

4.5.4 Buattar-Gletscher

• *Verzahnung von Protalus Rampart und Ufermoräne (Pseudoufermoränenanlagerung)* • *nival geformte Ufermoränen* • *Eiskernufermoränen*

Der Buattar-Gletscher liegt im Talschluss des Chapursan-Tals, über den der Chillinji-Pass zugänglich ist. Die Kammumrahmung des knapp 5 km langen Buattar-Gletschers liegt großteils unterhalb einer Höhe von 6000 m. Dieser kleine Firnmuldengletscher teilt sich in zwei Ursprungsäste auf. Der Buattar-West-Gletscher, der vom Chillinji-Pass-Gebiet hinabfließt, beginnt derzeit den Kontakt zum Buattar-Ost-Gletscher zu verlieren und bildet eine selbständige Zunge in rund 4300 m aus, während die gemeinsame Gletscherzunge unter einem mächtigen Schuttmantel in 4150 m stirbt.

Ufermoränen sind vornehmlich auf der linken, südexponierten Buattar-Gletscherseite ausgebildet. Diese Talseite weist im lateroglazialen Bereich keine Vergletscherung der Talflanken auf, während die Nord-exponierte Seite fast durchgängig von einer Flankenvereisung eingenommen wird und im basalen Tal von Eis- und Schneelawinenkegeln gesäumt wird, die zum Buattar-Gletscher verheilen. Die Schutthalden der südexponierten Talflanke gehen im obersten lateroglazialen Bereich in 4650 m unmittelbar in den flach auslaufenden Buattar-Gletscher über. Eine seichte Ufermoränenkrempe von 5 m – 10 m Höhe zeichnet einen ehemals höher gelegenen Gletscherstand auf der Schutthaldenbasis nach. Etwas weiter talabwärts in 4590 m nimmt sie über wenige Meter Längserstreckung eine mächtigere Wallform an und liegt rund 7 m über der rezenten Gletscheroberfläche. Kleine Ufermulden befinden sich im extramoränen Bereich.

In 4400 m Höhe setzt etwas oberhalb einer aufgegebenen Rastsiedlung am linken Gletscherrand die Hauptufermoräne ein und hier ist auch ein Eisrandtal ausgebildet, das sich bis zum Gletscherende hin fortsetzt. Es ist zumeist einige Dekameter breit.

Die Ufermoränen sind rundkuppig geformt und stehen im Kontrast zu den scharfgratigen Ufermoränen der Mittel- und Tieflagen der Gletscherrandbereiche. Genetisch handelt es sich zum einen um Stauchufermoränen, bei denen teils glazigener, teils hangialer Schutt vom Gletscher seitlich empor gepresst wird. Zum anderen sind auch hügelige Austauufermoränen vertreten. Die lateroglaziale Sedimentlandschaft ist nahezu vegetationsfrei. Eine konsolidierende Mattenvegetation ist nicht ausgebildet. Wir befinden uns in der Höhenstufe der ungebundenen Solifluktion.

Nivale Formung der Ufermoränen: In diesen hochgelegenen Ufertalabschnitten spielt die nivale Formung eine bedeutende Rolle bei der Eisrandtal- und Ufermoränengestaltung. Ende September liegen hier noch kleine Schneeflecken des diesjährigen Sommerschnees auf dem schmalen Eisrandtalboden. Auch die Ufermoränenaußenhänge sind von Schneeeinseln bedeckt. Generell sind perennierende Schneeflecken zumeist nur in den obersten Ufermoränenmulden vorzufinden. Hier ist eine interessante Verzahnung von hangialer und glazigener Schutttzufuhr und den korrelaten Ablagerungsformen anzutreffen. Im Winter sind die Lawinenkegel auf die Ufermoräne eingestellt. Je nach der Abschlußhöhe des Lawinenkegels in Relation zum Ufermoränenkamm entstehen unterschiedliche geomorphologische Verzahnungsformen. Der über den Schnee hang abrodelnde Schutt läuft auf der Ufermoräne aus und bildet dort Schuttlagerung, in bestimmten Fällen kleine Wallanlagerungen, also echte Protalus ramparts (Abb. 4.2.1.5). Hier wird eine Ufermoränenanlagerung suggeriert, wobei es sich um eine Verzahnung von glazigener und nivo-hangialer Wallbildung handelt. Manche Ufermoränenaußenhänge setzen sich durchgehend aus dem gleichen angularen Hangschutt zusammen wie die angrenzenden Schutthalden. Auch hier wurde die distale Ufermoränenseite von Steinschlag und Lawinenschutt gleichmäßig übermantelt. Bei den Schutthalden im lateroglazialen Bereich am Buattar-Gletscher handelt es sich übrigens um glazigen-induzierte Nachbruchschutthalden und nicht um reine Frostverwitterungshalden.

In der Höhenlage von 4600 m in Gletscherrandlage ist bereits mit diskontinuierlichem Permafrost zu rechnen. Die Ufermoränen können einen Eiskern besitzen. ØSTREM (1964: 284) zeigt an Moränen in Skandinavien auf, dass große Moränen einen Eiskern enthalten, während kleine Moränen eisfrei sind. Ihr Verbreitungsgebiet liegt vor allem im kontinentalen Klima. Diese Beziehung lässt sich für die

Ufermoränen im Karakorum nicht übertragen, da die Ufermoränen in der Höhenstufe des diskontinuierlichen Permafrost ausgesprochen klein sind.

Die perennierenden und saisonalen Schneeflecken vertiefen durch nivale Erosionsprozesse die Ufermulde. In dieser Höhenlage erfolgt kaum eine Entwässerung im Eisrandtal. Die Flussläufe im Eisrandtal sind generell zumeist erst unterhalb von 4000 m anzutreffen. Im unteren Buattar-Gletscherabschnitt setzen auch auf der Nord-exponierten Talseite in 4300 m bei geringeren Einzugsbereichshöhen Eisrandtälchen ein. Hier sind Einsinkbeträge der Gletscheroberfläche gegenüber dem Ufermoränenfirst von rund 20 m zu verzeichnen, während am oberen Buattar-Gletscher der Gletscher nur wenige Meter eingesunken war. Die Ufermoränen unterscheiden sich in ihren Symmetrieverhältnissen von den Tieflandufermoränen. Oftmals sind sie symmetrisch ausgebildet, der Ufermoräneninnenhang kann sogar flacher als der Außenhang sein. Die Ufermoränen sind matrix-gestützt aufgebaut und grobblockig, wobei keine übergroßen Blöcke anzutreffen sind.

4.6 Die Eisrandtäler des Baltoro Muztagh und Sosbun Muztagh

4.6.1 Baltoro-Gletscher

• direkte Eiskontaktschuttkörper • Ufersander • geringe Verbreitung von Eisrandtälern sowie Armut an lateroglazialen Sedimenten, weitgehendes Fehlen der Hauptufermoräne • Gletscherschuttkegel (Liligo) • Podestmoränen • relatives stationäres Gletscherzungenende

Der Baltoro-Gletscher (Baltoro (*Balti*) = Lebensspender) wurde trotz seiner abgeschiedenen Lage sehr frühzeitig erkundet. Von GODWIN-AUSTEN (1864) liegt die erste Kartierung des unteren Baltoro-Gletschers im Maßstab 1 : 515 510 aus dem Jahre 1861 vor. Er erforschte den Gletscher bis zur Einmündung des Yermanendu-Gletschers. Die kartographische Aufnahme des oberen Baltoro-Gletschers erfolgte durch CONWAY (1894). Später gelangte die Eckenstein-Expedition im Jahre 1902, zu deren Mitgliedern u.a. H. PFANNL und J. GUILLARMOD gehörten, bis zum oberen Godwin-Austen-Gletscher. 1903 erkundete C.F. FERBER mit E. HONIGMANN den östlichen Muztagh-Pass. Im Jahre 1909 folgte die Expedition des Herzogs der Abruzzen, LUIGI AMEDEO DI SAVOIA, an der auch F. DEFILIPPI (1911, 1912a, b) und der Photograph V. SELLA teilnahmen. Dabei hat SELLA mit am Eindrücklichsten diese faszinierende Gletscherhochgebirgslandschaft in seinen Schwarz-Weiß-Panoramen aus Höhen von bis zu 6000 m während dieser italienischen Großexpedition eingefangen (u.a. in DE FILIPPI 1912a). Seine Aufnahmekollektion bietet wertvolles Datenmaterial für den bitemporalen Vergleich der Gletschersituation. Sehr detaillierte sowie ausführlich bebilderte glazialmorphologische Arbeiten zur eiszeitlichen Vergletscherung des Baltoro-Gebietes liegen von KUHLE (2001) vor, der eine Vergletscherung des Baltoro-Muztagh weit über Skardu hinaus bis nach Sazin (850 m) im Indus-Tal belegt und damit auch das mittlere Indus-Tal vergletschert gewesen ist.



Photo 4.6.1.1: Der Baltoro-Gletscher setzt sich ab dem Mittellauf aus vielzähligen Gletscherströmen zusammen, deren Einzugsbereiche weit über 7000 m hinaufreichen. Dem Godwin-Austen-Gletscherarm steht der K2 (8611 m) zur Seite. In dieser Höhe von 4800 m säumen zumeist Eislawinenkegel den Gletscher, z.T. auch kleine Schuttkegel. Bevorzugt an den Konfluenzlokalitäten sind Ufermoränen ausgebildet (↙), wahre Eisrandtäler kommen in dieser Höhenlage nahe der Schneegrenze jedoch nicht zur Ausbildung. Aufnahme: 15.09.1997/23.

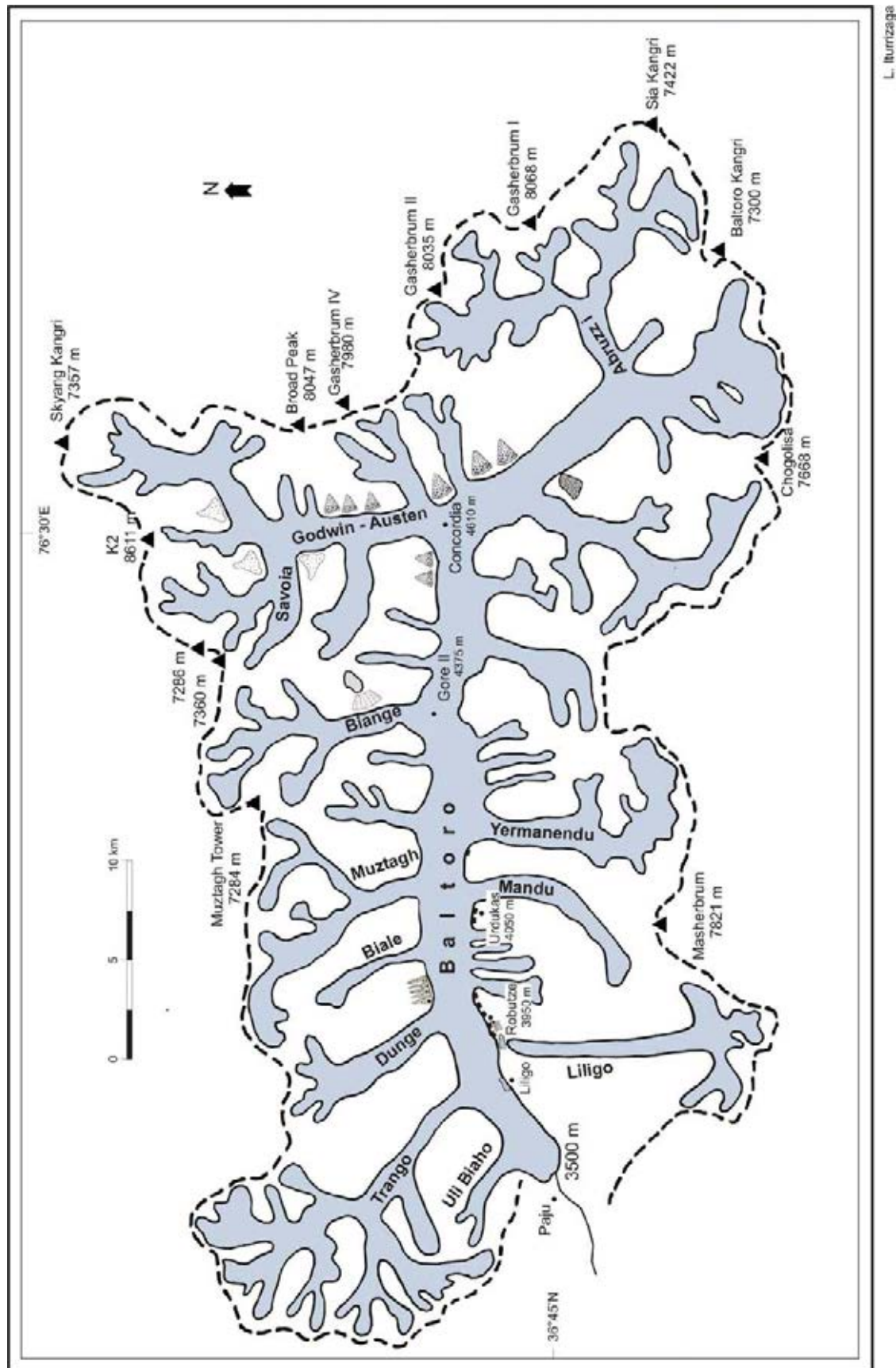


Abb. 4.6.1.1: Übersichtskarte über den Baltoro-Gletscher mit ausgewählten lateroglazialen Formen (Legende s. Abb. 4.1)

Nach dem Siachen-Gletscher mit einer Fläche von 1180 km² (v. Wissmann 1959: 9) ist der 60 km lange Baltoro-Gletscher mit einer Fläche von 755 km² der zweitgrößte Gletscher im Karakorum. Diese Fläche übertrifft die Gesamtfläche aller längeren Gletscher im Ost-Himalaya in Bhutan (Karma et al. 2003). Am Zusammenfluss von Godwin-Austen-, Vigne-, Abruzzi- und Broad Peak-Gletscher in Concordia (4610 m) befindet man sich bereits fast auf der Höhe des Mont Blanc. Doch von hier aus türmt sich nun mit dem zweithöchsten Berg der Erde eine Gipfelpyramide von weiteren 4000 m auf (Pflannl 1904: 258).

In einem Radius von 16 km sind um die Gletscherkonfluenz vier Achttausender geschart und mindestens ein Dutzend über 7000 m hohe Gipfel. Die isoliert stehenden Bergpyramiden ragen wie in einem halboffenen Amphitheater über den hier bis zu 3 km breiten Gletscherstrom auf. Das Quartett der Achttausender setzt sich aus dem K2 (Chogori, Balti: „großer Berg“) 8611 m, Broad Peak (Falchan Kangri) 8047 m, Gasherbrum I (Hidden Peak) 8068 m und Gasherbrum II, 8035 m zusammen sowie mehrere Fast-Achttausender wie Gasherbrum IV (7980 m) und Gasherbrum III (7952 m). Auch die Einzugsbereichshöhen der Nebengletscher liegen weit über 7000 m Höhe. Muztagh Tower (7273 m), Masherbrum (7821 m), Chogolisa (7665 m), Baltoro Kangri (7312 m) und Savoia (7156 m) sind die markantesten Gipfel unter ihnen, die am Ende der langen Seitengletscher den Talschluss bilden.

Auch unterhalb von Concordia ragen in imposanten Steiflanken die Granitaufbauten der Trango-Towers (6286 m) und der Cathedrals (5688 m) auf, die durch ihre Kahlheit bestechen. Weder größere Gletscher noch Schuttkörper vermögen sich an den Talflanken abzulagern. Den Baltoro-Gletscher nähren mindestens 17 Teilströme, deren Länge bis zu 20 km misst (u.a. Mandu-, Yermanendu-, Biarchedi-, Nuating-, Vigne-, Abruzzi-, Godwin-Austen-, Savoia-, Praappa-, Khal-Khal-, Biange-/Younghusband-, Lungka-, Muztagh-/Chagalan-, Biale-, Dunge-, Trango-, Uli Biaho-Gletscher). Nur sechs Kilometer oberhalb der Baltoro-Gletscherzunge mündet auf der rechten Seite noch der immerhin 15 km lange Trango-Gletscher ein. Während der untere Baltoro-Gletscher vornehmlich von hochresistenten Graniten und Gneisen eingerahmt wird, stehen insbesondere in den oberen Einzugsbereichen zum Teil Gesteine geringer Resistenz an (Marmore, gebänderte Kalke, Gneise und Schiefer). Das Baltoro-Gebiet weist nur einen kärglichen Vegetationsbesatz auf. Die am höchsten gelegenen Laubbäume befinden sich um Paju unterhalb der Baltoro-Gletscherzunge (Photo 4.6.1.9). Zum Teil säumt Juniperus die Talflanken im unteren Gletscherabschnitt. Die Aufnahmen von Sella zeigen an der Konfluenz zum Uli Baho-Gletscher noch einen dichteren Juniperus-Bestand als im Jahre 1997 (DE FILLIPI 1912a: 221). PFANNL (1904: 256-257) berichtet von kräftigen Nadelbäumen am Südufer des Baltoro-Gletschers. Drei Tagesetappen von der Gletscherzunge entfernt fanden sich damals an einem begrüneten Hang (Anm.: vermutlich bei Urdukas) zusammenhängende Bestände von Erlenbüschen, reichen Weiden und Birken. Diese sind heute in den kleinen Eisrandtälchen nicht mehr vorzufinden. Die Ufermoränen des Baltoro-Gletschers sind alle unbewaldet. Im lateroglazialen Bereich des Baltoro-Gletschers sind dieserzeit keine Almsiedlungen vorhanden.

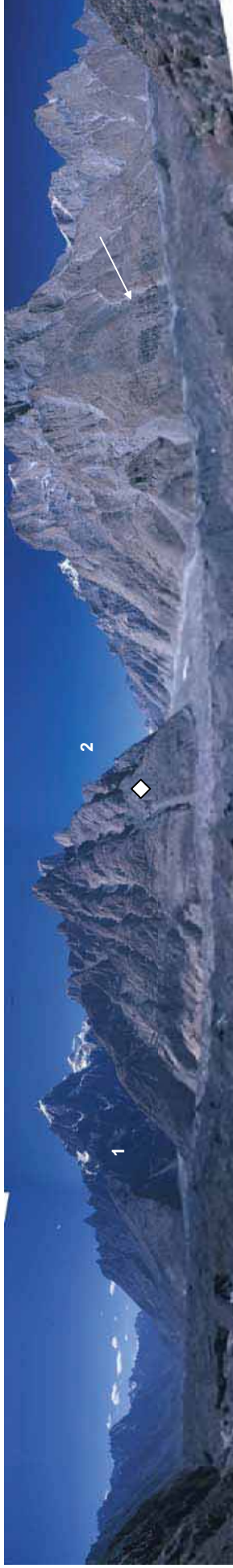


Photo 4.6.1.2: Panorama über die rechte Baltoro-Gletscherseite. Noch im untersten Gletscherabschnitt münden zwei Gletscherströme, der Biaho- (1) und der Trango-Gletscher (2) zum Baltoro-Gletscher hin ein. Somit entfallen die Nebentäler als potentielle Schuttliefergebiete für die Eisrandtalbildung am Hauptgletscher. Die Talflanken sind partienweise zu steil für die Schuttablagerung. Nahe der Konfluenzbereiche haften Skelettmoränen (◊) und Grundmoränendecken (◁). Aufnahme: L. Iturrizaga 18.09.1997/18-22.



Photo 4.6.1.3: Blick aus 3850 m Höhe über den Baltoro-Gletscher talaufwärts. Im Gegensatz zum Batura-Gletscher, zeigt der Baltoro-Gletscher ein überraschend schuttarmes lateroglaziales Sedimentationsumfeld. Die Hauptfermoräne ist kaum präsent, nur an einigen Lokalitäten wie in Liligo und Robutze im unteren Abschnitt des Baltoro-Gletschers sind ufersanderartige Ablagerungen vorhanden. Kleine Schuttkegel sind unmittelbar auf die Gletscheroberfläche eingestellt. Im Hintergrund ist der 8047 m hohe Broad Peak ersichtlich. Aufnahme: L. Iturrizaga 22.08.1997/27.



Photo 4.6.1.4: Blick aus 4750 m gen Süden auf Concordia mit der Chogolisa (7665 m) zur Linken und dem Mitre Peak (6025 m) zur Rechten, gelegen in der Kontaktzone zwischen den Sedimentkomplexen (Hornfels, Schiefer) und dem Baltoro Granit. Der Baltoro-Gletscher ist dendritisch zusammengesetzt und besitzt ein großes potentielles Schuttliefergebiet. Trotzdem sind weiter talabwärts die lateroglazialen Sedimente nur spärlich ausgebildet. Aufnahme: L. Iturrizaga 15.09.1997/21.



Photo 4.6.1.5: Blick in ein rechtes Nebental, des Baltoro-Gletschers, das Dunge-Tal. Hier sind Schuttkegel in den marginalen Gletscherbereich eingestellt. Die distale Kappung der Sedimentkegel zeigt, dass die Gletscheroberfläche um mehrere Dekameter eingesunken ist (← →). Bei einer Wiederaufhöhung der Gletscheroberfläche in Verbindung mit der Aufschüttung einer Ufermoräne kann es zur Ausbildung von talartigen Depressionen im eismarginalen Saumbereich kommen. Aufnahme: L. Iturrizaga 19.09.1997/12.



Photo 4.6.1.6: Die steilen Granittalflanken mit nur kleinen Schuttliefergebieten sind ungünstig für die Ablagerung lateroglazialer Sedimente. Nur vereinzelt sind an den Talflanken Skelettmoränen erhalten (✓) Aufnahme: L. Iturrizaga 15.09.1997/21.

Verbreitung der lateroglazialen Sedimente: Eisrandtäler im eigentlichen Sinne sind am Baltoro-Gletscher nicht ausgebildet. Auch die Talflanken zeichnen sich durch eine auffallende Schuttarmut aus (Photo 4.6.1.3). Über weite Strecken säumen weder hochlagernde Moränen älterer Vereisungen, die an

anderen Gletschern noch bis in Höhen von 4000 m erhalten sind, noch rein hangiale Schuttkörper die Hangregionen. Desgleichen bleiben die hoch über die Gletscheroberfläche hinaufragende Hauptufermoräne und damit die charakteristischen vom Eis freigelegten Ufermoräneninnenhänge aus. Während man an fast allen anderen längeren Gletschern streckenweise Einsinkbeträge der Gletscheroberfläche von mehreren Dekametern in historischer Zeit festmachen kann, ist dies am Baltoro-Gletscher nur an sehr wenigen Lokalitäten gegeben. Obwohl der Baltoro-Gletscher vergleichsweise stark verschuttet ist, zeigt er insbesondere im lateroglazialen Umfeld keine Gletscherrückzugslandschaft wie der Hispar-, Batura- oder Chogolungma-Gletscher an. Dieser Umstand hat seine Ursache darin, dass die Nebentaleinzugsbereiche selbst in Südexposition überall so hoch hinaufreichen, dass sie vergletschert sind. Somit stehen keine Schwemm- und Murkegel bereit, die sich gletschermarginal ausbreiten könnten und zur Ufertalsedimentation beitragen könnten. Trotz seines großen Nährgebietes und der hohen absoluten und durchschnittlichen Einzugsbereichshöhe reicht dieser dendritisch zusammengesetzte Firnkesselgletscher nur bis auf 3500 m hinunter. Der Gletscher endet damit in einer Höhe, in der an vielen Karakorum-Gletschern bereits die Obergrenze der lateroglazialen Sedimentationsverbreitung erreicht ist. Der etwa gleich lange, aber flächenmäßig halb so große Batura-Gletscher weist eine um 1000 m größere vertikale Verbreitungsspannweite der Eisrandsedimente auf. Die vertikale Verbreitungsspanne der lateroglazialen Sedimente ist damit am Baltoro-Gletscher eng limitiert.



Photos 4.6.1.7a & 7b: Aufnahme des linken randglazialen Bereiches nahe Robutze mit zahlreichen supraglazialen Seen. Hier haben sich zwischen Talflanke und Gletscherkörper Ufersanderbildungen entwickelt, deren Sedimentzufuhr hauptsächlich vom Gletscher stammt. Es existiert noch keine trennende Ufermoräne zwischen Gletscherkörper und Talflanke. Diese Ufersander und damit das Zurückweichen des Gletschers können ein Initialstadium der Ufertalbildung sein. Aufnahme: L. Iturrizaga 22.08.1997/18.

Die klimatische Schneegrenze liegt am Baltoro-Gletscher in 5300 m Höhe (DYHRENFURTH et al. 1939: 58), so dass ein Großteil des Eisstroms im Zehrgebiet liegt und damit prinzipiell günstige Bedingungen zur Ufertalentstehung gegeben sind. Trotzdem fällt die Ausbildung der lateroglazialen Sedimentlandschaft sehr gering aus. Dies erstaunt umso mehr, da man geneigt ist anzunehmen, je länger und größer ein Talgletscher ist, desto augenscheinlicher und evidenter müssten die lateroglazialen Sedimentkomplexe ausgebildet sein. Die Schuttlandschaft des Baltoro-Gletschers

konzentriert sich hingegen im supraterranen Bereich auf die Obermoränenbedeckung. Für die teppichförmig verkleidende supraglaziale diamiktisch-zusammengesetzte Obermoränendecke des Eisstromes sind teller- bis stuhlgröße Gesteinskomponenten bestimmend. Nur selten sind sehr große, d.h. bis zu zimmergroße Blöcke eingestreut. Gesteinsbrocken von mittlerer Größe, d.h. etwa mit Längsachsen von bis zu 2 m, bilden häufig Gletschertische aus. FERBER (1905: 119) beschreibt die Obermoräne des Gletschers im unteren Abschnitt als „alt, verwittert und ehrwürdig, so dass sogar Pflanzen auf ihr fortkommen“.

Ufersander - Eiskontaktschuttkörper: Im lateroglazialen Bereich finden sich in kleinen Ausräumen zwischen Gletscher und Talflanke des öfteren Ufersander. Sie sind temporär mit Seen gefüllt. Die Photos von Sella zeigen das Camp Machigang (DEFILIPPI 1912a: 224). Es ist unmittelbar zwischen dem hochaufragenden Baltoro-Gletscher und den vorzeitlichen Moränenresten, die der Talflanke angelagert sind, auf einem Ufersanderbereich aufgeschlagen. Wo sich der Gletscher von der Talflanke zurückzieht, wird der Ausraum an einigen Stellen von supraglazialen Schmelzwässern sowie den korrespondierenden Sanderschüttungen eingenommen. Hier ist gut nachvollziehbar, dass sich bei einem Niederschmelzen des Baltoro-Gletschers ein lateroglazialer Sedimentstreifen in Form einer amorphen Niedertaulandschaft ausbilden wird.

Am Baltoro-Gletscher könnte sich bei seinem Rückzug bzw. Niederschmelzen im lateroglazialen Bereich eine Ufersanderlandschaft ausbilden. Das heißt die Schutteinträge stammen unmittelbar vom Gletscher und könnten noch dem gänzlichen Rückzug als wahre Kameterrassen hinterbleiben. Zum anderen ist eine chaotische Moränenniedertaulandschaft vorstellbar. Erst bei einer erneuten Erhöhung wird es dann zur Ausbildung von Ufermoränen und zur Eisrandtalentstehung kommen.



Photo 4.6.1.7: Verzahnungsraum auf der linken Baltoro-Gletscherseite zwischen der mit Hangmoränen (◇) bedeckten Talflanke und dem Gletscherrand. Zeitweise ist hier ein kleiner See aufgestaut. Diese lateroglazialen Seen können zu einer Verbreiterung des Ausraumes zwischen Gletscher und Talflanke beitragen. Derzeit kollabiert der steile Gletscherrand in großen Eisblöcken in die eismarginale Depression. Aufnahme: L. Iturrizaga 22.08.1997/8.

Unter den Nebengletschern des Baltoro wurden das Yermanendu- und Biange-Tal aufgesucht, in denen lateroglaziale Ablagerungen eine untergeordnete Rolle spielten. Es ist aber durchaus möglich, dass es an einigen der Nebengletscher zur lokalen Ausbildung von Eisrandtälern kommt. So führt die alte östliche Muztagh-Route vom Muztagh-Gletscher über den rund 5800 m hohen vergletscherten East Muztagh-Pass zum Sarpo Laggo-Gletscher. Auf der linken Muztagh-Gletscherseite befand sich ehemals eine kleine Alm- und Karawanensiedlung, die in einem Eisrandtal lokalisiert war und von der im Jahre 1905 noch 22 verlassene und verfallene Hütten übrig geblieben waren (FERBER 1905: 122, s. Aufnahmen der RGS 087489, 087490). FERBER berichtet von einem 50 Schritt breiten und 300 Schritt langen, ebenen Platz, namens Scharagan, der in früheren Zeiten von den Baltis und den Bewohnern des Yarkand-Tales zum Polospiel genutzt wurde. Bei Lobsana Blangsa (4855 m) enden die Almgründe. Eine 100 m hohe Endmoräne ist hier von einem Nebentalgletscher aufgeschüttet worden. Diese Nebentalakkumulationen begünstigen am übergeordneten Gletscher die Ausbildung von Eisrandtälern.

Die hangialen Schuttkörper im lateroglazialen Umfeld: Eigentlich müsste man annehmen, dass bei dem großen Potential an Felsflächen im lateroglazialen Umfeld des Baltoro-Gletschers, die unmittelbar den Atmosphärien ausgesetzt sind, die Verbreitung von Schuttkegeln sehr hoch ist, da in der Höhenlage der Schneegrenzregion die häufigsten Frostwechsel auftreten und das Gestein durch

frostdynamische Verwitterung aufgearbeitet werden kann. Die Talflanken zeigen sich jedoch nicht nur in den von Gneisen und Graniten bestimmten Talflanken sehr schuttarm, sondern auch in den oberen Bereichen, wo der Baltoro von Sedimentgesteinen eingefasst wird, sind zwar Schuttkegel ausgebildet, aber in vergleichsweise geringem Umfang. Die Verbreitung deutet darauf hin, dass die Frostverwitterung beim Schuttkörperaufbau eine untergeordnete Rolle spielt (ITURRIZAGA 1999a). Viele der Schuttkegel am Baltoro gehen aus Eis- und Schneelawinenkegeln hervor oder es handelt sich um Gletscherschuttkegel am Fuße von Hängegletschern. Sie sind ab einer Höhe von 4000 m vertreten. Zum Teil kommt der duale Schuttkörperaufbau aus Schuttkegeln und Grund- bzw. Ufermoränenbasis vor. Oftmals sind die Schuttkegel allerdings unmittelbar auf das Gletschereis eingestellt. Der Gletscher grenzt zumeist unmittelbar an die Talflanken. Größere Ablationsschluchten konnten in dem untersuchten Teil nicht vorgefunden werden.



Photo 4.6.1.8: Blick von Gore II (4375 m) vom Baltoro-Gletscher auf den Biange-Gletscher mit dem Muztagh Tower (7273 m) als höchstem Einzugsbereich. Auf der rechten Seite erhebt sich die Praqpari-Kette bis auf 7156 m. Podestmoränen (□) kommen im lateroglazialen Bereich des Baltoro-Gletschers und seiner Nebengletscher relativ häufig vor, während die lateroglaziale Sedimentaustattung ansonsten gering ist. Die Aufschüttung im Gletscherfrontbereich ist bereits als eine Übergangsform von einer Podestmoräne zu einer Sanderschüttung zu bezeichnen. Im Fliessschatten der Podestmoräne ist eine supraglaziale Depression (↙) auf der west-exponierten Seite ausgebildet. Sie ist teilweise darauf zurückzuführen, dass der Biange-Gletscher das Schuttmaterial der Podestmoräne an deren Basis aufgenommen hat und als Ober- bzw. Seitenmoräne weiter talabwärts befördert hat. An der orographisch rechten Talflanke (↘) verliert das obere Gletscherlevel in einer Gleithanglage den Kontakt zur Talflanke. Aufnahme: L. Iturrizaga 03.09.1997/1.

Als Schuttkörperformen im lateroglazialen Bereich treten insbesondere Podestmoränen und Grundmoränenüberschiebungsrampen auf. Sie treten in einer Höhe von 4300 m – 4700 m auf (z.B. am Muztagh-Gletscher, Photo 4.6.1.8 sowie am Vigne-Gletscher). In dieser Höhenlage ist nicht mehr soviel Schmelzwasser vorhanden, als dass der proglaziale Schutt in Fächerform disloziert und abgelagert werden konnte

In dem heute sehr trockenen Teil des Karakorums, im Muztagh-Karakorum, erkannte man bereits Ende des 19. Jahrhunderts eine weitreichende Ausdehnung der pleistozänen Vergletscherung (DREW 1875, LYDEKKER 1883, OESTREICH 1906). Man kam damals zu der Erkenntnis, dass der Baltoro-Gletscher um rund 120 km weiter talabwärts bis mindestens nach Skardu (2100 m) reichte. Wie auch das Hispar-Tal ist das Biafo-Braldu-Shigar-Tal in einer Talbodenhöhe zwischen 3400 m und 2100 m mit mächtigen glazigenen Sedimenten ausgekleidet. Im lateroglazialen Umfeld des Baltoro-Gletschers ist die Erhaltung vorzeitlicher Moränen hingegen durch die steilen Granitfelsflanken, wie an den Trango Towers oder den Cathedrals, äußerst ungünstig, so dass sie nur vereinzelt auftreten. Die

Talflanken sind im lateroglazialen Bereich glazial überschleift und weisen lokal glazigen-induzierte Nachbrüche auf. Hochlagernde Moränen sind insbesondere im unteren Gletscherabschnitt ab einer Höhenlage von unter 3900 m vorzufinden, wo die Hangmoränen bis zu mehrere hundert Meter über die Gletscheroberfläche die Talflanken als zerrackelte kleinere Moränenreste sowie weiter talabwärts als flächendeckende Grundmoränenreste verkleiden. Historische bis spätglaziale Moränenreste lagern den Talflanken zwischen Robutze und Liligo an. Bereits PFANNL (1904: 257) diagnostizierte diese Sedimente am Baltoro-Gletscher als Hinterlassenschaften der vorzeitlichen Vergletscherung. DESIO (1930: 409) differenziert zwei Lateralmoränengenerationen im Braldu-Tal. Das ältere, obere Moränenniveau verläuft rund 300 m – 400 m über dem Talboden und setzt sich bis nach Skardu fort. Die jüngere Moränengeneration beginnt bei Urdukas. KUHLE (2001: 183) rekonstruierte im Bereich von Concordia und dem oberen Baltoro-Gletscher eiszeitliche Mindestgletscherhöhen von 5950 m bis 6400 m ü. N.N. Noch im Bereich von Robutze lag die Eismächtigkeit in einer Höhe von 5900 m bis 6100 m ü. N.N. (KUHLE 2001: 223).

Historische bis rezente Gletscherschwankungen: Die Lage der Baltoro-Gletscherzunge verhielt sich – wie für die längeren Karakorum-Gletscher typisch - über die letzten 150 Jahre relativ lagekonstant (GODWIN-AUSTEN 1864, CONWAY 1894, PFANNL 1904, FILIPPI 1911). Geringfügige Vorstoßphasen von bis zu rund 100 m vollzogen sich von 1913 -1929, 1954 - 1987 und 1990 – 1997, während sich der Gletscher in den Jahren 1929 - 1954 und 1987 - 1990 etwas zurückzog (PECCI & SMIRAGLIA 2000: 73). DESIO (1930: 410) schließt aus einem Vergleich mit der Zungenlage von 1913 zu Zeiten der Begehung von DAINELLI, dass der Gletscher 80 m vorgestoßen sei. Der Baltoro-Gletscher ist seit 1864 nie über die Moränenterrasse bei Paju hinaus vorgestoßen. Die Gletscheroberfläche lag zu Beginn des 20. Jahrhunderts wesentlich höher als heute (vgl. Photographie in DE FILIPPI 1912: 214). PFANNL (1904: 256) schreibt von einer 250 m – 300 m hohen Eismauer, die das breite Talgefäß verfüllt. Eine Endmoräne oder sogar Laterofrontalmoränen, die die Gletscherbewegungen dokumentieren könnten, sind am Baltoro-Gletscher nicht präsent.



Photo 4.6.1.9: Blick von Paju aus auf die Baltoro-Gletscherzunge, die im letzten Jahrhundert nicht über die im Vordergrund ersichtlichen Sedimentkegel hinausgereicht hat. Sie verhielt sich wie für die längeren Gletscher des Karakorum typisch vergleichsweise stationär. Aufnahme: L. Iturrizaga 21.08.1997/11.

Wesentlich größere Bewegungsdistanzen vollzog der tributäre Liligo-Gletscher, ein orographisch linker, rund 12 km langer Nebengletscher des Baltoro-Gletschers, gelegen zwischen Robutze und Urdukas (Photo 4.6.1.10). Der circa 17 km² große Gletscher endete 1997 in 3900 m Höhe. In der Kartierung von CONWAY (1894) besitzt der Liligo-Gletscher im Jahre 1892 keinen Anschluss zum Baltoro-Gletscher. Die erste Photographie stammt von O. ECKENSTEIN (1902, RGS 031149), die den Gletscher weit zurückgezogen im Talgefäß und im Vordergrund eine seichte Seebildung zeigt. Auf einer folgenden Photographie von SELLA aus dem Jahre 1909 (DE FILIPPI 1912a: 228) ist die konvex-aufgewölbte, zerspaltene und weiße Gletscherzunge im Vorstoß begriffen ist, aber noch weit vom Baltoro-Gletscher entfernt. Zu dieser Zeit wurde der Liligo-See im Eisrandtal des Baltoro-Gletschers aufgestaut (DE FILIPPI 1912a: 228). Dieser See bestand auch bereits im Sommer 1903 und wurde von FERBER (1905) mit dem „Märjelensee“ verglichen. Im Jahre 1929 scheint er hingegen ausgelaufen zu sein (DYHRENFURTH et al. 1939: 59, er beruft sich hierbei auf die Kartierung der Spoleto-Expedition). DYHRENFURTH berichtet, dass der See im Juni 1934 noch eine beachtliche Größe besaß, während er

im August bereits vollständig ausgelaufen war. Eine weitere Aufnahme aus dem Jahre 1953 von A. DESIO (in PECCI & SMIRAGLIA 2000) zeigt den Gletscher deutlich im Rückzug, während er im Jahre 1997 nur 50 m vom Baltoro-Gletscher entfernt lag (ebd. und eigene Beobachtungen). Zwischen 1985 - 1997 ist der Liligo-Gletscher um 1650 m vorgestoßen, in den Jahren 1909 – 1953 vollzog sich ein Rückzug von 1750 m (PECCI & SMIRAGLIA ebd.). Es zeichnet sich also für den Anfang des 20. Jahrhunderts eine geringe Vorstoßphase ab, in den 1950ern war die maximale Rückzugsphase erreicht und derzeit befindet sich der Liligo-Gletscher wieder im Vorstoß (Photo 4.6.1.10).



Photo 4.6.1.10: Blick von der linken Baltoro-Ufermoräne talabwärts. Der Liligo-Gletscher erreicht im Sommer 1997 nahezu die linke Ufermoräne (Δ) bzw. den Gletscherrand des Baltoro-Gletschers. Zeitweise kommt es zu Seeaufstauungen (O) im lateroglazialen Bereich. Aufnahme: L. Iturrizaga 19.09.1997/9.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass der an vielen der längeren Karakorum-Gletschern übliche lateroglaziale Formenschatz in Form der Hauptufermoräne, Kamekegel, temporärer Eisrandtalseen und lakustriner Sedimente älterer Seen, freigelegter Ufermoräneninnenhänge, Erdpyramidenserien, Ufertaldurchbrüchen und ein lateroglaziales Entwässerungsregime am Baltoro-Gletscher nahezu ausbleiben. Vielmehr spiegelt der Baltoro-Gletscher das Bild einer Gletscherlandschaft zu Zeiten des Hoch- bis frühen Spätglazials wider.

Am Baltoro-Gletscher wird deutlich, dass je höher das Relief mit Eis verfüllt ist, desto weniger potentielle Schutzzuliefergebiete stehen zur Eisrandtalbildung zur Verfügung. Die geringe Ausbildung der lateroglazialen Sedimentlandschaft deutet auch auf ein stabiles Verhalten des Baltoro-Gletschers in der Vergangenheit hin. Kürzere Gletscher tendieren eher zu Schwankungen als die längeren. Die an den Haupttalgletscher angeschlossene Reliefkonfiguration ist für die Ausbildung der Eisrandtäler von entscheidender Bedeutung. Die geschlossenen Granitwände mit spärlicher Zertalung liefern saubere Hangfußregionen.

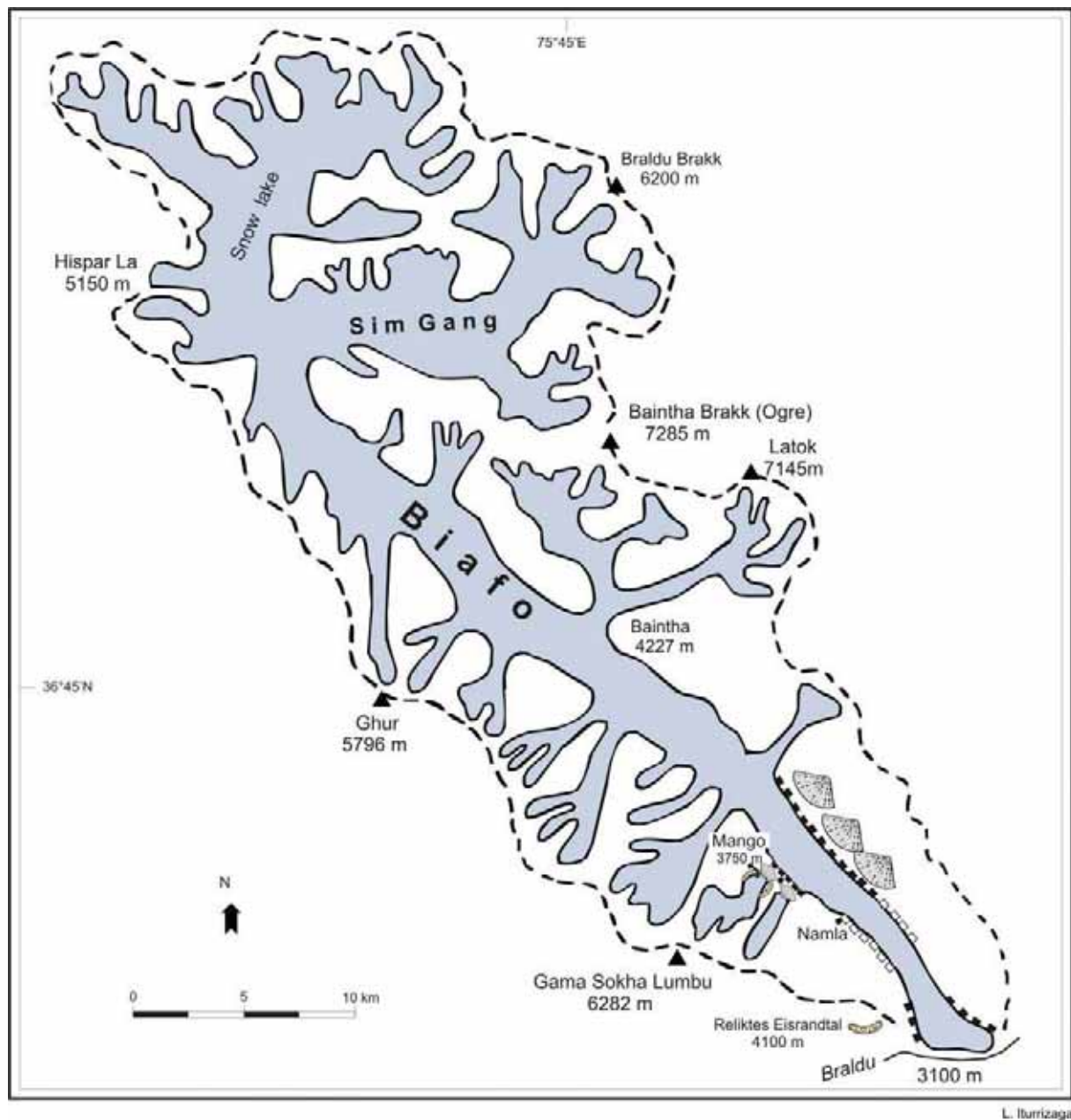
Während andere Karakorum-Gletscher durch die reichlichen lateroglazialen Sedimentvorkommen eine Gletscherrückzugslandschaft implizieren, zeigt der Baltoro-Gletscher angesichts seiner Eisrandlandschaft ein stabiles Gletscherverhalten. Die über weite Teile verbreitete Obermoränenbedeckung schützt ihn vor der Ablation.

Der Baltoro-Gletscher hat sich in den letzten 150 Jahren vergleichsweise stabil verhalten. Gletscheroberflächenschwankungen kommen nicht in der Ablagerung von Ufermoränen resp. Ufermoränenanlagerungen zum Ausdruck. Durch das Fehlen der Eisrandtäler wird der Baltoro-Gletscher kaum almweidewirtschaftlich genutzt.

4.6.2 Biafo-Gletscher

• sporadische weite Ufertalungen • Überführung der Ufermoräne durch Eislappenzunge am Mango-Gletscher • relikte Ufertäler

Im Gegensatz zu fast allen anderen längeren Karakorum-Gletschern, die primär lawinenernährt sind, zeigt sich der Biafo-Gletscher überwiegend als Firmuldengletscher, an den lediglich einige tributäre Firmkesselgletscher angeschlossen sind. In seinem oberen Einzugsbereich liegt der rund 300 km² große Snow Lake, der in einer Höhenlage über 4500 m angesiedelt ist (SEARLE 1991: 261). Die Nährgebietsfläche ist beim Biafo-Gletscher deutlich größer als die Zehrgebietsfläche. Der 62 km lange, NW-SE verlaufende Biafo-Gletscher (628 km²) endet in einer Höhe von 3150 m in einem rund 1,5 km breiten, stark schuttbedeckten und hügeligen Eislobus.



L. Iturrizaga

Abb. 4.6.2.1: Übersichtskarte über den Biafo-Gletscher mit ausgewählten lateroglazialen Formen (s. Legende in Kap. 4.1)

WORKMANS besuchten den Biafo-Gletscher in den Jahren 1899 und 1908 (WORKMAN 1899 & 1908a). Im Gegensatz zum Baltoro-Gletscher weist der Biafo-Gletscher kaum Nebengletscher auf mit Ausnahme des Baintha Lupkar. Die ausladenden tributären Gletscherläufe fehlen. Dies zeigt wiederum, dass die Nebengletscher kaum Einfluss auf die Höhe der Gletscherzungenendlage besitzen, da der Biafo-Gletscher ansonsten im Vergleich zum Baltoro wesentlich höher enden müsste. Lediglich der Snow Lake teilt sich in den Lukpe Lawa-Gletscher, über den eine Verbindung über den Khurdopin Pass (5790 m) zum Khurdopin-Gletscher existiert, und den Sim Gang-Gletscher, der über den Simla Pass (5833 m) Choktoi-Gletscher zu erreichen ist, auf.

Die durchschnittliche Einzugsbereichshöhe des Biafo-Gletschers liegt unter den längeren Karakorum-Gletschern mit am niedrigsten. Die höchsten Berggipfel sind der Ogre (Baintha Brakk) mit 7285 m und der Latok (7145 m). Die Kammumrahmung des Snow Lake verweilt größtenteils in Höhen zwischen 6000 m und 6500 m. Auch dieser Gletscher wurde erstmalig von GODWIN-AUSTEN (1861, 1864) in seinem unteren Abschnitt kartiert (Survey Maps 42 P, 43 M). 1892 traversierte CONWAY den Hispar-Pass von Hispar aus und erfasste den oberen Einzugsbereich (CONWAY 1894).

Die Gletscheroberfläche ist erstaunlich eben und in großen Teilen blankeisig, sowie im mittleren und unteren Teil frei von großen Spalten. Dies erstaunt, wenn man sich die weißen Gletscher der Hispar-Nordabdachung vergegenwärtigt, die Eishügelformationen von bis zu 20 m aufweisen. Für deren Ausbildung scheint ein markanter Gefällsunterschied zwischen Nähr- und Zehrgebiet erforderlich, der beim Biafo-Gletscher ausbleibt.

Die eiszeitliche bis postglaziale Vergletscherungsgeschichte wurde von KUHLE (2001) am Biafo-Gletscher rekonstruiert. Der eiszeitliche Mindesteispegel verlief am Biafo-Gletscher in einer Höhe von 6100 m - 6300 m ü. N. N.

Historische Gletscheroszillationen: Die Gletscherzungenlage variierte in den letzten 150 Jahren um über 1000 m und kann durch die Konfluenzlagenposition relativ genau räumlich eingeordnet werden. 1861 entwässerte der Braldu-Fluss subglazial unter der Biafo-Gletscherzunge hindurch (GODWIN-AUSTEN 1864). Die Gletscherzunge reichte bis an die linke Braldu-Talflanke heran. Im Jahre 1892 hatte sich die Gletscherstirn rund 400 m von der Talflanke zurückgezogen (CONWAY 1894). FEATHERSTONE (1926: 351) berechnet für den Zeitraum eine tägliche Rückzugsrate von 36 Fuss. Die WORKMANS (1901) berichten, dass die Gletscherzunge sich um 1200 m zurückgezogen hat, kaum aus ihrem Talgefäß herausreichte und das Braldu-Tal damit an dieser Lokalität fast eisfrei war. Im Jahre 1902 hingegen soll die Gletscherstirn wieder vorgestoßen sein, so dass gerade der Braldu-Fluss passieren konnte (PFANNL 1904). Dies berichtete ebenfalls, der an der Eckenstein-Expedition teilnehmende GUILLARMOD für das Jahr 1902 (zit. aus FEATHERSTONE 1926: 352). Zu dieser Zeit säumte den Gletscher eine kleine Endmoräne. Die Eismächtigkeit betrug rund 600 Fuss. Bei der erneuten Begehung der WORKMANS (1908) hatte sich der Gletscher wieder weit zurückgezogen, während die Photographien von DEFILIPPI (1909: 192/193 & 199) nur einen schmalen Ausraum für den Braldu-Fluss zeigen. Die verschuttete Gletscherzunge reicht bis fast an die Braldu-Talflanke heran. Die Gletscheroberfläche ist wesentlich erhöht gegenüber der heutigen. Die Aufnahme von V. SELLA (1909, RGS 031138) zeigt ebenfalls, dass sich die Gletscherzunge in weit vorgerückter Lage befindet, so dass für den Durchfluss des Braldu-Flusses nur wenige Dekameter Platz verbleiben. In etwa dieselbe Lageposition nahm der Gletscher im Jahre 1922 ein, wobei er sich seinerzeit im Vorstoß befand (FEATHERSTONE 1926). DESIO (1930: 410) konstatiert einen Rückzug der Gletscherzunge von 1913 bis 1929 um über 100 m. Lag die Zunge 1913 noch rund 40 m von der Biafo-Talflanke entfernt, waren es 1929 bereits 180 m. Die Aufnahme von J.B. AUDEN am 27. Mai 1937 zeigt die Biafo-Gletscherzunge wenige hundert Meter entfernt von der linken Braldu-Talseite und wird im Gletschervorfeld von einer Toteismoränenlandschaft mit eingeschalteten proglazialen Seen gesäumt (RGS 086293, RGS 086292, RGS 086291). Zwischen 1910 und 1970 war die Gletscherzunge im Rückzug begriffen (HEWITT 1989: 104), während sie zwischen 1975 und 1985 wieder einen Kilometer vorstieß. In Hewitt (1989: 106) findet sich eine zeichnerische Darstellung der Zungenendpositionen. Der Eislobus, der heute aus dem Biafo-Talgefäß auf die Braldu-Talsole reicht, gliedert sich in zwei Loben auf. Die nördliche Gletscherkomponente liegt in einem Toteissaum weiter zurückgezogen, während der südliche Eislobus bis auf etwa 500 m an die gegenüberliegende Braldu-Talflanke heranreicht. In einigen hundert Metern Entfernung zeichnet ein Schuttsaum, der zum Teil noch aneinandergelagerte Endmoränenwälle erkennen läßt, die einstige weiter vorgerückte Lage der Biafo-Gletscherzunge nach. Der Biafo-Eiskörper liegt heute auf der Braldu-Schottersohle.

Die frontalen Gletscheroszillationen der letzten 150 Jahre finden ihr Abbild hier nur wenig im lateroglazialen Bereich.



Photo 4.6.2.1: Blick von der Konfluenz von Biafo- und Braldu-Tal auf die Biafo-Gletscherzunge (3150 m). Der lateroglaziale Sedimentsaum (↓) endet in einer hügeligen Moränenlandschaft. Die Gletscherzunge hat Mitte des 19. Jhds. noch das Braldu-Tal abgedämmt. Endmoränenwälle (↙) zeugen von den vorgerückten Gletscherpositionen. Die Biafo-Gletscherzunge soll in historischer Zeit einen bis zu 15 km langen Eisstausee gedämmt haben (HEWITT 1982). Aufnahme: L. Iturrizaga 29.09.1997/2/12.



Photo 4.6.2.2 & 3: Blick aus 3650 m bei Mango auf den Biafo-Gletscher stromaufwärts. Auf der SW-exponierten Seite wird der Biafo-Gletscher von diskontinuierlichen Eisrandtälern gesäumt. Hier münden z.T. ausladende Murkegel in den Gletscherrandbereich ein. Die Gletscheroberfläche ist stellenweise mehrere Dekameter gegenüber dem Ufermoränenfirst eingesunken. Aufnahme: L. Iturrizaga 24.09.1997/2/5-6.

Verbreitung der Eisrandtäler: Bezüglich seiner lateroglazialen Schuttkörperausstattung nimmt der Biafo-Gletscher eine Zwischenstellung zwischen den schuttarmen Gletschern, wie dem Baltoro-Gletscher und den mit weit ausladenden Eisrandtälern versehenen Gletschern, wie dem Batura-Gletscher ein. Ein kontinuierliches Eisrandtal ist am Biafo-Gletscher nicht ausgebildet. Immer wieder setzen die Ufermoränenleisten aus und lediglich der blanke Fels ragt über die Gletscheroberfläche hinaus. Beim Biafo-Gletscher ist die Hauptufermoräne nur lokal vorhanden. Die Nebentäler sind zum Teil mit Murkegeln ausgestattet, die zum einen das Schuttmaterial für den lateroglazialen Schuttsaum bereit gestellt haben, heute jedoch durch ihre Abflüsse die Hauptufermoräne zerstören. Die Entwässerung der Nebentäler erfolgt überall über Ufermoränendurchbrüche unmittelbar zum Biafo-Gletscher und nicht durch das Eisrandtal (Photo 4.6.2.2 & 3).

Am Biafo-Talausgang sind beidseits Ufermoränenzüge erhalten (Photo 4.6.2.1). Die linke Ufermoräne wurde durch Gletschervorstöße und glazifluviale Umlagerungen im untersten Teil weitgehend abgetragen. Auf der rechten Seite haften Ufermoränenleisten der Talflanke an. Im Gegensatz zum Baltoro-Gletscher sind am Biafo-Gletscher Einsinkbeträge von bis zu 30 m an den eisfrei gewordenen Ufermoräneninnenhängen abzulesen. Die Moränenhänge sind erst im Verlauf des 20. Jahrhunderts vom Gletschereis entblößt worden (HEWITT 1989: 104). HEWITT gibt einen Eisschwund in der Größenordnung von 2 km^3 in dem Zeitraum von 1910 bis 1960 an (ebd.). Die hoch aufragenden

Ufermoränenaußenhänge, wie sie für die Hauptufermoräne typisch sind, fehlen weitgehend am Biafo-Gletscher. Zumeist sind sie nur wenige Meter hoch.

Weiterhin werden die Ufertalungen an vielen Stellen durch die Nebentalbäche zerschnitten, so dass der Ufermoräneninnenhang durch canyon-artige Einschnitte separiert wird. Insgesamt werden die wenigen Ufertalabschnitte heute degradiert. Ufermoränenneubildung findet nur in sehr begrenztem Umfang statt. Die Berichte früher Forschungsreisender weisen darauf hin, dass die Gletscheroberfläche höher als die Ufermoräne gelegen hat (SEARLE 1991: 262). Im unteren Abschnitt verengt sich das Biafo-Talgefäß und glazigen induzierte Nachbrüche zieren die Talflanken. Hier vermögen sich keine Eisrandtäler zu erhalten oder auszubilden.

Die höhenwärtige Begrenzung der Eisrandtäler konnte am Biafo-Gletscher selbst nicht erfasst werden. Der Gletscher wurde bis in eine Höhe von 3700 m begangen. Hier kann auf die Kartierung von E.E. SHIPTON (1939) zurückgegriffen werden, die die Verbreitung der „ablation valleys“ enthält und sie demnach bis zu 100 Meter Breite erreichen. Daraus wird ersichtlich, dass in dem Abschnitt, in dem der Gletscher seine größte Breite zwischen 4000 m und 4200 m erreicht noch ausladende Eisrandtäler vorhanden sind. Die Verbreitung ist in beiden Expositionen vergleichsweise symmetrisch eingezeichnet.



Photo 4.6.2.4: Reliktes Eisrandtälchen in 4100 m hoch über dem Biafo-Gletscher (↙). KUHLE (2001) hat hier im Detail die hoch- bis spätglazialen Vergletscherungsausmaße rekonstruiert (s. insbesondere KUHLE 2001, Photos 76 und 77). Aufnahme: L. Iturrizaga 29.09.1997/31.

Ein reliktes Eisrandtal befindet sich in 4100 m Höhe im Übergang von der rechten Biafo- in die rechte Braldu-Talflanke (Photo 4.6.2.4) (KUHLE 2001). Es liegt damit mindestens rund 800 m über der heutigen Gletscheroberfläche

und wird von KUHLE (2001: 265-266) in ein junges spätglaziales Stadium, d.h. in das Sirkung Stadium IV (13500 - 13 000 vor heute bei einer Schneegrenzdepression von 700 m gegenüber heute) eingeordnet. Der rund 5 m – 8 m hohe Wall hebt sich von der Talflanke ab. In den Konfluenzlagen ist die Überlieferung dieser Formen am besten gewährleistet, so auch an der Yazghil-Shimshal-Konfluenz, ca. 500 m über dem Yazghil-Gletscher, am Barpu-Gletscher rund 800 m über der Gletscheroberfläche sowie an den Yishkuk/Pamri-Gletscherkonfluenz rund 400 m über der Yishkuk-Gletscheroberfläche.

4.6.2.1 Mango-Gletscher

Auf der rechten Biafo-Talseite fließt in einem Seitental des Biafo-Gletschers der rund 3,5 km lange Mango-Gletscher in Richtung Nordosten ab (Photo 4.6.2.1.1). Es ist ein kleiner Firmuldengletscher mit einer stark zerspaltenen Gletscherzunge, die in einer Höhe von 3810 m Höhe stirnt. In der Orographical Sketch Map (1990) Sheet 1 sind die Nebentalgletscher noch mit Anschluss zum Biafo-Gletscher verzeichnet. Der Einzugsbereich kulminiert in 5355 m Höhe mit dem Mango Brakk. Auf der linken Mango-Gletscherseite türmt sich eine im Vergleich zur Gletschergröße sehr große rundkuppige, mehrphasig-aufgebaute Ufermoräne auf, die von der Talflanke durch ein kleines Ufertälchen abgesetzt ist. Die im unteren Teil stark konvex-aufgewölbte Gletscherzunge überfährt hier die Ufermoräne. Bemerkenswert dabei ist, dass die Ufermoräne von den Gletschervorstößen zumeist nicht durchbrochen wird, sondern überfahren und der Ufermoränensockel als solcher erhalten bleibt. Nach dem Gletschervorstoß verbleibt ein abgerundeter - fälschlicherweise oft als „alt“ eingestuft - Moränenfirst. Auf der rechten Seite unterschneidet der Gletscher unmittelbar das Anstehende. Weiter talabwärts folgt unterhalb der Gletscherzunge die Ufermoräne eines historischen Gletscherstandes.



Photo 4.6.2.1.1: Der Mango-Gletscher überfährt seine linke Ufermoräne (↙). Bei entsprechend langer Stillstandslage kann sich ein Moränenkranz ausbilden und an die Hauptufermoräne angelagert werden. So eine Situation war beispielsweise am Chogolungma-Gletscher bei Arandu gegeben. Aufnahme: L. Iturrizaga 24.09.1997/2/35.

4.6.3 Skoro-Gletscher (Teste-Tal)

Talabwärts des Baltoro-Gletschers nehmen die Nebentäler teilweise alpinen Charakter an und sind nur wenig vergletschert. Hierzu zählt das 11 km lange Teste-Tal, das oberhalb von Askole (2950 m) in das Braldu-Tal einmündet. Der obere Talkessel, mit dem Mango Gusor (6288 m) als höchstem Einzugsbereich, wird von dem 5 km langen Skoro-Gletscher eingenommen. Von der im unteren Talabschnitt auf einer Art Konfluenzstufe gelegenen Alm Tla Brok (3900 m) fällt die Tiefenlinie rapide um 900 Höhenmeter zur Dauersiedlung Teste (3050 m) im Braldu-Tal ab. Diese Stufenmündungen sind recht typisch für die tributären Täler.

Im 19. und zum Beginn des 20. Jahrhunderts wurde das obere Braldu-Tal noch über den Skoro La (5073m (Orographical Sketch Map) / 5396m (FERBER 1905)) begangen, da die Braldu-Schlucht zu dieser Zeit streckenweise unpassierbar war. Von der Ortschaft Skoro (2400 m) im Shigar-Tal aus fädelt man zu dem Hochgebirgspass ein und stieg über das Teste-Tal nach Askole wieder ab (FERBER 1905: 115).

Der blankeisige Gletscher ist als eine Übergangsform zwischen Firmulden- und Firnkesselgletschertyp einzuordnen. Zum Teil wird der Gletscher durch Eislawinen ernährt. Die Gletscherzunge stirnt in einer Höhe von 4150 m. Die Schneegrenze liegt bei einer durchschnittlichen Einzugsbereichshöhe von 5750m in 4875 m Höhe in N-Exposition. Die drei Hängegletscher auf der westseitigen Teste-Talseite haben den Kontakt zum Hauptgletscher bereits verloren. Sie enden mit einer blankeisigen Gletscherzunge in 4400 m Höhe ohne Endmoränenfassung.

Schutthalden setzen am rechten Ufer des Skoro-Gletschers in einer Höhe von 4400 m ein. Sie sind nicht das Ergebnis erhöhter Frostwechselaktivität, sondern ihr Aufbau wurde durch die glaziale Überarbeitung der Talflanke bei einem höheren Gletscherstand verursacht. Die Höhe der Schutthalden nimmt talabwärts tendenziell zu. Diese Tatsache steht im Einklang mit der vorzeitig ebenfalls höheren Gletschermächtigkeit in diesem Talabschnitt.

Auf der orographisch linken Talseite begleitet ein schmales Ufertälchen den Skoro-Gletscher. Hier erfolgt die sukzessive Eintiefung der Ufermoränenrinne durch Schmelzwasser. In der Höhenlage von 4000 m liegen bis zu über sechs Monate im Jahr Schnee. Die hohen Tagestemperaturamplituden in der subtropischen Breitenlage kann zu raschen Schmelzprozessen mit hohem Erosionspotential führen. Die rechte Ufermoräne des Skoro-Gletschers verzahnt sich in 4200 m mit einem Kame-Blockgletscher des Nebentales und zeigt wulstförmige Wälle auf. Das Skoro-Gletscherende teilt sich in zwei separate toteisunterlegte Satzendumoränen auf. Sie werden durch die Schmelzwasser des Skoro-Gletschers voneinander getrennt. Der ostseitige, stark verschuttete Eislobus des Skoro-Gletschers hat den Kontakt zum Stammgletscher fast verloren. Über einen knappen Kilometer zieht sie sich diese Form einer langgezogenen Blockgletscherzunge das Tal hinab. Auffällig ist der hohe Grobblockanteil mit einem Durchmesser von bis zu 2 m sowohl in den Rand- als auch in den zentralen Bereichen des Gletschers.

Beidseitig sind die konvex gewölbten Satzendoränen durch Abflußbetten von den Talflanken abgesetzt. Einige Zehnermeter hangaufwärts finden sich ältere Ufermoränenleisten, denen jedoch die Prägnanz einer Hauptufermoräne bei weitem fehlt. Generell wird der Skoro-Gletscher nicht von einer hochragenden Ufermoränenfassung eingerahmt – wie diese für viele Alpengletscher von vergleichbarer Länge und ähnlichem Gletschertyp charakteristisch ist. Der Schutt konzentriert sich auf dem Eiskörper, nicht aber so sehr in den eismarginalen Bereichen.

Nur auf der rechten Teste-Talseite ist eine Ufermoräne ausgebildet. Sie klingt mit der Einmündung des Blockgletschers aus. Auf der westseitigen Talseite fehlt ein entsprechendes Widerlager. Die Talflanken sind flach geneigt und die topographischen Verhältnisse in Kombination mit der Schutzzufuhr sind für einen unabhängigen Podest- und Ufermoränenaufbau ungeeignet.

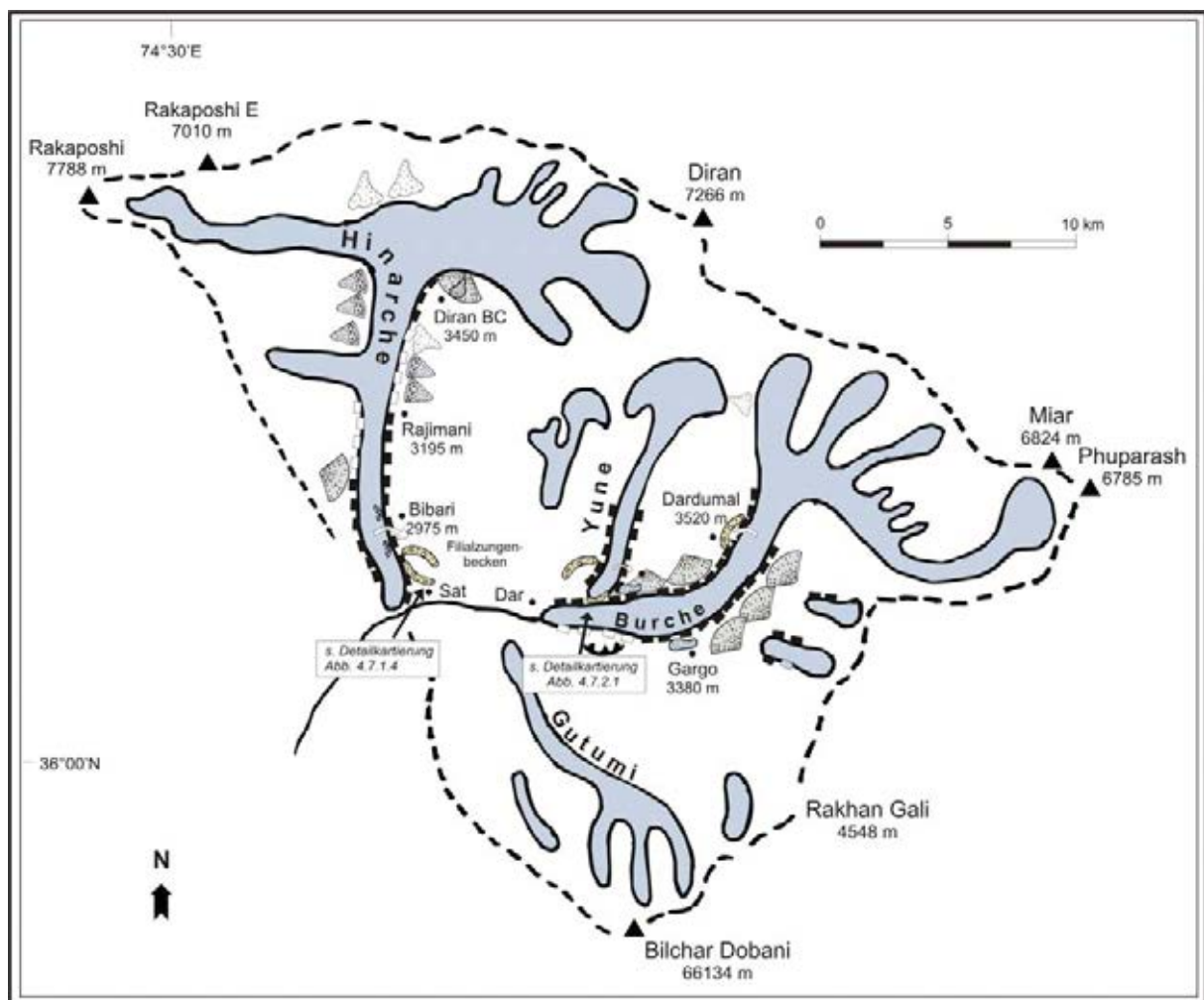
Zusätzlich entsenden drei Hängegletscher, die ehemals Kontakt zum Skoro-Gletscher hatten, Schmelzwasser- und Murabgänge, die die eismarginalen Akkumulationen umlagert. Das Teste-Tal verliert rasch an Höhe. Unterhalb von Tla Brok sind an den glockenbergförmig steil emporragenden Gneispfeiler im Laufe einer steilen Gefällsstufe hochreichende Moränen abgelagert. Sie sind besonders gut zwischen 3800 m und 3600 m zu erkennen. Mit der Ablagerung der Moränen geht auch der Verlauf der Mindesthöhe der einstigen Schneegrenze einher. Die Moränen belegen, dass die Schneegrenze um mindestens 1000 m abgesenkt war.

4.7 Die Eisrandtäler der Rakaposhi-Diran-Südseite: Die Talschaft Bagrot

4.7.1 Hinarche-Gletscher

• Filialzungenbecken • Gletscherbifurkation • komplexe Ufermoränenanlagerungen • extreme Gletscheraufhöhungen und neuzeitliche Überfahrungen der Ufermoräne • Ufermoränenabsackungen und -absitzungen

Der Hinarche-Gletscher ist in einen engräumigen und steiflankigen Talkessel eingelassen (Photo 4.7.1.1). Der rund 12 km lange Gletscher wird von der Rakaposhi-Ostflanke (7788 m) sowie von der Diran-Westflanke (7257 m) durch Eislawinen ernährt. Die beiden Trabanten verbindet ein rund 16 km langer Grat, der an seiner niedrigsten Stelle auf 5315 m absinkt. Um 4338 m fällt die Rakaposhi-Ostflanke über eine Horizontaldistanz von nur rund 7 km hinab zum Hinarche-Gletscher. So führen von beiden Gipfeln zwei spektakuläre Eisfälle hinab, die sich zum vergleichsweise schmalen Hinarche-Gletscher hin vereinigen. Im oberen Abschnitt misst er eine maximale Breite von 1200 m, während er sich zungenwärts auf 650 m – 700 m verschmälert. Der Gletscher endet in einer Höhe von nur 2600 m - eine bemerkenswerte tiefe Eisrandlage für einen südexponierten Gletscher im Karakorum.



L. Iturrizaga

Abb. 4.7.1.1: Übersichtskarte des Bagrot-Tals (Legende s. Abb. 4.1)

CONWAY (1894) suchte 1892 die Talschaft Bagrot auf und kartierte die glaziale Situation (in RÖTHLISBERGER 1986: 89). Weiterhin liefert HAYDEN (1907) Informationen über die Gletscherstände um die letzte Jahrhundertwende. Eine Erörterung der glazialmorphologischen Situation im Bagrot-Tal findet von REINECKE (2001) im Rahmen seiner bodenkundlichen Arbeiten statt. An der Konfluenz zum Bagrot-Tal säumen mächtige Hangmoränen die Talflanken. Weiter talabwärts finden sich Moränenakkumulationen, die implizieren, dass der Gletscher sogar Anschluss an das Hunza-Indus-Eisstromnetz des Karakorums gehabt haben könnte. HASERODT (1986) und OWEN & DERBYSHIRE (1989) gehen allerdings von einem hochglazialen Bagrot-Gletscher aus, der nur bis nach Oshinkandas (1600 m) gereicht haben soll und damit eine Länge von 25 km erreichte.

Verbreitung der Eisrandtäler

Der Hinarche-Gletscher wird beidseits in West- und Ost-Exposition, insbesondere in seinem unteren Verlauf, von Eisrandtälern begleitet, die den Gletscher wannenförmig einbetten. Sie sind allerdings bereits in einer Höhe von 3100 m aufgrund der Steilflankigkeit des Talgefäßes sowie der hohen Morphodynamik der angeschlossenen Talflanken bei der Alm Rajimani (3195 m) so stark degradiert, dass der weitere Weg zu den Hochalmen auf dem Gletscher erfolgt. Auf der linken Seite, bei der Lokalität Hinarche Harai (3450 m) (Diran-Base Camp), sind in 3300 m bis 3500 m im Konfluenzbereich des Hinarche- mit dem Diran-Gletscher weitläufige Ufermoränenzwickel abgelagert, die hauptsächlich Rückstausedimente darstellen. Es sind zugleich die am höchsten gelegenen lateroglazialen Sedimente an dem Gletscher. Der Diran-Gletscherzustrom verliert rezent zunehmend an Kontakt zum Hauptgletscher. Die Ufermoräneninnenhänge sind hier bis zu 130 m vom Gletschereis entblößt. Der Ufertalboden verläuft zumeist bis zu 100 m über der Gletscheroberfläche und ist stellenweise nur wenige Meter breit. Das Ufertal ist – trotz einschlägiger Abholzungen – vergleichsweise dicht mit *Juniperus*, *Betula utilis* und *Pinus roxburghii* bewaldet. Die lateroglazialen Ablagerungen setzen bereits in relativ geringer Höhenlage aus. Die zwei Eisfälle vom Rakaposhi und vom Diran vereiteln eine höher hinaufreichende Schuttablagerung.

Die Hauptufermoräne: Hohe Ufermoräneninnenhänge und nur wenige Meter aufragende Ufermoränenaußenhänge dominieren die lateroglazialen Ablagerungen. Heute liegt die Gletscheroberfläche bis zu 100 m unterhalb des Ufermoränenfirstes. Die Ufermoräneninnenhänge sind stark übersteilt. Im gesamten Verlauf sacken die Ufermoränen schollenförmig ab und reißen die auf ihr stockenden Bäume mit sich. Die Ufermoräneninnenhänge sind durch ebene Abrissflächen gekennzeichnet, an deren Basis Moränenkegel aufgeschüttet sind. Die Innenhänge sind kaum zerrunzt. Oberhalb von Bibari (*Shina*: zwanzig Seen) (2975 m) sackt die linke Ufermoräne ebenfalls schollenförmig samt dem darauf vorhandenen Baumbewuchs nach. Die Höhe des Ufermoräneninnenhangs beträgt hier 80 m - 90 m. Nach Angaben der Einheimischen ereigneten sich diese Abrutschungen innerhalb der letzten Dekaden. Der linke Ufermoränenaußenhang weist bis zu 1 m breite Zerrungsspalten im Moränenverband auf, die im oberen Teil durch Baumwurzelwerk zusammengehalten werden (Photo 4.7.1.8). Weitere Moränenabsackungen sind zu erwarten.

In diesem Abschnitt der Ufermoräne befand sich im intramoränen Bereich vor rund 20 Jahren im Zuge eines Gletscherhochstandes mit einer Erhöhung des Gletscherlevels um 50 m– 60 m ein See. Zu dieser Zeit reichte die Gletscheroberfläche rund 60 m – 70 m höher als heute, also nicht ganz bis zum Ufermoränenfirst. Der See entwässerte durch die Ufermoräne hindurch talab nach Bibari.

Oberhalb von Rajimani (3195 m) sind Mur- und Lawinenkegel in das hier nur schmale Ufertal eingestellt. Die Mur- und Lawinenabgänge zerstören das heutige Ufertal und gehen bis auf die Gletscheroberfläche ab. Die Neigung der Ufermoräneninnenhänge beträgt hier bis zu 90°. Sie werden durch den Hinarche-Gletscher unterschritten. Zugleich sind am Innenhang auch Ufermoränenleisten jüngster Gletscherhochstände zu erkennen.

Die Einheimischen berichten, dass noch zu Beginn des 20. Jhds. ihre Grosseltern dafür gebetet haben, dass der Hinarche-Gletscher die Ufermoräne nicht überfährt. Am Ufermoränenaußenhang befindet sich eine kleine Gebetsstätte, in der noch heute am Ende des Sommers Opfergaben dargebracht werden, um den Gletscher milde zu stimmen. Weiterhin hat der Gletscher vor rund 150 Jahren das Tal abgedämmt und die Bewohner von Chirah zogen für 12 Jahre nach *Little Bagrot* weiter talabwärts, da unter anderem die Wasserzufuhr zu den Feldern durch den Gletscher blockiert war.

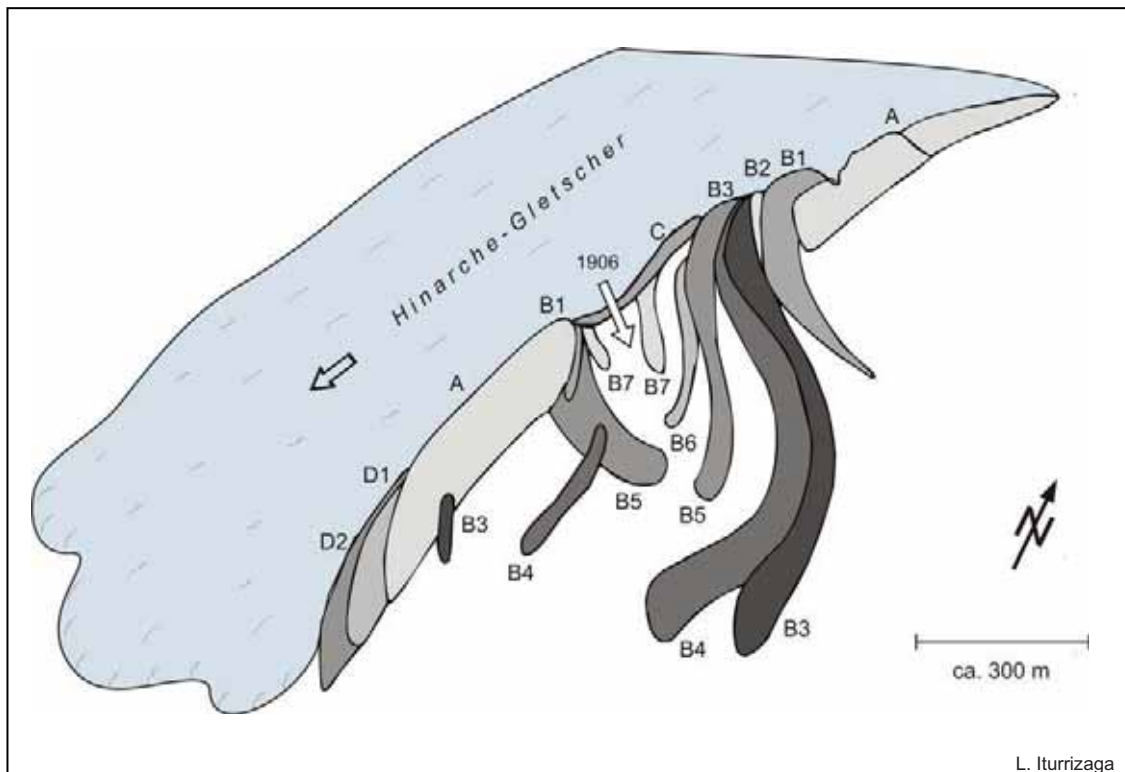


Abb. 4.7.1.2: Geomorphologische Skizze des Filialzungenbeckens auf der rechten Hinarche-Gletscherseite mit den entsprechenden Gletscherstadien (s. Abb. 4.7.1.1 zur Orientierung)

Neben dem Filialzungenbecken am Malungutti-Gletscher ist am Hinarche-Gletscher eine der am weitläufigsten multiphasigen Ufermoränenausbuchtungen an den Karakorum-Gletschern ausgebildet. Die Hinarche-Gletscherzunge hat sich auf ihrer linken Seite unterhalb der Alm Bibari ehemals aufgespalten. Die östliche Gletscherkomponente ist in das Eisrandtal geflossen (Abb. 4.7.1.2). Die Filialzunge war rund 900 m lang und 300 m breit. In dem Zungenbecken befinden sich mindestens sieben Rückzugsstadien, die in Form von Moränenanlagerungen nachvollziehbar sind (Malungutti-Stadium VI bis Hinarche-Stadium). Die Zuordnung der einzelnen Moränenpaare ist bei der Vielzahl und Verzahnung der Wälle oftmals nicht eindeutig. Zeitlich ist das Zungenbecken mit dem des oberen, also jüngeren Malungutti-Gletscherfilialbeckens vermutlich korrelierbar.

Auch heute noch ist die Gletscherzunge in zwei große Loben und einen kleineren Eislobus aufgespalten (Photo 4.7.1.3). Zwischen den beiden Hauptloben hat sich ein Moränenzwickel gebildet. Nach Angaben Einheimischer soll diese Moräne, die jetzt die Stellung einer Mittelmoräne einnimmt, seit rund 12 Jahren zum Vorschein kommen. Dieser Moränenzug zeigt noch die geschwungene Biegung zur Laterofrontalmoräne auf. Hinweise auf einen Felsriegel, wie am Yazghil- oder Malungutti-Gletscher, konnten bei der Geländebegehung nicht gesichtet werden, da der Gletscher selbst nicht gequert wurde. Es ist aber durchaus möglich, dass das prä- bzw. subglaziale Relief auch hier Einfluss auf die Aufspaltung der Gletscherzunge hatte.

RÖTHLISBERGER (1986: 88 f.) bringt die Ausbildung dieser Moränengirlanden mit variierenden Eisfließgeschwindigkeiten, der Erhöhung des Gletscherbettes oder der Trägheit des verschutteten Gletscherkomponente in Verbindung. REINEKE (2001) führt das seitliche Ausscheren des Gletscherstromes auf Rückstaueffekte der gegen den Dameh-Hang ehemals vorstoßenden Hinarche-Gletscherzunge oder aber auch gegen den ehemals weiter hinabreichenden Barche-Gletscher zurück. Die Eisappenmoräne des Hinarche-Gletschers wird von REINEKE (2001: 69) ins Spät- bis Neoglazial eingeordnet.

Die Kartierung von HAYDEN (Plate 33) zeigt, dass das Filialzungenbecken des Hinarche-Gletschers sogar noch um 1906 von der Gletscherzunge eingenommen wurde (als „S“ in der Kartierung bezeichnet). Er notiert hierzu Folgendes: *“Near its snout (Anm. der Verf.: des Hinarche-Gletschers), the glacier separates into two branches, the larger occupying the centre of the main valley, and the smaller turning obliquely towards Sat in the tributary valley on the east. These are separated by an old, partially pine-clad moraine, and an extensive terminal moraine over-grown with scrub surrounds the snout of the smaller branch”*. Weiter heißt es (HAYDEN 1907: 129): *“Only the main stream of the glacier appears to be affected by this periodic fluctuation, the position of the small left branch being approximately stationary. This latter branch is completely surrounded with old terminal moraine, now overgrown with scrub, and there is ample evidence that this part of the glacier has retreated.”* Dieser Gletschervorstoß findet weder bei RÖTHLISBERGER (1986) noch REINEKE (2001) Erwähnung. 1906 war das Zungenende im Rückzug begriffen (HAYDEN 1907: 129). Die internen Rückzugsendmoränenwälle sind demnach weniger als 100 Jahre alt bzw. letztmalig vom Gletschereis erfasst worden. Die Gletscheroberfläche ist folglich seit dem Beginn des 20. Jahrhunderts um rund 100 m eingesunken. Der Weg führte im Jahre 1906 über den Gletscher, während er heute entlang der linken Bagrot-Talflanke verläuft. HAYDEN (1907) notiert einen Vorstoß des Gletschers seit dem Besuch CONWAYS im Jahre 1892 und konstatiert eine Fluktuation von 274 m (300 Yards) in drei Jahren. Er notiert eine große vertikale Schwankung der Gletscheroberfläche, aber eine geringe horizontale Veränderung. Er bilanziert aus seinen Beobachtungen, dass sich longitudinale Gletscher stationär, und transversale Gletscher aktiv verhalten.

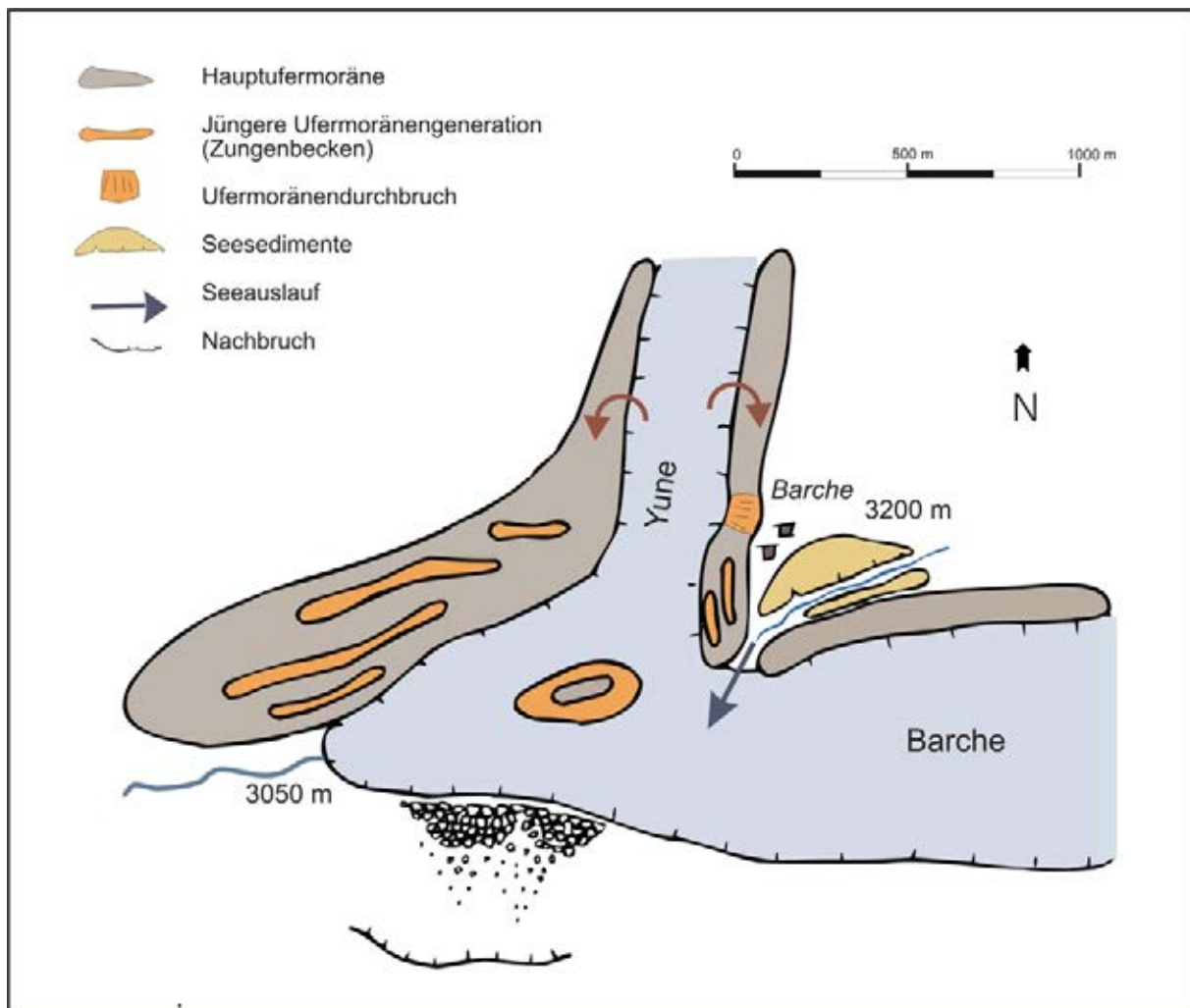
4.7.2 Yune-Gletscher

• *Bifurkation der Gletscherzunge mit Mittelmoränenzwickel* • *Sanderufermoränen* • *moderne Überfahrungen der Ufermoräne* • *Filialzungenbecken*

Der 6 km lange Yune-Gletscher fließt von der Südabdachung des Diran (7266 m) hinab und konfluiert in 3150 m mit dem Barche-Gletscher. Der Gletscher wird - ähnlich wie die ebenso kurzläufigen Saklei-Buk- und Warghut-Gletscher - von ausladenden, außerordentlich mächtigen Ufermoränenfassungen umgeben, die sich quer über das Haupttal ausbreiten. Der Yune-Gletscher ist ein Lawinenkesselgletscher, der auf einem Schuttpodest in Form eines Dammgletschers ausläuft. Die linke Ufermoräne weist eine Höhe von bis zu 250 m Höhe auf. Sie ist unteren Teil dicht mit Koniferen bestanden, die talaufwärts allerdings durch jüngste Gletscherüberschüttungen aussetzen. Die Ufermoräneninnenhänge sind im mittleren Gletscherteil im Gegensatz zu den benachbarten Gletschern nur wenige Meter vom Eis entblößt. Erst zum Zungenende hin treten mehrere dekameterhohe Innenhänge auf. Der Gletscher wird von V-förmigen kurzläufigen Eisrandtälern begleitet, die - wie für diesen Gletschertyp charakteristisch - weit unterhalb der Schneegrenze, d.h. unterhalb von 4000 m einsetzen. Die Ufermoränen weisen zahlreiche Substadien auf, u.a. ein Filialzungenbecken in der rechten Ufermoräne. Die rechte Ufermoräne ist frisch überschüttet, während andere Partien noch mit Wald bestanden sind. Nach Angaben der Einheimischen erfolgte die letzte Überschüttung vor rund 10 Jahren. In der linken Ufermoräne ist ein Durchbruch präsent.

Eine Moräneninsel separiert die Gletscherzunge (Abb. 4.7.2.3, Photo 4.7.1.10), wobei die beiden Gletscherarme Anschluss zum Barche-Gletscher besitzen. Aber auch der Yune-Gletscher wird - ähnlich wie der Hinarche-Gletscher - bei einem weiteren Rückzug eine zweigeteilte Gletscherzunge aufweisen. Inwieweit ein Felskern für die Bifurkation der Gletscherzunge verantwortlich ist, ist derzeit noch ungeklärt.

Sobald der Gletscher sein schmales Talgefäß verlässt, setzen die ausladenden lateroglazialen Moränenablagerungen mit zahlreichen Substadien ein. Der Yune-Gletscher besitzt, wie der Hinarche-Gletscher, auf der rechten Seite ein tributäres Zungenbecken. Die rechte Yune-Lateralmoräne reicht bemerkenswert weit über den Barche-Talboden hinweg, so dass für das gemeinsame Zungenende Barche-Yune nur noch ein schmaler Auslass verbleibt. Die Gletscheroberfläche erreicht fast den Ufermoränenfirst.



L. Iturrizaga

Abb. 4.7.2.3: Geomorphologische Skizze der lateroglazialen Situation des gemeinsamen Zungenbereiches von Barche- und Yune-Gletscher

REINEKE (2001) führt das Ausscheren der Yune-Gletscherzunge auf das Widerlager zurück, dass bei einem Gletschervorstoß des Barche-Gletschers zustande kommt. So sind am Gegenhang des Yune-Gletschers auf der linken Barche-Seite sind große Nachbrüche der Talflanke zu verzeichnen, die auf die ehemalige Unterschneidung durch die Gletscherzunge zurückgehen könnte.

Die Yune-Endmoräne wurde an einem überschütteten A-Horizont von RÖTHLISBERGER auf 3620 v.h. datiert. RÖTHLISBERGER (1986: 90, 96) ermittelte den Alterszeitraum von 190 (Huminsäure) und 585 v. h.. Er geht von einer neuzeitlichen Überführung einer spätmittelalterlichen Ufermoräne aus. Von RÖTHLISBERGER (1986: 87, Abb. 47) werden die vegetationsbedeckten Moränenwälle des Gargogletschers sowie der tributären Gletscher des Barche-Gletschers ins Spätglazial eingeordnet.

4.7.3 Barche-Gletscher

- *Murkegelfertäler* • *Filialzungenbecken im mittleren Gletscherbereich* • *intramoränale und englaziale Seen*

Die Kammlinie zwischen Diran (7266 m), Miar (6824 m) und den Phuparash Peaks (6785 m) bildet auf der Südwestseite den Einzugsbereich des 15 km langen Barche-Gletschers. Sie unterschreitet kaum die 6000 m-Höhenlinie. Wie auch der Hinarche- und Yune-Gletscher wird der Barche-Gletscher im oberen Teil durch den Talkessel eng kanalisiert. Seine Breite nimmt allerdings von rund 1 km auf auf 2 km im Mittellauf zu (Photo 4.7.1.10). Der Barche-Gletscher endet tief eingesunken in einer schmalen Gletscherzunge in 3050 m. Die Einsinkbeträge der Gletscheroberfläche sind nicht so hoch wie am Hinarche-Gletscher. Der Gletscher ist über seine gesamte Lauflänge unterhalb von Dardumal stark verschuttet. Die lateroglazialen Ablagerungen reichen auf der Ost-exponierten Talseite bis auf 3800 m hinauf, während sie auf der West-exponierten Seite in dieser Höhe nur noch als Ufermoränenleisten ausgebildet sind.

Am Barche-Gletscher befindet sich im Mittellauf ein kleines Filialzungenbecken mit Rückzugsstadien bei der Alm Dardumal (3650 m) (Photo 4.7.1.17). Das Zungenbecken ist in einer Prallhanglage des Gletscherlaufes ausgebildet, wo der Gletscher durch das Talgefäß zu dem sehr eng kanalisiert ist. Auch weiter talabwärts haben kleine Eislappen die Hauptufermoräne überlagert. Die rechte Ufermoräne ist bis nach Dardumal bewaldet.

Verbreitung der Eisrandtäler

Charakteristisch für den Aufbau der Eisrandtäler am Barche-Gletscher sind die schuttliefernden Mur- und Lawinenkegel, die aneinandergereiht die Sedimente des Ufertalbodens konstituieren (Photos 4.7.1.9 & 12). Insbesondere das linke Ufertal wird von den Sedimentkegeln der Nebentäler Garroy, Shidelli und Salini bestimmt. Die Ufermoränenaußenhänge, die streckenweise Lawinenablagerungen aufweisen, erreichen eine Höhe von bis zu 25 m. Bei Gargoh (3380 m) sind, wie auch auf der gegenüberliegenden Seite bei Barche (3320 m), mächtige lakustrine Seesedimente abgelagert, die durch den Ufertalbach sowie den Rakhan Gali-Abfluß terrassiert werden. Die Ufermoräne wird derzeit talabwärts von Gargoh durchbrochen. Der Barche-Gletscher weist zahlreiche intralateromoränale Seen auf. Bei Dardumal zeigen Seespiegellinien am Ufermoräneninnenhang, 10 m über der rezenten Gletscheroberfläche, die einstigen Seeausmaße an (Photo 4.7.1.14). Auch auf der gegenüberliegenden Talseite sind lakustrine Seesedimente im eismarginalen Bereich sehr weit verbreitet. Im Konfluenzbereich von Barche- und Yune-Gletscher ist ein Seeausbruch dokumentiert (Kap. 5.5.3).

Die postglazialen Moränenstände und Gletscherschwankungen in der Talschaft Bagrot: Für den Barche-Gletscher nehmen RÖTHLISBERGER und GEYH (1985) einen Vorstoss zwischen 3600 und 3200 Jahren vor heute an. Zungennahe Ufermoränenabschnitte wurden von den Autoren auf 585 resp. 190 vor heute auf der Grundlage von ¹⁴C-Untersuchungen datiert. HASERODT (1989) ordnet sie anhand dendrochronologischer Untersuchungen auf mindestens 260 - 290 Jahre vor heute ein. Die angelagerten Ufermoränen am Innensaum der Hauptufermoräne werden von HASERODT (1989) als Gletscherhochstand zwischen 1880 und 1920 eingeordnet. Die innen angelagerten Moränenwälle sind einem jüngeren Gletschervorstoß angehörig. Um 1900 erfolgte eine Vorstoßbewegung des Bagrot-Gletschers. RÖTHLISBERGER (1986: 97) rekonstruiert Gletschervorstöße zwischen 3600 und 3200 v.h., um 600 v.h., 200 v.h. und um A.D. 1900 am Barche-Gletscher. Für den Zeitraum zwischen 1906 bis 1980 wird eine vergleichsweise stabile Zungenlage des Hinarche- und des Barche-Gletschers ermittelt (RÖTHLISBERGER 1986: 92). Während RÖTHLISBERGER noch von einem Rückschmelzen der westlichen Gletscherkomponente des Hinarche-Gletschers um rund 100 m berichtet, verzeichnet REINEKE (2001: 69) einen Gletschervorstoß der östlichen Gletscherkomponente bis zum Jahre 1997. Der Barche-Fluss entwässerte zu dieser Zeit subglazial. Zwei Jahre später, im Sommer 1999, hatte der Hinarche-Gletscher keinen Kontakt mehr mit der gegenüberliegenden Dameh-Talflanke. Die mehrfach

aufgespaltene Gletscherzunge war im Jahre 2003 im Rückzug begriffen. Der Barche-Fluss hatte gerade Platz genug, ungehindert zwischen der Dameh-Talflanke und der Gletscherzunge zu passieren. Der Gletscherrückzug wird auch dadurch dokumentiert, dass neue Bewässerungskanäle verlegt bzw. höher gelegt werden müssen. Ein Kanal befindet sich derzeit auf der rechten Bagrot-Talseite in Bau. Die Einheimischen berichten von einem Gletscherhochstand in den 80er Jahren des letzten Jahrhunderts. Der Hinarche-Gletscher liegt in nahezu talsperrender Lage. Letztmalig dämmte der Gletscher im Sommer 2001 das Tal und hinter der Barriere bildete sich ein kleiner See.



Photo 4.7.1.1: Blick aus 4080 m auf den Hinarche-Gletscher, der in einem gigantischen Eisfall von der Rakaposhi-Ost-Seite in das Bagrot-Tal nach Süden hinabfließt. Die lateroglazialen Sedimente setzen in diesem steiflankigen, engen Talkessel erst in Form von einem Ufermoränenzwickel in einer Höhe von 3450 m am Diran Basecamp (○) ein. Auf der rechten Hinarche-Gletscherseite sind im oberen Abschnitt lediglich Ufermoränenleisten (↗) ausgebildet, die weiter talabwärts von einem breiteren Eisrandtal begleitet werden. Von Osten mündet der Diran-Gletscher (→) ein, der heute langsam den Kontakt zum Hinarche-Gletscher verliert. Der Hinarche-Gletscher ist erstaunlich blankeisig, was u.a. an der zwischengeschalteten Firnmulde liegen mag, die die Lawinengänge sammelt. Der Rakaposhi ist in Wolken gehüllt. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.09.2003.

Photo 4.7.1.2: Blick auf den Innenhang der rechten Hinarche-Ufermoräne. Die Gletscheroberfläche liegt hier bis zu 100 m unter dem Ufermoränenfirst. Mehrere Moränenneiveaus zeichnen sich am Innenhang ab (↗). Sie werden allerdings sukzessive durch den Hinarche-Gletscher unter schnitten und brechen schollenartige nach. Hinter der Ufermoräne, rund 70 – 90 m über der heutigen Gletscheroberfläche, verläuft ein V-förmiges Eisrandtal. Die Ufermoränenaußenhänge sind nur wenige Meter hoch. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.09.2003.





Photo 4.7.1.3: Die Hinarche-Gletscherzunge teilt sich in 3 Loben auf (A, B, C). Die beiden Hauptloben sind durch eine Art Mittelmoränenzwickel (↓) voneinander getrennt. Ehemals spaltete sich ein weiterer Lobus (D →) vom Hauptgletscher ab und bildete eine mehrere hundert Meter lange Filialgletscherzunge aus. Von Zeit zu Zeit staut der Hinarche-Gletscher den Haupttal-Fluss auf (↗), letztmalig im Jahr 2000. Auf der rechten Hinarche-Gletscherseite sind im Zungenbereich kaum Ufermoränen abgelagert. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.09.2003.



Photo 4.7.1.4: Blick von der linken Hinarche-Talseite aus 3080 m auf das Filialzungenbecken (O ↗) des Hinarche-Gletschers (□). Die zahlreichen Ufermoränenanlagerungsstadien (↘) belegen, dass der tributäre Gletscherlobus lange in dieser Position verweilt ist. Die linke Hinarche-Talflanke wird von hochlagernden Moränen (◇) verkleidet. Noch Mitte des 20. Jahrhunderts erreichte der Hinarche-Gletscher nach Angaben der

Einheimischen fast den Ufermoränenfirst. Supraglaziale Seen entwässerten über Durchbrüche oder subterrane Drainagekanäle zum Teil durch das Eisrandtal, wie bei Bibari. Die Siedlungen auf dem Ufermoränenaußenhang waren zur Zeit des Gletscherhochstandes durch supraglaziale Schuttabgänge gefährdet. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.09.2003.



Photo 4.7.1.5: Fast senkrecht fällt dieser Ufermoräneninnenhang bei der Alm Rajimani (3195 m) zum Hinarche-Gletscher hinab. Durch die Unterschneidung des Ufermoräneninnenhangs werden die jüngeren Moränen-gletscherstände mitunter abgetragen, was bei Datierungen der Innenhänge zu berücksichtigen ist. Auch die rechte Hinarche-Gletscherseite wird von steilflankigen Ufermoräneninnenhängen (↘) begleitet. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.09.2003.

Photo 4.7.1.6: Linker Ufermoräneninnenhang des Hinarche-Gletschers oberhalb der Alm Bibari. Die Hinarche-Gletscheroberfläche unterlag im letzten Jahrhundert starken Schwankungen. Noch vor einigen Dekaden soll die Gletscheroberfläche dem heute 90 m hohen Ufermoräneninnenhang angelegen haben und stellenweise die Ufermoräne überschüttet haben. Supraglaziale Seen haben durch die Ufermoräne in das Eisrandtal dräniert. Heute ist der steile Innenhang instabil und bricht nach, zum Teil sacken ganze Moränenpartien mit Waldbestand enbloc nach. Die Höhe des Ufermoränenaußenhangs beträgt nur wenige Meter. Siehe Person als Größenvergleich (←). Aufnahme: L. Iturrizaga 14.09.2003.



Photo 4.7.1.7: Das Eisrandtal des Hinarche-Gletschers ist in diesem Abschnitt durch den Gletscher (□) unterschritten und vollständig zerstört worden. Das rund 80 m hohe Aufschlussprofil zeigt den dualen Schuttkörperaufbau von Grundmoränenmaterial an der Basis (◇) und darauf eingestellten Hangschuttkegeln (△). Der Weg zum Diran Base Camp und den Almen führt nun auf dem Gletscher entlang. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.09.2003.

Photo 4.7.1.8: Der linke Ufermoränenaussenhang des Hinarche-Gletschers ist durchzogen von Zerrungsklüften (↘). Der Eisschwund um mehrere Dekameter hat der Ufermoräne das Widerlager entzogen und enbloc-Nachsackungen mitsamt der Waldbedeckung sind die Regel. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.09.2003.



Photo 4.7.1.9: 180°-Panorama aus 3750 m von der rechten Ufermoräne über den Barche-Gletscher, der durch mehrere Eisfälle und Eislawinenkegel genährt wird. Das Eisrandtal setzt in Ost-Exposition in rund 3850 m ein und begleitet den Gletscher bis zur Konfluenz bis zum Yune-Gletscher. An einigen Lokalitäten hat der Gletscher die Ufermoräne ehemals durchbrochen. Im randglazialen Bereich sind temporäre supraglaziale Seen häufig vorzufinden. Auf der linken Barche-Gletscherseite münden drei Murkegel (S) in das Eisrandtal und nehmen das breite Eisrandtal ein. Der Gletscher liegt zumeist mehrere Dekameter unter dem Ufermoränenfirst und unterschneidet die Moränenflanken. Aufnahme: L. Iturrizaga 18.09.2003.



Photo 4.7.1.10: Übersichtsaufnahme aus 3380 m über den Barche-Gletscher vom Diran (7266 m) zum Rakaposhi (7885 m). Vom Diran fließt der Yune-Gletscher (↖) hinab. Die zwei gespaltene Yune-Gletscherzunge (A, B), durch einen Moränenzwickel (J) getrennt, konfluert mit der Barche-Gletscherzunge. Der bis zu fast 2 km breite Gletscherstrom wird in dem breiten Talkessel von ausladenden Eisrandtälern begleitet. Der Yune-Gletscher schiebt sich weit gegen das Haupttal vor, so dass im Konfluenzbereich von Barche- und Yune-Gletscher ein weiträumiges Eisrandtal bei der Lokalität Barche (J) ausgebildet ist. Mächtige Lateralmoränen (Δ) umranden den schmalen und kurzläufigen Yune-Gletscher. Der Pfeil (↖) markiert den Durchbruch in der rechten Barche-Ufermoräne, durch den der einstige Barche-Gletscher entwässert hat. Aufnahme: L. Iturrizaga 18.09.2003.



Photo 4.7.1.11: Aufnahme von der linken Barche-Ufermoräne aus 3750 m in den oberen Abschnitt des ausklingenden Eisrandtales. Die Steiflanken des oberen Einzugsbereiches vereiteln die Fortsetzung der lateroglazialen Sedimentablagerung weiter talaufwärts. Murlawinenkegel sind in das Eisrandtal eingestellt. Die Ufermoräne ist in diesem Bereich nahezu symmetrisch aufgebaut. Weiter talab- und talaufwärts sind steile Innenhänge dominant. Aufnahme: L. Iturrizaga 16.09.2003.



Photo 4.7.1.12: Blick von der rechten Barche-Hauptufermoräne in das bewaldete Eisrandtal, das hier dem Talgefälle folgend relativ rasch an Höhe verliert. So hat der Barche-Gletscher in diesem Steilabschnitt die Ufermoräne ehemals stellenweise überragt und durch Ufermoränendurchbrüche und -anlagerungen überprägt (↘). Auf der linken Barche-Gletscherseite sind die Murkegel-Eisrandtäler von Shidili und Gargoh ersichtlich (O). Aufnahme: L. Iturrizaga 16.09.2003.



Photo 4.7.1.12: Die bis zu 150 m hohe rechte Ufermoräne des Yune-Gletschers wurde erst in jüngster Zeit von supraglazialen Schüttungen überarbeitet (↙). Der Waldbestand fehlt weitgehend auf dem Außenhang. Im Vordergrund ist, ähnlich wie am Hinarche-Gletscher eine Art Moränenausstülpung (□) ausgebildet. Im Hintergrund ist der schmale Eisfall ersichtlich, über den der Gletscher ernährt wird. Aufnahme: L. Iturrizaga 16.09.2003.



Photo 4.7.1.13: Die Yune-Gletscherzunge ist in zwei Loben (A, B) aufgespalten und trifft auf den im Vordergrund ersichtlichen Barche-Gletscher (□). Die zwischengeschaltete Moräneninsel (◇) weist drei Hauptgenerationen (1,2,3) auf. Die Bifurkation der Gletscherzunge kann durch den Rückstau auf die linke Barche-Talseite mitverursacht worden sein. Das Rakaposhi-Massiv ist in der Bildlinken in Wolken gehüllt. Am rechten Yune-Ufermoräneninnenhang bildet sich ebenfalls ein jüngeres Moränenniveau (↘) ab. Aus der linken Yune-Ufermoräne ragen am Aussenhang Moränenschollen eines älteren Gletscherhochstandes heraus (↙). Aufnahme: L. Iturrizaga 16.09.2003.



Photo 4.7.1.14: Bei der Alm Dardumal (3520 m) wird zeitweilig ein intramontaner See aufgestaut. Am Ufermoräneninnenhang ist die einstige Seespiegellinie (↘) abgezeichnet. Diese Seen können schwallartig durch eng-laziale Eiskanäle entwässern und zu Flutereignissen im Bagrot-Tal führen. Aufnahme: L. Iturrizaga 16.09.2003.



Photo 4.7.1.15: Die linke Yune-Hauptufermoräne wurde ehemals durch einen Eislobus oder durch glazifluvial-induzierten Schmelzwasserabgang durchbrochen (↘). Der Durchbruch wurde durch die Ufermoräne (↘) eines erneuten Gletscherhochstandes wieder abgeriegelt. S. Almhäuser als Größenvergleich. Im Vordergrund lagernd die Seesedimente (○). Aufnahme: L. Iturrizaga 16.09.2003.



Photo 4.7.1.16: Am unteren Ende des linken Barche-Eisrandtales bei Gargoh (3390m) zeugen mächtige Seesedimente (○) wie bei Barche von der einstigen Abdämmung der Abflüsse des Eisrandtales durch die Hauptufermoräne (△), die sich weiter talabwärts an die linke Talflanke schmiegt. Heute hat der Eisrandtalbach die Hauptufermoräne durchbrochen und dräniert unmittelbar zum Barche-Gletscher. Aufnahme: L. Iturrizaga 16.09.2003.



Photo 4.7.1.17: 160°-Panorama von der rechten Barche-Ufermoräne (Δ) bei der Almsiedlung Dardumal (\blacktriangledown). Im Eisrandtal ist eine Ufermoränenfassung (\diamond) eines älteren Gletscherstandes (möglicherweise Bitanmal-Stadium) abgelagert. Die Hauptufermoräne wurde durch eine jüngere Gletscherausstülpung (----- \blacktriangleleft), die durch die Ufermoräne (∇) im Vordergrund belegt ist, überprägt. Aufnahme: L. Iturrizaga 16.09.2003.

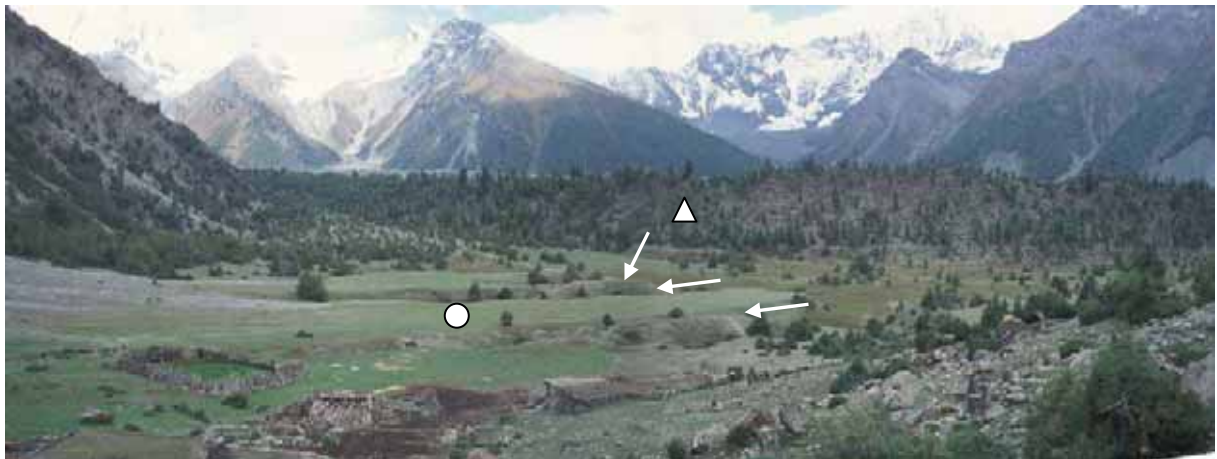


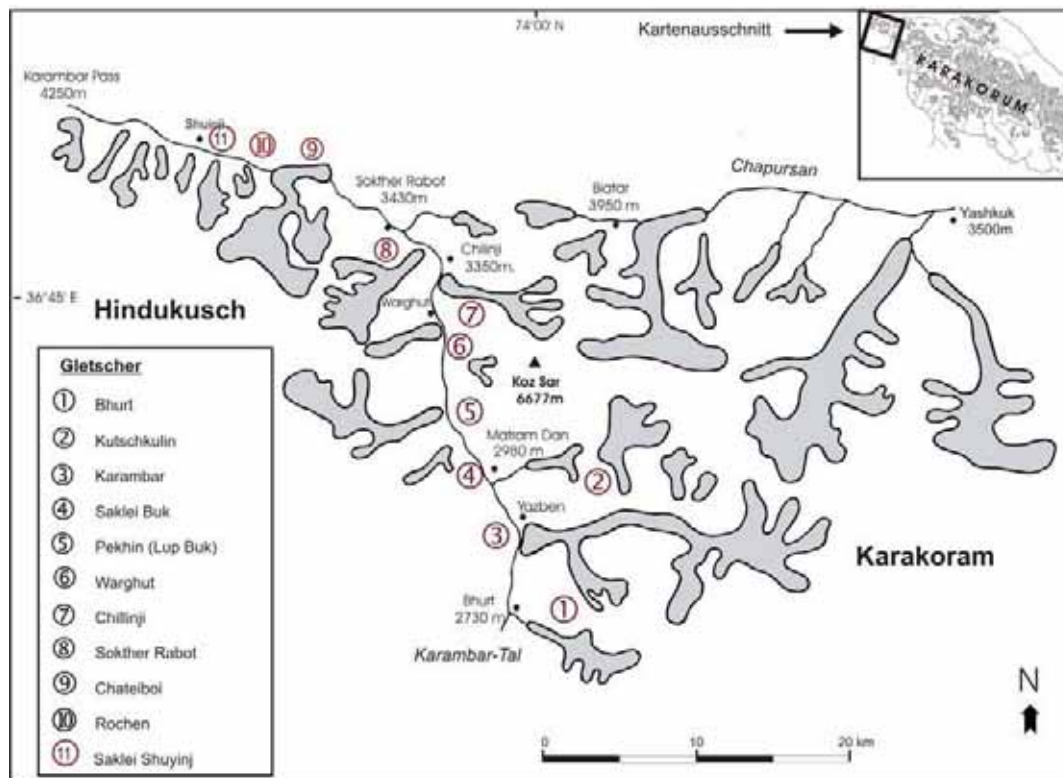
Photo 4.7.1.18: Blick von der linken Yune-Ufermoräne in das Eisrandtal in der Zwickellage mit der rechten Barche-Ufermoräne (Δ) bei Dardumal. In dieser Konfluenzlage wurde das Eisrandtal ehemals von einem vergleichsweise langlebigen See eingenommen, das durch die mächtigen lakustrinen Sedimente (\circ) belegt ist. Sie bilden mehrere Meter hohe Steilkanten aus (\blacktriangledown), die durch postsedimentäre fluviale Unterschneidungen hervorgerufen worden sein können. Sie werden heute sukzessive rückverlegt (\blacktriangleleft). Die Wasserzufuhr dieses Sees konnte zum einen aus den angrenzenden Nebentälern, aber auch durch randglaziale Schmelzwässer des Yune- und Barche-Gletschers während ihres Hochstandes gespeist werden. Die Entwässerung des Sees erfolgte durch einen Ufermoränendurchbruch. Im Hintergrund sind die vergletscherten Einzugsbereiche des linken Barche-Eisrandtales ersichtlich. Aufnahme: L. Iturrizaga 16.09.2003.



Photo 4.7.1.19: Blick von der linken Bagrot-Talflanke aus 3080 m auf die große rechte Lateralmoräne des Yune-Gletschers und der Barche-Gletscherzunge. Der Yune-Gletscher (↓) schiebt sich fast über den gesamten Talboden. Am rechten Ufermoränenaußenhang ist ein weiteres Filialzungenbecken ausgebildet (↖). Aufnahme: L. Iturrizaga 13.09.2003.

4.8 Die Gletscher der Batura-West-Seite: Das Karambar-Tal

• Damm- und Podestgletschermoränen • Konfluenzlagengletscher mit forciertes Lateralmoränenausbildung • Filialzungenbecken und Eislappenmoränen (Kranzufermoränen) • Schwemmfächer-Ufermoränen in den Hochlagen



L. Iturrizaga

Abb. 4.8.1: Die Gletscher im oberen Abschnitt der Talschaft Karambar

Das Karambar-Tal befindet sich im Übergangsraum vom Karakorum im Osten zum Hindukusch im Westen. Obwohl durch das Tal ehemals die Karawanenroute über den Khora Bhurt-Pass (4630 m) führte, wurde das Gebiet nur wenig geographisch erkundet. YOUNGHUSBAND (1896) stieß bis zum Khora Bhurt-Pass vor. STEIN (1928) suchte das Karambar-Tal im Jahre 1913 auf und querte von Westen kommend den Chateboi-Gletscher. LONGSTAFF (1951) bereiste die Talschaft im Oktober 1916, kam aber auch nicht über den Chateboi-Gletscher hinaus. HEWITT (1998a) gibt einen Abriss über die glaziale Situation im Hinblick auf natürliche Dämme im Karambar-Tal.

Der Hindukusch ist im Vergleich zum Karakorum durch ein etwas moderateres Gebirgsrelief gekennzeichnet. Der höchste Einzugsbereich in der Talschaft ist der Kampir Dior (7168 m) am westlichen Rand der Batura-Gruppe, gefolgt vom 6677 m hohen Koz Sar. Die Gipfelhöhen überschreiten selten 6000 m und liegen damit um 1000 m niedriger als auf der benachbarten Batura-Ostabdachung. Die rezente klimatische Schneegrenze verläuft zwischen rund 4700 m und 5000 m. Den Talschluss des 50 km langen Karambar-Tals bildet der 4350 m hohe Karambar-Pass. Talwärts konfluert in 2400 m Höhe das Karambar-Tal mit dem Ishkoman-Tal und entwässert zum Gilgit-Fluss. Die Gletscherlängen rangieren zwischen 5 km und 23 km. Acht tributäre Gletscher enden heute auf dem Haupttalboden in einer Höhe zwischen 2850 m und 3900 m. Die Ufermoränenfassungen dieser tributären Gletscher reichen bis auf den Karambar-Haupttalboden hin ab und erstrecken sich hier als mächtige Querriegel über den Talboden. Dem zugute kommt, dass die tributären Einzugsbereiche allesamt recht kurzläufig sind, die Einzugsbereiche aber hoch genug über der Schneegrenze liegen,

dass eine Talvergletscherung ausgebildet ist, die gerade aus dem Talgefäß hinausragt. Die Karambar-Gletscher weisen im Untersuchungsgebiet mit die mächtigsten Ufermoränen im Verhältnis zur Gletschergröße auf, wobei sich die Moränenfassungen zumeist im Laterofrontalbereich befinden. Die Gletscher haben im Zehrgebiet keinen unmittelbaren Talflankenkontakt und werden von der hochaufragenden Lateralmoränenfassung eingerahmt. Die Gletscheroberfläche verläuft in den Zungenbereichen einiger Gletscher nur wenige Meter unterhalb des Ufermoränenfirstes.

Die Eisrandtäler weisen in der Regel einen mehr oder minder dichten Waldbestand auf. Die höchsten Einzelbaumvorkommen in Form von Baumwacholder sind in rund 3900 m vorzufinden, die untere Waldgrenze verläuft bei circa 3000 m. Das Waldvorkommen ist an lokale Gunststandorte gebunden, wie die gletschnahen feuchteren und zugleich windgeschützten Bereiche im Eisrandtal. Im Haupttal fällt die Bewaldung geringer aus bzw. fehlt vollständig. Oberhalb des Sokther Rabot-Gletschers in 3400 m Höhe setzt der Wald im Karambar-Tal abrupt aus. Lediglich auf den Sedimentfächern wie bei Sokther Rabot und den gletschnahen Bereichen, wie an der Chillinji-Gletscherzunge, sind Wacholder- und Laubwaldvorkommen vorzufinden. Es scheint in diesem Talabschnitt eine klimatische Zäsur zwischen dem mittleren Karambar- und dem weiter östlich gelegenen Chapursan-Tal zu verlaufen, das in den lateroglazialen Bereichen der Gletscher gänzlich waldfrei ist.

Das Karambar-Tal durchläuft oberhalb des Chillinji-Gletschers auf der linken Talseite permomesozoische Kalksteinserien und auf der rechten Talseite Sandsteine, die zum Teil in leuchtend roter Farbgebung auffallend zu Tage treten (GAETANI et al. 1996). In diesem Bereich verläuft die Reshun-Fault. An der Chateboi-Gletscherzunge setzt auf der linken Talseite der Chateboi-Granit ein, der auch noch bis zum Karambar-Pass dominant ist.



Photo 4.8.1: Die rechte Karambar-Talschulter gegenüber der Chillinji-Gletscherzunge ist glazigen überschlif-fen worden. Hier in 4050 m Höhe befinden sich erratische Blöcke () auf dem Anstehenden, die eine eiszeitliche Mindestmächtigkeit von 700 m belegen. In der Bildmitte ist der Chillinji-Gletscher (□) mit seinen Eisrandtälern zu sehen. Vorzeitliche Hangmoränen spielen beim Eisrandtalaufbau eine untergeordnete Rolle. Das südexponierte Eisrandtal (↘) ist etwas großzügiger ausgebildet als das N-exponierte. Im Vergleich zu anderen Gebieten haben vorzeitliche Hangmoränen jedoch nur einen geringen Einfluss auf den Eisrandtalaufbau. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.09.2002/35.*

Vorzeitliche Vergletscherung: Eiszeitlich war das Karambar-Tal über das Ishkoman-Tal durchgehend bis zum Gilgit-Tal vergletschert. Erratika, d.h. metamorphe Gesteinsblöcke von mehreren Metern Durchmesser auf anstehendem, glattpolierten Kalkstein auf der rechten Karambar-Talschulter unmittelbar gegenüber des Chillinji-Gletschers in 4050 m Höhe, belegen neben weiteren Glazialindikatoren, eine Mindestmächtigkeit des vorzeitlichen Karambar-Talgletschers von 700 m in diesem Talabschnitt (Photo 4.8.1). An der Konfluenz Karambar-Ishkoman-Tal bei Imit (2445 m)

sind die Talflanken mehrere hundert Meter über dem Talboden mit Moränenleisten verkleidet. Mächtige Moränenvorkommen sind im Karambar-Tal vor allem in dem Bereich von Imit überliefert, die zum Teil von tributären Gletschern stammen (Bajgaz Gol). Der vorzeitliche große Karambar-Gletscher konfluierte seinerzeit mit dem Gilgit-Gletscher, der vom Ghizer-Tal hinabfloss, was durch mächtige Moränensequenzen an der Konfluenz von Ishkoman- und Gilgit-Tal bezeugt wird. Der Anteil an Hangmoränen im Haupttal sowie im lateroglazialen Bereich ist im Vergleich zu den Karakorum-Tälern relativ gering.

Im Karambar-Tal haben in historischer Zeit neun tributäre Gletscher den Haupttalboden erreicht. Mindestens sechs Gletscher von ihnen haben zeitweise den Karambar-Fluss abgedämmt und mehrere kilometerlange Stauseen aufgestaut (ITURRIZAGA 2004a, 2005d). Die dichte Abfolge von acht Gletscherdämmen in einer Höhe zwischen 2830 m und 3850 m auf einer Horizontalstrecke von nur 40 km bedingt eine komplexe Verzahnung von Stauseebecke und Flutsedimentlandschaften im Haupttal. Die Flutereignisse haben möglicherweise die Entwässerung von mehreren Seen gleichzeitig beinhaltet und somit eine Ausbruchskaskade initiiert, die zu einem der weitreichendsten kataklysmischen Prozessabläufe in der jüngeren Vergangenheit in dieser Hochgebirgsregion geführt. Das enorme Erosionsausmaß der Gletscherfluten konnte insbesondere anhand von Siedlungslandverlusten im Ishkoman- und Gilgit-Tal rekonstruiert werden (ITURRIZAGA 2005d).

4.8.1 Bhurt-Gletscher

• konsolidierte Eisrandtäler • jüngste Gletscheroszillationen: Ufermoränenüberschüttung und subsequenter Gletscherrückzug • Ufermoränenanlagerungen

Der 10 km lange Bhurt-Gletscher, eine Mischform zwischen Lawinen- und Firnkesselgletscher, fließt von SE nach NW bis auf eine Höhe von 3150 m hinab. Die höchsten Gipfel im Einzugsbereich sind der Kuti Dorkush (5900 m) sowie der Swat Maras (oder Bhurt Sar) (6300 m). Das rezente Gletscherende ist von hochaufragenden Ufermoränen eingerahmt (Photo 4.8.1.1). Die Ufermoränenaußenhänge messen bei der Alm Bhurt-Jerav (3410 m) eine Höhe von 70 m. Die Ufermoräneninnenhänge sind im proglazialen Bereich bis zu 30 m Höhe vom Eis entblößt, weiter talaufwärts reduziert sich die Höhe auf 10 m – 15 m.

Jüngste Gletscherschwankungen zeichnen sich im Gletschervorfeld durch hintereinander geschaltete Moränenwälle ab (Photo 4.8.1.1 und 4.8.1.2). Eine vermutlich historisch bis neoglaziale Eisrandlage schwingt in einem Laterofrontalbogen kurz oberhalb des Bergsturzes an der Konfluenz zum Karambar-Tal aus (Photo 4.8.1.2). Im Gletschervorfeld zeichnen sich mehrere historische Gletscherstände ab. Die Innenhänge der Ufermoränenfassungen, die sich etwa 800 m – 900 m über das rezente Gletscherzungenende hinaus talabwärts erstrecken, sind jüngst durch einen Gletschervorstoß umgestaltet worden. Toteiseinlagerungen in den Ufermoräneninnenhängen (Wakhi: *yaz rui*, *Yaz* = *Gletscher*; *rui* = *Schutthalde*) sowie frische moränale Schutthalden an deren Basis zeugen von dem Ereignis. Nach Angaben der lokalen Bevölkerung vollzog sich am Bhurt-Gletscher vor 20 Jahren ein Gletschersurge. Nach dem plötzlichen Vorstoßereignis hat sich der Gletscher binnen von zwei bis drei Jahren wieder zurückgezogen. Ein noch jüngerer Gletscherstand zeichnet sich in Form laterofrontaler Ufermoränenwälle in etwa 100 m Entfernung der Gletscherzunge ab. LONGSTAFF (1951: 208) beschreibt den Zustand des Gletschers im Oktober 1916 wie folgt: „*Close by the Bad Swat glacier descends into the valley from the east and above Bhort village the Bhort glacier pushes down its snout. There were two distinct levels of the vast morainic silt-beds there, showing different phases of former glacial advance. The glacier was then beginning to retreat. At its snout was a fine ice-tunnel.*“

Das Bhurt-Tal wird im Übergang zum Karambar-Tal von einem Bergsturz eingenommen, der riegelartig an dessen Talausgang abgelagert ist (Photo 4.8.1.2). Der rund 50 m hohe Wall setzt sich aus bis zu hausgroßen Blöcken zusammen, die alle von einer dunklen Verwitterungsrinde überzogen sind und sich deutlich von den umlagernden helleren Moränen farblich abheben. Nach einer Kartierung von HEWITT (1998: 8) handelt es sich dabei um einen Bergsturz (*rock avalanche / rock slide*), der von der

rechten Karambar-Talseite hinabging und über den Talboden auf die gegenüberliegende Seite brandete. Ein neoglazialer – spätglazialer sowie auch hochglazialer Gletschervorstoß aus dem Bhurt-Tal in das Karambar-Tal kann durchaus zu einer Instabilisierung der rechten Karambar-Talflanke beigetragen haben. Die eigenen Geländebeobachtungen deuten allerdings darauf hin, dass das Schuttmaterial zum Teil aus dem Bhurt-Tal selbst stammt und auf den niedertauenden Bhurt-Gletscher brandete. Somit würde es sich bei der Ablagerung eher um eine Bergsturzmoräne handeln.

Das untere Bhurt-Talgefäß wird von Hangmoränen, insbesondere auf der rechten Bhurt-Talseite, eingenommen (Photo 4.8.1.2). Sie reichen bis zu etwa 400 m über den Talboden und sind bis zu 20 m mächtig. Sie sind zerrunzt, aber nicht in Erdpyramiden zerlegt. Die Moränenaufschlüsse zeigen teilweise einen schichtigen Aufbau, der auf die sekundäre Verlagerung der Moränen durch nival-induzierten und trockenen Schuttversatz zurückgeht.

Am Bhurt-Gletscher sind beidseits, d.h. in NE- und SW-Exposition Eisrandtäler ausgebildet. Auf der Nordseite endet das Eisrandtal in 3600 m, auf der Südseite durch das Einmünden von Nebengletschern bereits in 3500 m. In die Eisrandtäler sind Murlawinenkegel eingestellt, die unmittelbar mit den Ufermoränen verzahnt sind. Die Ufermoränen sind letztmalig durch supraglaziale Überschüttungsprozesse aufgebaut worden. Die Ufermoränenaußenhänge sind dicht mit Kiefern, Wacholder und Birken bestanden, die vereinzelt durch supraglaziale Schüttungen durchzogen werden. In jüngster Zeit sind die Ufermoränenfirste nicht von Gletscherhochständen erfasst worden. Darauf deuten bis mannshohe Juniperus-Bäume hin, die auf der Gletscheroberfläche stocken. Auf Höhe der Alm Bhurt Jerav 3410 m sind innenseitige Ufermoränenanlagerungen ausgebildet.



Photo 4.8.1.1: Blick von der linken Bhurt-Ufermoräne auf das Zungenende des Bhurt-Gletschers und den oberen Einzugsbereich. Das orographisch linke Eisrandtal wird von Murlawinenkegeln (Δ) eingenommen, die in ihrem distalen Teil mit der Ufermoräne verzahnt sind. Schnee- und zum Teil auch Eislawinen gehen von Zeit zu Zeit in das Eisrandtal ab. Der Ufermoränenaußenhang ist kaum mit Wald bestanden – ein Hinweis auf die historischen supraglazialen Schuttschüttungen. Die Blöcke der Ufermoräne sind bis zu mannsgroß (s. Person als Größenvergleich). Im proglazialen Bereich zeichnet sich ein jüngster Gletscherstand am Ufermoränen-innenhang ab (\blacktriangledown). Weiter talaufwärts ist eine mächtige Podestmoräne aufgeschüttet, die als Widerlager-schüttungskörper entstanden ist. Aufnahme: L. Iturrizaga 08.09.2002/18.



Photo 4.8.1.2: Aufnahme von der linken Bhurt-Ufermoräne talabwärts in Richtung Bhurt und der Konfluenz mit dem Karambar-Tal. Die Innenhänge der Ufermoränenfassung sind von dem jüngsten Gletschervorstoß

unterschnitten und entsprechend steil, zum Teil enthalten sie noch Toteis (↙). Im talabwärtigen Bereich sind die Ufermoräneninnenhänge bereits abgeflacht. Im Konfluenzbereich liegt die Blockansammlung (↓), die nach HEWITT (1998) auf einen Bergsturz aus der rechten Karambar-Talseite zurückgeht. Es könnte sich aber auch um eine Bergsturzmoräne des Bhurt-Gletschers handeln. Die rechte Bhurt-Talseite ist mit Moränen verkleidet. Aufnahme: L. Iturrizaga 08.09.2002/12.



Photo 4.8.1.3: An dem rechten Ufermoräneninnenhang sind die Reste einer Ufermoränenscholle (◇) ersichtlich, die enbloc abgesackt ist. An der Basis bildet sich ein rezenter Seitenmoränenwall (△). Die großen Blöcke stammen zum großen Teil aus den Ufermoräneninnenhängen, die bei der Unterschneidung der Ufermoräne durch den Gletscher aus dem Sedimentverband herausgelöst werden. Die Hauptufermoräne zeigt nur ansatzweise einen geschichteten Aufbau auf. Aufnahme: L. Iturrizaga 08.09.2002/0.

Photo 4.8.1.4: Die Bhurt-Gletscheroberfläche ist partienweise mit Vegetation bewachsen (↙), was angesichts der momentane Gletscherbewegung erstaunlich ist. Denn zugleich zeigen sich in der verschutteten Gletscheroberfläche Blankeisflächen, die auf erneute Vorstoßbewegungen hinweisen könnten. Der rechte Ufermoräneninnenhang (△) ist dicht mit *Artemisia* bewachsen. Aufnahme: L. Iturrizaga 07.09.2002/27.

4.8.2 Karambar-Gletscher

• Filialgletscherzunge • Dilatationsufermoränen • Damm- und Podestgletscher-Ufermoränen • bessere Ausbildung der Eisrandtäler in Süd-Exposition

Der in ost-westlicher Richtung abfließende Karambar-Gletscher ist mit 23 km der längste Gletscher in der Talschaft Karambar und stirnt in 2830 m Höhe. In seinem Einzugsbereich steht der 7168 m hohe Kampir Dior. Das Talgefäß weist in Teilen beachtliche Reliefvertikaldistanzen auf. Auf der linken Karambar-Gletscherseite ragt der 6258 m hohe Skasastan Peak über eine Horizontaldistanz von 3 km über denselben Betrag in der Vertikalen hinauf.

Dieser Firnkaskadengletscher, der in weiten Teilen ein Blankeisgletscher ist, fließt über einen Eisfall zu Tal und geht ab 3500 m Höhe in einen Talgletscher über. Erst ab dieser Höhenlage sind auf der Höhe von Hailokgah lateroglaziale Sedimente abgelagert. Der Karambar-Gletscher wird von diskontinuierlichen Ufertalabschnitten und Ufermoränenleisten fragmentarisch begleitet. Die Eisrandtäler sind in Südexposition deutlich besser ausgebildet als auf der N-exponierten Talseite. Auf der Südseite besitzen die Nebengletscher, West- und South-Karambar-Gletscher Anschluss zum Karambar-Gletscher, so dass hier die Schuttlieferquellen aus den Nebentälern fehlen. Auf der

Nordseite enden der Kutschkulin- und der Hailokgah-Gletscher noch weit oberhalb des Karambar-Gletschers. Die mächtigsten lateroglazialen Sedimentationseinheiten sind unterhalb der Konfluenz des Kutschkulin-Tals mit dem Karambar-Tal auf dessen rechter Seite vorzufinden. Hierbei handelt es sich um eine komplex zusammengesetzte Moränenterrasse, auf der die Almsiedlung Karambar Village lokalisiert ist und die talabwärts in ein ausladendes, dicht bewaldetes Eisrandtal übergeht. SCHOMBERG (1936: 86) erkundete im Sommer 1933 den Karambar-Gletscher und beschreibt, dass die dichte Vegetation beidseits des Gletschers in den Eisrandtälern, vor allem Zwergweiden, das Vorwärtskommen sehr erschwerte. Heute ist die Ufertalbewaldung bereits etwas mehr gelichtet. Im Konfluenzbereich sind mehrere ältere Ufermoränenwälle des Kutschkulin-Gletschers in die Moränenterrasse eingebettet, die eine um etwa 150 m höhere Gletscheroberfläche des seinerzeitigen Zusammenflusses von Kutschkulin- und Karambar-Gletscher implizieren. In dieser Moränenlandschaft befinden sich auffallend viele, über hausgroße Blöcke. An der Basis in 3250 m Höhe ist der Moränenterrasse die charakteristische Hauptufermoräne mit einem dahintergeschalteten Eisrandtälchen angelagert. Unterhalb der Almsiedlung Karambar in 3150 m - 3200 m Höhe folgt ein etwa 1,5 km langer Eisrandtalabschnitt, der ehemals von einem See eingenommen wurde. Der breite Eisrandtalboden wird heute von einem dichten Waldstück aus bis zu 10 m hohen Weiden eingenommen.

Auf der linken Karambar-Gletscherseite mündet im unteren Abschnitt ein Nebengletscher ein, der sich auf den Karambar-Gletscher überschiebt. Auch er wird beidseitig von Eisrandtälchen begleitet. Die rechte Ufermoräne ist in ihrem unteren Abschnitt in 3400 m Höhe jüngst durch einen Gletscherhochstand überfahren worden.



Photo 4.8.2.1: Blick von Sikritjashek (3400 m) auf den oberen Karambar-Gletscher. Der Karambar-Gletscher ist ein Firnkaskaden-Gletscher mit Einzugsbereichen über 7000 m Höhe. Er wird zum Teil durch Eislawinen genährt. Für die Vergangenheit sind Gletschersurgebewegungen des Karambar-Gletschers dokumentiert. Aufnahme: L. Iturrizaga 12.09.2002/7.

Photo 4.8.2.2: Die stark verschuttete Karambar-Gletscherzunge (□) – aufgenommen von der rechten Ufermoränenfassung - ist derzeit im Rückzug begriffen und endet 580 m von der rechten Talflanke entfernt. In der linken Ufermoräne ist der Durchbruch einer einstigen kleinen Gletscherzunge ersichtlich (∨). Aufnahme: L. Iturrizaga 12.09.2002/2/36.

Zum Talausgang hin queren die 120 m hohen Ufermoränenfassungen des Karambar-Gletschers den Haupttalboden des übergeordneten Karambar-Tals. Sie sind lückig mit Juniperus bestanden. Die maximal 70° steilen Ufermoräneninnenhänge sind bis zu 100 m vom Eis entblößt und zum Teil mit schmalen Hangrunsen versehen. Die linke Ufermoräne ist mit einem Durchbruch versehen, der durch eine ehemalige Filialzunge verursacht wurde. Die rechte Ufermoräne ist in mindestens vier aneinander gelagerte Moränenwälle aufgefiedert, die die älteren Gletscherstände abbilden.

Die Karambar-Gletscherzunge liegt heute 580 m zurückgezogen von der gegenüberliegenden rechten Karambar-Talflanke in ihrer Ufermoränenfassung. Der proglaziale Gletscherraum wird von kleinen Seebecken eingenommen und ist teilweise bewaldet. Die Gletscherzunge war während der Geländekampagnen in den Jahren 2002 – 2004 im Rückzug begriffen. Das Gletscherende zerfällt sukzessive in einzelne Toteiskompartimente. Die historischen Vorstoßbewegungen des Karambar-Gletschers sind durch Seeausbrüche dokumentiert (ITURRIZAGA 2005d). Unter ihnen soll insbesondere

die Flut von 1905 von verheerendem Ausmaß gewesen sein. In den Jahren 1955 und 1993 soll die Gletscherzunge Surge-Bewegungen durchgeführt und die gegenüberliegende Talflanke erreicht haben HEWITT (1998a). Hierbei soll sich der Gletscher mit 7 – 10 m pro Tag im Juni über eine Distanz von 3 km – 4 km hinfortbewegt haben. Die eigenen Geländebeobachtungen und Interviews mit den Einheimischen legen allerdings nahe, dass es unwahrscheinlich ist, dass die gesamte Gletscherzunge dabei vorgestoßen ist, sondern die Wellenbewegung sich auf der alten Gletscheroberfläche hinfortbewegt hat und dann im Vorstoß der linken Gletscherzungenkomponente sich bemerkbar gemacht haben könnte.



Photo 4.8.2.3: Blick aus 3100 m auf den unteren Karambar-Gletscher und das abgekaptete Eisrandtal auf der rechten Gletscherseite. Als der Karambar-Gletscher (□) zu historischen Zeiten das Haupttal abdämmte (↕), reichte seine Gletscheroberfläche bis zum Ufermoränenfirst (→). Heute verläuft die Gletscheroberfläche 50 m unterhalb des seinerzeitigen Eislevels. Photo: L. Iturrizaga 12.09.2002/2/21.



Photo 4.8.2.4: Blick von der rechten Karambar-Gletscherseite auf den oberen Einzugsbereich. Das Eisrandtal setzt in S-Exposition in einer Höhe von rund 3420 m oberhalb von der Lokalität Sikritjaschek ein. Der Eisfall vereitelt eine Ablagerung von eismarginalen Sedimenten im oberen Gletscherabschnitt. Von Süden mündet das vergletscherte Kutschkulin-Tal (←) zum Karambar-Gletscher hin ein, das ausschlaggebend für die Ablagerung der lateroglazialen Sedimente ist. Talaufwärts der Konfluenz ist die giebelförmige Hauptufermoräne (↙) mit einem hintergeschalteten Eisrandtal abgelagert, während sich talabwärts ein mächtiger, vielfältig zusammengesetzter Uferterrassenkomplex (○) befindet. Im Vordergrund ist der höchste Ufermoränenwall (◇), verzahnt mit Hangschutt ersichtlich, der der Kutschkulin-Karambar-Gletscherstrom hinterlassen hat. Weiter hangabwärts folgen mehrere Ufermoränenwälle (↑), die der Gletscher bei seinem Rückzug sukzessive hinterlassen hat. Auf der N-exponierten Seite fehlen in diesem Abschnitt tributäre Schuttlieferungen und es sind keine Eisrandtäler ausgebildet. Aufnahme: L. Iturrizaga 10.09.2002/3.

wärts der Konfluenz ist die giebelförmige Hauptufermoräne (↙) mit einem hintergeschalteten Eisrandtal abgelagert, während sich talabwärts ein mächtiger, vielfältig zusammengesetzter Uferterrassenkomplex (○) befindet. Im Vordergrund ist der höchste Ufermoränenwall (◇), verzahnt mit Hangschutt ersichtlich, der der Kutschkulin-Karambar-Gletscherstrom hinterlassen hat. Weiter hangabwärts folgen mehrere Ufermoränenwälle (↑), die der Gletscher bei seinem Rückzug sukzessive hinterlassen hat. Auf der N-exponierten Seite fehlen in diesem Abschnitt tributäre Schuttlieferungen und es sind keine Eisrandtäler ausgebildet. Aufnahme: L. Iturrizaga 10.09.2002/3.



Photo 4.8.2.5: Anschlussbild zu Photo 4.8.2.4 mit Blick auf den Karambar-Gletscher talabwärts. Der Ufermoränenkomplex ist aus mehreren, untereinander gestaffelten Ufermoränenwällen (→) zusammengesetzt, die sich bogenförmig unterhalb der Kutschkulin-Karambar-Talkonfluenz an die Talflanke geschmiegt haben. Im Hintergrund setzt weiter talabwärts wieder die Hauptufermoräne (▽) ein, die zwischenzeitlich erodiert wurde. Auf der N-exponierten Talseite ist ebenfalls ein schmales Eisrandtal (←) ausgebildet, das durch Hangschuttkörper lokal überschüttet wird. Aufnahme: L. Iturrizaga 10.09.2002/4.



Photo 4.8.2.6: Aus talaufwärtiger Perspektive sind die in Photo 4.8.1.5 gezeigten angelaagerten Moränenwälle deutlich sichtbar (▽). Auf der gegenüberliegenden N-exponierten Talseite kommen kaum Eisrandtäler zur Ausbildung. Aufnahme: L. Iturrizaga 10.09.2002/2.



Photo 4.8.2.7: Die rechte Karambar-Hauptufermoräne setzt sich aus zahlreichen Dilatationsufermoränen (◇) zusammen. Aufnahme: L. Iturrizaga 13.09.2000/1.

4.8.2.1 Kutschkulin-Gletscher

Der 10 km lange, Nord-Süd-abfließende Kutschkulin-Gletscher (auch South Koz Yaz-Gletscher genannt), endet rund 2 km vor der Einmündung in den Karambar-Gletscher in 3700 m Höhe. Vom rezenten Gletscherzungenende erstrecken sich etwa 50 m hohe, stark durch sekundäre Umlagerungen überprägte und abgerundete Ufermoränen über einen Kilometer talabwärts. Die Schmelzwässer des Kutschkulin-Gletschers durchbrechen die rechte Ufermoräne des Karambar-Gletschers und münden unmittelbar in den Karambar-Gletscherkörper. Es erfolgt somit kein Abfluss im Karambar-Eisrandtal, sondern englazial im Karambar-Gletscher. Auch am Kutschkulin-Gletscher sind beidseits in West- und Ost-Exposition Eisrandtäler resp. Eisrandtalkompartimente ausgebildet. Die höchsten Ufermoränenleisten befinden sich auf der West-exponierten Seite in 4350 m Höhe und sind bereits in der alpinen Mattenstufe angesiedelt. Mit Hangneigungen von 20°-25° sind die Ufermoränen vergleichsweise flach gehalten. Es wird deutlich, dass in dieser Höhenstufe bereits ein andersartiger Ufermoränenaufbau als in den Tieflagen erfolgt. In den Hochlagen dauert der Abschmelzprozess des Eiskerns in der Ufermoräne wesentlich länger an. Das Ergebnis sind rundkuppige und zum Teil amorphe Moränenwallformen nach dem das Eis ausgeschmolzen ist. Wenn die Ufermoräne noch mit Eis durchsetzt ist, können allerdings stark übersteilte Ufermoräneninnenhänge in Erscheinung treten. Die Ufermoräneninnenhänge zeigen die typische Einregelung der Gesteinskomponenten.



Photo 4.8.2.1.1: Der Kutschkulin-Gletscher wird beidseits in W- und O-Exposition von V-förmigen Eisrandtälern begleitet. Das Gletscherzungenende (↘) hat den Kontakt zum Karambar-Gletscher seit langem verloren. Die Hangkegel sind größtenteils unmittelbar mit der Ufermoräne verzahnt. Die bis zu 40 m hohen, vom Eis freigelegten Ufermoräneninnenhänge sind zum Teil stark zerrunzt. Sie weisen häufig eine zum Eisrandtal geneigte Schichtung auf, die die supraglazialen Schüttungsprozesse widerspiegelt. Aufnahme: L. Iturrizaga 11.09.2002/15.



Photo 4.8.2.1.2: Blick in das rechte Eisrandtal des Kutschkulin-Gletschers. Im Vordergrund zeigt sich durch einen tiefen Einschnitt in dem Murkegel ein Querschnitt durch das Eisrandtal (↔). Die Schuttablagerungen sind in das Eisrandtal eingestellt. Die Hauptufermoräne (△) bricht sukzessive nach. Rechts im Bild ist die Kutschkulin-Gletscherzunge (□) zu sehen. Siehe Person als Größenvergleich (↖). Aufnahme: L. Iturrizaga 11.09.2002/16.

4.8.3 Saklei Buk-Gletscher

• Ufermoränendurchbrüche und –ausstülpungen (Filialzungenbecken) • Damm- und Podestgletscher-
Ufermoränen bis zu 250 m Höhe • jüngste Ufermoränenüberschüttung

In der Talkammer zwischen Matram Dan und Pekhin weitet sich das Talgefäß über eine kurze Strecke. Hier münden der Saklei Buk- und der Lup Buk-Gletscher (Pekhin-Gletscher) in das Karambar-Tal ein und haben das Tal mit mächtigen Moränenablagerungen ausgefüllt. Der von NW nach SE fließende, 5 km lange Saklei Buk-Gletscher (Wakhi: *Kleiner Hügel-Gletscher*) endet in 3200 m, was angesichts der geringen Einzugsbereichshöhe von nur 5846 m (laut Kartenwerk NJ-43-14) eine erstaunlich tiefe Eisrandlage für den Karakorum darstellt, selbst in Anbetracht der Tatsache, dass es sich um einen Lawinenkesselgletscher. Das Verhältnis von Gletscherfläche zur Ablagerung von Moränen ist an diesem Gletscher in extremer Weise zugunsten der latero- und laterofrontalen Sedimentablagerung ausgeprägt. Die Mächtigkeit der Ablagerungen ist außergewöhnlich hoch. Die Ufermoränenfassungen, die auf dem Karambar-Talboden zu liegen kommen, nehmen eine Höhe von bis zu 200 m ein und erstrecken sich über mehrere hundert Meter in der Breite. Die Gletscherzunge läuft auf dem mächtigen Moränenpodest aus, das durch zahlreiche Gletscheroszillationen entstanden ist. Hierbei handelt es sich um einen echten Dammgletscher, der hauptsächlich durch Lawinen gespeist wird.

Die senkrecht aufragenden Aufschlussprofile der unteren Lateral- und Laterofrontalmoränen, die durch die Unterschneidung des Karambar-Flusses freigelegt werden, zeigen Wechsellagerungen von kompaktierten, unsortierten Ablagerungshorizonten mit fluvial geschichteten Sequenzen, die bortensanderartigen Schüttungen ähneln. An der Basis der Steilwände türmen sich moränale Schutthalden auf, die zum Teil mit Juniperus bestanden sind.

Ähnlich wie am Ghulkin-Gletscher laufen die Ufermoränen auf der Talsohle sehr breit aus. Sie setzen sich am Karambar-Gletscher aus mehreren, z.T. ineinander geschalteten Moränenwällen zusammen. Bei den Ufermoränenfassungen im mittleren Abschnitt handelt es sich um geschüttete Ufermoränen. Die Gletscheroberfläche liegt den Ufermoränenfirten fast an, so dass die Ufermoräneninnenhänge kaum vom Eis entblößt sind. Die Ufermoränenaußenhänge sind weitgehend baumfrei, was mit den jüngsten Überschüttungsprozessen in Zusammenhang steht.



Photo 4.8.3.1: Der Saklei Buk-Gletscher weist bis zu 250 m aufragende Lateralmoränenkomplexe (◇) auf seiner talabwärtigen Seite auf. Diese ausladenden Sedimente befinden sich in der Konfluenzlage zum Karambar-Tal. Blick aus 2950 m Höhe von oberhalb Matram Dan das Karambar-Tal stromaufwärts. Aufnahme: L. Iturrizaga 13.09.2002/30.

Im oberen Ufermoränenabschnitt in einer Höhe zwischen 3600 m und 3800 m sind an der Hauptufermoräne formschöne Kranzufermoränen ausgebildet, die die Hinterlassenschaften einer älteren, mindestens 20 m tiefer gelegenen Ufermoränenfassung abbilden und vermutlich dem

Malungutti-Stadium zugehörig sind (Photos 4.8.3.2 & 4). Zwei Möglichkeiten der Genese liegen nahe: 1. Die Gletscherloben haben über den seinerzeitigen Ufermoränenfirst gelappt und diese Moränenausstülpungen oder Eislappenmoränen abgelagert, wobei die Hauptufermoräne dabei wesentlich erniedrigt wurde oder 2. Die Kranzmoränen stellen die generelle Ufermoränenfassung eines älteren Gletscherstandes dar, bei dem die Ufermoränen nicht in der heutigen geradlinigen, kanalisierten Form aufgeschüttet wurden, sondern erst nachträglich eine Aufschüttung der höheren Hauptufermoräne erfolgte. Zu Beginn des 20. Jhds. befand sich der Saklei Buk-Gletscher noch in vorgerückter Lage, hat das Karambar-Tal aber nicht abgeriegelt. LONGSTAFF (1951: 209) beschreibt die Passierung der Saklei Buk-Gletscherzunge folgendermaßen: „Soon after this we were compelled by a cliff to ford the river to its right bank. There we met the Bukh glacier in our path, and just managed to skirt under the impending ice, praying that the rocks of the moraine, balanced on the melting surface, would not slip down on to our heads. Beyond that we forded again to a spot called Zak Ban, where there was a comfortable shelf, safe above the river, with a good growth of willow and sallow and grass for the horses.....“. Die Mächtigkeit und Konsolidierung der Kranzmoränen lässt allerdings auf ein höheres Alter als dieser jüngste Gletscherhochstand schließen.



Photo 4.8.3.2: Der Saklei Buk-Gletscher (□) wird beidseits von einer Sanderufermoräne eingefasst. Die Gletscheroberfläche liegt dem Ufermoränenfirst dicht an. Zum Teil weist die Ufermoräne jüngste Überschüttungen auf. Weiter talaufwärts schließen sich Eislappenmoränen bzw. vielleicht auch kleine Filialzungenbecken an (↘) (s. Photo 4.8.3.3). Vorzeitlich hat der Saklei Buk-Gletscher das Karambar-Tal abgedämmt. Aufnahme: L. Iturrizaga 13.09.2002/34-36.



Photo 4.8.3.3: In dem Laterofrontalmoränenkomplex der Saklei Buk-Gletscherzunge (□) ist auf der linken Seite ein Filialzungenbecken (↙) eingeschaltet. Die angelagerten Ufermoränen fächern sich zwiebelschalförmig auf (↘). Im oberen Bereich ist die Ufermoräne in jüngerer Zeit überschüttet worden (↯). Moränenreste auf der gegenüberliegenden linken Karambar-Talseite zeugen von dem einstigen Gletscherdamm (↓). Aufnahme: L. Iturrizaga 14.09.2002/6.

Photo 4.8.3.4: An der Hauptufermoräne des Saklei Buk-Gletschers befinden sich Ufermoränenkränze (↙), die durch über die Hauptufermoräne herabhängende Eislappen gebildet wurden können. Zu dieser Zeit war der Gletscherpegel vermutlich noch niedriger. Erst später wurde die Hauptufermoräne zu ihrer heutigen Höhe aufgeschüttet. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.09.2002/2/2.

4.8.4 Lup Buk-Gletscher (Pekhin-Gletscher)

Der West-Ost verlaufende Lup Buk-Gletscher ist mit 10 km Länge doppelt so lang wie der Saklei Buk-Gletscher. Der höchste Einzugsbereich befindet sich in 6416 m Höhe, das Gletscherende stirnt in 3100 m (Photo 4.8.4.1). Die Gletscherzunge wird auf beiden Seiten von einer mehrgliedrigen Ufermoränenfassung umrahmt, die jedoch wesentlich geringere Ausmaße annimmt wie am Saklei Buk-Gletscher. Das proglaziale Schotterfeld geht fächerförmig in die Karambar-Talsole über. In etwa 1 km Entfernung vom Gletscherende zeichnet sich ein schmaler, steilaufragender Endmoränenbogen ab. Das verschuttete und mit supraglazialen Seen versehene Gletscherende ist in dolinenförmige Trichter aufgelöst und befindet sich im Rückzug. Auf der gegenüberliegenden, linken Karambar-Talflanke haften Moränenreste eines historisch bis neoglazialen Gletschervorstoßes. Auch an diesem Lawinenkessel-Gletscher setzen die Ufermoränen in 3400 m Höhe relativ tief unterhalb der Schneegrenze ein. Im Vergleich zum Nachbargletscher, wo der Gletscher von der Ufermoränenfassung regelrecht kanalisiert wird, sind die Ufermoränen und Eisrandtäler hier wesentlich schmaler ausgebildet. Eine asymmetrische Verbreitung der Eisrandtäler lässt sich nicht feststellen.



Photo 4.8.4.1: Im Gletschervorfeld des Lup Buk-Gletschers (im Bild nicht mehr sichtbar (⇒) sind Endmoränenstaffeln (---) abgelagert, die wahrscheinlich dem Little Ice Age zuzuordnen sind. Es ist einer der wenigen Gletscher, bei denen jüngste Gletscherschwankungen nicht nur im lateroglazialen, sondern auch im proglazialen Bereich gut erhalten sind. Vorzeitlich hat der Lup Buk-Gletscher die gegenüberliegende Talseite erreicht, was durch die Moränenakkumulationen (→) belegt wird. Im Hintergrund münden der Warghut- (∨) und Chillinji-Gletscher (✓) ins Haupttal ein. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.09.2002/04.

4.8.5 Warghut-Gletscher

• *exzessive Aufschüttung der Lateralmoränen* • *lateroglaziale Filialzungenloben und -moränen* • *jüngste Überschüttungen der Ufermoränen*

Der west-östlich verlaufende Warghut-Gletscher ist mit 4 km Länge einer der kürzesten Talgletscher in der Talschaft Karambar. Der Gletscher stirnt in 3200 m Höhe, was angesichts des kleinen Einzugsgebietes und der geringen Gipfelhöhe recht tief ist. Nach der Gipfelmethode ($6130\text{m} + 3200\text{m} : 2$) berechnet sich eine Schneegrenzlage in einer Höhe von 4665 m, d.h. sie verläuft etwa 300 m niedriger als die klimatische Schneegrenze. Dieser Lawinenkesselgletscher ist ebenfalls ein Dammgletscher, im Zungenbereich weist er kein Podest auf. Die verschuttete Gletscherzunge legt sich katzenpfotenförmig über die Talsohle des Haupttals. Zwischen der Gletscherzunge und der gegenüberliegenden linken Karambar-Talseite verbleiben nur noch rund 200 m Raum. So wird die Gletscherzunge derzeit unmittelbar vom Karambar-Fluss unterschritten. Die Ufermoränen werden in moränale Schutthalden resedimentiert. Im Jahre 1909 reichte der Warghut-Gletscher bis auf die gegenüberliegende Talseite und hat einen See aufgestaut (ITURRIZAGA 2005d). Der Warghut-Gletscher war mehrmals in katastrophale Gletscherseeausbrüche involviert (LONGSTAFF 1951).

Unmittelbar gegenüber der Warghut-Gletscherzunge befinden sich auf der linken Karambar-Talseite hochlagernde Moränen, die von der einstigen vorgerückten Warghut-Gletscherendlage stammen. Ebenfalls ist hier ein kleiner, rezent aktiver Murschwemmkegel aufgeschüttet, der bei einer Gletscherabriegelung des Tals demnach nicht älter als 100 Jahre sein kann (Photo 4.8.5.2).

Der abrupte Gefällsknick von Steilflanke zu Talboden führt zu einer exzessiven Schuttablagerung. An dem Gletscher dominiert der Ufermoränentyp der Sanderufermoräne. Sie setzt in 3500 m ein und endet auf dem Karambar-Talboden in 3200 m. Sie misst maximal eine Höhe von rund 150 m. Im Zungenbereich sind mindestens acht Moränenanlagerungen ausgebildet, die gletscherwärts an Höhe verlieren. Eisrandtäler sind an dem Gletscher aufgrund seiner kurzen Lauflänge nur ansatzweise ausgebildet. Auf der linken Ufermoränenseite ist eine Kranzufermoräne mit einem tiefen Innenhohlraum an die Hauptufermoräne angelagert (Photo 4.8.5.1). Sie ist zu einer Zeit entstanden als der Warghut-Gletscher vermutlich über den Karambar-Fluss vorgestoßen ist und sich lateral eine Entlastungsnebenzunge gebildet hat. Auch die Warghut-Ufermoränenfassung wurde in jüngster Zeit von supraglazialem Schutt überschüttet. Der Ufermoränenaußenhang ist lückig mit Juniperus bestanden, die Eisrandtäler sind gänzlich bewaldet.



Photo 4.8.5.1: Blick von der rechten Warghut-Ufermoräne nahe dem Ufermoränenfirst in den Einzugsbereich des kurzläufigen Lawinenkesselgletschers. Diese kleinen Gletscher schütten durch den abrupten, weit unterhalb der Schneegrenze gelegenen Gefällsknick mit die mächtigsten Ufermoränen auf. Das Talgefäß ist so kurz, dass es für die Ausbildung von Eisrandtälern kaum ausreicht. Aufnahme: L. Iturrizaga 15.09.2002/21.



Photo 4.8.5.2: Die Warghut-Gletscherzunge (□) stößt weit in das Karambar-Tal vor und endet in einer Höhe von 3300 m. Sie wird von einer Sanderufermoräne eingefasst. Auf der linken Seite ist auch hier ein kleines Filialzungenbecken ausgebildet (○), das durch einen überlappenden Eislobus während einer Hochstandsphase ausgebildet wurde. Auch heute noch befindet sich die Gletscheroberfläche nahe dem Ufermoränenfirst. Die Ufermoränen zeigen zum Teil frische Überschüttungen auf. Die Ufermoränen stehen zumeist in Verbindung mit glazifluvialen Terrassenkomplexen (◇). Auf der linken Karambar-Talseite sind die Moränenreste (↙) des einstigen Warghut-Gletscherdamms überliefert. Der Warghut-Gletscher hat im Karambar-Tal häufig zu Seeaufstauungen und Gletscherseeausbrüchen geführt. Die stark unterschrittenen Sedimentkegel (←) zeugen von den Flutereignissen. Aufnahme: L. Iturrizaga 16.09.2004/26.

4.8.6 Chillinji-Gletscher

• Filialzungenbecken • Dammgletscher • Sanderufermoränen • lokale Ufermoränenüberschüttung

Der höchste Einzugsbereich des 10 km langen, Ost-West verlaufenden Chillinji-Gletschers ist der 6677 m hohe Koz Sar. Soweit das Einzugsgebiet ersichtlich war, scheint es sich um einen Lawinenkesselgletscher zu handeln. Die Chillinji-Gletscherzunge fließt bis auf eine Höhe von 3270 m ab. Sie erfüllt nahezu den gesamten Karambar-Talboden und lenkt im Haupttal nach Norden ein. Sie fließt damit ein Stück in talaufwärtige Richtung nach Sokther Rabot. Ein Vorstoß einer kleinen Filialgletscherzunge hat eine Ausbuchtung in der linken Ufermoräne geschaffen. Die tributäre Gletscherzunge ist erst jüngst ausgeschmolzen und hat in dem Moränenkranz einen See sowie Wulststrukturen hinterlassen, die denen eines Blockgletschers ähneln. Eine Bifurkation der Gletscherzunge ist allerdings noch nicht ausgebildet.

Auf der linken Karambar-Talseite finden sich 200 m bis 300 m über dem Talboden Ufermoränenleisten, die die ehemalige stromabwärtige Fließrichtung des Gletschers nachzeichnen. Die Gletscherzungen werden hier weniger von den breiten Ufermoränensequenzen, wie am Sokther Rabot oder am Saklei Buk-Gletscher eingenommen, sondern Sanderufermoränen umgürten auch das Gletscherende. Die Chillinji-Gletscherzunge trennen nur 340 m von der gegenüberliegenden rechten Karambar-Talflanke.

Die 100 m hohen Laterofrontalmoränen bzw. Endmoränen werden derzeit von der Gletscheroberfläche überragt und mit supraglazialem Debris überschüttet. Auch die Ufermoränen im unteren bis mittleren

Bereich bis in etwa 3400 m sind in jüngster Zeit durch Schutteinträge überarbeitet worden. Der dichte Baumbestand setzt hier aus. Bei dem Schuttmaterial handelt es sich – wie bereits erwähnt - um grobes Blockwerk, das Gesteinsblöcke von über 3 m im Durchmesser enthält. Diese jüngsten Ufermoränenablagerungen im Firstbereich enthalten kein Feinmaterial. Die Ufermoränenaufschüttungen unterschieden sich hier nicht von Ablagerungen von Blockschutthaldden. LONGSTAFF (1951: 209) beschreibt den Gletscher bei seinem Besuch im Jahre 1916 als stark vorstoßenden Gletscher, der das Karambar-Tal blockiert. „...ahead the narrow left of the Karumbar appeared to be completely blocked by the great Chillinji glacier whose surface was raised several hundred feet above the level of the river. This glacier enters from the east, its upper snow basin quite invisible from below; it seemed as if the glacier sprang new-born from the living rock.“

Auf beiden Seiten des Chillinji-Gletschers sind V-förmige Eisrandtäler ausgebildet, wobei die Sanderufermoränen unmittelbar mit den angrenzenden Schutt- und Murkegeln verzahnt sind. Auf der Süd-exponierten Seite reichen die Eisrandtäler bis auf 3600 m hinauf, auf der Nord-exponierten Seite enden sie bereits in 3400 m. Hier verschütten die Schutthaldden das Eisrandtal. Das S-exponierte Eisrandtal ist dicht mit Vegetation bestanden, während das N-Exponierte Eisrandtal durch aktive Überschüttungen und Steinschlag geprägt ist.

Die Gletscheroberfläche ist auffallend stark gewellt und in große Eishügel zergliedert, an der Blankeisflächen zu Tage treten. Insbesondere die mittlere Gletscherkomponente ist im Vorstoß begriffen. Die Gletscheroberfläche überragt bei weitem die auswärtigen Ufermoränenfirste. Ausgelöst worden sein kann diese Gletscherbewegung durch einen größeren Bergsturz, der auf den oberen Chillinji-Gletscher abgegangen ist. Die Kammumrahmung, bestehend aus mehreren 6000er-Gipfel, beherbergt eine langläufige Eisbalkonfront, von der hochenergetische Eislawinenabgänge die steile Talflanke hinabstürzen und die Felsflanke aushobeln. Die Flanke erinnert an die Nanga Parbat-Nordflanke. Hier kommt es zur Aufbereitung von sehr grobblockigem Schutt.



Photo 4.8.6.1: Blick von der rechten Karambar-Talflanke aus 4050 m nach Süden auf den Chillinji-Gletscher. Der Chillinji-Gletscher wird beidseits, in N- und S-Exposition, von V-förmigen Eisrandtälern begleitet. Die Ufermoränenaußenhänge verzahnen sich unmittelbar mit den Schuttkörpern der Talflanken und laufen taleinwärts in einer Höhe von rund 3700 m bereits aus. Die Gletscherzunge (□) stirnt in 3370 m und dämmte noch Anfang des 20. Jhds. das Tal ab. Zu dieser Zeit kam es auch zu Überschüttungen der Ufermoräne. Von der Chillinji-Gletscherzunge spaltet sich ein kleiner Eislobus ab, der eine separate Ufermoränenausstülpung ausbildet (♂). Aufnahme: L. Iturrizaga 16.09.2002/0.



Photo 4.8.6.2: Aufnahme aus 3550 m von der rechten Chillinji-Ufermoräne in das Süd-exponierte Eisrandtal (↗) auf den Sokther Rabot- (↙) und Chateboi-Gletscher (↓). Die Chillinji-Gletscheroberfläche (□) ist mit Blockwerk von mehreren Metern Durchmesser bedeckt. Sie liegt dem heutigen Ufermoränenfirst nahezu an und überragt die Ufermoräne stellenweise. Die Ufermoräne ragt rund 50 m – 60 m über den Eisrandtalboden auf. Der Ufermoränenaußenhang ist vornehmlich aus supraglazialem Blockwerk aufgebaut. Der Sokther Rabot-Gletscher wird wie der Chillinji-Gletscher von einer ausladenden Ufermoränenfassung eingerahmt, die heute mit Wacholder bewaldet ist. Aufnahme: L. Iturrizaga 21.09.2002/2/1.

4.8.7 Sokther Rabot-Gletscher

• Ufermoränenanlagerungen und Kranzmoränen • Dammgletscher • Sandermoränen

Der 8,5 km lange NW-SE-fließende Sokther Rabot-Gletscher endet in 3400 m hammerkopfförmig auf der Karambar-Talsole mit einer ausladenden Moränenfassung. Auch an diesem Gletscher verbleibt zwischen Gletscherzunge und dessen Moränenummantelung sowie der gegenüberliegenden Talflanke nur noch Raum für die Passage des Karambar-Flusses. Unmittelbar an die Sokther-Rabot-Gletscherzunge schließt sich eine steile Sanderaufschüttung an, die dicht mit Wacholder bestanden ist und ein Indiz für die Stillstandslage der Gletscherzunge in den letzten Dekaden ist. Im vorletzten Jahrhundert hat er noch um 1865 die gegenüberliegende Talflanke erreicht (DREW 1875), vielleicht auch noch später (s. ITURRIZAGA 2005d).

So zeigt die der Gletscherzunge gegenüberliegende, linke Karambar-Talseite Spuren der ehemaligen vorgerückten Zungenlage. Das Anstehende ist vom Gletscher unterschritten worden und Moränenakkumulationen haften an der Talflanke.

Das Einzugsgebiet des Sokther Rabot-Gletschers ist dendritisch zusammengesetzt, wobei zwei der tributären Gletscher den Kontakt zum Hauptgletscher langsam verlieren. Ufermoränen sind vor allem in den tributären Konfluenzpositionen abgelagert. Der Sokther Rabot-Gletscher wird von recht schmalen und fragmentarischen Eisrandtälern begleitet. Zum Teil sind die Schuttkegel unmittelbar auf die Gletscheroberfläche eingestellt. Die Einsinkbeträge des Gletschers sind mit wenigen Metern recht gering. Im Zungenbereich schließt die Gletscheroberfläche auf Höhe der Ufermoränen ab. Wo die Ufermoräneninnenhänge vom Gletscher entblößt sind, zeigen sich auffällige Zerrunsungen.

Die Moränenablagerung konzentriert sich im Wesentlichen auf den Bereich, in dem der Gletscher sein Talgefäß verlässt und sich auf dem Karambar-Talboden ausbreitet. Ähnlich wie am Batura-Gletscher

grenzt sich die ältere, außen gelegene Ufermoränenfassung durch ihre bräunliche Farbgebung von den jüngeren Moränenständen deutlich ab.



Photo 4.8.7.1: Die Sokther Rabot-Gletscherzunge (□) breitet sich mit ihrer mächtigen Ufermoränenfassung T-förmig auf dem Karambar-Talboden (3400 m) aus. Die Ufermoränenfassungen setzen sich durch zahlreiche Ufermoränenanlagerungen (○) zusammen. Die Gletscherzunge liegt nur 150 m von der linken Karambar-Talflanke entfernt. Dem Karambar-Fluss verbleibt nur ein schmales Flussbett (↓). Wie die Moränenkegel (△) belegen, hat die Gletscherzunge die gegenüberliegende Talflanke ehemals erreicht. Aufnahme: L. Iturrizaga 16.09.2002.

4.8.8 Chateboi-Gletscher

Der 11 km lange Chateboi-Gletscher ist unter den talsperrenden Gletschern der am höchsten gelegene Gletscher in der Talschaft Karambar. Hier ergibt sich eine topographisch eigentümliche Situation. Der Gletscher strömt über einen Eisfall in das Karambar-Tal ab, aber fließt auch in Richtung Nordwest talaufwärts und breitet sich in der sehr breiten Talkammer in 3700 m Höhe flatschenförmig aus, bevor er weitere 200 Höhenmeter bis auf 3550 m hinabfließt. Er plombiert das Tal auf einer Länge von über 4 km. Der Karambar-Fluss entwässert diese Strecke sub- und englazial. Der Chateboi-Gletscher ist dem Typ des Firnkaskaden-Gletschers zugehörig, der fast bis zu seinem Gletscherende als Blankeisgletscher ausgebildet ist.



Photo 4.8.8.1: Aufnahme aus 4100 m auf die Chateboi-Gletscherzunge, die das Karambar-Tal abdämmt. Prägnante Ufermoränen und ein dahintergeschaltetes Eisrandtälchen sind hier nur in N-Exposition ausgebildet. Derzeit liegt die Gletscheroberfläche mehrere Dekameter unter dem Ufermoränenfirst (◇). Im Hintergrund münden der Sokther Rabot (↘) und der Chillinji-Gletscher (↙) in das Karambar-Tal ein. Im Vordergrund verkleiden Graniterratika (↓) die Talflanke. Aufnahme: L. Iturrizaga 18.09.2002/19.

Der Chateboi-Gletscher ist einer der wenigen Gletscher in der Talschaft Karambar, an denen die ausgeprägten Sanderufermoränen fehlen. Lateroglaziale Sedimente sind nur fragmentarisch ausgebildet. Wenn der Chateboi-Gletscher auf den Karambar-Talboden strömt kommt es kurzläufig zur Ablagerung von Ufermoränen auf beiden Gletscherseiten. Auf der orographisch linken Gletscherseite wird die talquerende Lateralmoräne durch den Karambar-Fluss zerschnitten. Talabwärts der Chateboi-Gletscherzunge säumen Schutthalden die Talflanken. Sie werden zum Teil von Grundmoränenmaterial unterlagert oder enthalten lateroglaziale Moränenkerne.

Das Photo 66 von TILMAN (1951) zeigt die Chateboi-Gletscherzunge im Jahre 1947 in etwa der gleichen Lageposition wie im Jahre 2002 (Abb. 4.8.8.2). Allerdings ist die Zunge wesentlich mächtiger und die rechte Schuttkomponente auf dem Gletscher noch nicht so ausgeprägt. Die rechte Ufermoränenfassung existierte bereits zu TILMANS Besuch. Auf der linken Talseite sind die Unterschneidungen im Anstehenden ersichtlich, die durch eine ehemals vorgerückte Eisrandlage verursacht wurden.



Photo 4.8.8.2: Blick auf die höchsten Einzugsbereiche des Chateboi-Gletschers. Der Blankeis-Gletscher fließt über einen Eisfall zu Tal und breitet sich dort teils sogar in talaufwärtige Richtung aus. Der Karambar-Fluss dräniert subglazial (↔). Als der Chateboi-Gletscher Anfang des letzten Jahrhunderts einen großen See aufstaute, erreichte die Gletscheroberfläche noch den Ufermoränenfist (↘). Aufnahme: L. Iturrizaga 18.09.2002/12.

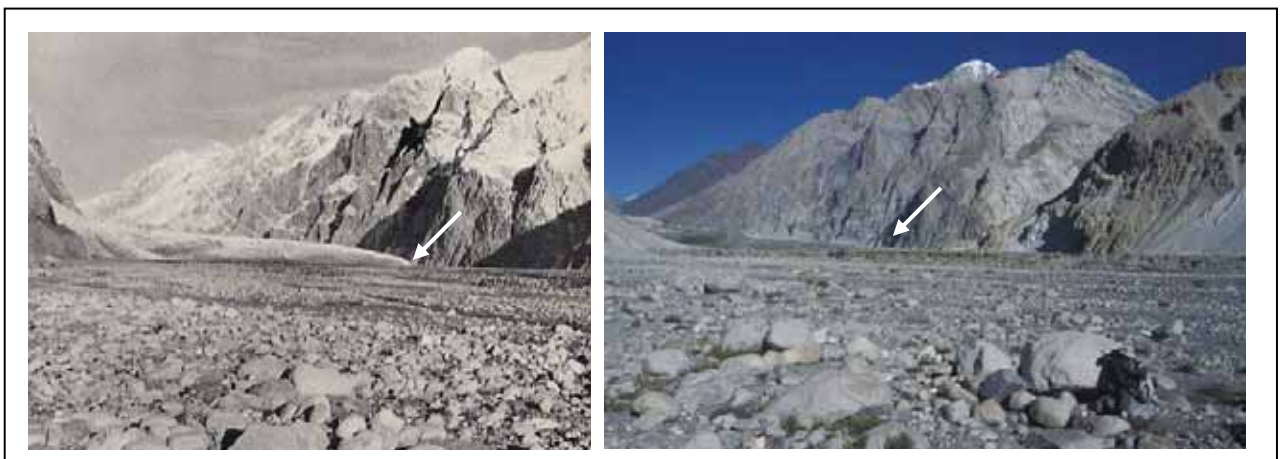


Abb. 4.8.8.2 und Photo 4.8.8.3.: Die Chateboi-Gletscherzunge im Jahre 1947 (Aufnahme aus TILMAN 1951: plate 66) und im Jahre 2002 (Aufnahme: Iturrizaga 17.09.2002/15). Die Chateboi-Gletscherzunge ist im letzten Jahrhundert beträchtlich eingesunken ohne erhebliche Längenverluste. Der Pfeil deutet die jeweilige Gletscherzungenlage an.



Photo 4.8.8.4: Der Shuyinj-Gletscher wird von einer bortensanderartigen Ufermoränenfassung eingerahmt, die stark durch supraglaziale Schmelzwasserabgänge (↗) überprägt worden ist. In der Ufermoränenfassung zeichnet sich eine jüngere Eisrandlage (↔) ab, möglicherweise einer Phase Anfang des 20. Jhds. zugehörig. Im Vordergrund sind die älteren Moränenstaffeln sichtbar (◊). Auf dem Talboden zeigen sich keine morphologischen Indizien, dass dieser Gletscher eine Barriere in den letzten 200 Jahren gebildet hat oder aber ausbruchsauslösend gewesen war. Die glazigene Überformung der Talflanken (↷) in Form von Schliffflächen gibt die einstige Eisausdehnung an, bei der der Shuyinj-Gletscher mit dem talabwärtigen Saklei Shuyinj-Gletscher konfluerte. Aufnahme: L. Iturrizaga 18.09.2002/2/17.

4.8.9 Saklei Shuyinj-Gletscher

Der Saklei Shuyinj-Gletscher endet heute auf einer Konfluenztalschwelle zum Karambar-Tal. Er ist vom Karambar-Tal kaum sichtbar. Die geomorphologischen Geländeaufnahmen in Zusammenhang mit der Rekonstruktion von Gletscherdämmen im Karambar-Tal zeigten, dass die Gletscherzunge noch im 20. Jhd. den Talboden erreichte und sogar den Karambar-Fluss abdämmte. Im Haupttalgefäß belegen seichte, zerrunzte Moränenleisten an den Talflanken einen historischen Gletschervorstoß. Gegenüber dem Talausgang befindet sich auf der linken Karambar-Talseite ein rund 70 m hoher Felsriegel, der Spuren einer ehemaligen Gletscherüberföhrung in Form von Schrammen und Erratika zeigt. Aufgrund der Frische der Blockablagerungen kann ausgeschlossen werden, dass sie von der eiszeitlichen Haupttalvergletscherung stammen. Aurel STEIN (1928: 50) photographierte einen unbenannten Nebentalgletscher zwischen dem Chateboi-Gletscher und Shuyinj, der das Karambar-Tal 1913 blockierte. Hierbei handelte es sich mit aller Wahrscheinlichkeit um den Saklei Shuyinj-Gletscher.



Photo 4.8.9.1: Blick aus dem einstigen Chateboi-Seebecken auf den Saklei Shuyinj-Talausgang (↔). Der Saklei Shuyinj-Gletscher reichte noch im letzten Jahrhundert aus dem Talgefäß hinaus und erreichte den Felsriegel. Auf diesem Rundhöcker (◐) sind Graniterratika abgelagert, die einen historischen Gletschervorstoß belegen. Auch seichte Moränenleisten (↘) an den Talflanken zeichnen eine einstige Eisrandlage nach. Sie sind ebenfalls an der orographisch linken Karambar-Talflanke abgelagert (im Bild nicht mehr sichtbar). Im Talgrund befinden sich Hügelmoränen (◇), die talaufwärts mit Seesedimenten verzahnt sind (○). Terrassenniveaus des Chateboi-Sees (1,2,3,4,□) sind im Vordergrund sichtbar. Im Hintergrund mündet der Shuyinj-Gletscher ein. Siehe Kuh am rechten Bildrand als Größenvergleich. Aufnahme: L. Iturrizaga 18.09.2002/2/1.



Photo 4.8.9.2: Blick von der linken Karambar-Talseite zur Konfluenz von Saklei Shuyinj - und Karambar Tal. Heute endet die Saklei Shuyinj - Gletscherzunge auf der Konfluenzschwelle (↓), während sie sich vor 100 Jahren über den gesamten Talboden ausbreitete und das Karambar-Tal abdämmte. Auf der rechten Karambar-Talseite zeugen seichte Moränenleisten (↘) von einem einstigen Gletscherlobus. Im Vordergrund sind Seesedimente (○) des einstigen Saklei

Shuyinj-Sees mit Seeterrassen (□) und Moränenhügeln (◇) verzahnt. Aufnahme: L. Iturrizaga 18.09.2002/2/10.

4.8.10 Rochen-Gletscher

Talaufwärts des Chateboi-Gletschers folgt auf der rechten Karambar-Talseite der Rochen-Gletscher (Photo 4.8.10.1). Dieser schmale Hängegletscher besitzt einen prononcierten, von den

Gletscherschmelzwässern überarbeiteten Endmoränenkranz. Der Gletscher scheint in den letzten 100 Jahren nicht über die Moränenfassung hinausgereicht haben. Das Kartenwerk *India and Pakistan (sheet Baltit NJ43-14, 1955)* zeigt allerdings den Saklei Shuyinj-Gletscher und den Rochen-Gletscher als vereinigte Gletscherzungen! Das würde bedeuten, dass sie über eine Horizontaldistanz von 1,5 km das Karambar-Tal abgedämmt hätten.



Photo 4.8.10.1: Der Rochen Yaz-Gletscher wird von einer sanderschürzenartigen Endmoränenfassung, die im Karambar-Tal deponiert ist, umrahmt. Lateroglaziale Ablagerungen fehlen fast vollständig im unteren Gletscherabschnitt. Der Moränenschutt breitet sich schuttkegelförmig in das Tal aus. Bei einem erneuten Gletschervorstoß wird der Schutt – der zuvor sicherlich wiederholt vom Gletscher umgelagert wurde – seitlich von der Gletscherzunge verdrängt werden und als Lateralmoräne in Erscheinung treten. Siehe Personen im Vordergrund als Größenvergleich. Aufnahme: L. Iturrizaga 18.09.2002/36.

4.8.11 Die Gletscher in der Karambar-Passregion

Der weiträumige und bis zu mehrere Kilometer breite Haupttalboden zwischen Shuyinj und Karambar-See (Ak-kul in Turki = weisser See, STEIN 1928) ist mit einer komplexen Moränenlandschaft ausgekleidet. Grundmoränen- und Lateralmoränen einer neoglazialen bis spätglazialen Vereisungsphase sind hier weitläufig und in großer Mächtigkeit abgelagert. Die Grundmoränenplatten sind durch fluviale Prozesse in einzelne Segmente zerschnitten worden. Auf dieses Grundmoränenpodest sind die Nebentalgletscher mit ihren Sedimentablagerungen eingestellt. Sie sind alle in Nordexposition gelegen und erreichen gerade den weitläufigen Karambar-Talboden. Diese Firnmuldengletscher sind nur wenige Kilometer lang und zumeist Blankeisgletscher. Die Ufermoränen erstrecken sich in diesem Talabschnitt nun weit oberhalb der Baumgrenze und sind nur schütter mit alpiner Mattenvegetation überzogen. Auf der südexponierten, mit niedrigeren Einzugsbereichen versehenen Talseite des Karambar-Tals sind hingegen zumeist Blockgletscher ausgebildet, die glazigenen Ursprungs sind. Bei einem Talbodenniveau von rund 4000 m Höhe betragen die Vertikaldistanzen zwischen Gipfelregion und Gletscherzungen nur noch etwa 2000 m.

Gegenüber von Shuyinj (Pasjeja) (3870 m) mündet der blankeisige Shuyinj-Gletscher in das Karambar-Tal ein und stirnt in 3900 m Höhe. Erstaunlich ist, dass selbst in dieser Höhenlage noch sehr weit ausladende, etwa 50 m - 70 m hohe Sanderufermoränen ausgebildet sind. Sie sind durch einen höheren Feinmaterialgehalt gekennzeichnet als die Tieflandvertreter dieses Ufermoränentyps. Die Ufermoränen zeigen eine auffallend hohe Überprägung durch supraglaziale Schmelzwässer und ähneln oftmals bereits fluvial aufgebauten Sedimentkegeln. Dies ist ein Charakteristikum, das auch für die anderen Gletscher der oberen Karambar-Region zutreffend ist.

Eine historische Eisrandlage zeichnet sich in den Ufermoräneninnenflanken etwa in 500 m bis 700 m Entfernung von der heutigen Gletscherzunge in Form eines kleinen Laterofrontal-Endmoränenbogens ab. Außerhalb der Hauptufermoräne sind ältere hügelige Ufermoränenfassungen abgelagert, die bereits

stark durch fluviale Umlagerungsprozesse überarbeitet worden sind. Die glazigene Überformung der Talflanken in Form von Schliffflächen gibt die einstige, wahrscheinlich neoglaziale Eisausdehnung an und impliziert einen Zusammenfluss mit dem talabwärtigen Saklei Shuyinj-Gletscher.

Der Karambar-See soll nach HEWITT (1998a) durch einen Bergsturz aus den nordseitigen Gebirgsketten aufgestaut worden sein. Auf dem Talboden befinden sich allerdings auch flachwellige, fluvial bis diluvial überarbeitete Grundmoränenplatten, an die sich der See in westlich Richtung anschließt und eine Moränenenddümmung nahe legen. Der Karambar-See entwässert sowohl zur Karambar-Talseite als auch zur Baroghil-Seite.

Auf der Ost-Seite des Karambar-Peaks, unmittelbar unterhalb des Karambar-Sees, fließt ein aufgespaltener Firnmuldengletscher herab, der in 4300 m endet und hier als Ambar-Gletscher bezeichnet werden soll. Im proglazialen Gletscherbereich sind in die Landschaft akkurat gezeichnete halbkreisförmige Laterofrontal- und Endmoränenwälle in einer Rückzugsstaffel abgelagert, die einen historischen Gletschervorstoß markieren. Die Endmoränenwälle 1-6 könnten dem Hinarche-Stadium VIII angehören. Dies wird durch die Photographien von Aurel STEIN aus dem Jahre 1913 belegt, die die vorgerückte Gletscherzungenlage zeigen.

Die Gletscherzunge hat sich bei ihrem Rückzug in zwei Loben aufgespalten. Sie werden durch einen Felsriegel separiert, der möglicherweise auch für die Ausbildung der Filialzungenbecken entlang der linken Ufermoräne verantwortlich war. Im Jahre 1913 waren diese Moränenausbuchtungen mit Eis verfüllt.

Die Ufermoränen sind durch fluviale Prozesse stark umgelagert worden. Ein moränaler Sedimentkegel durchbricht die linke Ufermoräne. Er könnte durch einen kleinen Seeausbruch aus der Moränenfassung entstanden sein.



Photo 4.8.11.1: Aufnahme aus 4600 m auf den Ambar-Gletscher am Karambar Pass-See. Der Gletscher zeigt im proglazialen Bereich Endmoränenwälle (u.a. 1-6), die – wie Vergleichsaufnahmen mit Photos von STEIN im Jahre 1913 zeigen - noch zu Beginn des 20. Jhds vom Gletscher erreicht wurden. Die linke Ambar-Ufermoräne ist durch das Ausscheren einzelner Eisloben (Σ) girlandenförmig gestaltet. Ein Sedimentfächer, der durch einen Schmelzwasserausbruch aufgeschüttet worden sein kann, breitet sich am Fuße der Ufermoräne aus (O). Aufnahme: L. Iturrizaga 19.08.2002/14.

5. Ausgewählte Landschaftsformen im lateroglazialen Bereich

5.1 Erdpyramiden als lateroglaziale Landschaftselemente

5.1.1 Erste Erwähnungen über Erdpyramiden in Hochasien und Terminologisches

Die ersten Beschreibungen von Erdpyramiden, die aus altem Grundmoränenmaterial herausgerodiert wurden, stammen von GODWIN AUSTEN (1859), H. v. SCHLAGINWEIT (1872) und DREW (1873) (zit. aus v. KLEBELSBERG 1948: 838). Die Arbeit von SCHNEIDER (1959) *"Zur diluvialen Geschichte des NW-Karakorum"* ist eine der wenigen, die detaillierter auf Erdpyramidenvorkommen im Karakorum eingeht. Es handelt sich hierbei allerdings oftmals um Zerrachelungen der Ufermoräneninnenhänge in Schuttrippenreihungen, nur isoliert treten wahre Erdpyramiden auf (s.u.). SCHNEIDER (1959) sondert am Beispiel des Kukuar- und Batura-Gletschers die sog. „Erdpyramidenserie“ aus, die im Zusammenhang mit der Vergletscherungsrekonstruktion für eine zeitlich einheitliche Bildungsperiode herangezogen wird. HASERODT (1989) erwähnt aus dem Moränenmaterial herauspräparierte Erdpyramiden bei Mastuj (2200 m) im Hindukusch, die eine Höhe von bis zu 50 m aufweisen. Die meisten gesichteten Erdpyramiden erreichen allerdings nur eine Höhe von rund 5 m – 10 m. Aus dem Himalaya beschreibt ODELL (1925: 310) etwa 6 m (20 Fuß) hohe Erdpyramiden (*earth pillars*) im älteren Moränenmaterial am oberen Rongbuk-Gletscher (Mount Everest).

Der Begriff „Erdpyramide“ ist etwas unpassend für die in Rede stehenden Landschaftsformen, da diese eigentlich anders proportioniert sind als eine Pyramide (DÖRRENHAUS 1966: 4). Tab. 5.1.1 zeigt eine Übersicht über die Begriffswahl für "Erdpyramiden" und verwandte Formen in verschiedenen Sprachen. Die folgende Terminologie wurde von BECKER (1966: 20) vorgeschlagen: Der Term „Erdpyramide“ wird als Sammelbegriff für Erdformen mit oder ohne Deckstein verwandt. „Erdsäulen“ bezeichnen schlanke Schuttformen, die mit einem Deckstein entstanden sind. Unter „Erdnadeln“ werden hingegen schlanke Erdformen ohne Deckstein verstanden. Der Deckstein ist heruntergefallen, so dass die Erdnadel eine Altersform der Erdpyramide darstellt. Bei den „Erdkegeln“ handelt es sich um Formen, die ohne Deckstein entstanden sind. Sie besitzen eine breite Basis und verschmälern sich nach oben hin. Als Sonderformen werden Tuffkegel, erdsäulenähnliche Tuffkegel sowie Badlandpfeiler ausgesondert. Diese Übersicht wird durch die „Erdtürme“ ergänzt, die eine Sedimentform bezeichnen, die im Gegensatz zu einer Erdpyramide einen gleichbleibenden Durchmesser und manchmal auch einen mehr eckigen als runden Grundriss aufweist. Sie befinden sich in engem Kontakt zur Muttersedimentwand.¹

deutsche Termini	Erdpyramiden, Erdpfeiler, Erdtürme, Erdsäulen, Erdkegel, Erdnadel
englische Termini	earth pyramids, earth pillars, hoodoos ² , tepees buttes
französische Termini	demoiselles, cheminées de fées, penitentes, piliers de terre, nonnes

Tab 5.1.1: Termini für säulenförmige Erdakkumulationen

5.1.2 Verbreitung der Erdpyramiden im Karakorum

Aufgrund des historischen bis neoglazialen Eisvolumenschwunds vieler Karakorum-Gletscher sind die Ufermoräneninnenhänge gut aufgeschlossen und überragen die rezente Gletscheroberfläche bis zu

¹ Auch bei den Erdpyramiden, wie bei so vielen ersten Typenbildungen, wurde eine ortsgebundene Klassifizierung in den Süd-, Nord- und Osttiroler Typus vorgenommen (GÜNTHER 1902).

² Der Begriff "Hoodoo" stammt aus dem Afrikanischen und geht auf die Vorstellung einer Hexenkraft zurück, die Menschen in Erdtürme verwandeln soll. "Hoodoo" bezeichnet i.a. bizarre Formen und ist nicht nur auf Erdpyramiden beschränkt.

200 m Höhe. Vorzeitliche lateroglaziale Uferbildungen reichen um die 800 m über die heutige Gletscheroberfläche. An ihnen lassen sich diverse Desintegrationsformen im Moränenmaterial studieren. Zu den auffälligsten und geläufigsten Desintegrationsformen zählen die Erdpyramiden.³ Nach der Deglaziation können an den Ufermoräneninnenhängen von eisfrei gewordenen Sedimentaufschlüssen Prozesse der Verfirstung und Vergratung sowie der Zerschlungung einsetzen. Je steiler die Aufschlusswand geneigt ist, desto größer ist ihre potentielle lineare Desintegration. Der Anteil an Grobblockmaterial entscheidet maßgeblich über die durch Erosionsvorgänge herauspräparierte Form.

Erdpyramiden sind häufig im Bereich der rezenten Eisrandtäler anzutreffen. Der vertikale Verbreitungsraum der vorgefundenen Erdpyramiden erstreckt sich zwischen 2870 m und 4250 m (Tab. 5.1.2). Sie treten vermehrt in S-Exposition auf sowie in Konfluenzlagen. Damit stehen sie häufig in wind-exponierten Bereichen. Die meisten reinen Erdpyramiden mit Deckstein sind 3 m – 8 m hoch. Die Durchmesser der größten Decksteinexemplare messen 2 m – 3 m, wobei der Sedimentsockel durchaus ein kleineres Volumen einnehmen kann als der Deckstein. An den Moränenaufschlüssen der tiefer gelegenen Talabschnitte sind mannigfaltige Pseudoerdpyramiden in Form von Erdrippen vorhanden, die im Folgenden keine Berücksichtigung finden. Zur Untersuchung von Erdpyramiden wurde ein Kriterienkatalog erstellt (Abb. 5.1.1).

An einigen Erdpyramidenexemplaren konnten sehr anschaulich unterschiedliche Verwitterungsarten in Abhängigkeit von der Exposition beobachtet werden. Während auf der S-exponierten Pfeilerseite eher eine Gesteinspatinierung einsetzt, sind die Gesteinskomponenten der N-exponierten Seite stark mit Flechten übersät.

³ Konvergente Formen treten vor allem in Vulkaniten auf, die sich sehr gut zur Erdpfeilerbildung eignen, wie z.B. in den Ignimbriten der Mt. Mazama Eruption des Crater Lake Vulkans in Oregon (USA). Dabei werden die zementierten Entgasungskanäle (fossile Fumarolen) in den Andesiten herauspräpariert (SCHMINCKE 2000: 31). Hier fehlen allerdings die Decksteine.

Allgemeine Charakteristika

- Klima
- Höhenlage
- Anstehendes Gestein
- Exposition
- Bewaldung des Ausgangssediments: im bewaldeten Gebiet, im – heute – unbewaldeten Gebiet
- Höhe, Breite

Ausgangsmaterial (Morärentyp)

- Grundmoräne
- Rückstaumoräne der Nebentäler
- glaziofluviales Sediment
- Innenhang der Ufermoräne im Anschluss an den rezenten Gletscher
- Lokalschutt oder ferntransportierter Schutt

Innere Beschaffenheit des Moränenmaterials

- Wie viel Grobsteinanteil enthält die Erdpyramide (potentieller Decksteinanteil)?
- Lehm-, Kalkgehalt, Lagerung (Kompaktheit), Wasserdurchlässigkeit, Schichtung, Klüftung, Gefüge

Lagebeziehung der Erdpyramiden zum umgebenden Sediment

- Erdpyramide isoliert stehend
- unregelmäßig vergesellschaftet mit anderen Erdpyramiden
- vergesellschaftet mit anderen Erdpyramiden in einer Rippe
- Haupterdpyramide / Filialerdpyramide

Lagebeziehung der Erdpyramiden zur weiteren Umgebung

- Unterschneidung des Aufschlusses durch einen Fluss
- Anschluss an eine Sedimentsteilwand oder sind isolierte Erdpyramiden dem Hang aufgesetzt?
- Wird die Erdpyramide unmittelbar aus einer Steilwand herausmodelliert (primärer Erosionsprozess) oder entsteht sie erst durch die Zerlegung einer Schuttrippe (sekundärer Erosionsprozess)?
- Neigungswinkel des erodierten Schuttkörpers bzw. der Steilwand
- Bereich des Ufermoräneninnenhangs
- Lokalität im Talverlauf (z.B. Nebentalausmündung)

Entwicklungsstadium

- stadium nascendi: der Block wird aus dem Moränenaufschluß herauspräpariert
- halbseitige Erdsäule (Pilaster, Halbsäule)
- Erdpyramide als Teil einer Moränenrippe
- als Einzelform ausgebildet - isoliert stehend in einer bereits konsolidierten Umgebung

Deckstein, -schicht

- Anzahl der Decksteine
- Form (eckig, kantengerundet, gut gerundet etc.) und Größe des Decksteins
- Überkragung des Decksteins über die Erdsäule
- Wasserableitungsmerkmale des Decksteins (z.B. mediane Furchung des Decksteins)
- Beschaffenheit der Unterseite des Decksteins (Wölbung)
- Neigung des Decksteins auf der Erdpyramide
- Materialbeschaffenheit der Deckschicht (z.B. Vegetation)
- Lagerfestigkeit der Decksteinblöcke

Art der Gipfelbildung bei Erdpyramiden

- ein-, zwei-, mehrgipfelig
- stumpf- oder nadelförmig (ohne Deckstein)

Fundament

- Art des Fundamentes
- Wasserspeichereigenschaften bzw. Wasserdurchlässigkeit des Fundamentes der Erdsäule

Abb. 5.1.1: Kriterienkatalog zur Typisierung von Erdpyramiden aus glazigenem Sediment

Lokalität	Exposition	Höhe über NN	Erdpyramidentypen	Konfluenzlage	Sedimentprobe	Anmerkung
Baltoro-Gletscher	NW	3800m	EGH	nein	---	Ausgangsmaterial großflächige Hangmoränen unbewaldet
Barpu-Gletscher (Muralaz)	SW	3100m	E	nein	11.08.2000	isolierter Moränenrest ohne Deckstein unbewaldet
Batura-Gletscher – oberhalb von Yunzbin	N	2900m	E (im Hangmoränenverband)	ja (oberhalb der Konfluenz mit dem Hunza-Tal)	---	Unterhalb eines Transfluenzpasses Batura-Pasu-Gletschers gelegen, an dem mächtigen Moränensequenzen abgelagert sind.
Batura - Gletscherunterhalb von Yashpirt	S	3090m	EGH	ja	---	Ausgangsmaterial großflächige Hangmoränen
Batura-Gletscher Urtum-Tal, o.r. Seite	SE	3800m	E	ja	02.10.2001	Erosionsaufschluss am Ufermoräneninnenhang
Batura-Gletscher - oberhalb von Yashpirt	S	3145m	E	ja	---	z.T. bewaldet
Batura-Gletscher - oberhalb von Chatperk	SW	3015m	EGH	nein	28.09.2001/2	ausladende Hangmoränen, glazifluviales Material, z.T. Juniperus-Offenwald
Batura-Gletscher Fatmahil	S	3345m	EGH und E	ja	4.10.2001/1	Juniperus-Offenwald
Bualtar-Gletscher (Shishkin)	NW	2870m	E(G)U	nein	---	Erdpfeiler ohne Deckstein
Chapursan-Tal Konfluenz Kuk-i-Jerav-Tal und Yishkuk-Gletscher	N	3500m	EGH	ja	---	unbewaldet
Chogolungma-Gletscher - Bolocho-Gletscher	NW	3930m	EGU	nein	19.07.2000/1	unbewaldet
Chogolungma-Gletscher - Konfluenz Kilwari Gans-Gletscher	SE	3580m	EGU	ja	16.07.2000/1	unbewaldet
Ghulkin-Gletscher - oberhalb von Borith Jeel (Hunza-Tal)	E	3100m	E	ja	13.10.2000	unbewaldet
- oberhalb des Ghulkin-Gletschers	S	3375m	E	ja	---	

Tab. 5.1.2: Ausgewählte Erdpyramidenvorkommen im Karakorum (Fortsetzung nächste Seite)

Hassanabad-Gletscher	meist S	3700 m – 3900 m	Erdripenfeiler		---	kaum Ausbildung von EP, aber weitflächige Erdripen an den Ufermoränen- innenhängen
Hispar-Gletscher Skambarish	S	4180m	mehrere E	z.T.	10.08.1999/1	ganz isoliert stehende EP, sehr hoher Grobblock- anteil, Ausgangsmaterial Lokalmoräne unbewaldet
Hispar-Gletscher - an der Konfluenz zum Yutmaru- Gletscher	S	4250m	EGU	ja	--	unbewaldet
Khurdopin-Gletscher (Past Helga)	W	3500m	kleine EGH	ja	--	ausladende Hangmoränen
Kukuar-/Baltar- Gletscher	SW	3775m (3600m- 3800m)	EGH	ja	25.08.2000/1	Juniperus
Kuku		3220m				
Virjerab-Tal	S	etwa 3800m	kleine EGH	ja	---	---
Virjerab-Tal	N	3500m	Moränenpfeiler Erdripen	nein	---	---
Yazghil-Gletscher (Serükschla)	NW	3480m	EGH Skelettmoränen	ja	19.07.2001/1 20.07.2001/1	ausladende Hangmoränen (Skelettmoränen) im lateroglazialen Bereich
Yukshin Gardan- Gletscher	SE	3715m/ 3750m	kleine EGH	nein	08.07.2001/2 08.07.2001/3	vereinzelt Juniperus

E = Einzelerdpyramide in Hanglage
im Moränenverband
ohne Moränenverband

EGH = Erdpyramidengruppe in Hanglage

EGU = Erdpyramidengruppe am rezenten Ufermoräneninnenhang
Erdpyramidengruppe an fossilem Ufermoräneninnenhang (hochlagernd)

Tab. 5.1.2: Ausgewählte Erdpyramidenvorkommen im Karakorum

5.1.3 Exkurs: Forschungen zu Erdpyramiden aus dem Alpenraum

Die Studien zur Genese von Erdpyramiden wurden größtenteils in mehr oder weniger bewaldeten Gebieten in den europäischen Alpen durchgeführt. Die klassische Lokalität der Erdpyramidenforschung befindet sich am Ritten bei Bozen (v. KLEBELSBERG 1927, BECKER 1962). Das hatte zur Folge, dass die Waldbedeckung als entscheidender Parameter zur Entstehung der Erdpyramiden herangezogen wurde. DÖRRENHAUS (1966: 5) geht davon aus, dass der Wald eine austrocknende Funktion auf den Unterboden ausübt, in dem er durch sein Wurzelwerk das Wasser speichert und somit ein Erdpyramiden-geeignetes Substrat zur Verfügung stellt. Dies gilt für ein relativ feuchtes Klima. Das Initialstadium für die Erdpyramidenbildung sei der Bergschliff. Nach DÖRRENHAUS (1966: 6f.) wird Erdsäule für Erdsäule mit sukzessiver rückschreitender Erosion aus der Steilwand herauspräpariert. Der Wald sowie später die Decksteine wirken schützend auf das unten lagernde Sediment. Die Erdpyramiden bilden sich demnach nur in Anlehnung an eine Steilwand unter Wald. DÖRRENHAUS (1966; Abb. 1-6) hat in beeindruckender suggestiver Stringenz eine genetische Reihe der Erdpyramidenbildung mit Photos belegt. Bildungsvoraussetzungen für Erdpyramiden sind demgemäß 1. Beschaffenheit des Materials: bei Durchfeuchtung plastisch, im trockenen Zustand hart, 2. Vorkommen von größeren Steinen, 3. Waldvorkommen, der die Möglichkeit zur Steilwandbildung gibt, 4. Klima: ergiebiger Winterregen, langanhaltende Schneedecke, im Wechsel mit sommerlichen Trockenzeiten, 5. Trockener Untergrund, 6. Höhenlage darf nicht zu hoch sein, da Niederschläge hier zu hoch, 7. Menschliche Rodungsaktivität.

Welche Rolle spielt der Deckstein bei der Erdpyramidengese: Schutzstein oder Ursache? Säulenförmige Erdakkumulationen im Lockergestein oder Anstehenden können entstehen, wenn eine härtere Deckschicht das basislagernde Material schützt. Diese Deckschicht kann aus resistenterem Gestein bestehen, durch größere Blöcke im Moränenmaterial oder wenig wasserdurchlässige Sedimentschichten bereitgestellt werden (*hard-patch type*). So entfachte sich die Diskussion über die Entstehung der Erdpyramiden vor allem um die Notwendigkeit eines Decksteines¹. LYELL (1867) führt die Erdpyramidenentstehung am Ritten in Südtirol auf Regentätigkeit zurück und weist auf moränisches Ausgangsmaterial hin (zit. aus FAIRBRIDGE 1968: 302 f.). Zur Herausbildung der Erdpyramiden sieht der dabei das Vorhandensein eines Decksteines als notwendig an, die in den glazigenen Sedimenten inkorporiert sind. Dagegen spricht sich insbesondere RATZEL (1880) aus, der darauf verweist, dass die Erdpyramiden an ihrer Basis fast ausnahmslos miteinander verbunden sind. So soll nach seiner Vorstellung eine Schuttwand durch Spülerosion sukzessive in Prismenkörper zerlegt werden, deren Kammlinien die einstige Schuttoberfläche nachzeichnen. Erst im weiteren Prozessverlauf werden die Kammlinien zerschnitten und zwar besonders an Wassersammelstellen, wie z.B. in der Umgebung von größeren Steinen. Damit negiert RATZEL die Schutzfunktion des auflagernden Steines in der Initialphase der Erdpyramidenbildung und betont, dass er erst der Anlass zur Säulenbildung sei. Der Deckstein ist zur Entstehung der Erdpyramiden nicht unbedingt notwendig, die Schutzfunktion des Decksteines ist in der Entwicklung dieser Formen sekundär. Auch KITTNER (1897) und GÜNTHER (1902) schließen sich dieser Auffassung einer Schuttrippenzerschneidung an und sehen in den Decksteinen eher eine zufällige Beigabe, die einzelne Exemplare länger konserviert. Weiterhin sieht SAUER (1904) überkragende Blöcke als ein Argument gegen die Decksteintheorie an, der Säulendurchmesser solle gleich dem des krönenden Steines sein. v. KLEBELSBERG (1927) hebt wiederum die Bedeutung eines Decksteines zur Erdpyramidenbildung hervor.

Von entscheidender Bedeutung für die Lebensdauer der Erdpyramide sind die Wasserableitungseigenschaften des Decksteines (DÖRRENHAUS 1966: 8). Optimal für eine lange Erhaltung ist eine konkave Unterseite des Schutzsteines. Erdpyramiden können einen "neuen" Deckstein erhalten, wenn der alte heruntergefallen ist und das darunterliegende Sediment heruntergespült wurde und ein neuer Deckstein freigelegt wird. Jedoch wurden im Gelände keine Exemplare angetroffen, bei denen auf dem Deckstein noch Sediment der ehemals höher aufragenden Erdpyramide lagerte.

Zur Stabilität und Standfestigkeit: Kürzlich enteiste Ufermoränen können einen außerordentlich hohen Verfestigungsgrad besitzen und bleiben oftmals über längere Zeit steilwandig stehen. Die Abtragung erfolgt in Form der Rinnenspülung und nicht so sehr durch denudative Prozesse, die zu einer allgemeinen Verflachung des Moränenhanges führen würden. Im Zuge von Niederschlägen können Kalk und Eisenoxide partienweise ausgespült werden und während der Trockenzeiten möglicherweise eine Inkrustierung an der Sedimentoberfläche bilden, die zur Stabilität der Erdpyramide beiträgt.

Die hangaufwärtigen Partien von Ufermoränen besitzen häufig eine geringe Kohäsion (KERSCHNER 1999:83). Ihr Korngrößenspektrum liegt im Bereich des Schluffs und darüber. Diese Sedimentpartien sind verhältnismäßig leicht erodierbar.

5.1.4 Typen von Erdpyramiden in den Eisrandtälern des Karakorums

Abb. 5.1.2 zeigt eine Übersicht über die angetroffenen Erdpyramidenvorkommen im Karakorum. Prinzipiell sind zwei Typen von Erdpyramiden nach ihrer derzeitigen topographischen Lage zu unterscheiden:

- a) Erdpyramiden an den Ufermoräneninnenhängen (EU)
- b) Erdpyramiden in Hanglage (EH)

Die Erdpyramiden an den Ufermoräneninnenhängen liegen zumeist in vergesellschafteter Form vor und tendieren eher zur Erdrippenbildung. Sie sind im Gegensatz zu den Erdpyramiden in Hanglage relativ kurzlebig. Die EH befinden sich an den Talflanken des Eisrandtales oberhalb der Ufermoräne und sind in der Regel älter als die EU. Sie sind von hoher Standfestigkeit geprägt und weisen einen hohen Grobblockteil auf. Fast alle EH kommen in Konfluenzlagen an der Ausmündung von Nebentälern vor und stellen Relikte der spätglazialen Sedimentfolgen in Konfluenzlagen dar. Die Rückstaumoränen, die von den Nebentalgletschern gegen die Ufermoräne des Hauptgletschers geschützt wurden, stellen günstige Sedimente für die Erdpyramidenbildung dar. Bemerkenswert ist, dass es sich beim Substrat der Erdpyramiden zum großen Teil um geschichtete glaziofluviale Sedimente handelt. Die angrenzenden Hänge der Eisrandtäler sind günstig für die Erdpyramidenbildung, da die Sedimente hier nicht vom Fluss unterschritten werden. Bei einer Unterschneidung des Flusses würden sich aus dem glazigenen Sediment sekundäre Schutthalde herausbilden. Anders verhält es sich bei den EU, die an den rezenten Ufermoräneninnenhängen der Gletscher entstehen. Das Aufschlussprofil der Moränensteilwand gliedert sich zumeist in einen konsolidierten Oberhang, darunter folgen in Erdpyramiden zerlegte Schuttrippen, die am Hangfuß in moränale Schutthalde aufgelöst sind. Diese Erdpyramiden, deren Muttersediment permanent vom Gletscher unterschritten wird, werden nicht als die Erdpyramiden des zweiten Typs (EH) überliefert werden. Ihre Erhaltungsdauer ist im Laufe der Deglaziation gering. Die Erdpyramiden sind sowohl in Gebieten, in denen Kalk als auch Granit und Gneise ansteht, vertreten.

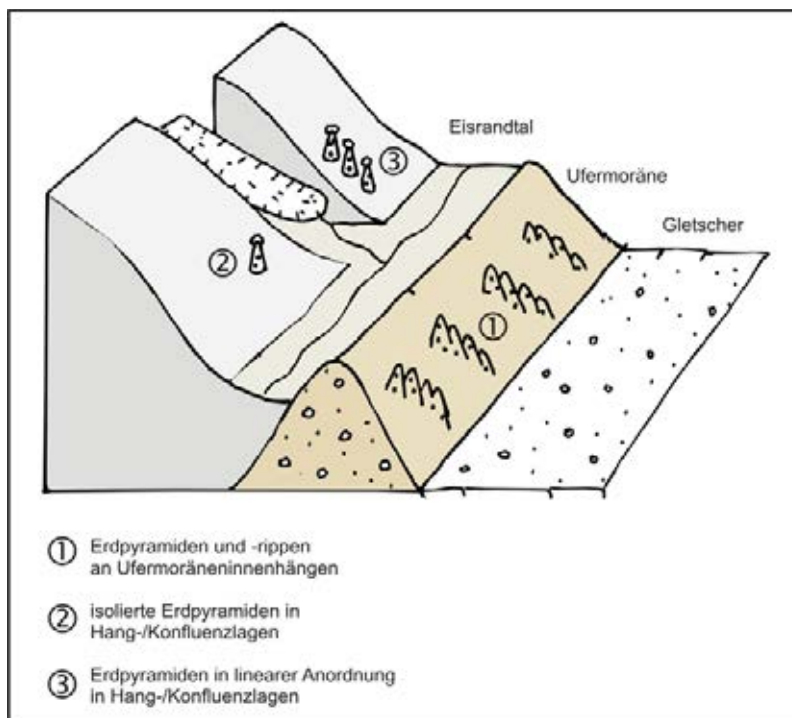


Abb. 5.1.2: Erdpyramidentypen

5.1.5 Fallbeispiele

Die Erdpyramidenserie bei Toltar (Kukuar-Gletscher)

Die Erdpyramidenserien bei Toltar in der Talschaft Bar auf der Batura-Südabdachung stellen mit die großflächigsten Vorkommen dieser Art im Karakorum dar (Photos 5.1.1 & 4.1.4.9 in Kap. 4.1.4). Die Erdpyramidenvorkommen reichen bis in eine Höhe von 3800 m und damit 1000 m über den Talboden. Wie kommt es, dass an dieser Lokalität so ausladende Erdpyramiden ausgebildet sind? Die Hangregion bei Toltar befindet sich im Konfluenzbereich vom Baltar- und Kukuar-Tal. Diese Zwickellagen stellen prinzipiell eine günstige Lage zur Ausbildung von Erdpyramiden dar. An dieser Lokalität kommt sogar noch ein weiteres Zuliefergebiet mit höchstem Einzugsbereich von 5450 m hinzu, nämlich der Einzugsbereich um Toltar selbst, der heute nur noch Blockgletscher aufweist. Eiszeitlich jedoch hatte dieser kleine Toltar-Süd-Gletscher u.U. Anschluss an den großen Bar-Gletscher, der vereinigt war aus Kukuar- und Baltar-Gletscher. Darauf weisen die Grundmoränenablagerungen auf der Toltarschulter sowie alte Ufermoränenleisen hin. Entscheidender für die Ausbildung des Ausgangsmaterials für die Erdpyramiden war allerdings die Phase, als der



Toltar-Süd-Gletscher sich zurückgezogen hat und mit seinem Schmelzwasser Sedimente gegen den Kukuar-Baltar-Gletscher geschüttet hat. Die Erdpyramiden setzen sich aus hochkompakten Diamiktiten zusammen. Der Aufbau ist geschichtet und die Matrix weist einen sehr hohen Sandanteil auf (Abb. 5.1.3). Auch v. KLEBELSBERG (1948/49, I, 257; 279) erwähnt die etwa hangparallele Lagerungsart als besonders typisch für Grund- oder Staumoränenschutt in toten Winkeln und Gehängebuchten. Sie sei primär durch schichtenden Druck des Gletschers entstanden und lässt sich häufiger in Erdpyramiden erkennen. DÖRRENHAUS (1966) sieht ebenfalls in den Staumoränen die "Nährböden" für die Erdpyramiden. Staumoränen sind also die von den Nebentalgletschern gegen die Seitenmoräne des Hauptgletschers geschütteten Schuttmassen.

Am historischen Ufermoräneninnenhang des Kukuar-Gletschers, der erst seit wenigen Dekaden eisfrei geworden ist, bildet sich hingegen ein dichtes Rillenmuster heraus, aber keine Erdpyramiden.

Photo 5.1.1: Blick von oberhalb von Toltar auf die Erdpyramiden. Auf den Erdpyramiden befinden sich noch Erdreste, die von der einstigen geschlossenen Sedimentdecke zeugen. Sehr deutlich sichtbar ist hier die Rippenstruktur der glazigenen Sedimente, aus der die Erdpyramiden im Laufe der Zeit herauspräpariert wurden. Der Decksteindurchmesser misst rund 2 m. Juniperus stockt zwischen den Erdpyramiden. Nach DÖRRENHAUS (1966) sollen diese begünstigend für die Erdpyramidenbildung sein. Sie bestehen aus einer vergleichsweise sandig-kiesigen Matrix (s. Abb. 5.1.3.). Aufnahme: L. Iturrizaga 25.08.2000/2/20.

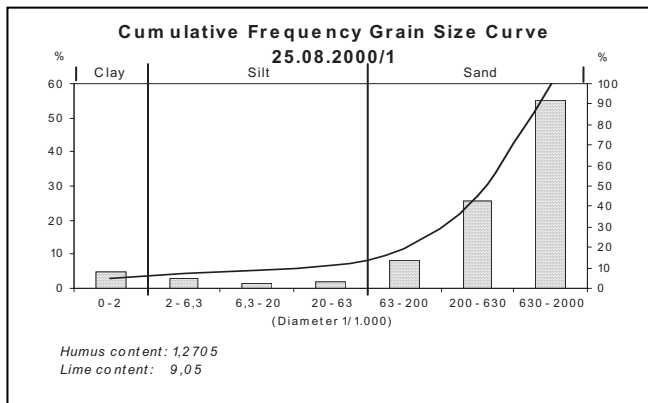


Abb. 5.1.3: Probenlokaliät: Toltar an der Konfluenz Kukuar- und Bar-Tal (3775 m). Die Probe wurde von vergesellschafteten Erdpyramiden in Hanglage entnommen. Die Grobsandfraktion ist mit über 50 % dominant in der Sedimentprobe. Sie zeigt einen bemerkenswert geringen Anteil an Ton und Silt.

Erdpyramiden am Batura-Gletscher

Am Batura-Gletscher befinden sich an mehreren Lokalitäten im süd-exponierten linken Eisrandtal Erdpyramiden, die alle an Konfluenzpositionen an der Umlenkung des Nebentals in das Haupttal lokalisiert sind (z.B. bei Chatpert, unterhalb von Yashpirt und bei Fatmahil, Photos 5.1.2-7). Bei Fatmahil sind die ausgeprägtesten Erdpyramiden vorzufinden (ITURRIZAGA 1994). Zwischen ihnen wurzeln Juniperus-Bäume. Sie weisen größtenteils einen geschichteten Aufbau auf (Photos 5.1.2.7 & 8) und besitzen einen hohen Sandanteil (Abb. 5.1.4-6), die eine glazifluviale Herkunft des Ausgangsmaterials unterstützen. SCHNEIDER (1959: 211) konstatiert, dass am Batura-Gletscher die vertikale Verbreitungsspannweite der Erdpyramidenserie wesentlich größer ist als auf der Südseite des Karakorum und schließt daraus, dass die Erdpyramidenserie am Batura einem älteren Vergletscherungsstadium angehörig sei.



Photo 5.1.2: Bei Fatmahil (3300 m) sind im Konfluenzbereich des Nebentals mit dem Eisrandtal Erdpyramidenserien mit Höhen überliefert (↑). In der Bildlinken zieht sich ein Moränenrücken den Talhang hinab (↘), der unter Umständen eine vorzeitliche Eisrandlage nachzeichnet. Die Abflüsse des Nebentals haben sukzessive die glazigenen Sedimente in das Eisrandtal verlagert (↙). Siehe Almhäuser im Vordergrund als Größenvergleich. Aufnahme: L. Iturrizaga 01.10.2000/3.



Photo 5.1.3: Detailansicht der in Photo 5.1.2 gezeigten Erdpyramiden. Sie kommen hier an einem mit Wacholder bestandenen Hang vor, der die Ausbildung der Erdpyramiden nach Auffassung von DÖRRENHAUS (1966) förderlich ist. Die Erdpyramiden messen eine Höhe von bis zu rund 10 m und mehr. Aufnahme: L. Iturrizaga 01.10.2000/7.

Photo 5.1.4: Weitere Detailansicht einer Erdpyramide an der Konfluenz bei Fatmahil, bei der der Deckstein größer ist als der Sockel. Auf dem Dach des Decksteines wurzelt Buschwerk, wenn nicht sogar ein kleiner Wacholderstamm. Siehe Person als Größenvergleich an der Basis, die eine Höhe des Steines von rund 6 m impliziert. Aufnahme: L. Iturrizaga 05.10.2000/20.

Allerdings reicht auch am Kukuar-Gletscher die Erdpyramidenserie bis auf 3800 m hinauf, d.h. bis über 1000 m über den Talboden. SCHNEIDER findet am Batura-Gletscher 600 m über der rezenten Gletscheroberfläche in 3600 m die Obergrenze der Erdpyramidenverbreitung, z.T. finden sich isolierte Reste in 3900 m Höhe, d.h. in etwa 700 m - 800 m über der rezenten Gletscheroberfläche. Die Erdpyramiden auf der N- und S-Abdachung stammen aus der gleichen Vergletscherungs- bzw. Deglaziationsphase.

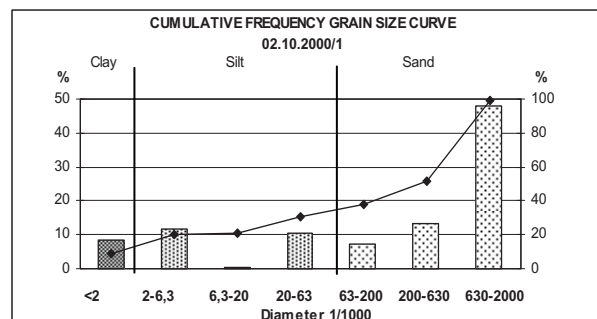
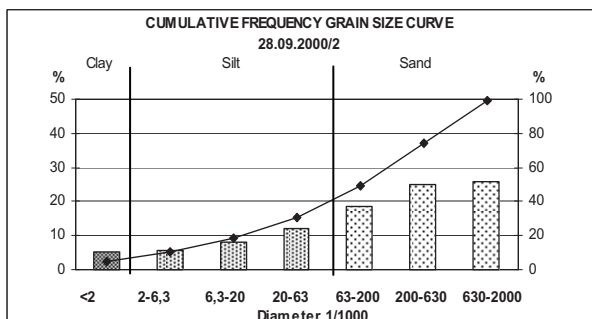


Abb 5.1.4: Korngrößendiagramm 28.09.2000/2: Die Probe wurde der in den Photos 5.1.6-8 gezeigten Erdpyramide nahe Chatpert entnommen. Die Korngrößenverteilung zeigt mit 69 % eine Dominanz im Sandbereich. Sie ist dennoch verhältnismäßig gleichverteilt und ähnelt derjenigen von Grundmoränenmaterial.

Abb 5.1.5: Korngrößendiagramm 02.10.2000/1: Die Probe stammt von einer Erdpyramide aus dem Urtum-Tal, einem Nebental des Batura-Gletschers. Der Grobsandanteil ist mit 48 % in dieser Probe dominant. Der Mittelsiltbereich ist nahezu vernachlässigbar.

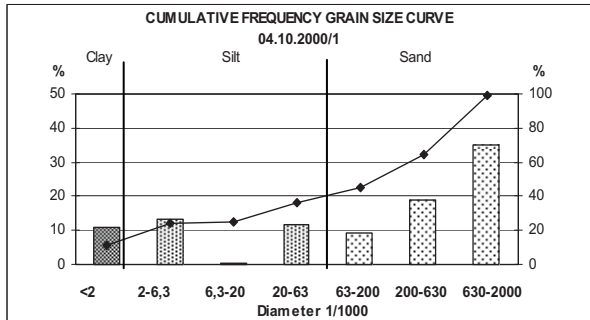


Abb. 5.1.6: Korngrößendiagramm 04.10.2000/1: Die Probe stammt von den Erdpyramiden bei Fatmahil. Sie besitzt ähnlich wie Probe Nr. 02.10.2000/1 einen vergleichsweise niedrigen Anteil im Mittelsiltbereich. Der Tonanteil ist mit über 10 % relativ hoch.



Photos 5.1.5 & 5.1.6: Bei den Ablagerungen, aus denen die Erdpyramiden hervorgehen, handelt es sich um geschichtete Sedimente, die zum Eisrandtal in Gefällsrichtung des Hanges einfallen (↙). Das rechte Bild zeigt die bis zu 10 m hohen Einzelerdpyramiden mit Decksteindurchmessern von bis zu 3 m. Siehe Person als Größenvergleich (↔). Aufnahme: L. Iturrizaga 28.09.2000/8.



Photos 5.1.7 & 8: Deutlich geschichtete Lagerung der Sedimente in den Erdpyramiden bei Chatpert (Photo 5.1.6). Der Feinmaterialgehalt ist auffallend gering (Bild rechts). Die Korngrößenzusammensetzung ist in Abb. 5.1.4 gezeigt. Aufnahme: L. Iturrizaga 29.09.2000/10 & 14.

Hispar-Gletscher: Skambarish – Hangmoränen

Am Hispar-Gletscher sind in 4250 m Höhe isolierte Einzelerdpyramiden in Hanglage ausgebildet, in etwa 250 m oberhalb der Gletscheroberfläche (vgl. Kap. 4.2, Photos 5.1.9-12). Die bis zu 3 m hohen Erdpyramiden implizieren nicht nur die Mindestmächtigkeit einer ehemals hangverkleidenden Moränendecke, sondern geben auch Hinweise auf Art und Dauer des Abtrags der glazigenen Sedimente. Erstaunlich bei den Erdpyramiden ist, dass es sich bei ihrem Substrat zumeist um moränischen Lokalschutt (Metamorphite) der angeschlossenen Nebentäler handelt und nicht um ferntransportiertes Glazialsediment. Ihre lange Überlebensdauer kann auf die Beschaffenheit ihres Schutzdaches zurückgeführt werden. Hier sind mehrere flachlagernde Decksteine übereinander gestapelt und überragen teilweise das Sedimentfundament. Die weit verbreitete These, dass wenn ein Deckstein (bei einer Erdpyramide mit nur einem Deckstein) herunterfällt, sich nach einiger Zeit durch die Herauspräparierung eines weiter unten liegenden potentiellen Decksteines eine neue Erdpyramide bildet, muss eingeschränkt werden. Erstens muss die Erdpyramide die Voraussetzung besitzen, relativ grobblockig zu sein, zweitens muss der zukünftige Deckstein speziell gelagert sein und eine bestimmte Form aufweisen, dass er beim Abtrag des Sockels wirklich erhalten bleibt. Viele der im Karakorum gesichteten Erdpyramiden weisen diese Eigenschaft nicht auf. Sie werden als Erdnadeln mehr oder weniger lange weiter bestehen. Diesbezüglich lässt sich zwischen „einmaligen“ und potentiell „regenerierbaren“ Erdpyramiden differenzieren. Die Korngrößenanalyse zeigt auch bei diesen Erdpyramiden eine deutliche Dominanz in der Sandfraktion (Abb. 5.1.7).

*Photo 5.1.9: Isoliert steht die 3,50 m hohe Erdpyramide in 4100 m auf der nordseitigen Hispar-Talseite etwas talaufwärts von Skambarish gekrönt von einem asymmetrischen, gut ausbalancierten Deckstein. Unter dem Deckstein folgt eine dichtgepackte Gesteinslage mit sehr wenig Feinmaterialanteil. Diese Steinlage bietet dem unterlagernden Sedimentmaterial eine sehr gute Abschirmung gegen Feuchtigkeit. Auch die Form des Decksteines scheint für die Wasserableitung günstig zu sein, in dem das Wasser über die – im Bild nach schräg rechts unten weisende – Gesteinskante abgeführt wird und vom Sedimentmaterial fern gehalten wird. Der Steinanteil in der Erdpyramide ist hoch. Bei den Gesteinsbruchstücken handelt es sich nicht um Granite, wie bei den weiter talabwärtsliegenden Ufermoränenwällen, sondern es sind metamorphe Gesteinskomponenten, die hier in dem Bereich um Skambarish anstehen. Das bedeutet, dass es sich bei dem Erdpyramidenmaterial um Lokalmoräne handelt. Diese Sedimente kamen möglicherweise zur Ausbildung, als die Hispar-Gletscheroberfläche mindestens in dieser Höhenlage gelegen hat, aber der Gletscher des Nebentales keinen Anschluss an den Hauptgletscher hatte. Die Gesteinsoberflächen werden von der Flechte *Xanthoria elegans* besiedelt. Die Erdpyramide gesellt sich in eine lineare Anordnung von weiter hangabwärts anschließenden Erdpyramiden. Die Höhe der Erdpyramiden impliziert die Mindestmächtigkeit einer einstigen Moränenverkleidung der Talflanke. Siehe Rucksack und Wanderstock als Größenvergleich. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.06.1999/20.*





Photo 5.1.10: An die in Photo 5.1.9 gezeigte Erdpyramide schließt sich talabwärts eine weitere Erdpyramide an, was vermuten lässt, dass sie aus einer Schuttrippe entstanden sind. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.06.1999/19.



Photo 5.1.11: Diese einzeln stehenden Erdpyramiden oberhalb der Konfluenz Skambarish-W-Gletscher und Hispar-Tal sind in der Gefällslinie linear angeordnet. Sie weisen eine Höhe von rund 2-3 m auf. Der Sockeldurchmesser ist wesentlich größer als der Deckstein. Aufnahme: L. Iturrizaga 12.06.1999/23.

Erdpyramiden von Yutmaru (Hispar-Gletscher)

An der Umlenkung des Yutmaru-Gletschers zum Hispar-Gletscher befinden sich am Ufermoräneninnenhang zahlreiche Erdpyramiden, die aus Erdrippen hervorgehen. Die Erdpyramiden von Yutmaru stellen einen Kronzeugen für die jüngere Vergletscherungsgeschichte dar (Kap. 4.2). Wie die Aufnahmen der WORKMANS (1910) zeigen, waren die Erdpyramiden bei Yutmaru bereits 1903 vorhanden. Das bedeutet zum einen, dass der Gletscherpegel in der Zwischenzeit nicht wesentlich höher lag als heute, ansonsten wären die Erdpyramiden zerstört. Andererseits kann die Gletscheroberfläche vor 1900 ebenfalls nicht höher gelegen haben, denn die Ausbildung dieser wohlgeformten Erdpyramidenserie benötigt vermutlich mindestens einen Zeitraum 100 Jahren. Das bedeutet, dass im Bereich von Yutmaru um die Jahrhundertwende kein Gletscherhochstand zu verzeichnen war. Der Ufermoränenkomplex muss noch vor 1850 abgelegt worden sein. Zugleich erreichte der Pumari Chhish-Gletscher noch vor 10 Jahren seine Ufermoränenfirste und überschüttete diese. Der Vorstoß hinterließ geplättete Ufermoräneninnenhänge.

5.1.6 Zusammenfassende Auswertung der Korngrößenanalysen der Sedimentproben von Erdpyramiden im lateroglazialen Bereich und genetische Implikationen

Die Korngrößendiagramme für die lateroglazialen Erdpyramiden zeigen einen deutlichen Peak im Feinsand (0,063-0,200 mm) und zum Teil sogar im Grobsandbereich sowie ein sekundäres Maximum in der Tonfraktion. Der Siltanteil ist oftmals vergleichsweise gering. Außerordentlich stark vertreten ist mit bis zu 50% der Probenmenge der Grobskelettanteil, insbesondere bei den Einzelerdpyramiden. Die Korngrößenverteilung lassen darauf schließen, dass es sich um glazifluviales Sedimentmaterial handeln kann. In diese glazifluvialen Sedimente sind große Blöcke eingelagert. Über die Verteilung der Blöcke innerhalb der glazifluvialen Matrix können noch keine genauen Angaben gemacht werden. Es ist möglich, dass es sich um eine Wechsellagerung von glazifluviälem Material und blockhaltigem Moränenmaterial handelt.

v. KLEBELSBERG (1927: 1) führt für die Standfestigkeit der Erdpyramiden eine möglichst richtungslose, kaum geschichtete und dichte Lagerung, Wasserundurchlässigkeit, eine lehmige

Bindung, fehlende Klüftigkeit, gleichförmiges Gefüge sowie insbesondere Kalkarmut des Substrats an. Er vertritt die Ansicht, dass der Kalk als lösliche Zwischenmatrix eher zur Instabilisierung des Sedimentes beiträgt (v. KLEBELSBERG 1927). Der Kalkgehalt der Einzelpyramiden ist mit 0,9% tatsächlich gering (Probe 10.06.1999/1). EGGERS (1961: 16) hingegen führt die Standfestigkeit der Erdpyramiden auf deren kalkhaltiges Bindemittel zurück. In den Erdpyramiden an den Ufermoräneninnenhängen wurde Kalkgehalte von bis 35,84% festgestellt. Hierbei handelt es sich allerdings im Vergleich zu den isolierten Erdpyramiden in Hanglage, die bereits gänzlich aus dem restlichen Moränenverband herausgelöst wurden, um kurzlebige Erscheinungen. Der Kalkgehalt scheint jedoch für die Standfestigkeit der Erdpyramiden eine untergeordnete Rolle zu spielen. In dem semi-ariden Klima des Karakorum können Kalkinkrustierungen eher zur Standfestigkeit beitragen, als dass sie den Erdpyramiden durch die Auswaschungsgefahr eine Instabilität verleihen würde.

Die untersuchten Erdpyramiden im Karakorum bestehen zum Großteil aus geschichteten Kies- und Schotterlagen (Photo 5.1.7). Der Feinmaterialgehalt ist auffallend gering. Oftmals ersetzt auch eine stärker resistente Sedimentlage den Deckstein. Auch Vergleichsbeobachtungen von Erdpyramiden in den Kanadischen Rocky Mountains (Banff) zeigten einen geschichteten Aufbau. Auch in den Moränen von Euseigne (Walliser Alpen) sind deutliche Strukturhorizonte sichtbar, die hangparallel steil einfallen. Lagenweise sind große Blöcke eingestreut.

Bereits v. KLEBELSBERG (1948: 279) konstatiert, dass die Talausgänge unvergletschter Nebentäler mit Grundmoräne des Haupttalgletschers plombiert werden ("Moränenverbauung"). Aus diesen glazigenen Sedimenteinfüllungen gehen bevorzugt Erdpyramidenlandschaften hervor. Bei diesen glazigenen Sedimenten handelt es sich jedoch nicht um reine Grundmoräne, sondern um fluvial umgelagertes Sedimentmaterial, möglicherweise auch um dislozierte Grundmoräne. Als Umlagerungsprozesse kommen graduelle sowie katastrophische fluviale Prozesse in Frage. Bekanntermaßen entwickeln sich in Mursedimenten keine Erdpyramiden. Es ist zu vermuten, dass das Grundmoränenmaterial zum einen durch eine mögliche Eisauflast einem höheren Zementierungsgrad unterlag sowie auch durch den Hauptgletscher seitlich in das Nebental gepresst wurde und sich von daher als standfester erweist. Die Lage im geschützten inneren Winkel an der Mündungsgabel ist förderlich für die Erhaltung der Erdpyramiden.

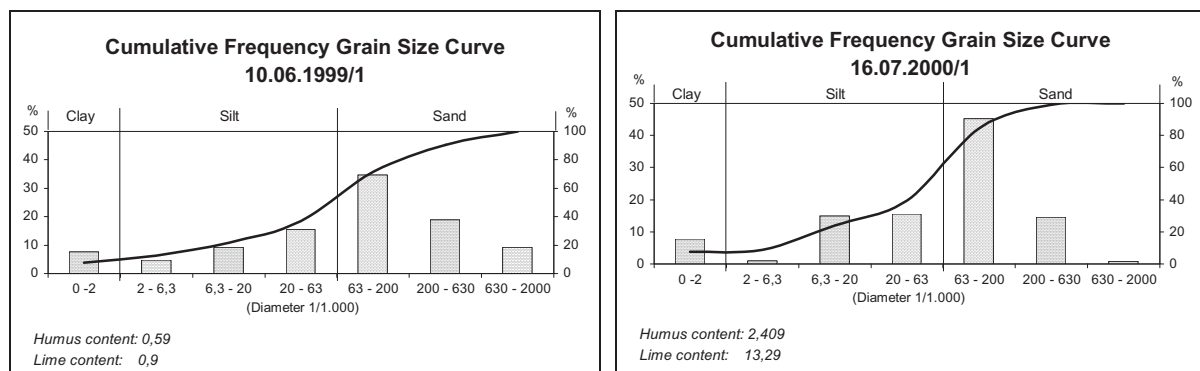


Abb. 5.1.7 (links): Hispar-Gletscher, Einzelerdpyramide in Hanglage, Skambarish 4180 m

Abb. 5.1.8 (rechts): Chogolungma-Gletscher/Konfluenz Kilwari-Gletscher 3660 m, oberhalb von Khurdumal

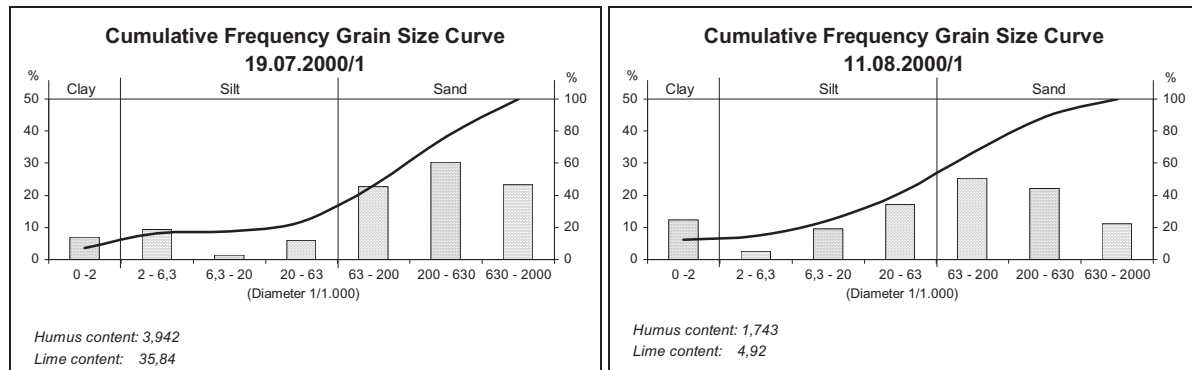


Abb. 5.1.9 (links): Orogr. linke Bolocho-Gletscherseite, 3930 m, Ufermoräneninnenhang, Erdrippen

Abb. 5.1.10 (rechts): Barpu-Gletscher 3070 m, isolierte Erdpyramide, Mularaz, Erdnadeln in Hanglage

Erdpyramiden als klimamorphologische Leitformen

Schon frühzeitig wurde versucht, die Erdpyramiden als klimamorphologische Zeugnisse heranzuziehen. ODELL (1925: 310) deutete das Überdauern der Erdpyramiden ohne Stein im Everest-Gebiet als Indikator für die reduzierten Feuchtigkeitsverhältnisse. EGGERS (1961:18) sieht den Deckstein als nicht entscheidend für die Entstehungsbedingungen der Erdpyramiden an als vielmehr die klimatischen Verhältnisse. Die Erdpyramiden in den Alpen kommen im Übergangsbereich zum mediterranen Klimabereich mit stärkeren Schlagregen und Austrocknung vor und in Gebieten mit Waldbewuchs (BECKER 1962, DÖRRENHAUS 1966).

Im Karakorum werden die lateroglazialen Sedimente in ihrem Verlauf vom oberen Gletscherkessel zur Gletscherzunge von unterschiedlichen Niederschlagsmengen erfasst. Die gletscherbegleitenden Sedimente des Batura-Gletschers durchschreiten vom talaufwärtigen Ansatz in 4500 m bis in 2500 m humide bis semiaride Verhältnisse, d.h. in absoluten Beträgen zwischen schätzungsweise 1000 mm bis 150 mm jährlichem Niederschlag. Ab einer Höhe von etwa 3500 m aufwärts wird in der Literatur mit einer exponentiellen Niederschlagszunahme spekuliert (HEWITT 1989). Will man die Erdpyramiden als Klimaindikator einsetzen, impliziert ihre Existenz, dass der Jahresniederschlag in ihrem Verbreitungsgebiet nicht allzu hoch sein kann. Die Erdpyramidenbildung am Hispar-Gletscher würde anzeigen, dass in einer Höhenlage von 4200 m nicht mehr als rund 700 mm Jahresniederschlag fallen bzw. in der Bildungsperiode gefallen sind.

Das Vorkommen der Erdpyramiden an der monsunal-beeinflußten Rakhiot-Nordseite (ITURRIZAGA 1999a) könnte die Annahme stützen, dass es für die Entstehung nicht nur zu feucht, sondern auch nicht zu trocken sein darf.

Gemäß den Beobachtungen von DÖRRENHAUS (1966) zur Beziehung von Erdpyramidenbildung und Vegetation müssten die heute waldlosen und mit Erdpyramiden versehenen Gebiete im Karakorum einst bewaldet gewesen sein, was während feuchterer Vergletscherungsphasen durchaus möglich gewesen sein könnte. Es gibt in den Eisrandtälern vielerorts Hinweise auf eine ehemals geschlossenere Waldbedeckung. Heute werden die Eisrandtäler intensiv almwirtschaftlich genutzt und Abholzung findet zur Brennholzgewinnung statt. Bei den bereits semi-ariden Klimabedingungen im Karakorum wäre der Wald, der dem Boden das Wasser entzieht, für die Erdpyramidenbildung nicht unbedingt notwendig.

Weitere Desintegrationsformen an Ufermoräneninnenhängen: Gullybildung

Nicht immer bilden sich an den Ufermoräneninnenhängen Erdpyramiden heraus, viel häufiger findet oftmals eine gleichmäßige Zerrung statt (Photo 4.1.7). In Norwegen wurden eingehende Untersuchungen zur Modifikation von Hangmoränen in kürzlich enteisten Gebieten durchgeführt (BALLANTYNE & BENN 1994a, b, c, 1996; CURRY, 1998, 1999, 2000a). BALLANTYNE & BENN (1994a) zeigen am Fabergstalsbreen, einem Auslassgletscher des Jostedal Ice Cap, dass seit 1943 sich durch die Gullybildung die durchschnittliche Hangneigung von 35° auf 30° reduziert hat. Sie untersuchten

den transglazialen Sedimenttransport an schuttverkleideten Hängen, die seit AD 1930 am Fabergstalsbreen eisfrei werden. Hier wurden Muren als dominante Umlagerungsprozesse festgestellt. CURRY (2000) untersuchte die Gullydichte an Hangmoränen in Norwegen und kam zu dem Ergebnis, dass eine Hangneigung von mindestens 30° eine Grundvoraussetzung für die Hangmodifikation durch Debris flows ist, Moränen mit einer Mächtigkeit von größer als 10 m sind weiterhin günstig.

An Lateralmoränen isländischer Gletscher wurde die rasche Degradation der Ufermoräneninnenhänge anhand der Veränderungen der Neigungswinkel aufgezeigt (SHARP 1984). Während am Skálafelljökull die mittlere Hangneigung einjähriger Moränen noch 34° betrug, lag sie bei fünf Jahre alten Moränen bei 27° und bei 10 Jahre alten Moränen bei 21° . Im Karakorum scheinen die Ufermoräneninnenhänge ihre Steiflanken über längere Zeiträume, d.h. mehrere Dekaden beizubehalten. Die fortlaufende Unterschneidung durch den Gletscher an der Ufermoränenbasis führt zudem zur Schaffung neuer Steiflanken.

Am Rakhiot-Gletscher auf der Nanga Parbat-Nordseite sind die Ufermoräneninnenhänge in einer Höhe zwischen 3700 m und 4400 m vielerorts in Erdripen und vereinzelt auch in Erdpyramiden zerlegt (ITURRIZAGA 1999a). Auch an der "Großen Lateralmoräne", die wie eine Insel im Gletschermeer emporragt, sind diese Desintegrationsformen ausgebildet.

5.2 Eislappenmoränen und Filialzungenbecken

Zu den diversen Überprägungs- oder Außensaumformen der Ufermoränen zählen verschiedene Formen von kranzförmigen Moränenanlagerungen und Ausstülpungen der Ufermoräne: die Eislappenmoränen und - in größerer Ausbildung - die Filialzungenbecken. Im regionalen Teil wurden diese Formen an zahlreichen Gletschern vorgestellt. Sie treten zumeist ab dem Gletschermittellauf ab einer Höhe von 3700 m stromabwärts auf und sind vermehrt im lateroglazialen Bereich nahe der Gletscherzunge vorzufinden. Sie treten sowohl an Blankeis- als auch an Schuttgletschern auf. Sie kommen ferner an den Konfluenzlagengletscherzungen vor, sowohl auf der talab- als auch auf der talaufwärtigen Seite.

Die Eislappenmoräne wird durch eine über die Ufermoräne hängende, kleine Eiszunge gebildet (Abb. 5.2.1). Es handelt sich dabei um lokale Eisausstülpungen des Hauptgletschers, die lange genug in dieser Position verharren, dass sie eine halbkreisförmige Moränenfassung hinterlassen. Erstaunlich dabei ist, dass die Ufermoräne durch den Gletscherüberhang nur geringfügig modifiziert wird. Es bilden sich rundkuppige Ufermoränen heraus, die mit als „alt“ eingestuften Ufermoränen verwechselt werden können. Allerdings sind beide Moränenformen nur schwer voneinander zu differenzieren. Wenn die Genese dieser Transformation der Hauptufermoräne nicht sicher ist, sollen die Moränen formal als „Kranzformen“ angesprochen werden. Beispiele für Eislappenmoränen finden sich u.a. am Chogolungma-, Khurdopin-, Yazghil-Gletscher. Bei den Eislappenmoränen handelt es sich um Formen im Dekameterbereich, die sich im unmittelbaren Umfeld des Außenhanges der Hauptufermoräne befinden und nur einen kleinräumigen Innenraum besitzen. Die Filialzungenbecken hingegen können sich über eine Länge von rund 200 m bis 300 m erstrecken. In der Regel kommen sie vornehmlich in weiträumigen Talpassagen vor. Die Eislappenmoränenfassungen sind der Ufermoräne an- bzw. aufgelagert, während bei den Filialzungen ein Durchbruch der Ufermoräne erfolgt. Die Höhe der Lateral- und Laterofrontalmoränen der Filialzungenbecken (Hufeisenmoränen) erreicht bis zu 50 m, während die Eislappenmoränen nur wenige Meter hoch sind. Die Filialzungenbecken können in ihrem Innenraum bis zu über einem halbes Dutzend Rückzugsstadien aufweisen, die an den eigentlichen Hauptgletscherzungen aufgrund der Dynamik der Gletscherenden und der hohen Schmelzwasserraten im Karakorum nicht vorzufinden sind.

RÖTHLISBERGER (1986: 88 f.) erklärt die girlandenähnlichen Ausbuchtungen (Filialzungenbecken) von kleinen Moränen aus dem Hauptkamm in das Eisrandtal mit variierenden Eisfließgeschwindigkeiten, der Erhöhung des Gletscherbettes oder der Trägheit der verschutteten Gletscherströme. REINEKE (2001) führt das seitliche Ausscheren der Gletscherzungen in Konfluenzlagen auf Rückstaueffekte der gegenüberliegenden Talflanke oder des Hauptgletschers zurück. RÖTHLISBERGER (1986: 88) beschreibt das Vorkommen dieser Moränengirlanden auch am Findelen-Gletscher in den Alpen.

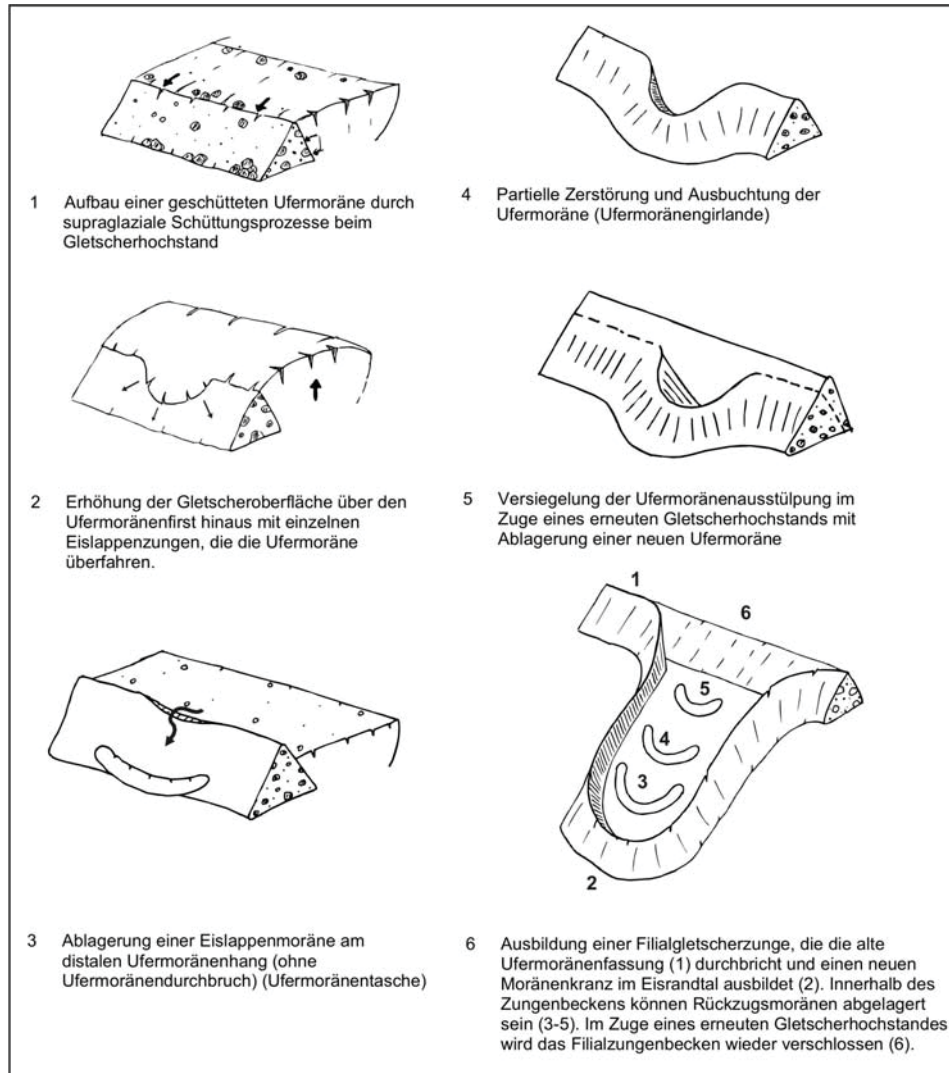
Die Geländebeobachtungen zeigen, dass die Bifurkation der Gletscherzunge durch Felsriegel verursacht werden kann, wie z.B. am Yazghil-Gletscher und Malungutti-Gletscher. Hier befinden sich große Felsbuckel im Konfluenzbereich von Haupt- und Nebental, die die Gletscherzunge im Zuge von Gletscheroszillationen zur Aufspaltung gebracht hat. Ähnliche Beispiele befinden sich am Kviarjökull (Island) und Bloody Creek und Green Creek in der Sierra Nevada (USA).

Die Bifurkation kann auch durch den wiederholten Vorstoß und Rückzug der Gletscherzunge verursacht werden, wenn beim Rückzug im Zungenbereich prägnante Mittelmoränenzwickel ausapern (wie derzeit am Ghulkin- oder Hinarche-Gletscher). Bei einem erneuten und weniger mächtigen Vorstoß wird die Gletscherzunge in dieser Moränenfassung kanalisiert. Weiterhin können markante Ufermoränendurchbrüche, ausgelöst durch Abflüsse aus dem Ufertal oder durch intramoränale Seeausbrüche, als Leitlinien für eine Gletscheraufteilung dienen.

Die Durchbruchsstelle in der Ufermoräne durch die Filialgletscherzunge wird an einigen Gletschern bei einer erneuten Gletscheraufhöhung, die nicht mehr das Filialzungenbecken einnimmt und sich nur in der Hauptufermoränenfassung vollzieht, durch die Ablagerung einer neuen Ufermoräne wieder abgeriegelt. Nachdem Rückschmelzen der kleinen Gletscherlappen verbleibt eine geöffnete halbkreisförmige Hohlform. Beim erneuten Gletschervorstoß wird diese durch eine neue, geradlinig verlaufende Ufermoräne versiegelt, so dass ein geschlossenes Moränenkompartiment entsteht. Die einzelnen Ufermoränenkompartimente sind durch geradlinige Ufermoränenanlagerungen verbunden.

Die Hohlform kann nur dann entstehen, wenn der Gletscher nicht zu stark verschuttet ist, denn ansonsten würde das Becken zusedimentiert werden.

Die Ausbildung von einer Filialzunge kann den eigentlichen Gletschervorstoß in seiner Längenausdehnung „abpuffern“. Dies ist gerade bei den Konfluenzlagengletschern, die bei einem Vorstoß zu einer dämmenden Eisbarriere werden können, der Fall.



L. Iturrizaga

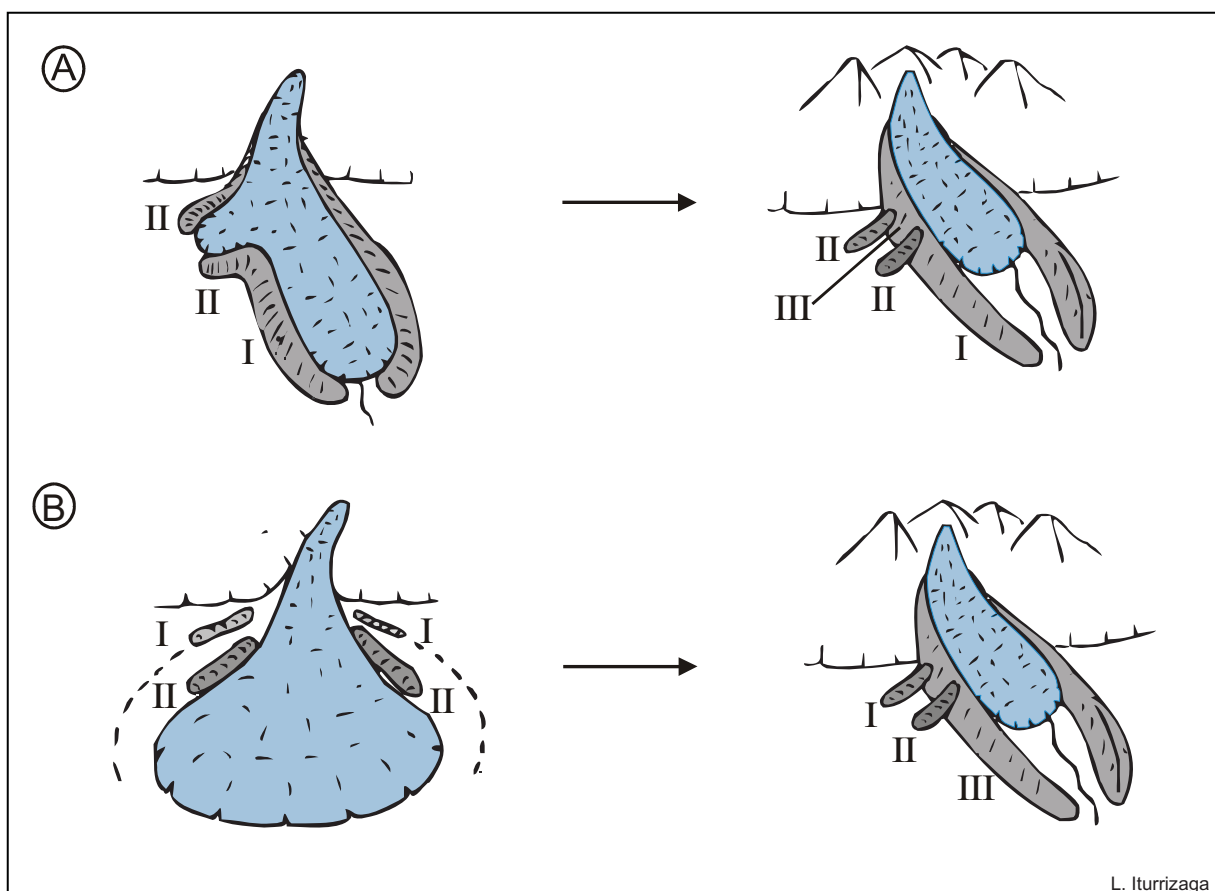
Abb. 5.2.1: Postsedimentäre Transformationen der Ufermoränen

Diese Außensaumformen der Ufermoränen sind insofern von Bedeutung, weil sie Gletscherschwankungen nachzeichnen, die am Zungenende nicht nachvollziehbar sind. Die Genese der Ufermoränenfassung ist insbesondere im Hinblick für die Alterseinordnung von Bedeutung. Oftmals ist die Entwicklungsgeschichte von Ufermoränenwällen, die von der Hauptufermoräne abzweigen, schwer zu erfassen. Dies ist vor allem der Fall, wenn sie bereits erheblich degradiert und zudem auch mit Vegetation bewachsen sind. Hier fragt es sich, ob es sich bei diesen Ufermoränenfassungen um Filialzungenbecken oder um zwiebelschalenartig abgelagerte Ufermoränensequenzen handelt (vgl. „onion skin“ moraines nach BLACKWELDER 1931). Im ersten Fall weisen die Moränenpaare dasselbe Alter auf (Abb. 5.2.2 A). Im zweiten Fall stellen die Ufermoränenwälle Ablagerungen dar, die im Laufe des Rückzugs einer Vorlandvergletscherung abgelagert worden sind (Abb. 5.2.2 B). Dabei ist der äußere Wall älter als der innere. Ein außerasiatisches Beispiel hierfür sind die Ufermoränenfassungen des Bloody Creek-Gletschers in der

Sierra Nevada, wobei die zeitliche Einordnung der „Mono Basin Stadium“-Moränen in Diskussion steht (vgl. GILLISPIE 1982).

Die Filialzungenbecken liefern im Karakorum einen Beleg für Gletscherstadien während des Neoglazials bis zur Neuzeit. Die große Mächtigkeit der Filialmoränen impliziert eine Mindestverweildauer dieses Hochstandes von mehreren hundert Jahren. Gleichzeitig sind die Moränen auch ein Indiz dafür, dass die supraglaziale Schuttfuhr beim Ufermoränenaufbau eine untergeordnete Rolle spielt. Es handelt sich in diesem Fall eher um „Verdrängungsmoränen“, wobei älteres Moränenmaterial der Hauptufermoräne zum Teil mitverfrachtet wird.

Allgemein wird die Mächtigkeit der Ufermoränen auf wiederholte Gletschervorstöße mit erneuter Schuttfuhr zurückgeführt. Das hieße dementsprechend, dass auch die Filialzungen diesen Oszillationen unterlegen hätten. Die Tiefenlinie der Filialzungenbecken liegt heute zumeist mehrere Dekameter bis zu rund 100 m über der Basis des Haupttalgletschers. Die Mächtigkeit der Zunge liegt im Dekameterbereich. Das heißt, dass beim Einsinken der Gletscheroberfläche des Hauptgletschers, der Kontakt zur Filialzunge, wenn sie zu dem Zeitpunkt der Deglaziation noch besteht, verloren geht.



A. **Filialgletscherzunge:** Aufschüttung der Hauptufermoräne (I), Ufermoränendurchbruch durch Eislappenzunge, Ausbildung eines Filialgletscherzungenbeckens (II). Die beiden angelagerten Ufermoränenwälle besitzen das gleiche Alter. Nach dem Rückzug der Filialgletscherzunge und einem erneuten Gletscherhochstand kann der Durchbruch sukzessive durch supraglaziale Aufschüttungen wieder geschlossen werden (III).

B. **Piedmontvergletscherung:** Während des Hoch- und Spätglazials werden im lateroglazialen Bereich einer Piedmontvergletscherung Moränenwälle abgelagert, wobei der äußere (I) älter als der innere (II). Im Neoglazial werden diese Moränenwälle im Zuge des Aufbaus der Hauptufermoräne (III) in diese integriert.

Abb. 5.2.2: Genese von distalen, paarweise auftretenden Ufermoränenanlagerungen



Photos 5.2.1: Heutige Bifurkation der Hinarche-Gletscherzunge, die in das Bagrot-Tal (↕) einmündet und den Haupttalfluss zeitweise abdämmt. Die beiden Gletscherloben werden durch einen Moränenzug (↔) getrennt. Ein dritter Lobus (↘) bildet sich auf der rechten Hinarche-Seite aus. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.09.2003.

Photo 5.2.2: Heutige Zweiteilung der Yazghil-Gletscherzunge, die sich im Shimshal-Tal (↕) ausbreitet. Aufnahme: L. Iturrizaga 17.08.2001.

Photo 5.2.3: Oberes Filialzungenbecken auf der rechten Malungutti-Gletscherseite, das ehemals von einer Eislappenzunge eingenommen wurde. Aufnahme: L. Iturrizaga 23.08.2001.

Photo 5.2.4: Einstiges Filialzungenbecken am Hinarche-Gletscher, das noch Ende des 19. Jhds. von einer Gletscherzunge teilweise eingenommen wurde. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.09.2003.



Photo 5.2.5: Am Yazghil-Gletscher werden im Zungenbereich Felsriegel (✓) sichtbar, die mit zu einer Zweiteilung der Gletscherzunge beigetragen haben könnten. Sie sind durch die Gletscherüberföhrung zum Teil in Einzelblöcke zerlegt worden. Beachte Personen im Vordergrund als GröÖenvergleich (←). Aufnahme: L. Iturrizaga 17.07.2001/3/33.



Photo 5.2.6: An der Zunge des Warghut-Gletschers zeugt ein Ufermoränenkranz (↙) von einem einstigen Eislappen, der sich vom Hauptgletscher abgespalten hat. Aufnahme: L. Iturrizaga 16.09.2002/20.

Photo 5.2.7: Filialzungenbecken (↙) auf der linken Chillinji-Ufermoräne. Aufnahme: L. Iturrizaga 16.09.2002/26.



Photos 5.2.8 & 9: Detailaufnahmen der Eislappenmoräne (von schräg oben und frontal). Die Eislappenmoräne ist im Gegensatz zur Hauptufermoräne dicht mit Vegetation bestanden. Der Moränenwall ist zum Teil durch fluviale Prozesse zerschnitten. Siehe Zelt als Größenvergleich (↓). Aufnahme: L. Iturrizaga 23.07.2000/2/21 & 31.



Photo 5.2.10 & 11: Moränenausstülpung (↙) am Saklei Buk-Gletscher im Zungenbereich sowie Moränenkränze im Mittellauf. Aufnahme: L. Iturrizaga 14.09.2002/6; 13.09.2002/2/36.

5.3 Podest-, Dammmoränen und verwandte Formen

Bei einigen Gletschern nehmen im Talquerschnitt die rand- und basisglazialen Sedimentablagerungen hinsichtlich ihrer Breite und ihres Volumens überproportional große Ausmaße im Verhältnis zum Gletscher selbst ein. Gemeint sind hier die Damm- und Podestgletscher ein. So benannt werden Gletscher, die auf mächtigen Schuttakkumulationen in stark erhöhter Lage gegenüber dem Talboden ruhen (SCHLAGINTWEIT 1871, HEIM 1933, 1939, v. WISSMANN 1959, RÖTHLISBERGER 1986, KUHLE 1991). Es handelt sich dabei in der Mehrzahl um kürzere Gletscher, die eine Länge von 5 km - 10 km nicht überschreiten. Die steil geneigten, vornehmlich lawinenernährten Gletscher fließen auf oder eingebettet in einem mächtigen Moränensockel ab. Sie besitzen ein eigenes, weitgehend unabhängig vom einfassenden Talgefäß kanalisierendes Schuttbett. Diese Schuttgletschertypen gehören zum charakteristischen Formenschatz des subtropischen Hochgebirges, sie sind aber auch in den tropischen Hochgebirgen vertreten (z.B. im Huascarán-Chopical- und im Huandoy-Matarroja-Massiv, Cordillera Blanca; Minyar Gongkar-Gletscher, Ost-Tibet), so dass ihre Entstehung nicht allein klimagenetisch gedeutet werden kann.

Die Podest- und Dammgletscher werden in der Regel randlich durch tiefgreifende Eisrandtäler von der Talflanke abgesetzt. Hierbei handelt es sich nicht um Ablationstäler, wie v. WISSMANN (1959) bereits darstellt, sondern um lateroglaziale Depressionsformen, die mit dem Rückzug und der abnehmenden Breite des Gletscherkörpers einhergehen. Beim Podestmoränengletscher kann die Gletscheroberfläche im Gegensatz zum Dammgletscher in Kontakt mit den angrenzenden Talflanken stehen.

Bei genauerer Betrachtung dieser Schuttgletscher fällt auf, dass unterschiedliche Formen der Schutteinfassungen existieren. In erster Linie unterscheiden sie sich in ihren Proportionen zwischen randglazialen Sedimentationsumfeld, Grundmoränenfundament und Gletscherkörper und damit auch in ihrer Genese. Äußerlich wird zumeist nicht ersichtlich, welche Höhe das eigentliche Moränenpodest unter dem Gletscher einnimmt bzw. wie tief der Gletscher in die Moränenfassung hineinreicht (Abb. 5.3.1). Handelt es sich um ein außerordentlich hohes Grundmoränenfundament oder wird der Schutt durch mächtige und sehr hohe Lateralmoränen - bei einer gleichzeitig relativ mächtigen Gletschereinfüllung - bereitgestellt? Die Darstellung von v. WISSMANN (1959: 29-30) eines Dammgletschers überhöht in typischer Weise das moränische Fundament. Die Photoaufnahmen von dem als weiteres Beispiel herangezogenen Gomba-Gletscher im Minya Gongkar-Massiv (HEIM 1933: 27) verdeutlichen, dass es sich lediglich um einen stark obermoränenführenden Gletscher mit prägnanter Ausbildung von Sanderufermoränen handelt.

Für den hohen Schuttanfall wird in der Regel die intensive Frostverwitterung sowie die abtragswirksamen (Eis-)Lawinenabgänge verantwortlich gemacht (STAHR 1999: 285). Die Geländebeobachtungen im Karakorum zeigten, dass neben dem hohen Primärschuttanfall insbesondere die drei nachstehenden Prozesse eine Rolle bei dem verstärkten Moränenaufbau spielen:

- Gletscherüberschiebungen sowie forcierte Grundmoränenablagerung bei sukzessivem Rückgang des Haupttalgletschers.
- Vorzeitliche Rückstaueffekte der Nebentalsedimente durch den Haupttalgletscher, Gegen-schüttung der Nebentalsedimente gegen den Haupttalgletscher oder bei Konfluenzlagengletscher Rückstau der tributären Moränenschüttungen durch die gegenüberliegende Haupttalflanke
- supraglaziale Schüttungen, die in mächtigen Lateralmoränen resultieren

Bei allen Prozessen ist die wiederholte Oszillation der Gletscherzunge für die exzessive Schuttablagerung von elementarer Bedeutung. Weiterhin führt der abrupte Gefällsknick von Steilflanke zu flach auslaufendem Talboden im Zehrgebiet des Gletschers zu einer Verminderung der Transportenergie und der Schuttakkumulation. Prinzipiell weisen sowohl Blankeis- als auch Schuttgletscher ein Podest auf. Es können hierbei die nachfolgenden Moränentypen unterschieden werden.

Podestmoränen

Eine Podestmoräne ist vornehmlich bei Hängegletschern oder kurzläufigen Nischengletschern als kurzläufiger Sockel im Gletscherfrontbereich ausgebildet. Die Podestmoränen treten nicht aus der Taleinfassung in das Haupttal vor wie dies beim Dammgletscher der Fall ist. Die Lawinenernährung ist bei diesem, zumeist kaum mehr als 1 km langen Gletschertyp nicht so hoch wie beim Dammgletscher. Der basislagernde Moränenschutt rekrutiert sich vorwiegend aus Grundmoränenablagerungen und zeigt nur geringe Merkmale supraglazialen Schüttungsprozessen. Die Moräneneinfassung der Podestgletscher zeichnet sich durch das Zurücktreten der Randmoränen gegenüber dem massiven Grundmoränenfundament aus. Lateralmoränen sind nur in begrenztem Umfang vorhanden. Auch aus den Alpen ist die Situation bekannt, dass karförmige, heute unvergletscherte kurze Stichtäler regelrecht mit einer Grundmoränenfüllung plombiert sind und in Rampenform in Erscheinung treten (Podestrampe).

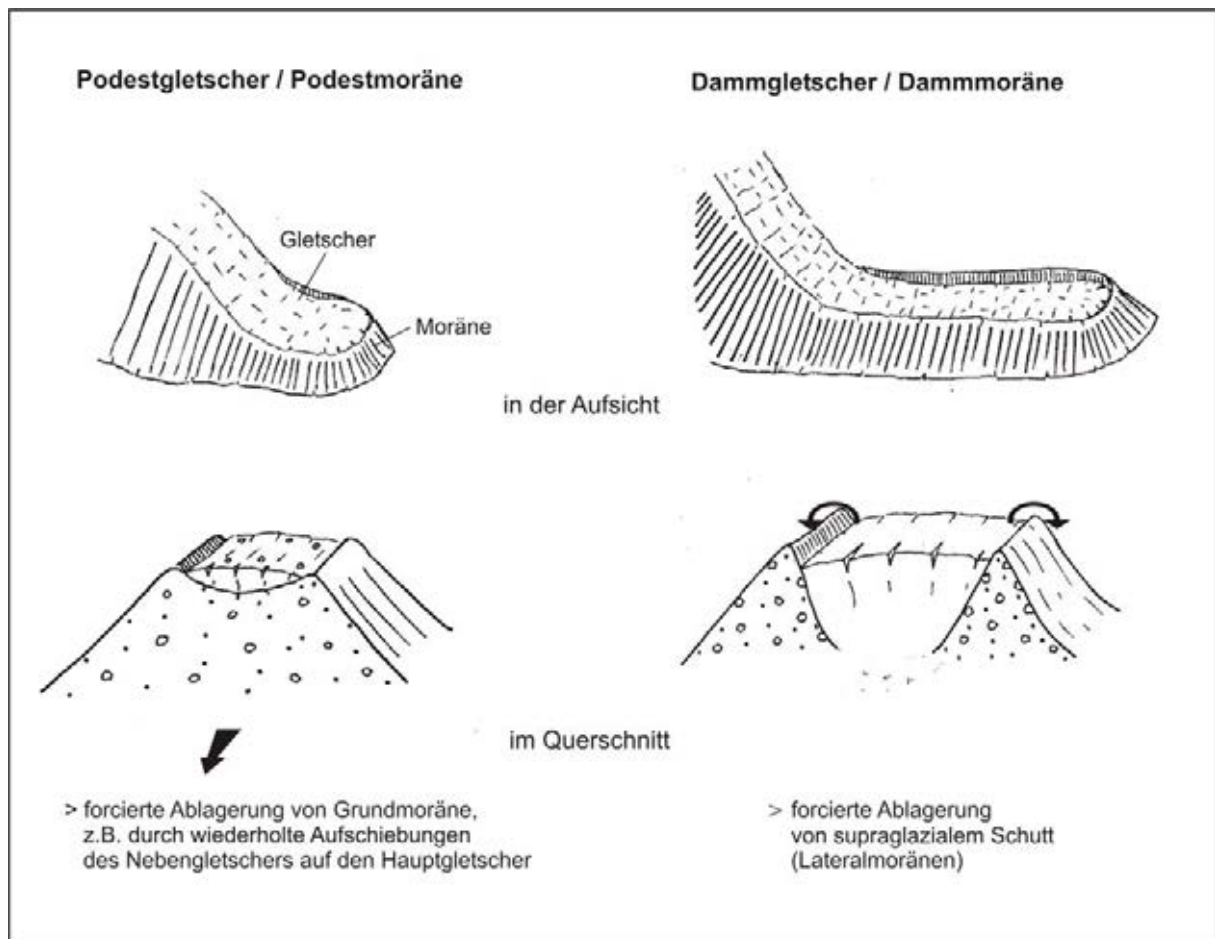
Die Podestmoränen entstanden bevorzugt in Konfluenzpositionen, in denen das vergletscherte Nebental vom Haupttalgletscher begrenzt wurde. VISSER (1938: 76-91) beobachtete im Karakorum als regelhaftes Phänomen die Gletscherüberschiebungen. In diesem Zusammenhang entstehen Quermoränen (VISSER 1938: 87). Sie bezeichnen die Grundmoräne des Hängegletschers, die bei der Überschiebung auf den Hauptgletscher auf dessen Oberfläche abgestreift wird. Weiterer Schutt kann von dem Hängegletscher auch bei der Überföhrung der Hauptufermoräne aufgenommen werden. Wenn die Oberfläche des Haupttalgletschers absinkt, wird das Schuttfundament des Hängegletschers im Zuge wiederholter Gletscheroszillationen immer mächtiger und eine Grundmoränenüberschiebungsrampe entsteht (KUHLE 1982: 45). Sie sind damit als Ergebnis forcierter Grundmoränenablagerung (KUHLE 1991: 84 ff.) zu deuten. Neben diesen Überschiebungsprozessen sind vorzeitliche Rückstauprozesse von elementarer Bedeutung für die Podestbildung. Durch die Abdämmung der tributären Sedimentfracht durch den Haupttalgletscher kommen bemerkenswert hohe Moränenaufschüttungen zustande.

Als Beispiele sind der Skambarish-Gletscher (4200 m), Kunyang Chhish-Nord-Gletscher (4000 m), kleinere Hängegletscher am Baltoro-Gletscher (Muztagh-Gletscher 4300 m, Concordia 4700 m) sowie Podestgletscher am Kit-ke-Jerav-, Yishkuk- sowie Bhurt-Gletscher anzuföhren.

Dammmoräne

Als Dammgletscher können die Schuttgletscher bezeichnet werden, die in ihrem unteren Abschnitt über eine längere Strecke kein großes Gefälle besitzen und Merkmale eines Talgletschers aufweisen (Abb. 5.3.1). Die Gletscherzunge muss so flach verlaufen, dass die Möglichkeit zur Ausbildung eines langgestreckten Dammes besteht. Bei den Dammgletschern handelt es sich vorwiegend um lawinenernährte Gletscher. Der abrupte Gefällsknick von Steilwand zu flachem Talboden föhrt zur verstärkten Schuttdeposition am Wandfuß. Der Dammgletscher zeichnet sich sowohl durch ein hoch aufgeschüttetes Grundmoränenpodest aus als auch durch sanderartige, bis über 100 m hohe Lateralmoränen aus. Die Höhe der Ufermoränenaußenhänge übersteigt die der Innenhänge um ein Vielfaches und kann – je nach Gletscherstand - bei 10 : 1 bis 20 : 1 liegen. Der Gletscher wird zumeist auch im Frontbereich gänzlich von der Moränenfassung eingerahmt.

Die Dammgletscher werden zumeist von großzügigen Lateralmoränen umböschet. Hier besitzt die Moränenfassung einen U-förmigen Querschnitt (Abb. 5.3.1) im Gegensatz zum Podestmoränengletscher, bei dem der Gletscher auf dem Moränensockel ruht. Das Moränenfundament der Dammgletscher besitzt keinen Talflankenkontakt. Als Beispiele sind der Ghulkin- und Gulmit-Gletscher sowie auch Gletscher der Nanga Parbat-Nordabdachung (KICK 1996) anzuföhren.



L. Iturrizaga

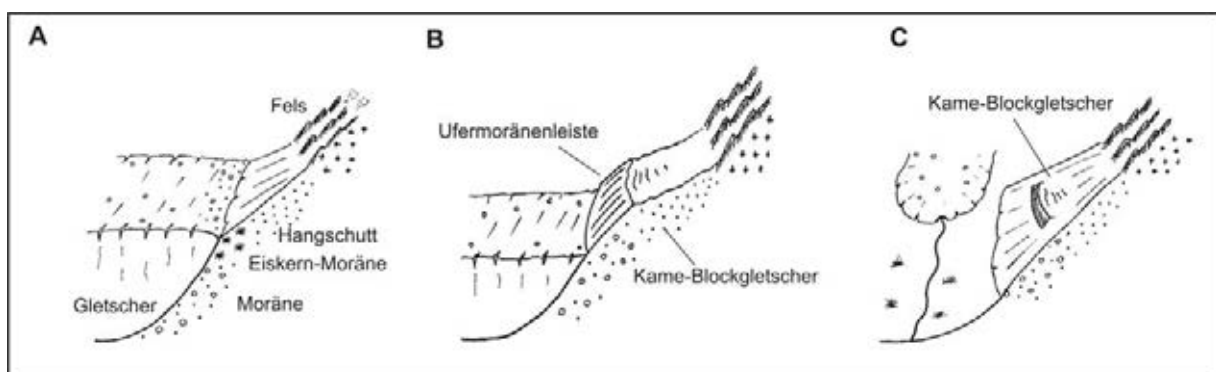
Abb. 5.3.1: Podest- und Dammmoränen

Podest- und Dammgletscher lassen sich nicht immer eindeutig voneinander unterscheiden. Es existieren viele Misch- und Übergangsformen. Beide Moränenfassungen sind dafür prädestiniert, dass sich beim Gletscherrückzug moränengedämmte Seen bilden (z.B. Tap-Gletscher im Rupal-Tal, Nanga Parbat-Gletscher).

5.4 Lateroglaziale Blockgletscher: Gletschergedämmte Blockgletscher (Kame-Blockgletscher)

Seit nunmehr hundert Jahren beschäftigt sich sowohl die Periglazial- als auch die Glazialmorphologie intensiv mit dem Problem der Blockgletschergenese (u.a. HÖLLERMANN 1983 a, 1983 b). Hierbei stehen sich die Erklärungsansätze des zonalen Permafrostmodells (WAHRHAFTIG & COX 1959, HAEBERLI 1985, BARSCH 1992) kontinentalen Klimaregime und damit als Periglazialform gedeutet dem azonalen Gletschermodell (KLAER 1974, WHALLEY 1974, HUMLUM 1982) weiterhin kontrovers gegenüber (BARSCH 1993, WHALLEY 2001). Die Verbreitung der periglazialen Blockgletscher ist auf den Raum zwischen der Schneegrenze und der Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrostes gebunden und sie gelten als charakteristisch für kontinentale Klimaregime (HAEBERLI 1985, BARSCH 1996). Nach HÖLLERMANN (1983a) lässt sich im Idealfall eine regelhafte Höhenstufenabfolge erkennen. Er stellt eine hypsometrische Abfolge von Landschaftsformen auf, bei der die Sturzhalden und lobenförmigen Blockgletscher in Beziehung gebracht werden. Die zungenförmigen Blockgletscher finden sich unterhalb der mittleren Untergrenze der Gletscherherde wieder. Innerhalb dieses Höhenschichtenmodells verschiebt sich das Schutt-Eis-Verhältnis. Zuerst liegen eisfreie unbewegte Halden vor, die über eiszementierte Blockgletscherloben und eisreiche Blockgletscherzungen bis zu schuttarmen Blankeisgletscher übergehen.

Die ersten Blockgletscherstudien aus der hochasiatischen Untersuchungsregion stammen weniger aus dem Karakorum als aus dem benachbarten afghanischen Hindukusch (GRÖTZBACH 1965, RATHJENS k.a.). Hier sind die Blockgletscher vor allem in einer Höhenlage von 4000 m – 4500 m vertreten, die längeren unter ihnen reichen bis 3500 m hinab. Im Gegensatz zu den Blockgletschern in den Alpen, die vornehmlich in N-Auslage angesiedelt sind, kommen sie im Hindukusch vorwiegend in S-Exposition vor. OWEN & ENGLAND (1999) grenzen im Nord-Karakorum die Blockgletschervorkommen auf die Höhenregion von über 4000 m mit einem jährlichen Niederschlag unter 1000 mm ein. Ihre Beobachtungen im Karakorum konzentrieren sich auf das sehr trockene Gebiet zwischen Shimshal und dem Khunjerab-Paß im Drui Nadi in der Ghujerab-Kette nördlich des Karakorum-Hauptkammes. Die etwa 1 km langen, 100 m breiten und 15 m mächtigen Blockgletscher stellen Relikte zurückgezogener Gletscher dar und bestehen aus Eiskernmoränen. Die Autoren differenzieren Protalusblockgletscher (*protalus rock glacier*), die unabhängig von einer Gletschereinlage entstanden sind, von den moränischen Blockgletschern (*morainic rock glacier*), die eine Rückzugsakkumulation ehemaliger Hängegletscher darstellt.



L. Iturrizaga

A Schuttkegel in der nivalen Stufe sind unmittelbar eingestellt auf den Gletscher und besitzen einen Eiskern im Verbund mit der Moräne *B* Niederschmelzen des Gletschers und Verbleiben eines noch aktiven Eisschuttkörpers, an dessen distaler Seite die Ufermoräne angelagert ist. *C* Rückzug des Gletschers und Verbleib des fossilen Blockgletschers, der sukzessive durch Hangschuttprozesse überprägt werden kann.

Abb. 5.4.1: Entwicklung eines Kameblockgletschers

Die eigenen Geländebefunde im Karakorum zeigen eine weitere Art der Blockgletscherentstehung. Es handelt sich um eine Kombinationsform von Protalusgletscher und moränischem Blockgletscher, die als Kame-Blockgletscher im Sinne eines Widerlager-Blockgletschers bezeichnet werden soll (Photos 5.4.1 & 2). Der Kame-Blockgletscher beginnt seine Entwicklung als lateroglazialer Eiskontaktschuttkörper im vergletscherten Talgefäß (eismarginaler Eiskernschuttkegel) (Abb. 5.4.1). Ein Ufertal ist dabei nicht ausgebildet. Der Gletscher oder ein seichter Ufermoränensaum fungiert als Wasserstauer für die Schuttkegel und -halden der angrenzenden Hänge. Insbesondere im talaufwärtigen lateroglazialen Bereich ist die unmittelbare Verzahnung von Gletscher und Schutthalden gegeben. Weiter talabwärts werden beide von der Ufermoräne voneinander getrennt. Die Schuttkegel mit Eislawinenüberprägung werden unmittelbar gegen und auf den Gletscher geschüttet. Nach Abschmelzen bzw. Erniedrigung der Gletscheroberfläche verbleibt an der Schuttkegelbasis ein Eiskern. Die Schuttkegel enden in einer blockgletscherähnlichen Lobenform mit steiler Stirnseite. Sie besitzen eine Grobblockauflage und eine aus feinerem Schuttmaterial bestehende Frontseite. Es sind zumeist isolierte Schuttkörperindividuen und nicht Schutthalden. Einige dieser Kame-Blockgletscher setzen unvermittelt in der Mitte des Schutthaldenhangs ein und nicht als Blocklobus am Fuße des Hanges, wie dies für Protalus-Blockgletscher üblich ist. Es verbleiben also nach dem Absinken der Gletscheroberfläche lateroglaziale blockgletscherartige Gebilde. Die Blockgletscherstirn konstituiert sich dabei aus dem einstigen Ufermoränensaum. Die Kame-Blockgletscher sind kleiner als moränische Blockgletscher und wurzeln in der Regel nicht in einem karförmigen Einzugsbereich. Die Breite der untersuchten Kame-Blockgletscher beläuft sich auf maximal 300 m, die vertikale Erstreckung liegt ebenfalls unter 300 Höhenmeter. Die Größe vieler Exemplare liegt lediglich im Dekameterbereich. Die hypsometrische Verbreitung ist maximal auf den Höhensaum zwischen 3600 m – 4900 m beschränkt, die Optimalausbildungszone liegt aber in rund 4200 m bis 4400 m (Photo 5.4.3). Sie kommen in allen Expositionen vor, wobei die W-Exposition eine leichte Dominanz aufzeigt. Bei den Kame-Blockgletschern handelt es sich nicht um primär periglaziale Phänomene, sondern um glazigenkontrollierte Formen. Sie sind als relikte einzuordnen. Tab. 5.4.1 gibt eine Übersicht über ausgewählte Blockgletschervorkommen im Karakorum.



Photo 5.4.1: Kame-Block-gletscher (◇) im lateroglazialen Bereich auf der rechten Lup-ghar-Talseite in 3900 m nahe der Alm Baspürehell (↙). Anstehend sind hier vornehmlich Schiefergesteine. Der Blockgletscher war ehemals gegen den Lupghar-Gletscher (□) geschüttet. Aufnahme: L. Iturrizaga 01.08.01/2/29

No.	Lokalität	Höhe des Zungenendes	Exposition	Blockgletschertyp	Gestein
1	Batura (Lupdor-Tal)	4200 m	SW	glazigener Blockgletscher	Metamorphes Gestein
2	Bar-Tal (Toltar)				
2a	No. 1	4200 m	SW	glazigener Kar-Blockgletscher	Metamorphes Gestein
2b	No. 2	4300 m	SE	glazigener Kar-Blockgletscher	
3	Chogolungma-Gletscher	4900 m	N	glazigener Blockgletscher	Schiefer
4	Hispar-Gletscher (Skambarisch)	4000 m	W	Kame-Blockgletscher im Schutthaldenhang	Metamorphes Gestein
5	Karambar-Tal Bhurt-Tal			glazigene Blockgletscher	Sedimentgesteine Metamorphes Gestein
5a	Karambar-Pass	4450 m	S		
5b	Karambar-Pass	4230 m	S		
5c	Karambar-Pass	4150 m	N		
6	Khurdopin-Gletscher	3800 m	E	Kame-Blockgletscher im Schutthaldenhang	Schiefer
7	Khurdopin-Gletscher Shambi-Khan- B.C.	4100 m	W	Kame-Blockgletscher	Schiefer
8	Lupghar-Gletscher			Kame-Blockgletscher	Schiefer
8a	No. 1	4200 m	W		
8b	No. 2	4150 m	W		
8c	No. 3	4100 m	W		
8d	No. 4	4000 m	W		
9	Malungutti-Gletscher	3600 m	W	Kame-Blockgletscher im Schutthaldenhang	moränale Schutthalde
10	Shongdietk-Tal (Yukshin Gardan- Gletscher)	3800 m	SE	glazigener Blockgletscher	Metamorphes Gestein
11	Skoro-Gletscher	4300 m	W	Kame-Blockgletscher in Karlage	Metamorphes Gestein
12	Yazghil-Gletscher (Serükschla)	3700 m	N	Kame-Blockgletscher im Schutthaldenhang	moränale Schutthalde/ Kalk-Schiefer
13	Yazghil-Gletscher (Spodindesk)	4400 m	SE	glazigener Blockgletscher	Schiefer
14	Yishkuk-Gletscher	4350 m 4210 m 4150 m	N NW SE	glazigener Blockgletscher	Metamorphes Gestein
15	Yukshin-Gardan-Gletscher	4300 m	O	Glazigener Blockgletscher	Schiefer

Tab. 5.4.1: Ausgewählte Blockgletschervorkommen im Karakorum



Photo 5.4.2: Weiterer Blockgletscher (◊) im lateroglazialen Bereich in einer Höhe von 4200 m auf der rechten Lupghar-Talseite. Der Blockgletscher wird heute durch ein Eisrandtal (↴) vom Lupghar-Gletscher getrennt. Aufnahme: L. Iturrizaga 03.08.2001.



Photo 5.4.3: Ost-exponierter, glazigener Blockgletscher (◊) in einem Nebental des Yukshin-Gardan-Gletschers (■) in einer Höhe von 4300 m. Die höchsten Einzugsbereiche liegen bei 5993 m mit dem Yazghil Sar. Der Blockgletscher kommt in 3900 m Höhe zu Ende. Bei einem höheren Eislevel des Yukshin Gardan-Gletschers wurde der Nebentalgletscher zurückgestaut. Der Skelettanteil der Ufermoränen beträgt teilweise bis zu rund 90 %. Aufnahme: L. Iturrizaga 03.08.2001.

5.5 Lateroglaziale Seen und Entwässerungssysteme

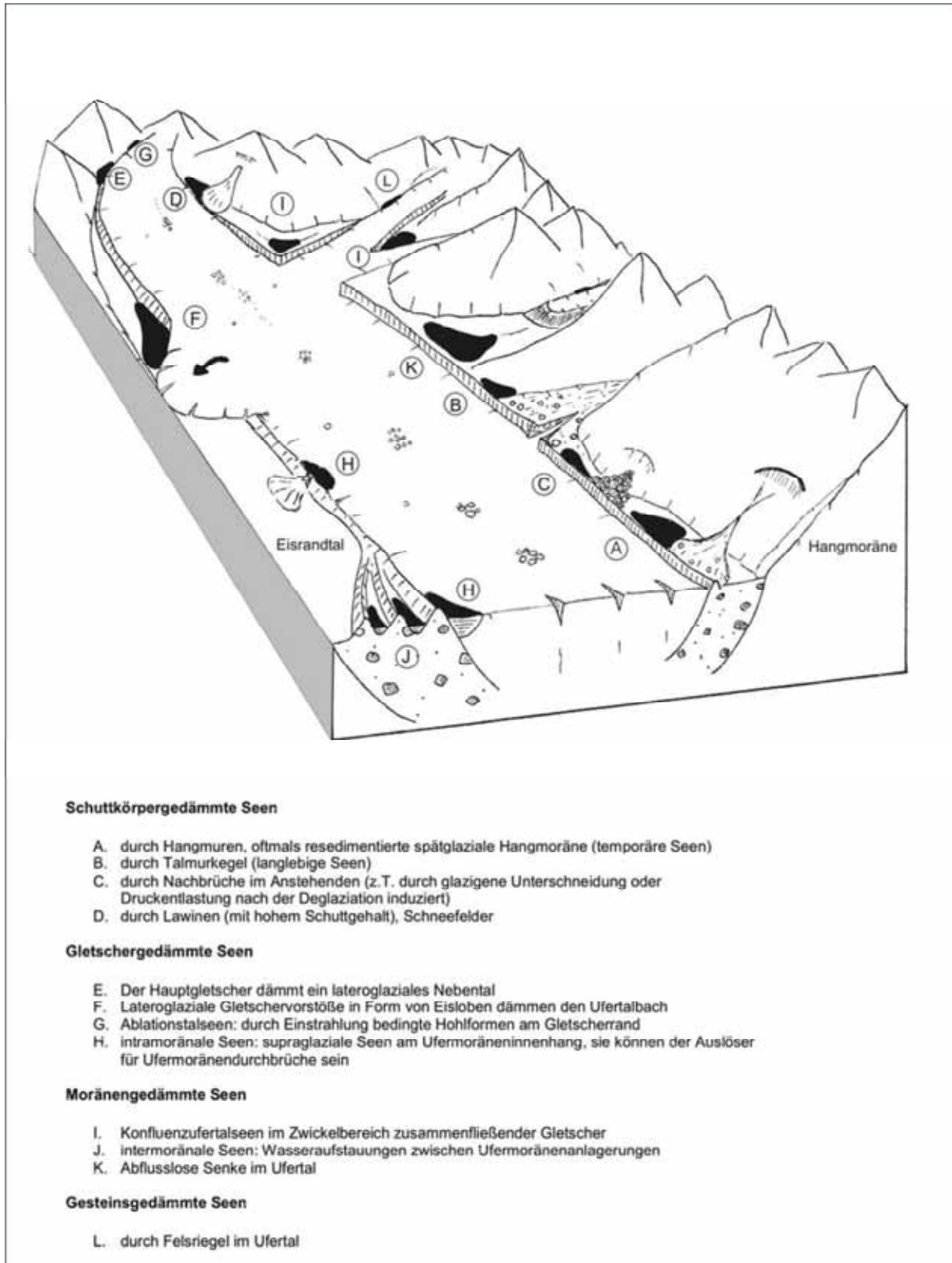
5.5.1 Verbreitung und topographische Lage der lateroglazialen Seen

Durch die langläufigen Haupttalgletschereinfüllungen werden die Sedimente und Abflüsse zahlreicher tributärer Talsysteme rückgestaut. Somit weisen die Eisrandtäler ein spezielles Entwässerungssystem auf, das sich von den wahren Tälern mit einem gleichsinnigen Gefällsverlauf unterscheidet. Eine kontinuierliche Entwässerung in den Eisrandtälern erfolgt in der Regel erst unterhalb einer Höhe von 4000 m, ab der die Eisrandtäler über weite Strecken durchgehend ausgebildet sind. Der lateroglaziale Entwässerungsweg in den Eisrandtälern verläuft zumeist - im Verhältnis zur Gesamtlänge des Eisrandtales – über relativ kurze Distanzen kontinuierlich, d.h. höchstens über einige Kilometer. Die Lawinenkesselgletscher, wie der Ghulkin-, Gulmit- oder Pumari Chhish-Gletscher, weisen in ihren Eisrandtälern kaum eine kontinuierliche Entwässerung oder Seen auf, da die Einzugsbereiche der angrenzenden Bergkämme keine entsprechend hohe Wasserführung aufweisen. Überdies werden sie von morphologisch relativ stabilen V-förmigen Eisrandtälern begleitet, bei denen die hangiale Morphodynamik gering ist. An anderen Gletschern, wie dem Momhil oder Virjerab, sind lediglich Ufermoränenleisten ausgebildet, am Baltoro-Gletscher sind die Nebentäler großteils vergletschert, und die Ufermoränen so sporadisch ausgebildet, dass fast der gesamte Abfluss über den Hauptgletscher erfolgt. An anderen Gletschern blockieren Podest- oder Lateralmoränen permanent das Eisrandtal (Hispar-, Kit-ke-Jerav-Gletscher). Nur partienweise entwässern die lateroglazialen Bäche im unmittelbaren Eiskontaktbereich, d.h. zwischen Gletscherkörper und Ufermoräne oder angrenzender Talflanke. Hier können sie in Ablationsschluchten angesiedelt sein und durch ihre Wärmeabgabe in Form von Reibungswärme zur Vergrößerung des eismarginalen Ausraumes beitragen (VISSER 1938). Abb. 5.5.1 zeigt die typischen Lokalitäten lateroglazialer Seen auf. Prinzipiell können schuttkörper-, moränen-, gletscher- und gesteinsgedämmte Seen unterschieden werden.

5.5.2 Charakteristika lateroglazialer Seen

Lateroglaziale Seen sind ein charakteristisches Merkmal der Eisrandtäler. Sie sind in der Regel nur wenige Meter tief, ihre maximale Breite liegt im Dekameterbereich und ihre Länge überschreitet kaum 100 m, zumeist sind es nur wenige Zehnermeter (Photos 5.5.1, 2 & 5). Ihr Volumen beläuft sich auf schätzungsweise rund 10.000 m³ bis 25.000 m³, vielfach sind die Ausmaße kleiner. Eine Ausnahme bilden die gletschergedämmten Seen, bei denen abflussreiche, langläufige Nebentäler aufgestaut werden, wie z.B. der Virjerab-See, dessen Volumen bei 300 Mio m³ bis 450 Mio m³ lag (VISSER 1938, ITURRIZAGA 1996, 1997, 2005d). Besonders in den schmalen Passagen der Eisrandtäler blockieren Felssturz-, Lawinen-, Hang- und Talmurkegel den Abfluss des Eisrandtales (Abb. 5.5.1, A, B, C, D). Bis hinab in eine Höhe von 3700 m überwiegen Lawinenkegel als Barrieren (D), während in den tieferen Lagen insbesondere Muren aus dislozierten Hangmoränen das Eisrandtal abriegeln (A). Hierbei handelt es sich zumeist um Schuttkörper, die gegen die Hauptufermoräne geschüttet werden. Intramoränale supraglaziale Seen am Innenhang der Ufermoräne (H) können die Ufermoräne durchbrechen und im Eisrandtal entwässern (z.B. am Batura- oder Malungutti-Gletscher, Photo 5.5.8). Sie können aber auch die Ufermoräne gänzlich unterschneiden und zum Kollaps des Ufertals führen, wie z.B. am Khurdopin-Gletscher.

Zum anderen führen seitliche Gletscherausstülpungen zur Blockade des Eisrandtalbaches (F). Hierbei wird entweder die Ufermoräne vom Gletscher durchbrochen oder nur vom Eis überfahren. Die lateroglazialen Seen treten episodisch auf. Ihre Lebensdauer beträgt manchmal nur wenige Tage, sie können aber auch längerfristig bestehen bleiben. Die Beobachtungen der letzten zehn Jahre sowie der Vergleich mit Aufnahmen aus der ersten Hälfte des 20. Jhds. von VISSER (1938) zeigen, dass die lateroglazialen Seen relativ ortskonstant sind. Im Gegensatz zu den großen und kurzlebigen Eisstausseen, die relativ sedimentationsarm sind, hinterlassen die etwas langlebigeren lateroglazialen Seen, insbesondere in Ufermoränenzwickellage (I), oftmals lakustrine Sedimente (Photos 5.5.9 -11). Die Seesedimente weisen zumeist keine Warvenschichtung auf.



L. Iturrizaga

Abb. 5.5.1: Typen von lateroglazialen Seen

5.5.3 Die Auslaufmechanismen und Entwässerungswege der lateroglazialen Eisrandtalbäche und Seen

In der Regel fällt das Zehrgebiet bei den Karakorum-Gletschern wesentlich größer aus als das Nährgebiet, so dass ein Großteil des Gletschers in abflussreichen Höhenlagen und vor allem mit weitläufig angeschlossenen Einzugsbereichen verläuft. Die Abflusskurve unterliegt - wie die der Haupttalflüsse auch - starken saisonalen Schwankungen, da die Bachläufe zumeist glazial oder nival gespeist werden. Die Haupteinzugsbereiche der Abflussspende sind die Nebentäler und nicht - wie bei den Kameterrassen - der Hauptgletscher. Angesichts der enormen Größe der angeschlossenen weitläufigen Einzugsbereiche wird hier eine beachtliche Wassermenge entwässert. Dennoch ist die Höhe des Eisrandtalabflusses zumeist relativ gering, die Bäche können meist noch durchwatet werden. Das liegt daran, dass die Wasserläufe vielerorts durch Ufermoränendurchbrüche unmittelbar zum Gletscher entwässern (Photos 5.5.6 & 7).

Für Auslösemechanismen der Entwässerung lateroglazialer Seen, wie Aufschwimmen oder subaerisches Brechen des Eisdammes sowie Inkrafttreten des GLEN-Mechanismus (TWEED & RUSSELL 1999), sind die lateroglazialen Seen zumeist im Verhältnis zur Eisbarriere zu klein. In seltenen Fällen kommt es zum Überlaufen der Eisbarriere. Der häufigste Entwässerungsmechanismus ist der Durchbruch der Ufermoräne durch sukzessive Einschneidung in das Moränenmaterial bzw. durch Durchfeuchtung. Der weitere Abflussweg erfolgt dann en- bzw. subglazial. An den Ufermoränenaufschlüssen kann der subterrane Entwässerungsweg der Seen anschaulich nachvollzogen werden. An den eisfreien Innenhängen treten Quellaustritte zu Tage, die zur Rückverlegung der Ufermoräne führen können, wie z.B. am Momhil-Gletscher.

Geomorphologische Spuren hochenergetischer Seeausbrüche im Eisrandtal konnten entlang der Karakorum-Gletscher bislang kaum gefunden werden. Zumeist erfolgt die Entwässerung über die sukzessive Einschneidung in die Ufermoräne und folgender Durchbruchbildung. Bei Barche (3320 m) soll sich im Eisrandtal ein Seeausbruch ereignet haben (Photo 5.5.11). Der in der Konfluenz von Barche- und Yune-Gletscher aufgestaute See soll zwischen 1300 und 1400 n. Chr. ausgebrochen sein (REINEKE 2001: 71 u. 125), noch vor einem spätmittelalterlichen Vorstoß des Barche-Gletschers. Die Seesedimente weisen eine bis zu 10 m tiefe Einschneidung auf, die durch einen Ausbruch oberhalb von Mangush oder von einem supraglazialen Schmelzwassersee erfolgte. REINEKE (2001) rekonstruiert eine Wasserfläche von rund 180.000 m² mit einer Tiefe von 20 m und einem Volumen von 3.600.000 m³. Der Ausbruch des Sees könnte durch das Einsinken der Barche-Gletscheroberfläche während des Neoglazials und dem damit fehlenden Widerlager für die Ufermoräne zustande gekommen sein. Auch der Verfasserin wurde wiederholt von den Einheimischen über einen Seeausbruch berichtet, der das Siedlungsland unterhalb des Barche-Gletschers verwüstet haben soll. Als Quelle dieser Ausbrüche wurden von den Bagrot-Talbewohnern allerdings englaziale Seeausbrüche erwähnt (Gletscherstuben). Am Barche-Gletscher sind im intramoränen Bereich der Hauptufermoräne vielerorts temporäre Seen ausgebildet bzw. an vielzähligen Stellen zeugen lakustrine Sedimente von den Wasseraufstauungen. Zwischen Sat und Gossoner sowie oberhalb der Hinarche-Gletscherzunge sollen nach REINEKE (2001: 70) Siedlungslandverluste zu verzeichnen gewesen sein.

Die lateroglazialen Seen stellen durch die hohe Unberechenbarkeit ihrer Bildung ein Gefahrenpotential für den siedelnden Menschen dar (Kap. 4.3.1). Angesichts der sehr sporadischen Frequentierung der Eisrandtäler hält sich die effektive Gefahr in Grenzen. Die Bildung dieser lateroglazialen Seen im Eisrandtal kann die Zugänglichkeit zu den Almgebieten in den oberen Einzugsbereichen erheblich beeinträchtigen. Zumeist bleibt nur ein Ausweichen über den Gletscher oder aber entlang stark steinschlag- und rutschungsgefährdeter Talflankenpartien, die für Weidetiere nicht mehr gangbar sind.



Lateroglaziale Seen und Entwässerungen (von links oben nach rechts unten):

Photos 5.5.1: Lateroglazialer See mit Eiskontakt gedämmt durch Murkegel am Khurdopin-Gletscher oberhalb des Sekr War-Murkegels 5.5.2 Lateroglazialer See mit Eiskontakt gedämmt durch Eislobus und Murkegel am Khurdopin-Gletscher unterhalb des Sekr War-Murkegels 5.5.3: Schluckloch im Gletschereis eines lateroglazialen Sees, der wenige Tage zuvor englazial entwässert hat (Khurdopin-Gletscher) 5.5.4: Supraglazialer Abfluss auf dem Khurdopin-Gletscher 5.5.5: Lateroglazialer See gedämmt durch Gletscherlobus am Yazghil-Gletscher 5.5.6: Durchbruch der linken Ufermoräne durch Eisrandtalbach unterhalb von Guchisham am Batura-Gletscher mit englazialer Drainage

5.5.7: Der Bolocho-Fluss dräniert unmittelbar unter dem Haupttal-Gletscher, dem Chogolungma-Gletscher.



Photo 5.5.8: Supraglazialer intramoräner See am Malungutti-Gletscher. Der Seespiegel erreicht nahezu die Höhe des Ufermoränenfirstes (Δ) des Malungutti-Gletschers (∇). Zur Bildlinken schliesst sich das Eisrandtal (∇) an, zur Bildrechten der Malungutti-Gletscher. Solche Seen können die Ufermoräne sukzessive instabilisieren und zu Ufermoränendurchbrüchen führen. Aufnahme: L. Iturrizaga 23.07.2001.



Photo 5.5.9 (oben) & 5.5.10 (links): Seesedimente (O) zwischen Bolocho und Sgari-byen im linken Chogolungma-Eisrandtal. Die Seen wurden durch Murlawinenkegel, die gegen die Ufermoräne gebrandet sind, längerfristig aufgestaut. Die lakustrinen Sedimente sind mehrere Meter mächtig. Siehe Personen als Größenvergleich. Aufnahme: L. Iturrizaga 21.07.00/11 & 21.07.2000/34.



Photo 5.5.11: Zwickelmoränenlagen im Konfluenzbereich von Haupt- und Nebentalgletscher stellen günstige Aufstauungsbereiche dar, wie hier im Bild bei Barche zwischen Barche- und Yune-Gletscher. Auch hier sind die Seesedimente (O) mehrere Meter mächtig. Aufnahme: L. Iturrizaga 16.09.2003.

6. Synthese und Ergebnisse der Geländebefunde

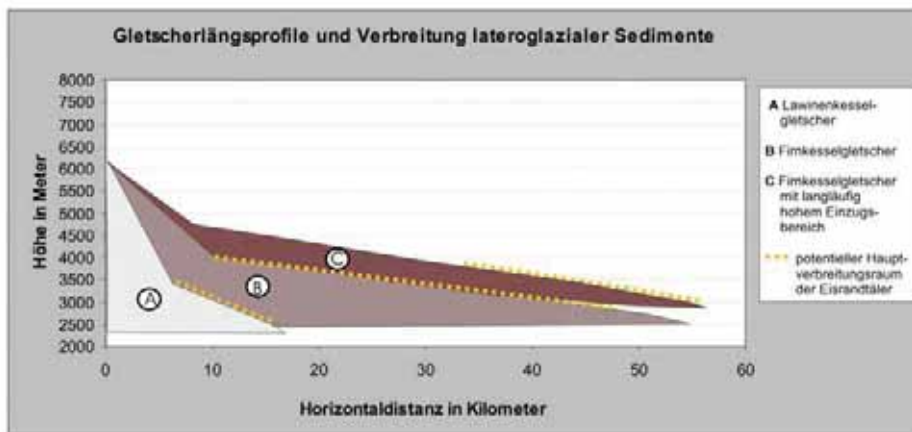
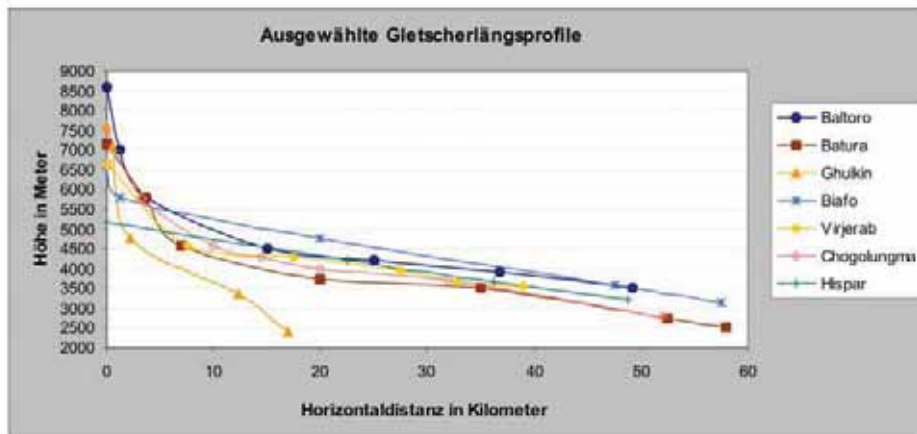
6.1 Verbreitung der Eisrandtäler

Lateroglaziale Sedimentkomplexe können generell in allen reliefierten vergletscherten Hochgebirgen vorkommen. In den subtropischen Gebirgen heben sie sich allerdings durch ihre große Dimension und hohe Verbreitung von anderen Hochgebirgsregionen ab. So sind im Karakorum die Ablagerungsräume glazigener Sedimente vorwiegend im lateroglazialen Bereich der Gletscher anzutreffen und können hier einen regelrechten Talcharakter annehmen. Die proglazialen Sedimente in Form von Endmoränen spielen im glazialen Formenschatz eine vergleichsweise untergeordnete Rolle unter den eismarginalen Sedimenten, obgleich ihnen in der Literatur bislang die größte Aufmerksamkeit geschenkt wurde. Die langen Karakorum-Gletscher blockieren in ihrem Verlauf zahlreiche unvergletscherte oder partiell vergletscherte Nebentäler, die nicht-glazigene oder umgelagertes glaziales Schuttmaterial im lateroglazialen Sedimentationsbereich bereitstellen.

Die Verbreitung der lateroglazialen Sedimente entlang der Karakorum-Gletscher wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit an insgesamt 43 Gletschern im Hinblick auf ihre vertikale Höhenstufung, Expositionsunterschiede, Topographie und petrographischen Verhältnisse sowie der sich hypsometrisch verändernden Klimaverhältnisse im Karakorum untersucht. Im Allgemeinen ist aufgrund der Länge der Gletscher und den Höhenstufen, die sie durchlaufen, ein heterogener lateroglazialer Formenschatz vertreten. Aber selbst an typologisch sowie bezüglich der petrologischen Ausstattung vergleichbaren Gletschern findet sich ein breites Spektrum an eismarginalen Sedimenten. In Hochgebirgen, wie in den Skanden, gestaltet sich der lateroglaziale Formenschatz wesentlich uniformer.

Der vertikale Verbreitungsraum der Eisrandtäler erstreckt sich im Karakorum von rund 2350 m bis 5200 m Höhe. Die Reliefvertikalspanne von knapp 3000 m ist im Vergleich zu anderen Hochgebirgen relativ groß, was nicht zuletzt seine Ursache in den tief hinabreichenden Gletscherzungen findet. Die obere Verbreitungsgrenze der Eisrandtäler wird durch die rezente sowie eiszeitliche Schneegrenzhöhe sowie die Reliefsteilheit diktiert. Damit ist im Karakorum die größte, höhenstufenübergreifende Verbreitung dieser Landschaftskomplexe in den Hochgebirgen dieser Erde gegeben. Zum Vergleich sind im Himalaya die lateroglazialen Sedimente in einer höheren Lage zwischen 3500 m und 5500 m ausgebildet. Breite Eisrandtäler befinden sich hier noch in Höhen von 4500 m – 5000 m wie z.B. in Gokyo am Ngzumpa-Gletscher sowie am Khumbu-Gletscher (Himalaya-Südbabdachung) oder am Barun-Gletscher (Makalu-Südwestseite) (ITURRIZAGA 1999a). Die Talböden setzen im Himalaya in den Talkesseln höher ein als im Karakorum und die gletscherbegleitenden Kammumrahmungen im Mittellauf des Gletschers sind im Schnitt niedriger als im Karakorum, so dass sich Eisrandtäler dort noch ausbilden können.

Die höchstgelegenen Eisrandtäler sind an den Firnstrom- und Firnkesselgletschern ausgebildet, speziell auf der Karakorum-Nordabdachung. Die Optimalausbildungszone der Eisrandtäler verläuft an den längeren Firnkesselgletschern in einer Höhe zwischen rund 3000 m und 3700 m (Abb. 6.1). Höhenwärts verschmälern sich zumeist die Eisrandtäler und gehen in Ufermoränenleisten über, die sukzessive von Hangschuttkegeln überschüttet werden. Am tiefsten reichen die Eisrandtäler im Karakorum im Gebiet des Hunza-Tals hinunter. Zum Gletscherzungenende hin setzen die Eisrandtäler ebenfalls oftmals aus, da viele der Gletscher aus ihren Talgefäßen hinaus in Konfluenzlagen im Haupttal enden und den Gletschern hier die notwendige Taleinfassung für die Ausbildung der Eisrandtäler fehlt. Die Eisrandtäler können aber auch den Gletscher bis zu dessen Zungenende begleiten und gleichsohlig mit der Gletscherzunge ausmünden wie z.B. am Yazghil-Gletscher. Entlang der Lawinenkesselgletscher erstreckt sich der vertikale Höhensaum der Eisrandtäler nur über wenige hundert Meter. Abb. 6.1 zeigt die Verbreitung der Eisrandtäler in Abhängigkeit vom Gletschertyp auf, wobei die breitesten Eisrandtäler zumeist in den Mittellagen der Firnkesselgletscher anzutreffen sind. An den Lawinenkesselgletschern sind sie zumeist als V-förmige Ausräume ausgebildet. Eisrandtäler treten vorwiegend als diskontinuierliche eismarginale Sedimentationsformen auf. Es ist eher die Ausnahme, dass sie den Gletscherrändern ununterbrochen folgen. Oftmals sind sie perlschnurartig im Gletscherrandbereich aneinandergereiht. Sie setzen in der Regel 600 m - 1000 m unterhalb der Schneegrenze ein, bei Lawinenkesselgletschern reliefbedingt bis zu 1500 m – 2000 m tiefer. Eisrandtäler sind unabhängig von der Gletscherlänge ausgebildet.



- Ⓐ **Lawinenkesselgletscher:** Die lateroglaziale Schuttablagerung findet bei den meisten Lawinenkesselgletschern bereits nach einer Lauflänge von 6-7 km in einer Höhenlage von 4000 m statt, zumeist aber erst in rund 3500 m, d.h. rund 1500 m unterhalb der Schneegrenze. Typisches Kennzeichen dieses Gletschertyps ist ein abrupter Gefällsknick unterhalb der Schneegrenze. Ein steiler Nährgebietswinkel steht einem recht flachen Zehrgebietswinkel gegenüber. Am Ghulkin-Gletscher beträgt der durchschnittliche Nährgebietswinkel $26,9^\circ$ auf den ersten 8,5 Kilometern und der Zehrgebietswinkel $4,3^\circ$ auf den restlichen 10 km. An diesen Gletschertypen sind häufig mächtige Sanderufermoränen mit Höhen von bis zu 100 m vertreten.

Beispiele: Warghut-, Yune-, Ghulmit-Gletscher

- Ⓑ **Firnkegelgletscher:** Bei den Firnkesselgletschern setzt die lateroglaziale Schuttablagerung erst nach 15 km - 20 km Lauflänge ein, allerdings im Gegensatz zu den Lawinenkesselgletschern schon in Höhenlagen von über 4000 m, wenige hundert Meter unterhalb der Schneegrenze. Die Höhenzone optimaler Schuttablagerung befindet sich zwischen 3700 m und 3000 m und beginnt erst nach etwa 30 - 35 km Lauflänge des Gletschers. Das durchschnittliche Tallängsgefälle auf den letzten 38 km des Batura-Gletschers liegt unterhalb von 2° . Die Gletscher dieses Längsprofiltyps weisen die ausladendsten lateroglazialen Sedimentkomplexe auf.

Beispiele: Batura-, Chogolungma-Gletscher

- Ⓒ **Firnkegelgletscher mit weitläufig, hohem Einzugsbereich:** Wenn die Gletscheroberfläche im Nährgebiet bei den Firnkesselgletschern über weite Strecken oberhalb von 4000 m verläuft, findet die lateroglaziale Schuttablagerung nur in sehr begrenztem Umfang statt. Der Baltoro-Gletscher verläuft bei Kilometer 35 noch oberhalb von 4000 m, erst auf den letzten 7 km sinkt die Gletscheroberfläche unter eine Höhe von 3700 m, in der nun auch etwas weiträumigere lateroglaziale Sedimentationskomplexe einsetzen.

Beispiele: Baltoro-, Biafo-, Chiantar-Gletscher

L. Iturrizaga

Abb. 6.1: Hauptverbreitungsgebiete der lateroglazialen Sedimente in Abhängigkeit vom Gletschertyp (3,3 fach überhöht)

Die in eng angelegten Talgefäßen befindlichen Gletscher in Kombination mit Eislawinenernährung zeigen durch den Kanalisationseffekt besonders markante Ufermoränenwälle sowie hohe Ufermoränenaußenböschungen und damit tiefreichende Eisrandtäler. Bei den meisten Karakorum-Gletschern liegt der Gletscherpegel unterhalb der Tiefenlinie des Eisrandtals.

Relikte Eisrandtäler als Hinterlassenschaften der spätglazialen Vergletscherung treten in einer Höhe von rund 3700 m – 4000 m auf und sind insbesondere an Konfluenzlokalitäten bis zu knapp 1000 m über dem heutigen Talboden gut erhalten. Hierbei handelt es sich um Eisrandtäler ohne Nebentalschutteinträge und ohne einen ausgeprägten Ufertalboden.

Die Verbreitung der lateroglazialen Sedimente wird im Karakorum durch folgende Faktoren begünstigt:

1. Die Zehrgebiete als potentielle Ablagerungsräume von Glazialschutt nehmen im Verhältnis zu den Nährgebieten der Gletscher einen außergewöhnlich hohen Flächenanteil ein. Das Verhältnis kann bei bis zu 5 : 1 liegen.
2. Die hochfrequente Eislawinentätigkeit der primär Lawinen genährten Gletscher gewährleistet eine hohe Schuttlieferung.
3. Die Anbindung der Hauptgletscherströme an zahlreiche Nebentäler sorgt für eine hohe Schutzzufuhr.
4. Die gute Überlieferung vorzeitlicher Hangmoränen in dieser trockenen Hochgebirgsregion stellt weiteres Ausgangsmaterial zur Eisrandtalbildung bereit.
5. Die in den subtropischen Breitenlagen verstärkt auftretenden Ablationstäler können initiale Ausräume zur Schuttdeposition zwischen Gletscherrand und Talflanke in den oberen Einzugsbereichen liefern.
6. Die in großer Höhe einsetzenden und flachlaufenden Talböden erlauben die Ausbildung von Gletscherrandschuttkörpern über lange Distanzen.
7. Die Längstalanordnung der Mehrzahl der Haupttäler geht einher mit breiten Talgefäßen, die zur Schuttablagerung günstig sind.

Expositionsbedingte Verbreitung der Eisrandtäler

Im Hinblick auf die Feststellung von VISSER (1928, 1938), dass die Ablationstäler ein expositionsbedingtes Verbreitungsmuster im Karakorum aufweisen, galt es zu klären, in wieweit eine expositionsabhängige Verbreitung der lateroglazialen Sedimentationskomplexe vorliegt. An West-Ost-fließenden Gletscher wären demnach Eisrandtäler besser in S-Exposition ausgebildet und an Nord-Süd fließenden Gletschern sollte die Verbreitung der Eisrandtäler auf beiden Seiten gegeben sein, aber von geringerer Ausdehnung. Die Geländebeobachtungen zeigen, dass die Eisrandtäler prinzipiell in allen Expositionen vorkommen. Es ist allerdings zuwahr eine Dominanz von Eisrandtälern in Südexposition zu konstatieren. Dieser Umstand findet aber seine Ursache primär darin, dass in Nordexposition die höhere Vergletscherungsbedeckung und der folgende Abgang von Eislawinen das Auftreten von Eisrandtälern vereitelt. Die N-exponierten Eisrandtäler laufen höhenwärts eher aus als in S-Exposition. Am Hispar-Gletscher endet das Eisrandtal aufgrund der höheren Talflankenvergletscherung in N-Exposition bereits in 3800 m, während es in S-Exposition bei geringeren absoluten Einzugsbereichshöhen noch bis 4400 m den Gletscher begleitet. An einigen Gletschern ist eine inverse Verbreitung der Eisrandtäler nach dem Modell von VISSER anzutreffen, so z.B. am Gulmit-Gletscher, an dem das Eisrandtal in N-Exposition besser ausgebildet ist. Nichtsdestotrotz ist VISSERS grundlegende Beobachtung zur Expositionsabhängigkeit für die Verbreitung von wahren Ablationstälern sicherlich zutreffend, da ihre Genese unmittelbar von der Einstrahlung abhängt.

Für die Verbreitung der Eisrandtäler sind also die topographischen Verhältnisse - und damit nur in indirekter Weise die Expositionsunterschiede - ausschlaggebender als die Einstrahlungsunterschiede. Die N-exponierten Gebirgsflanken unterliegen selbst bei niedrigeren Einzugsbereichshöhen der Vergletscherungsgunst gegenüber den Südhängen. Die Gletscherpräsenz und die häufigen Eislawinenabgänge (z.B. am Batura- und Hispar-Gletscher) erlauben a priori bei einer tieferen Schneegrenzlage als auf der Südseite keine Eisrandtalentstehung bzw. Ufermoränenablagerung. Sie werden durch den Abgang von Massenbewegungen gewissermaßen verdrängt.

Das heißt, dass im unteren Gletscherabschnitt meistens auf beiden Talseiten Eisrandtäler ausgebildet sein können, jedoch das N-exponierte Eisrandtal aufgrund der starken Vergletscherung früher talaufwärts aussetzt. Wenn jedoch trotzdem nur auf einer Talseite ein Eisrandtal ausgebildet ist, mag das im unteren Gletscherpart in erster Linie auf topographische Ungunfstaktoren und sekundär auf die Einstrahlungsverhältnisse zurückgehen. Eine nicht zu verkennende Tatsache bei der Beurteilung der Verbreitung der Eisrandtäler ist, dass die Breite des gegenüberliegenden Eisrandtales zumeist unterschätzt wird. Der Betrachter tendiert dazu nur von einer Ufermoränenleiste, nicht aber von einem Eisrandtal zu sprechen. Zum einen liegt dies in der perspektivischen Verkürzung der Aufsichtsansicht begründet, zum anderen nehmen diese Ufermoränenbildungen im Angesichte der Gesamttalflanke, die bis zu 3000 m über die Gletscheroberfläche aufragt, einen dermaßen verschwindend geringen Raum in Anspruch, dass man sie zwangsläufig in ihrem Ausmaß verkennt. Da die Hauptzugangswege zu den oberen Einzugsbereichen auf der S-exponierten Gletscherseite entlang führen, auf der sich die Zugangswege zu den Almen befinden, hat dies zur Konsequenz, dass diese Exposition überbewertet wird. Besonders die schmalen, tief V-förmig eingeschnittenen Eisrandtäler werden oftmals nur als Ufermoränenleiste interpretiert (z.B. am Bualtar-Gletscher und Barpu-Gletscher).

Bei der expositionsabhängigen Verbreitung ist ferner zu berücksichtigen, dass Abschattungseffekte eine bedeutende Rolle spielen können. Südexponierte lateroglaziale Bereiche können durch auf der Südseite liegende, hochaufragende Gebirgskämme über lange Zeiträume des Jahres keine Sonne erhalten.

6.2 Die Genese der Eisrandtäler

Die hier in der Arbeit untersuchten Eisrandtäler werden in der Literatur derzeit häufig noch als Ablationstäler angesprochen, obwohl es sich eigentlich um Ufertäler im Sinne von KLEBELSBERG (1938) und KICK (1956) bzw. Ufermoränentäler handelt. Es steht außer Frage, dass die subtropischen Hochgebirge aufgrund ihrer Strahlungsgunst und der trockenen Luft prädestiniert für die Ausbildung von diesen Ablationsphänomenen sind. Der Wirkungsbereich der Strahlungsreflexion und nachfolgender Ablation des Gletscherrandes dürfte allerdings lediglich im Meter- vielleicht auch im Dekameterbereich liegen. Die hier behandelten gletscherbegleitenden Ausräume hingegen nehmen eine Breite von bis zu mehreren hundert Metern ein. Von daher ist eine Genese der untersuchten Eisrandtäler als reines Ablationsphänomen eher auszuschließen. Ablationsschluchten können aber durchaus im Initialstadium der Eisrandtalausbildung im Sinne von Sedimentationsfallen eine Rolle spielen, insbesondere wenn es sich um die Auskleidung der Ablationsschlucht oder des Ablationstales mit gletscherseitigem Schuttmaterial in Form der Aufschüttung einer Ufermoräne handelt – so wie es VISSER (1938) vermutlich auch in Erwägung gezogen hat.

Das Eisrandtal, von dem im folgenden die Rede ist, ist in der Regel asymmetrisch mit einer mehr oder weniger schuttverkleideten Felstflanke zur einen Seite und der Ufermoränenaußenböschung des Haupttalglatschers zur anderen Seite aufgebaut. Es gibt hier aber zahlreiche Übergangsstadien. Prinzipiell kann die Ausbildung der Eisrandtäler und -formationen auf folgende Ursachen zurückgehen:

Eisrandtäler im Fliessschatten von Fels- und Gletscherhindernissen: Felssporne, die transversal gegen den Gletscher hin hervorspringen bzw. Felsbuchten, die zwischen dem geradlinigen Verlauf des Gletschers oder der Ufermoräne zurückspringen, bilden Sedimentationsfallen für Sedimenteinträge von den Talflanken, aus den Nebentälern und vom Gletscher aus. Dies ist zumeist aber nur der Fall, wenn eine entsprechende Schuttlieferung aus den Nebentälern gewährleistet ist.

Auch an den Stellen, wo Nebentalglatscher mit dem Hauptglatscher konfluieren, bilden sich im Zwickelbereich – sowohl talab- als auch talaufwärts des einmündenden Gletschers – bevorzugt Eisrandtäler aus. Das findet seine Ursache manchmal darin, dass die steileren Nebentalglatscher mit ihrer talabwärtigen Ufermoränenfassung sich auf den Haupttalglatscher überschieben und es in dem Konfluenzdreieck zur Ablagerung von Ufermoränen – partiell auf dem Haupttalglatscher – kommt. Der Hauptglatscher weicht sukzessive von der Talflanke zurück.

Eisrandtäler als Folge des Gletscherrückzuges: Sicherlich ist die Koppula zwischen Gletscherrückzug und forcierter Eisrandtalbildung naheliegend. Im Zuge der Deglaziation und der Verringerung der Gletscherbreite können die lateroglazialen Ausräume im Haupttalgefäß mehr und mehr mit Sediment

aus den, zum Teil auch ebenfalls vom Gletscherrückzug betroffenen Gletschern der Nebentälern verfüllt werden, ohne dass es zu einem Abtransport des Schuttes kommt. Mit abnehmender Gletscherbreite wird fallweise auch mehr und mehr vom Haupttalgletscher abgelagertes Moränenmaterial eine Rolle spielen.

Rezente Eisrandtäler als Folge von Murabgängen: Weitläufige, großflächige Muren der Nebentäler, die wiederholt und unmittelbar auf den Gletscher abgehen, können im Laufe der Zeit zu permanenten lateroglazialen Sedimentationskomplexen führen, ohne dass der Gletscher sich im Rückzug befinden muss.

Dass den lateroglazialen Sedimentkomplexen ein Mulden- oder gar „Talcharakter“ zukommt, kann durch unterschiedliche Vorgänge verursacht werden. a) Im Zuge eines erneuten Vorstoßes bzw. einer Aufhöhung des Gletschers werden lateroglaziale Sedimente mit vom Gletscher empor genommen und als wallförmige Ufermoräne im Zuge der Deglaziation abgelagert. b) Der Gletscher nimmt a priori nicht die gesamte Talbreite ein, wie bei einem Dammgletscher, oder bei einer vorgeschalteten Kanalisierung des Gletschers. c) Ein Ablationstal wird mit glazifluvialen und glazigenen Sedimenten ausgekleidet. d) Es bildet sich ein Schmelzhohlraum unterhalb der Gletscheroberfläche und das Eis bricht nach (Abb. 3.3).

6.2.1 Die Nebentäler als Schuttliefergebiete für die Eisrandtäler

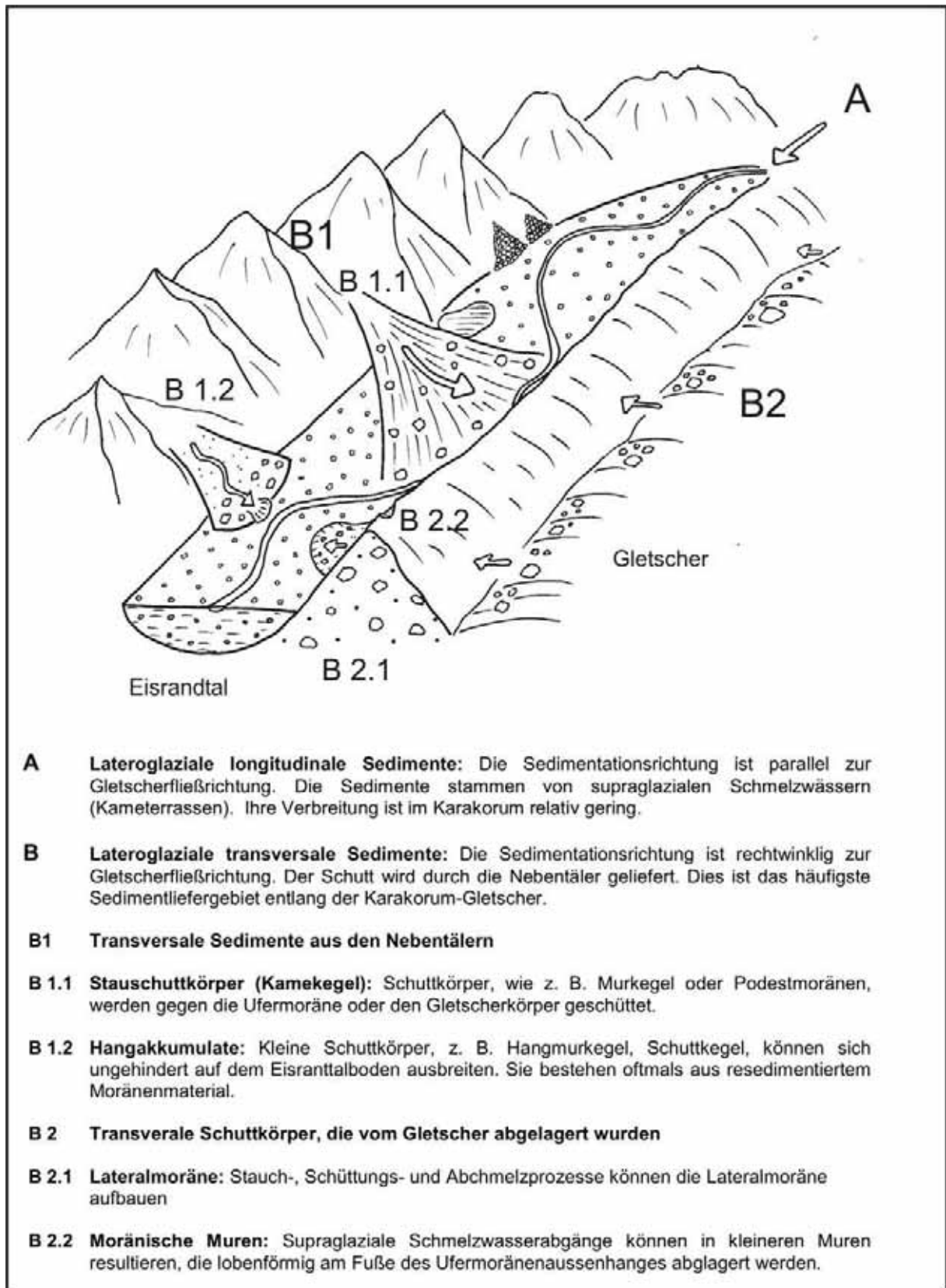
Die Hauptschuttlieferquellen für den Eisrandtalaufbau stellen, wie in der regionalen Beschreibung aufgezeigt, die Schutteinträge der Nebentäler dar. Lateroglaziale, terrassenförmige Sedimente wurden in der Literatur bislang zumeist in Form von Kameterrassen oder Ufersander gefasst. Bedingt durch die große Länge der Karakorum-Gletscher werden im lateroglazialen Bereich hingegen vielzählige Nebentäler durch den Gletscher abgeriegelt, die eine glazial-induzierte Rückstaulandschaft entstehen lässt. An vielen Gletschern folgen die Ablagerungskegel der Nebentäler beidseits des Gletschers in enger Reihung (z.B. Khurdopin, Batura, Chogolungma, Kukuar). Zum Teil handelt es sich bei den Sedimentfüllungen der Eisrandtäler um gelängte Mur- und Schwemmkegel der Nebentäler. Durch die niedrige Höhenlage der Gletscheroberfläche des Hauptgletschers haben die Nebengletscher nur selten Anschluss zum Hauptgletscher, so dass die tributären Talaustritte im lateroglazialen Bereich mit Schwemm- und Murkegeln versehen sind. Das bedeutet auch, dass ein Großteil der gletscherbegleitenden Sedimente nicht unmittelbar glazigener Herkunft ist. Dies ist ein wesentlicher Aspekt, der bei der Vergletscherungsrekonstruktion heute unvergletschter Talabschnitte Berücksichtigung finden muss, z.B. die Identifizierung von Staukegeln als Glazialformen.

Talabwärts der Gletscherzungen findet man im Karakorum häufig im distalen Bereich gekappte Sedimentkegel mit Steilufern von bis zu 100 m. Diese Steilufer können zum einen leicht durch die Unterschneidung durch sommerliche Hochwässer sowie auch durch Gletscherseeausbrüche erklärt werden. Zum anderen können sie aber auch Gegenschüttungsflanken von Staukegeln gegen das einstige Eiswiderlager darstellen.

Die Eisrandtäler entstehen vornehmlich durch den Rückstau der Sedimente aus den Nebentälern durch die Hauptgletschereinlage. Die Eisrandtäler verbreitern sich bevorzugt an den Stellen, wo die Nebentäler des Hauptgletschers einmünden sowie in Gleithanglagen. Es gibt aber Fälle, in denen weitläufige Eisrandtäler in Prallhanglage ausgebildet sind, wie z.B. am Kit-ke-Jerav-Gletscher bei Wyeen.

Wo Nebentäler mit ihrer Sedimentfracht zum Hauptgletscher einmünden, schließt sich die Bildung von Ablationsschluchten aus. Vielmehr gehen die Mur- und Lawinenablagerungen in einem ersten Schritt auf dem Gletscher ab und werden dort als Obermoräne abgelagert. Diese randlichen Gletscherpartien sind nun ablationsgehemmt. Die Ausbildung eines Ablationstales benötigt eine gewisse Stabilität der reflektierenden Talflanke, was bei den Moränenanlagerungen oftmals nicht gegeben ist.

Die Geländebeobachten zeigen, dass die eismarginalen Sedimente im Karakorum nur zu einem geringen Teil parallel zum Gletscher abgelagert wurden, wie dies bei den Kameterrassen der Fall wäre. Vielmehr erfolgt die Sedimentation weitgehend transversal zur Gletscherfließrichtung. Prinzipiell können zwei Schuttlieferrichtungen in Bezug auf die Gletscherfließrichtung unterschieden werden: longitudinale und transversale Schuttkörper (Abb. 6.2). Die longitudinalen Schuttkörper sind parallel zur Gletscherfließrichtung abgelagert und können zum einen im Sinne glazifluvialer Ablagerungen vom Hauptgletscher stammen – sie kommen im Karakorum nur selten vor. Zum



L. Iturrizaga

Abb. 6.2: Die Schuttliefergebiete der Eisrandtäler und ihre Transportrichtungen

anderen können sie aus den Nebentälern geschüttet werden. Die transversalen Schuttkörper können einerseits aus den Nebentälern geschüttet werden (Kamekegel). Die distale Basis dieser Schuttkörper

bildet die Grundmoräne des Haupttalgletschers. Zum anderen beinhalten die transversalen Schuttkörper Schüttungen die vom Gletscher durch supraglaziale Schmelzwasserabgänge oder Eislappenzungen in das Eisrandtal geschüttet werden.

Bei den Karakorum-Gletschern handelt es sich bei den längeren Gletschern großteils um dendritisch zusammengesetzte Gletscher. Damit ist die potentielle Schuttlieferungsfläche im lateroglazialen Bereich zumeist größer als bei einstromigen Gletschern. Während der Deglaziation sind viele der dendritischen Gletscher zu einstromigen Gletschern transformiert worden, da die Nebengletscher den Kontakt zum Hauptgletscher verloren haben. Diese Phase stellte eine Gunstperiode der Eisrandtalbildung dar.

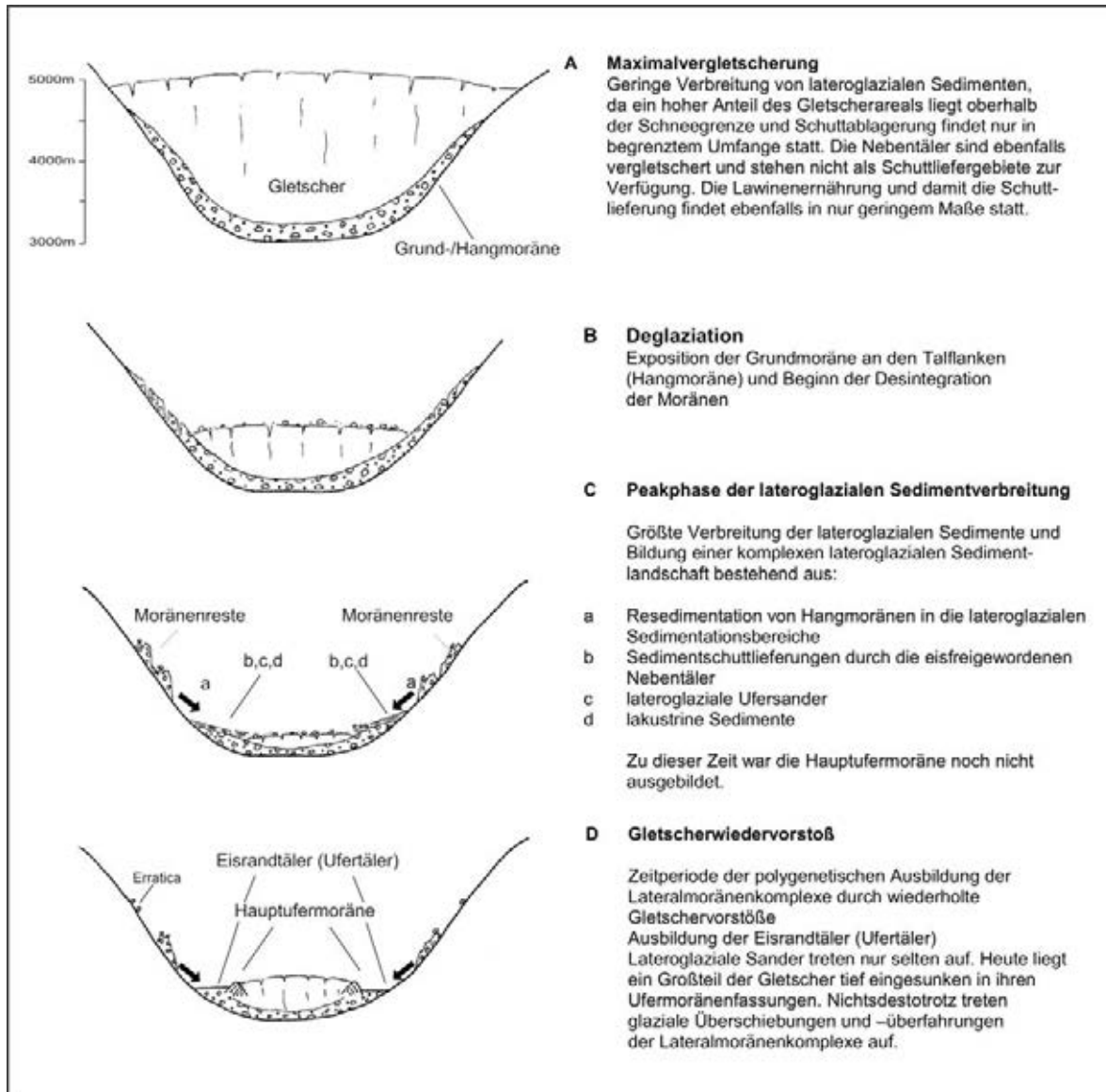
Die Ausbildung der lateroglazialen Schuttsituation ist stark von der individuellen Vergletscherungssituation der Nebentäler in Bezug auf die Haupttalvergletscherung abhängig. Die Konfluenzlagen spielen eine prominente Rolle im lateroglazialen Sedimentsystem.

6.2.2 Hangmoränen als Schuttliefergebiete für die Eisrandtäler

Der in subtropischer Breitenlage gelegene Karakorum ist eines der schuttreichsten Hochgebirge der Erde, auch der lateroglaziale Bereich ist mit mächtigen Sedimentkörpern ausgestattet. In dem semi-ariden Gebirge herrschen bei einer hochgelegenen Schneegrenzlage in rund 5000 m günstige Voraussetzungen für eine Vielzahl von unterschiedlichen Verwitterungsprozessen. Dennoch ist die Herkunft des Schuttreichtums nicht in erster Linie auf primäre Schuttlieferungen im Sinne von Frostverwitterungsprodukten zurückzuführen. Vielmehr handelt es sich vorwiegend um Sedimenthinterlassenschaften der spätglazialen Vereisung sowie um Nachbruchakkumulate, die durch das fehlende Widerlager des Gletschers nach der Deglaziation bedingt sind (ITURRIZAGA 1999a). Eiszeitlich war der Karakorum durch ein mächtiges Eisstromnetz verfüllt (KUHLE 2001). Die spätglaziale Vergletscherung überragte die heutigen Eisrandtäler in der Regel nicht mehr als 1000 m. Mächtige Hangmoränenvorkommen, die durch markante Erosionsformen gekennzeichnet sind, sind zumeist nur bis in Höhen von 400 m – 500 m oberhalb der rezenten Gletscheroberfläche erhalten. Die Überlieferung der Hangmoränen ist im lateroglazialen Bereich in keinem anderen Gebirge in solch einem umfangreichen Ausmaß vorhanden wie im Karakorum. So ist die Verzahnung von spätglazialer, neoglazialer bis hin zur rezenten Vergletscherung unmittelbar in einem Sedimentkomplex nachvollziehbar. Insbesondere neoglaziale und präneoglaziale Hangmoränen (Yukshin-Gardan-Stadium) bilden das Ausgangsmaterial für die Eisrandtalbildung. Sie werden vom Gletscher unterschritten und resedimentiert.

Die Eisrandtäler sind zu einem beträchtlichen Teil aus resedimentiertem Moränenmaterial zusammengesetzt (Abb. 6.3). Während des Niederschmelzens des Gletschereises verbleiben lateroglaziale Sedimente zum Teil als Moränenterrassen und –rampen oder als amorphe Schuttsäume. Der Gletscher nimmt nicht die gesamte Talbreite ein und die lateroglazialen Sedimente werden während der Gletscheroszillationen wiederholt umgelagert und kompaktiert. Es ist dabei auch zu berücksichtigen, dass die Karakorum-Vergletscherung einst geringere Ausmaße als heute aufwies und die Eisrandtäler eine entsprechend größere Ausdehnung besaßen.

Die Ufermoränen konstituieren sich oftmals aus emporgedrückten älteren Ufermoränen oder spätglazialen Moränenresten. Bei einer kleineren Gletscherausdehnung gegenüber der Hauptlateralmoräne, wird beim Wiedervorstoß das Grundmoränenmaterial wieder aufgenommen und seitlich hochgestoben. Die vertikale Oszillation der Gletscheroberfläche sowie das zeitweise Zurückweichen des Gletschers von der Talflanke in Kombination mit den Hangschuttkegeln führt zu haufenförmigen randglazialen Ablagerungen, die wiederum einen geometrisch-bedingten Ausräum zwischen Ufermoränenaußenhang und Talflanke schaffen. Beim Gletschervorstoß werden die vorzeitlichen Sedimentkegel überfahren und randlich am Gletscher verschleppt.



L. Iturrizaga

Abb. 6.3: Die Entwicklung der Eisrandtäler abgeleitet aus der Glazialgeschichte

6.3 Blankeisgletscher und schuttbedeckte Gletscher: Zum Verhältnis von Obermoränenbedeckung und Lateralmoränenbildung sowie Implikationen für die lateroglaziale Schuttkörperausbildung

In der Literatur besteht die Auffassung, dass verschuttete Gletscher prädestiniert für die Ausbildung von ausladenden Lateralmoränen sind (DERBYSHIRE & OWEN 1989, BENN & EVANS 1998). Die Genese der Lateralmoränen wird dabei als Folge des supraglazialen Sedimenttransfers erklärt. Dieses Kapitel will den Zusammenhang zwischen Obermoränenbedeckung und dem Ausmaß der Ablagerung latero- und laterofrontaler Sedimentablagerungen vornehmlich im Gletscherzungenbereich näher beleuchten.

Im Karakorum gibt es eine Vielzahl schuttbedeckter Gletscher. Diese werden mit ihrer immensen supraglazialen Schuttfracht als typische Landschaftselemente für diese Region betrachtet (HASERODT, 1989, KICK 1989a, DERBYSHIRE & OWEN 1989, OWEN 1994). Bis zu einem Drittel der Gletscheroberfläche ist an diesen Gletschern verschuttet (HASERODT 1989: 72). In der hier vorgelegten regionalen Beschreibung der Karakorum-Gletscher wurde jedoch ersichtlich, dass ein

beachtlicher Teil der Gletscher zu den Blankeisgletschern zählt. Hierzu gehören unter anderem der Barpu-, Biafo-, Chateboi-, Hopar-, Khurdopin-, Malungutti-, Miar- und Passu-Gletscher. Weiterhin sind insbesondere auf der Karakorum-Nord- und Ost-Abdachung im Skagsgam- und Shyok-Tal Blankeisgletscher mit Eispyramidenmeeren ohne jegliche Schuttauflage auf ihrer Oberfläche anzutreffen, darunter der Gasherbrum-, Skamri-, Stagar- und Kyagar-Gletscher. Diese Gletscher sind selbst in ihren Zungenbereichen noch gänzlich unverschuttet. Das liegt bei letzteren Gletschern u.a. darin begründet, dass die Gletscherzungen in größeren Höhenlagen in über 4000 m Höhe enden, wo geringere Ablationsraten als in den über 1500 m tiefer liegenden Gletscherzungen im westlich benachbarten Hunza-Tal herrschen. Diese Blankeisgletscher weisen nun allerdings ebenso mächtige, wenn nicht sogar mächtigere Lateralmoränen auf als die verschutteten Gletscher. Bevor nun die Frage nach der Koppula zwischen Obermoränenbeckung und Lateralmoränenaufbau erörtert wird, soll vorab auf die Verbreitung der Blankeis- und Schuttgletscher im Folgenden kurz eingegangen werden.

Zur Verbreitung Blankeis- und Schuttgletscher: Die weißen Gletscher kommen über die gesamte Breitenkreisspanne des Karakorum vor, d.h. nördlich von 36° N, und befinden sich vornehmlich in Nord-Exposition. Nur der Biafo- und der Passu-Gletscher fließen nach Süden bzw. Osten ab. Die Blankeisgletscher befinden sich insbesondere in den sehr trockenen Abschnitten des Karakorum. Die tiefste Eisrandlage unter den Blankeisgletschern weist der Passu-Gletscher in einer Höhe von 2500 m in Ost-Exposition auf. Der längste, nur sehr wenig verschuttete Blankeisgletscher ist der nach Süden abfließende Biafo-Gletscher.

Die Geländebeobachtungen dieser Studie ergaben, dass für das Auftreten von Blankeisgletschern (mit Lawinenernährung) die Gefällsverhältnisse im Nährgebiet des Gletscherlaufes und damit auch der Gletschertyp eine entscheidende Rolle spielen. Besonders günstig für die Ausbildung von Blankeisgletschern sind die Firnkaskadengletscher (Abb. 6.4). Ein Merkmal des Längsprofils der Blankeisgletscher ist, dass sie streckenweise zwischengeschaltete kleine Sammelbecken im Nährgebiet aufweisen, die sie von den Lawinenkesselgletschern unterscheiden. Die Sturzhöhe der Lawinen ist damit deutlich abgemildert. Gletscher mit einer getreppten Anordnung der Firnsammelbecken werden als Firnkaskadengletscher gefasst.

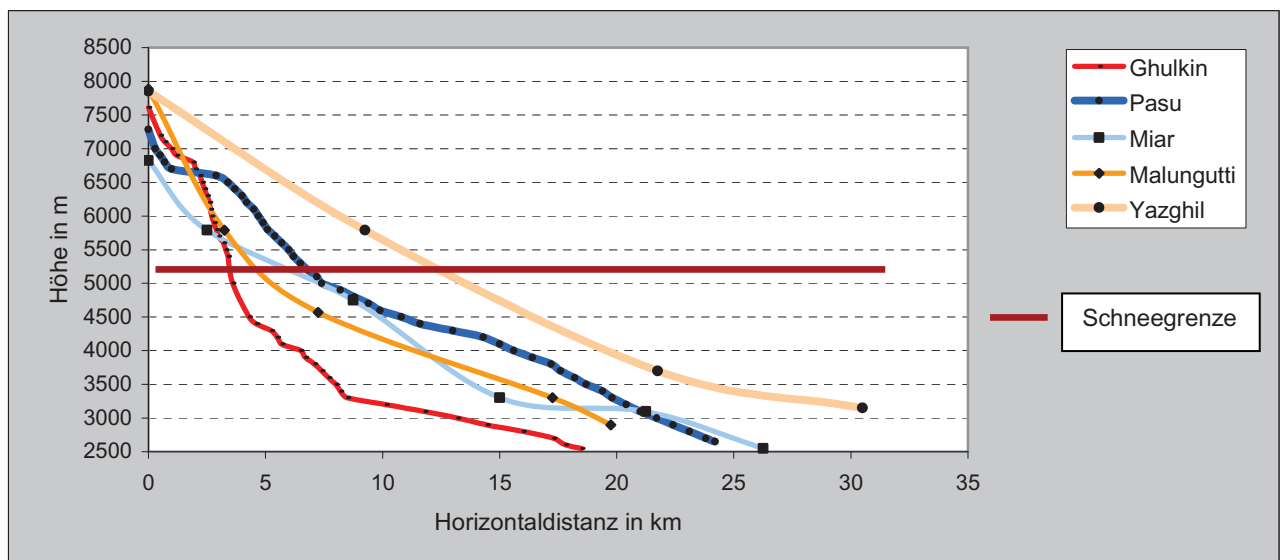


Abb. 6.4: Gletscherlängsprofile von Blankeisgletschern bis 30 km Länge im Vergleich mit dem verschutteten Ghulkin-Gletscher (3,3-fach überhöht)

Abb. 6.4 zeigt ein Vergleich der Längsprofile von bis zu 30 km langen, lawinenernährten Blankeisgletschern und dem verschutteten Ghulkin-Gletscher. Die weißen Gletscher, deren Zungenenden unter 4000 m hinunterreichen, weisen im Gegensatz zu den verschutteten Lawinenkesselgletschern nach einer Lauflänge von 12 km immer noch eine Höhe von über 4000 m

auf. Während der verschuttete Ghulkin-Gletscher mit einer durchschnittlichen Neigung von $26,8^\circ$ von seinen höchsten Einzugsbereichen auf 3300 m über eine Horizontalstrecke von 8,5 km abfällt, erreicht der Passu-Gletscher diese Höhe erst nach einer Lauflänge von 19,8 km mit einer durchschnittlichen Neigung der Gletscheroberfläche von nur $10,8^\circ$. Auch der Yazghil-Gletscher weist eine durchschnittliche Neigung von $10,8^\circ$ zwischen Gipfel und einer Höhe 3700 m auf. Das Längsprofil des wenig verschutteten, 60 km langen Biafo-Gletschers (im Diagramm nicht abgebildet) taucht erst nach einer Lauflänge von rund 35 km unter die 4000 m-Höhenlinie ab.

Zu den stark verschutteten Gletschern, die nahezu in ihrem gesamten Zehrgebiet verschuttet sind, gehören vor allem die Lawinenkesselgletscher mit einem engen Talquerschnitt, wie der Ghulkin-, Hassanabad- und Hinarche-Gletscher. Unter ihnen sind auch die im Rückzug befindlichen Gletscher wie der Momhil- und der Virjerab-Gletscher. Der Eindruck der Dominanz von schuttbedeckten Gletschern im Karakorum kann leicht entstehen, wenn man nur die Gletscherzungenbereiche in Betracht zieht. Der ansonsten weiße Khurdopin-Gletscher endet beispielsweise in einer 3 km langen, stark verschutteten Austauzung. Insbesondere die leichter zugänglichen Gletscher im Hunza-Tal enden in tiefen Höhenlagen und weisen im unteren Teil eine hohe Schuttbedeckung auf (Ghulkin- und Gulmit-Gletscher).

Wie entstehen nun die Lateralmoränen entlang der Blankeisgletscher? Sowohl Blankeisgletscher als auch die verschutteten Gletscher werden von ausladenden Lateral- und Laterofrontalmoränen umgürtet. Der Gasherbrum- oder der Yazghil-Gletscher beispielsweise, die auch in ihren Zungenenden keine Schuttbedeckung besitzen, weisen nichtsdestotrotz mächtige Lateralmoränen auf. Dieser Tatbestand stellt das gängige Sedimenttransfermodell in Frage. Nach dem Modell des „passiven Sedimenttransfers“ nach EYLES (1983) erfolgt die Zulieferung des Schuttes aus den angrenzenden Talflanken über den Weg der Obermoräne in die Ufermoräne. Für den Karakorum sondern OWEN & DERBYSHIRE (1989) und OWEN (1994) hinsichtlich der eismarginalen Sedimentationsformen im Karakorum zwei Gletschertypen aus, den Ghulkin- und den Pasu-Typ und stellen eine unmittelbare Abhängigkeit der supraglazialen Schuttfracht der Gletscher und der Dimension der laterofrontalen Sedimente fest. Demnach werden schuttbedeckte Gletscher von ausladenden Laterofrontalmoränenkomplexen umgeben (Ghulkin-Typ), während die Blankeisgletscher aufgrund ihrer geringeren supraglazialen Schuttfracht nur bescheidenere Moränen ablagern (Pasu-Typ) (BENN & OWEN 2002). Diese Beziehung scheint auf Anhieb naheliegend zu sein, kann aber aufgrund der eigenen Geländebefunde an über 40 Karakorum-Gletschern nicht bestätigt werden. Auch der weiße Passu-Gletscher besitzt beispielsweise ausladende vorzeitliche Lateralmoränen, die insbesondere auf der rechten Gletscherseite in Form von vorzeitlichen Ufermoränenanlagerungen und -überschüttungen abgelagert wurden.

Die Entkoppelung der Beziehung von Obermoränenbedeckung und Ufermoränen wirft die Frage nach der Herkunft des Schuttes auf. Es zeigt, dass einerseits englaziale Sedimenttransferprozesse und andererseits die Umarbeitung vorzeitlicher Moränen zum Sedimenttransfer beitragen. Bereits SPEDDING & EVANS (2002) zeigen am Beispiel des Kviárjökull in Island, dass das herkömmliche Konzept im Sinne des „glaciated valley landsystem“-Ansatzes nach EYLES (1983) - und damit des passiven Schutttransportes in Form von Steinschlagabgängen - für die Entstehung der Lateralmoränen nicht allein zutreffend ist. Vielmehr spielen beim Lateralmoränenaufbau auch englaziale Sedimenttransportwege eine Rolle. Die Übertiefung im Zungenbeckenbereich führt zum Wechsel von sub- zu englazialer Entwässerung und bedingt eine forcierte eismarginale Schuttanlagerung.

In diesem Zusammenhang herrscht weiterhin die weit verbreitete Ansicht, dass die Höhe der Lateralmoränen eine unmittelbare Funktion der hochaufragenden Talflanken über den Gletscher ist (BENN & EVANS 1998), d.h. je höher die Felsflanken über dem Gletscher, desto größer die Lateralmoränen. Dies lässt sich nicht bestätigen. Der Kviárjökull (Island) beispielsweise, der im Mittellauf von nur wenigen hundert Metern über die Gletscheroberfläche aufragenden Felsflanken umrahmt wird, wird zugleich von bis zu 150 m hohen Lateralmoränen umfasst. Auch bei den Karakorum-Gletschern lässt sich diese Interdependenz von Schuttlieferung durch die Felsflanken und Lateralmoränenaufbau nicht erkennen.

Für die forcierte Moränenanlagerung im unteren Gletscherabschnitt scheint viel mehr der abrupte Gefällsknick im Gletscherverlauf im Bereich des Zehrgebietes und der damit verbundenen geringeren Transportenergie in Kombination mit der Kanalisation des Gletscherstromes ausschlaggebender zu

sein als die erhöhte Schuttlieferung durch die begleitende Kammumrahmung. Die Dimension sowie die Lage des Gefällsknicks zwischen Nähr- und Zehrgebiet spielt eine entscheidende Rolle beim Geschiebetransport. Wenn der Gefällsknick hinreichend abrupt ausgebildet ist, kommt es nicht nur im laterofrontalen Bereich sondern in den eng kanalisierten Talgefässen selbst zu ausladenden Ufermoränenbildungen (Gulmit, Ghulkin, Pumari Chhish). Gletscher, die in Konfluenzlagen enden und bei denen im Zehrgebiet Gefällsveränderungen zu verzeichnen sind, zeigen in der Mehrzahl hohe Lateralmoränen auf. Diesen Gletschern kommt aufgrund der topographischen Situation eine spezielle Stellung im Bezug auf die Schuttablagerung im lateroglazialen und laterofrontalglazialen Bereich zu. Auch die präglaziale und interglaziale Situation ist für die Ausbildung der Lateralmoränen von Belang. In den Konfluenzlagen wurden die Talausgänge zur prä- oder interglazialen Zeit von Sedimentkegeln eingenommen, die bei einem Wiedervorstoß überfahren werden. Weiterhin maßgeblich für die Lateralmoränenausbildung ist die Resedimentation von vorzeitlichen lateroglazialen Moränenbildungen. Das Moränenmaterial vorhergehender Gletscherstände wird wiederholt umgelagert.

Nahezu alle Gletscher, die in Konfluenzlage enden und zuvor durch ein schmales Talgefäß kanalisiert wurden, weisen ausladende Laterofrontalmoränen auf, während die breiteren Konfluenzlagengletscher wie Batura oder Biafo von unprononcierteren flacher auslaufenden Moränenakkumulationen umgeben werden. Rückstaueffekte durch einen ehemaligen Haupttalgletscher können bei der Laterofrontalmoränenablagerung ebenfalls eine Rolle spielen. Es existieren im Gegenzug natürlich auch verschuttete Gletscher, die keine prägnante Laterofrontalmoränenfassung aufweisen. Hierzu zählen insbesondere Gletscherenden, die in einem breiten Talgefäß und nicht in Konfluenzlage terminieren, so z.B. der Yishkuk, Baltoro und Crevasse-Gletscher. Oder aber das Talgefäß kann auch zu steil und eng für die Ablagerung der Moränen sein (Hassanabad- und Momhil-Gletscher).

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass bei der Typologie von DERBYSHIRE & OWEN (1989) in den vorgeschlagenen Ghulkin- und Pasu-Typ, bei der eine unmittelbare Abhängigkeit von supraglazialer Schuttfracht und der Dimension der laterofrontalen Sedimente postuliert wird, die topographische Beschaffenheit des Gletschervorfeldes („valley confined“ bzw. „open“) außer Acht gelassen wird. Die Dimension und Art der Ausbildung der Laterofrontalmoränenkomplexe ist massgeblich von den Kanalisationsverhältnissen des Gletschers durch das Talgefäß und die Lage der Gletscherzunge im Talgefäß abhängig (vgl. VIVIAN 1975 für die Alpen).

Blankeisgletscher werden von ebenso mächtigen, wenn nicht sogar von noch ausladenderen Moränenkomplexen umgürtet wie der postulierte Ghulkin-Typ. So weisen beispielsweise der Malungutti- als auch der Yazghil-Gletscher überdimensionale Lateralmoränenkomplexe auf. Die lateroglazialen Sedimentkomplexe des Malungutti-Gletschers nehmen den hier bis zu 1 km breiten Talboden ein. Auch der Passu-Gletscher hat vorzeitiglich auf seiner orographisch rechten Seite immense laterale und lateroglaziale Sedimente aufgeschüttet.

6.4 Die Ufermoräne als lateroglaziales Landschaftselement

Die Ufermoräne ist als Teil des lateroglazialen Sedimentformenschatzes die augenfälligste Landschaftsform. Die Karakorum-Gletscher weisen ein vielfältiges Ufermoränenspektrum auf. Eine Charakterufermoräne, wie sie WINKLER (1996) beispielsweise für die Alpen und die Skanden ausgesondert hat, ist nicht präsent. Vielmehr ist es die Regel, dass ein und derselbe Gletscher von verschiedenen Ufermoränentypen begleitet wird. Damit verbunden sind auch differente Ufermoränensukzessionen ausgebildet. Ausgewählte Beispiele werden im Folgenden vorgestellt.

Ufermoränentypen

Das Schuttliefergebiet der Ufermoränen stellt großteils das Schuttmaterial der angrenzenden Hänge dar, das

- a) durch Eislawinen oberhalb der Schneegrenze in den Gletscher gelangen und seitlich unterhalb der Schneegrenze wieder austauen kann.

- b) durch gravitative Massenbewegungen wie Schneelawinen, Steinschlag, aktiv in den unmittelbar in den randglazialen Bereich gelangen kann, entweder in eine Ablationsschlucht oder direkt auf den Gletscherkörper.
 Insbesondere sind hier die *Murufermoränen* auszusondern: Als Schuttliefergebiet für den Aufbau der Ufermoränen wurde bislang Steinschlagschutt der lateroglazialen Talflanken herangezogen, d.h. Forstverwitterungsschutt (SMALL 1987). Im Karakorum tragen jedoch Murgänge, die unmittelbar auf die Gletscheroberfläche abgehen, zur Ausbildung der Ufermoräne bei. Sie kommen speziell an den langen und etwas breiteren Firnkesselgletschern vor, deren Einzugsgebiet im unteren Abschnitt unvergletscherte Nebentäler einschließt. Der Ufermoränenaufbau ist in der Regel chaotisch. Das Ausgangsmaterial entstammt häufig von hochlagernden Moränen. Auslösend für die Murabgänge sind oftmals hochenergetische Schmelzwasserabgänge von Schneeflecken während stabiler Strahlungswetterlagen. Im Anfangsstadium enthalten die Murufermoränen Toteiskomplexe.
 Die Murgänge, die als Obermoränenmaterial enden (wie am Khurdopin-Gletscher), sind ausschlaggebend für die Ufertalbildung. Dieses Obermoränenmaterial wird im Laufe der Zeit durch Gletscheroszillationen der Gletscheroberfläche randlich wallförmig aufgeschüttet, aber nicht immer unmittelbar gegen die Talflanke, sondern auf randliches Eis, was an der Basis sukzessive weiter wegtaut.
- c) aus supraglazialen Sedimentablagerungen hervorgehen kann, die unmittelbar im Eis-Talflankenkontaktbereich durch fluviale Prozesse entstehen. Das Schmelzwasser kann aus den Nebental oder vom Gletscher selbst stammen. So können vom Gletscher umgelagerte Ufersanderbildungen Ufermoränen mit hohem Anteil an gerundetem Material hinterlassen.
- d) durch Unterschneidungen der lateroglazialen Sedimente, z.T auch der prä- bzw. interglazialen Talverfüllungen, vom Gletscher aufgenommen wird.

Genetisch können die Ufermoränen grob in „Ablationsufermoränen“ und in „geschüttete Ufermoränen“ (Eiskontaktkegel, Sanderufermoränen) unterteilt werden. Die Ablationsufermoränen gehen aus Seitenmoränen hervor, während die geschütteten Ufermoränen bereits in der Embryonalphase seitlich vom Gletscher abgelagert werden. Die folgende Aufstellung zeigt eine Übersicht der Ufermoränen im Karakorum, die teils nach der Genese, teils nach der Form ausgesondert worden sind.

- a) *Eiskontaktschutthalden (ice-contact scree / fan, vgl. EYLES 1979)*: Sie können die Initialform der abgesetzten Ufermoräne darstellen und zeigen eine gravitativ-bedingte Korngrößengradierung. Hierbei wird der supraglaziale Schutt durch Schüttungs- oder Abstreifungsprozesse lateral vom Gletscher abgelagert. Sie sind nur wenig konsolidiert und enthalten in der Regel kein Toteiskern. Sie können durch rein gravitatives Abrutschen oder Herunterfallen des Schuttes von der Eisoberfläche entstehen oder aber durch Abgleiten des Schuttgemischs in wassergesättigtem Zustand als *flow till*. Sie sind im Karakorum vornehmlich an den Blankeisgletschern anzutreffen (z.B. am Malungutti-Gletscher), an vorstoßenden Gletscherzungen im laterofrontalen Bereich (z.B. am Arandu-Gletscher) und an vereinzelt seitlichen Gletscherausbuchtungen (z.B. am Lupghar-Gletscher).
- b) *Stauchufermoränen (Aufpressungsufermoränen)*: Lateroglaziale Schuttablagerungen (supraglazialer Schutt, ältere Ufermoränenleisten oder Hangschutt) werden vom Gletscher seitlich bulldozerartig zusammengeschoben. Sie sind im Anfangsstadium als *supraglaziale Randwälle* vorzufinden. Die Lagerung der Gesteine ist dementsprechend chaotisch. Sie sind rezent in Bildung begriffen. Ihre Höhe übersteigt zumeist nicht 5 m. Die Stauchufermoränen sind unter den rezenten lateroglazialen Wallformen am weitesten verbreitet und befinden sich zumeist in der Übergangsphase von der Seiten- zur Ufermoräne. Oftmals sind mehrere Wälle parallel zueinander vorzufinden. Sie weisen einen sehr hohen Feinmaterialgehalt auf.

- c) *Satzufermoränen* / *Ablationsufermoränen*: Hügeliger, amorpher Ufermoränensaum (hummocky lateral moraine), der durch Austauen der Obermoräne entsteht und in entsprechend weiträumigen Talgefässen vorhanden ist. Die Satzufermoränen gehen unmittelbar aus supraglazialen Seitenmoränen hervor, wobei das unterlagernde Gletschereis im Zuge des seitlichen Gletscherrückzuges langsam ausschmilzt. Sie ist zu Beginn noch stark mit Toteis durchsetzt und vor allem im unteren Zehrgebietenbereich an den breiteren Karakorum-Gletschern vorzufinden. Besonders markant ist dieser Typ am Hispar- und Batura-Gletscher vertreten. Die Sortierung ist stark chaotisch und die Größe der Gesteinkomponenten variiert vom Feinmaterial bis zu über hausgroßen Blöcken.
- d) *Giebelufermoränen* (alpiner Typ): Sie besitzen einen asymmetrischen Aufbau mit steilem Innenhang (bis zu 70°) und einem flacheren Außenhang (in der Regel nicht steiler als 35°). Der anerodierte Innenhang ist zumeist vegetationslos, während die Außenhänge schütterten Bewuchs aufweisen.
- Prominentester Vertreter der Giebelufermoränen ist die *Sanderufermoräne*. Sie zählt zu den geschütteten Ufermoränen. Die Sanderufermoränen ähneln den Bortensandern im Gletscherfrontbereich. Diese durch Schüttungsprozesse gravitativer als auch glaziofluvialer Art aufgebaute Ufermoräne ist insbesondere an den schmalen Lawinenkesselgletschern unterhalb einer Höhe von rund 3600 m vorzufinden. Je nach dem Anteil der Schmelzwasserbeteiligung können sie in gravitativ-gradierter oder geschichteter Form vorliegen. Die Gesteinskomponenten sind somit an der distalen Hangpartie gradiert und auf der proximalen Hangseite treten parallel zur distalen Hangneigung eingeregelter Blöcke hervor. Vereinzelt sind Blöcke von bis zu Hausgröße in die Ufermoräne eingelagert. Die steilen Innenhänge weisen häufig ein engständiges, paralleles Runsenmuster auf. In heterogen zusammengesetzten Moränen sind Erdrippen und Erdpyramiden vorzufinden.
Die Sanderufermoränen sind zumeist weniger kompakt als Stauchufermoränen. Ufermoränenanlagerungen von Sanderufermoränen treten seltener auf. Die Sanderufermoränen sind die mächtigsten Ufermoränen und erreichen Höhen von bis zu 50 m. Sie sind bevorzugt an obermoränenreichen Gletschern anzutreffen, treten aber auch an Blankeisgletschern auf.
 - *Bogenufermoränen*: In der Frage nach der gletschertyp-abhängigen Moränenbildung konnte die Bogenufermoräne als Charakterform der Blankeisgletscher ausgesondert werden. An diesen Blankeisgletschern konnte eine besondere Form der Ufermoräne diagnostiziert werden, die „Bogenufermoräne“. Sie ist dem Typ der „Sanderufermoränen“ zuzuordnen und zeichnet partiell den wellenförmigen Verlauf der Gletscheroberfläche nach. Sie ist als Produkt der nur begrenzten Schuttlieferung von Blankeisgletschern anzusehen. Die Bogenufermoräne ist eine relativ junge Ufermoränenform und geht aus Eiskontaktschuttkegeln hervor.
Im Laufe der Zeit können die Bogenufermoränen im Zuge folgender Gletschervorstöße und einhergehender Schuttablagerungen in die „gestreckten durchgängigen Ufermoränen“ übergehen. Hierbei werden die Mulden in den Bogenufermoränenserien mit supraglazialem Schutt aufgefüllt. Die Bogenufermoränen bilden sich nur an obermoränenarmen Gletschern, an denen also eine kontinuierliche Schutzzufuhr durch reichliche Obermoränenbedeckung fehlt.
- e) *Buckelufermoränen* (vergleichbar mit dem Norwegen-Typ der Ufermoränen nach WINKLER 1996): Sie sind von ihrer Form her weitgehend symmetrisch aufgebaut und bevorzugt in den oberen Einzugsbereichen vorzufinden (> 4000 m). Ihre Textur ist großteils komponentengestützt. Zuweilen liegen sie als reine Blockmoränen vor. Der Feinmaterialgehalt ist vergleichsweise gering und die Zwischenmatrix sandig-kiesig. Sie können durch Stauchungsprozesse im eismarginalen Bereich, aber auch durch Austauprozesse im Sinne von Satzmoränen entstehen.

Hierbei ist anzumerken, dass die Rundkuppigkeit der Ufermoränen nicht als Kriterium für ein hohes Alter der Ufermoränen im Sinne von sukzessiven Verwitterungsprozessen herangezogen werden. Sie kann auch aus der nivalen Überformung sowie dem Austauen von einem Toteiskern hervorgehen. Vor allem aber kann selbst die hochaufragende Hauptufermoräne heute noch von Gletscherhochständen erfasst werden und damit erst jüngst überfahren und morphologisch überprägt worden sein. Damit spiegeln sie sehr frische Oberflächenformen wider (z. B. am Skambarish-, Pumari Chhish-, Yazghil-Gletscher).

Zwischen diesen Ufermoränentypen gibt es zahlreiche Übergangsformen. Als weitere markante lateroglaziale Formen treten die folgenden Erscheinungen auf:

Ufermoränenleisten: Als Degradationsform der Ufermoräne oder aber auch der Ufermoränenterrasse oder Hangmoräne sind Ufermoränenleisten prinzipiell an allen Gletschern an der ein oder anderen Lokalität vorhanden, speziell in den oberen Einzugsbereichen und an den Talflanken in schmalen Talgefäßen. Der Außenhang bzw. der Gegenabfall zur Talflanke fehlt häufig. Sie können als Degradationsform eines Eisrandtales vorliegen, aber auch als primäre Aufschüttungsform entstehen (insbesondere in den Hochlagen). Überkonsolidierte steilwandige und nicht zerrunzte Moränenleisten gehen oftmals auf die mehrfache Überfahrung des Gletschers zurück.

Pseudo-Doppelfufermoränenwälle (Protalus rampart-Kombination): In den oberen Einzugsbereichen sind nival geformte und überformte Ufermoränen vertreten. Hier sind die alpinen, rundkuppigen Ufermoränen dominant (z.B. am Buattar-Gletscher).

Zum nivalen Formung der Ufermoränen in den Eisrandtälern lässt sich feststellen, dass in den lateroglazialen Depressionen ab einer Höhe von 3700 m Schneeflecken auch im Sommer vorzufinden sind. Allerdings ist die Verbreitung perennierender Schneeflecken in den Eisrandtälern flächenmäßig recht gering. Zumeist sind die höchsten Eisrandtäler noch so niedrig gelegen, dass der Schnee zumindest im August / September schmilzt. Der obere, höhenwärtige Bereich der Eisrandtäler ähnelt den alpinen lateroglazialen Sedimentationskomplexen. *Eiskernufermoränen* dürften zumeist in Höhenlagen von über 4000 m anzutreffen sind oder aber auch in jüngst enteisten Moränenfassungen und hier auch in den tieferen Höhenlagen vorzufinden.

Modifikationen der Ufermoränenfassung

Die Hauptufermoräne wird durch postsedimentäre Prozesse umgestaltet. Insbesondere Ufermoränen-durchbrüche sind häufig vorzufinden. Diese können u.a. durch extramoränale Seen (supraglaziale Randseen am Ufermoräneninnenhang) verursacht werden. Auf der linken Malungutti-Gletscherseite befindet sich aktuell ein supraglazialer See mit einer Längserstreckung von 20 Metern. Die Seeoberfläche liegt nur wenige Meter unterhalb des schmalen und erosionsanfälligen Ufermoränenfirstes. Eine Entwässerung des Sees in das Eisrandtal wird mit zunehmender Durchtränkung der Ufermoräne immer wahrscheinlicher. Diese Ufermoränendurchbrüche können Wegbereiter für das seitliche Ausbrechen einer Filialgletscherzunge sein. Am distalen Ufermoränenhang werden die Ufermoränen insbesondere an Verengungen der Eisrandtäler durch den Eisrandtalbach eingeschnitten.

6.5 Ergebnisse der Korngrößenanalyse von ausgewählten lateroglazialen Sedimentformen

Es wurden insgesamt 85 Sedimentproben von lateroglazialen Sedimenten im Gelände geborgen. Bei einem Großteil der Ablagerungen im lateroglazialen Raum handelt es sich um resedimentiertes spätglaziales Moränenmaterial. Dementsprechend polymikt sind die lateroglazialen Sedimente aufgebaut. In den unteren Ufermoränenaufschlüssen sind häufig facettierte Blöcke in einer dichten Matrix eingebettet. Die Anteil der zugerundeten Gesteinskomponenten in den Ufermoränen ist recht hoch (kantengerundet bis gerundet). Das verwundert nicht, wenn man die oben aufgezeigten Umlagerungsprozesse in die Ufermoränengenese miteinbezieht (Spätglaziale Hangmoräne → Murverlagerung → Obermoränenmaterial → Dumping Prozesse → Ufermoräne).

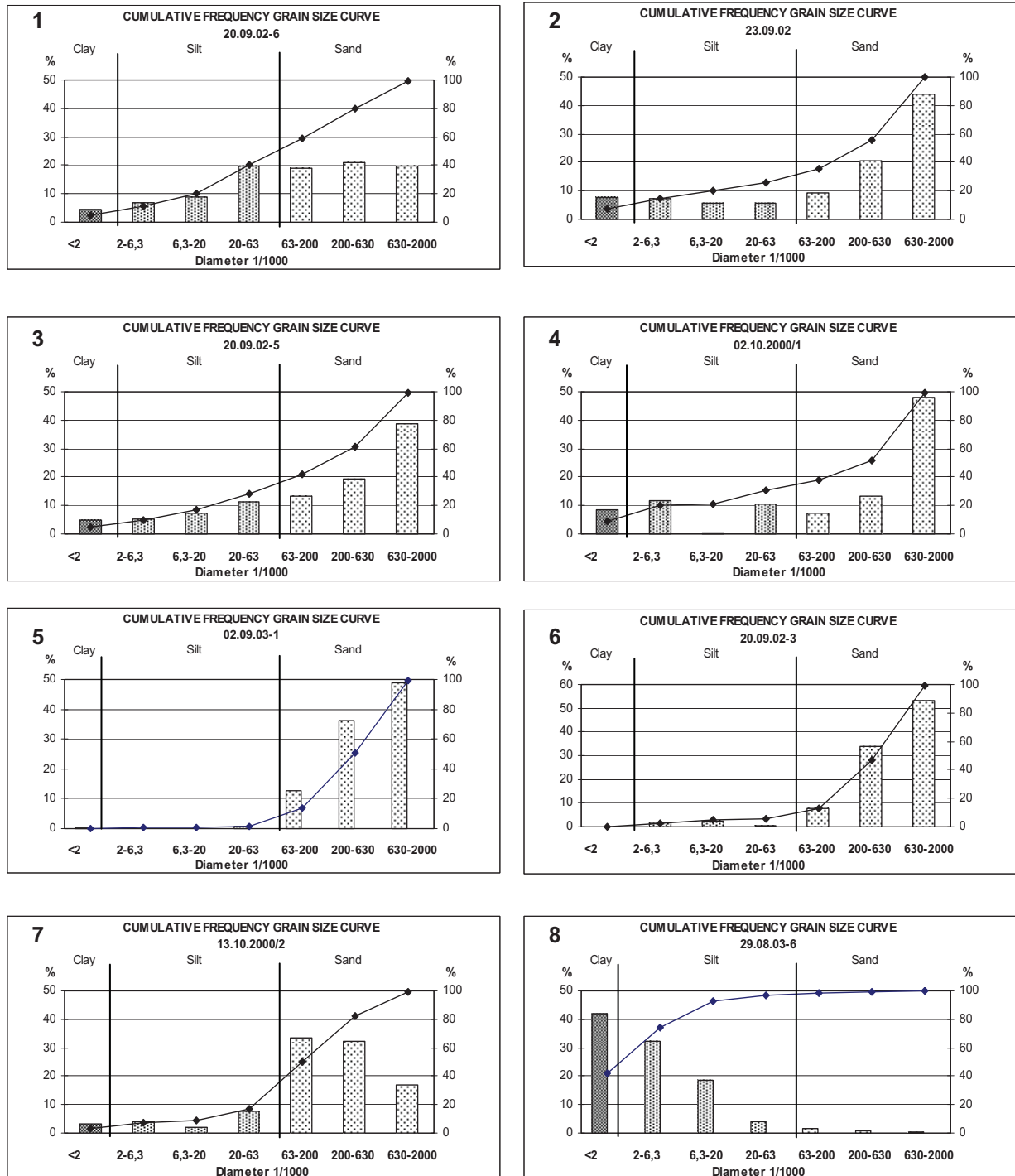


Abb. 6.5: Exemplarische Korngrößen diagramme für **1** Schwemmfächer Sokther Rabot 3380 m **2** Murkegel Baba Ghundi 3530 m **3** Grundmoräne Karambar-Tal 3400 m **4** Erdpyramide Urtum-Tal 3700 m **5** Obermoräne Kit-ke-Jerav-Gletscher 4010 m **6** fluviale Terrasse Karambar-Tal 3750 m **7** Ufermoräneninnenhang (Ghulkin-Gletscher 2800 m) **8** Seesedimente Chapursan-Tal 3385 m

Die Probe (1) wurde im distalen Bereich eines Schwemmfächers entnommen. Sie zeigt ein breites Korngrößenspektrum auf, wobei der Feinmaterialgehalt entsprechend der mit zeitweise hohen Transportenergien versehenen Bachläufen relativ gering ist. Die Probe des Murkegels, der sich zum Teil aus resedimentierten Moränenmaterial zusammensetzt, weist bereits ein höheren Feinmaterialgehalt auf, die Siltfraktion tritt in den Hintergrund, während bei den raschen Murschüben auch größere Korngrößen weit transportiert werden. Die Korngrößenlinie der Grundmoräne (3) zeigt einen konkaven Verlauf und ist, wie für dieses glazigene Sediment typisch, schlecht sortiert. Die Erdpyramide (4) weist möglicherweise auf ausgewaschenes Grundmoränenmaterial hin, bei der die Mittelsiltfraktion gänzlich fehlt. Eine sehr gute

Sortierung zeigt die Obermoräne (5), bei der die Sandfraktion die Korngrößenzusammensetzung eindeutig bestimmt. Ein ganz ähnliches Korngrößenspektrum weist die Probe (6) der fluvialen Terrasse auf, die aber noch einen geringen Siltgehalt beinhaltet. Ufermoränen (7) sind in ihrer Korngrößenzusammensetzung sehr unterschiedlich aufgebaut. In dieser Probe liegt der Peak ebenfalls in der Sandfraktion. In den Eisrandtälern sind häufig Seesedimente (8) eingeschaltet. Sie zeigen mit über 40% ein deutliches Maximum in der Tonfraktion.

Generell lässt sich festhalten, dass sich die Textur der Ufermoränen von den oberen Einzugsbereichen nach talaufwärts wie folgt ändert: In den höchsten Ablagerungsregionen (4500 m) ist der Grobblockanteil der Ufermoränen relativ hoch. Der Aufbau der Ufermoränen ist in großen Teilen komponenten-gestützt, jedoch handelt es sich nicht um reine Blockmoränen (wie die Norwegen-Ufermoränen). In den Hochlagen können die Ufermoränen solifluidal überarbeitet sein. Von den klimatischen Voraussetzungen her sind die Ufermoränen in der vertikalen Höhenstufung einem großen Niederschlagsgradienten ausgesetzt. Während in den oberen Einzugsbereichen Niederschläge bis über 1000 mm niedergehen, nehmen sie zu den Tieflagen hin rapide ab und betragen in 3000 m gebietsweise nur noch 130 mm/Jahr. Hier finden kaum pluviale Auswaschungsprozesse statt. Andererseits ist hier der gletscherseitige Schmelzwassereintrag in Bezug auf den Sedimenttransfer auf supra- oder englazialem Wege in die Ufermoränenbereiche am höchsten.

Die Ufermoräneninnenhänge weisen in der Regel keinen deckenden Vegetationsbesatz auf. Die Farbgebung ist entsprechend der geringen Oxidation der erst jüngst freigelegten Aufschlüsse zumeist hellgrau- bis leicht hellbraun. Der Humusanteil liegt bei dem Großteil der Proben unter 1%.

Zur Korngrößenanalyse des Feinsediments wurde die kombinierte Sieb- und Pipettanalyse nach KÖHN angewandt. Die Ergebnisse sind als Histogramm und Summenkurve dargestellt (siehe Fallbeispiele in der regionalen Beschreibung sowie Abb. 6.5). Darüber hinaus wurde der Kalkgehalt des Sediments nach SCHEIBLER bestimmt. Ferner wurde die Fingerprobe im Gelände angewandt.

Im Feinsedimentbereich zeigen die Ufermoränen häufig eine Dominanz im Sandbereich auf. Der fluviale lateroglaziale Sedimenttransfer durch Schmelzwasserabgänge im Gletscherrandbereich spielt bei der Formation der Ufermoränen eine Rolle. Die Summenkurven älterer lateroglazialer Sedimente, die in Form von hochlagernden Moränendeponien an den Talflanken überliefert sind, weisen einen diagonalen Verlauf auf, der für sich an die typische Verteilungskurve von Geschiebelehm anlehnt. In den Hochlagen (> 4000 m) dominieren die Blockmoränen, bei der die Feinmatrix oftmals stark in den Hintergrund tritt. Hier können aber die Ufermoräne teilweise auch durch Ufersander aufgebaut werden und zeigen ebenfalls einen Peak im Feinsandbereich. Die Sortierung der Ufermoränen wird talabwärts tendenziell schlechter, wobei der pelitische Anteil prozentual oftmals zunimmt. Die Stauchufermoränen sind vergleichsweise feinmaterialreich und zeigen in der sedimentologischen Zusammensetzung kaum einen glazifluvialen Einfluss. Die Sanderufermoränen hingegen weisen einen deutlich höheren Anteil in der Fein-Mittelsandfraktion auf. Ufermoränenaußenhänge, die jüngst durch supraglaziale Schmelzwässer überarbeitet wurden, zeigen einen sehr hohen Anteil an Fein- und Mittelsand von bis zu 50%. Dies ist insbesondere bei den stark laminierten Ufermoränen der Fall. Die Tonfraktion ist in einigen Abschnitten der Sanderufermoränen gänzlich ausgewaschen. Bei den endmoränennahen Ufermoränen ist ein sekundäres Maximum im Tonbereich zu verzeichnen, während im laterofrontalen Bereich der Ton zum Teil durch Auswaschungsprozesse ausgespült wird und der Feinsandanteil wieder dominiert. Die Ufermoränen sind insbesondere oberhalb der Einmündung von Kamekegeln in das Ufertal mit Seesedimenten verfüllt. Hier sind auch die ansonsten sehr grobkörnigen Ufermoränenaußenhänge im distalen Bereich mit sehr feinkörnigen Sedimenteingelagerungen vermischt.

Generell lässt sich feststellen, dass der eher schwachkurvige Verlauf der Summenkurven die vielfache Resedimentation des Schuttes widerspiegelt. Der Tonanteil ist allerdings mit durchschnittlich 5% und weniger auffallend gering. Im Grobskelettanteil wird deutlich, dass die Ufermoränen mit zunehmender Transportdistanz feinkörniger werden.

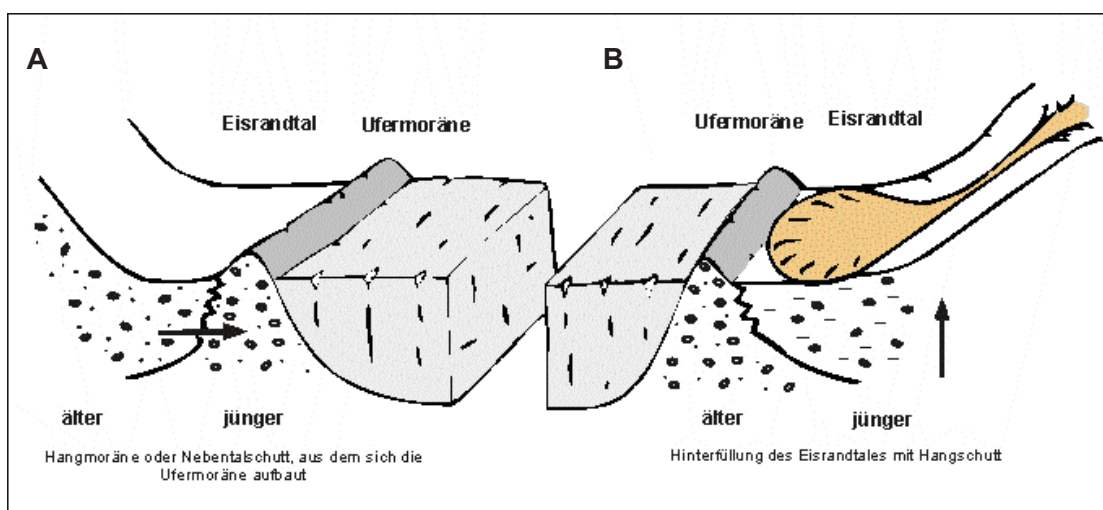
6.6 Alterseinordnung der lateroglazialen Sedimentationskomplexe

Die Einordnung der lateroglazialen Landschaftsformen erfolgte auf relativem Wege mit den glazialhistorischen Entwicklungsstadien und deren Formschatz als Basis. Die lateroglazialen Landschaftsformen wurden in ihrer Lagebeziehung zu den älteren Vergletscherungsstadien zeitlich zugeordnet (Abb. 1.2). Die im Folgenden vorgeschlagenen Lateroglazialstadien (Abb. 6.7) liefern ein erstes Korsett für die zeitliche Einordnung der Eisrandtalformationen an den Karakorum-Gletschern, die durch eine breite empirische Datenbasis gewonnen werden konnten. Weiterführende Forschungsarbeiten könnten mit dem Einsatz absoluter Datierungsmethoden sukzessive die Einhängung dieser relativen Chronologie in die absolute Zeitskala gewährleisten.

Das Alter der Eisrandtäler kann eingegrenzt werden, in dem sie jünger als die hangaufwärtigen Moränenhangverkleidungen sein müssen, aber älter als die subrezenten gletscherseitigen Uferbildungen. Prinzipiell breiten sich die Eisrandtäler mit fortschreitender Deglaziation und damit steigender Schneegrenze in talaufwärtige Richtung hin aus und sind zu den talaufwärtigen Eisrandtalansätzen am jüngsten. Wenn der Gletscher in einem Talgefäß über die derzeitige Lateralmoränenfassung vorstößt, können aber auch in weiter talabwärts gelegenen Gletscherabschnitten die jüngsten Eisrandtäler aufgebaut sein.

Wenn erst einmal ein breites Eisrandtal mit einer hohen Ufermoräne ausgebildet ist, bleibt die Schuttkörpersituation in dem Eisrandtal über lange Zeit stabil. Die Hangschuttkörper werden durch den Ufermoränenwall und den breiten Ufertalboden von Unterschneidungen des Gletschers abgeschirmt. Es erfolgt im Weiteren eine Kanalisation des Gletschers durch die Moränenfassung und jüngere Gletschervorstöße bewegen sich bevorzugt innerhalb der vorgegebenen Moränenwanne des Gletscherhöchststandes. Gletscherschwankungen sind zumeist schwer ablesbar, da die Ufermoräneninnenhänge durch das Gletschereis permanent unterschritten werden und ältere Moränenstände eliminiert werden. Besser eignen sich die Ufermoränenanlagerungen, wie am Malungutti-Gletscher, an dem die individuellen Gletschervorstöße durch die korrespondierenden Moränenstände akribisch belegt werden können.

Die Altershierarchie zwischen Ufermoräne und hinterfülltem Eisrandtalboden ist allerdings nicht fixiert. Die Ufermoräne kann sowohl jünger als auch älter als die distal angelagerten Sedimente sein, je nach dem, ob sich die Ufermoräne aus resedimentiertem Hangschuttmaterial rekrutiert oder ob das Ufertal durch die Hangschüttungen zusedimentiert wird (Abb. 6.6). Im ersten Fall schließen sich an ältere lateroglaziale Sedimente, die bei reduzierter Gletscherbreite zur Ablagerung kamen,



- A) Die Ufermoräne baut sich aus umlagertem Hangmoränenmaterial auf.
 B) Es erfolgt erst die Ablagerung der Ufermoräne durch den Gletscher und das Eisrandtal wird durch Nebentalsedimente oder Hangschutt aufgefüllt.

Abb. 6.6: Altersstellung von Ufermoräne und den Sedimenten im Eisrandtal

eine jüngere Ufermoräne an, die z.B. durch eine Gletscheraufhöhung entstanden sein kann. Wie bereits ausgeführt sieht v. KLEBELSBERG (1948: 300ff.) die Ufersander innerhalb der Ufertäler als terrassenförmige Erosionsreste interglazialer Taleinschotterungen an. In eine ähnliche Richtung weisen die Gedanken von WORKMAN (1905: 253), der die Ufertäler als zusammengesetzte Form aus einem älteren Terrassenrest und darauf eingestellter Ufermoräne betrachtet. In diesen Fällen wäre also die Ufermoräne jünger als die Ufertalfüllung, wohingegen die alternative Auffassung ist, dass es zuerst zur Ufermoränenbildung kommt und dann die sukzessive Aufschotterung in dem Trennungshohlraum zwischen Felsflanke und Ufermoräne stattfindet. Im zweiten Fall ist die Ufermoräne älter als die angeschlossenen Sedimente. Das Ufermoräental wird sukzessive mit jüngeren Sedimenten aufgefüllt. Die Ufermoränenbildung kann sich auch nahezu synchron mit der Eisrandtalbildung vollziehen, wenn sich ein Gletscher in das Talgefäß hineinschiebt, es aber nicht ganz ausfüllt.

Auf der Grundlage der im regionalen Teil vorgestellten lateroglazialen Sedimentabfolgen an 43 Gletschern konnte die folgende zeitliche Chronologie für den Karakorum erstellt werden (Abb. 6.7). Die Lateroglazialstadien wurden, wie im empirischen Teil ausgeführt, nach den jeweiligen Schlüsselokalitäten benannt. Die Rekonstruktion erfolgt anhand der im sedimentären lateroglazialen Bereich vorgefundenen Gletscherpegel und nicht anhand der tiefsten Eisrandlagen oder obersten Schliftgrenzen. Die Höhenangaben der lateroglazialen Sedimente sind aufgrund der Erosion dieser Sedimente zwangsläufig als Mindestmächtigkeiten der vorzeitlichen Gletscher zu verstehen. Die jüngere Gletschergeschichte wird auf der Basis von Ufermoränenanlagerungen und -überschüttungen eingeordnet.

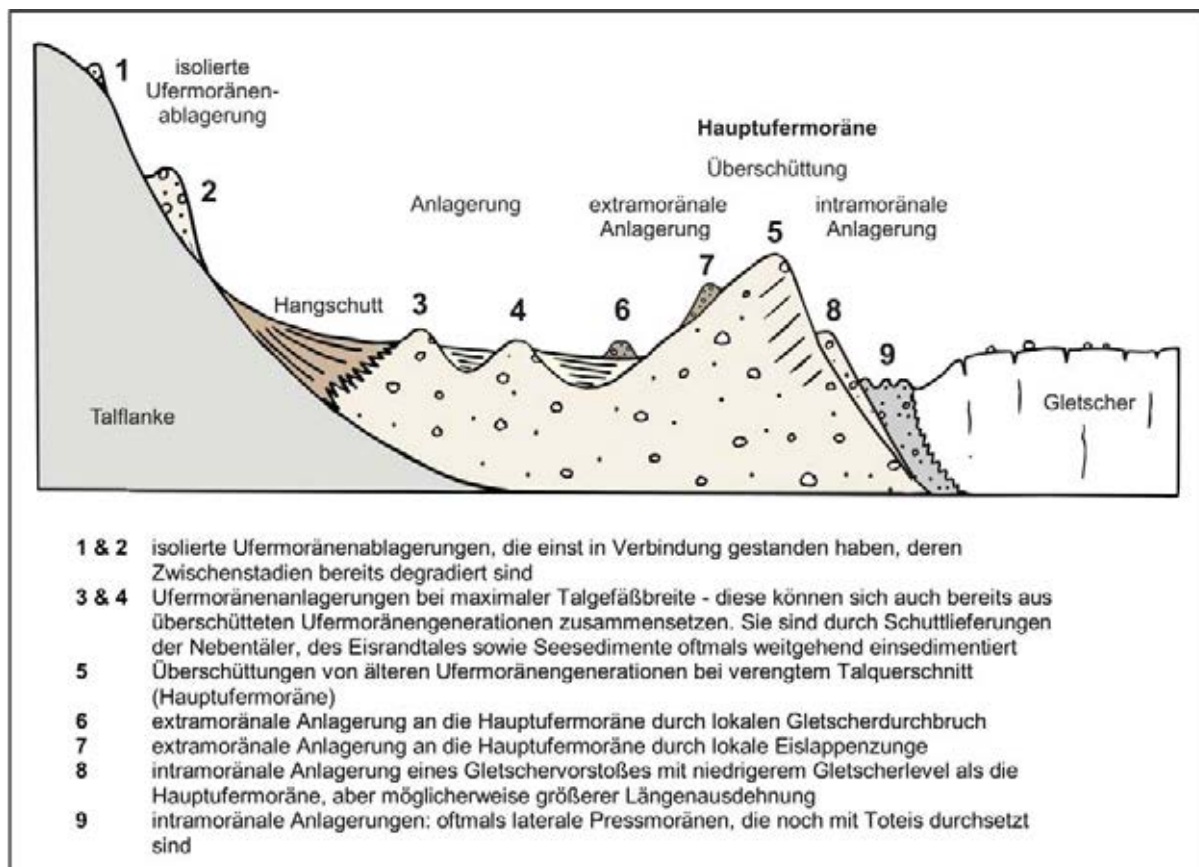
Hierbei gilt im Karakorum zu beachten, dass Gletschersurges und historische Gletschervorstöße oftmals das Ausmaß neoglazialer Gletschervorstöße erreichen oder sogar deren Reichweite übertreffen können. Eine Chronologie, die auf Schneegrenzabsenkungswerten und auf der vorzeitlichen horizontalen Gletscherreichweite basiert, kann daher für den Einzelfall in ihrem Aussagewert problematisch sein. Als älteste Zeugen der Eisrandsedimentformationen sind Ufermoränenwälle bis zu über 800 m über der heutigen Gletscheroberfläche vorzufinden und werden durch das Yazghil-Stadium repräsentiert. Die Yukshin Gardan-Phase bezeichnet die zugehörige Vergletscherungs- und Deglaziationsphase. Die hier abgelagerten Hangmoränen bilden das Ausgangsmaterial zur späteren Eisrandtalbildung. Das Girgindil-Stadium markiert einen weiteren langzeitigen Gletscherpegel, bei dem es auch zur initialen Ausbildung von Podestmoränen in den Nebentälern gekommen sein kann. Das Girgindil-Stadium könnte den Übergang von spät- zu postglazialer Vergletscherungsphase einleiten. Neben der im Karakorum bekannten Hauptufermoräne („Große Ufermoräne“ nach KICK 1956) ist eine weitere markante, aber ältere isolierte Ufermoränengeneration, die im distalen Bereich der Hauptufermoräne innerhalb des Eisrandtals abgelagert ist, auszusondern (Kap. 4.2). Diese ältere Ufermoränengeneration, die oftmals mehrere Wälle umfasst, ist von geringerer Höhe als die Hauptufermoräne und wird durch die Ablagerungen des Eisrandtals sukzessive einsedimentiert (Bitanmal-Stadium). Sie lugt zumeist nur noch wenige Meter aus diesen heraus (z.B. am Kunyang Chishh-, Hispar-, Koz Yaz- und Khurdopin-Gletscher). Sie ist nur in entsprechend weiträumig gestalteten Eisrandtälern vorzufinden, die sich progressiv im Zuge des Gletschermassenschwundes ausgedehnt haben. Die zweite Hauptufermoräne zeichnet die historisch bis neoglaziale schmalere Ausdehnung der Eisrandtäler nach und entspricht der KICKschen Großen Ufermoräne. Vermutlich erfolgte eine Verbreiterung der Eisrandtäler vom späten Neoglazial an bis hin in historische Zeit. Dabei kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass im Karakorum die Gletscher vorzeitig ein kleineres Ausmaß einnahmen als dies heute der Fall ist. Damit könnten die Eisrandtäler in Gletscherschwundphasen eine Breite erreicht haben, die die heutige bereits überschritt. Im Anschluss an die Hauptufermoränenablagerung erfolgte eine weitere Gletscherhochstandsphase, in der die Eisrandtäler wieder gletscherseitig erodiert wurden bzw. durch die Aufschüttung der heutigen Hauptufermoräne eingeengt wurden. Die Aufschüttung der Hauptufermoräne, die auch die Höhe der älteren Ufermoränenwälle überragt, hat die Gletscher in jüngerer Zeit mehr kanalisiert. Gletscherstadien, in dem die Gletscher ehemals kleiner, d.h. insbesondere schmaler waren als heute oder der vorhergehende Gletscherstand, spielen für die Ausbildung der Eisrandtäler eine bedeutende Rolle, da dies die Gunstzeiten der Sedimentation in den lateroglazialen Bereichen waren. Diese Phasen könnten z.B. vor dem Hochstand des Little Ice Ages gelegen haben (zwischen Post-Malungutti- und

Yazghil-Stadium:	Relikte Ufertäler, nur geringe Sedimentation in die spätglazialen Eisrandtäler, da ein Grossteil der angeschlossenen Einzugsgebiete nur wenig über die Gletscheroberfläche hinauftraf und zudem vergletschert war, so dass keine Schuttlieferung erfolgte; Mindestmächtigkeit der Gletscheroberfläche rund 700 m – 1000 m über der heutigen Gletscheroberfläche <i>Locus typicus: Konfluenz Yazghil-Shimshal, Biafo-Braldu</i>
Yukshin Gardan-Stadium:	Deglaziation, Einsinken der Gletscheroberfläche und Freilegung der Hangmoränen, die zum Teil das Ausgangsmaterial für die heutigen Eisrandtäler bilden, Gletscherpegel noch bis zu 800 m über der heutigen Gletscheroberfläche <i>Locus typicus: Yukshin Gardan-Gletscher bei Chongdiatk Konfluenz Yishkuk-, Kit-ke-Jerav-Gletscher</i>
Girgindil-Stadium:	Langzeitiger Gletscherpegel im Übergang vom Spät- zum Postglazial, Ablagerung von Sedimentkegeln in die seinerzeitigen Eisrandtäler, Einsetzen der Erosion der Hangmoränen, Gletscherpegel bis zu 300 m über der heutigen Gletscheroberfläche, Anlage von Podestmoränen an den tributären Gletscher <i>Locus typicus: Barpu-Gletscher bei Girgindil</i>
Post-Girgindil-Stadium:	Einsinken der Gletscheroberfläche und Beginn der Sedimentation in die heute überlieferten Eisrandtäler, Resedimentation der Hangmoränen und Schuttlieferung aus den Nebentälern, Beginn der Hauptufermoränenbildung, Gletscheroberfläche bis zu 150 m oberhalb der heutigen Gletscheroberfläche <i>Locus typicus: Kukhil am Batura-Gletscher</i>
Bitanmal-Stadium:	Ausbildung der ersten, noch überlieferten prägnanten Ufermoränenfassung, an die später die höhere Hauptufermoräne des Batura-Stadiums an der proximalen Ufermoränenseite angelagert wurde. Heute ist sie zum Teil bereits gänzlich durch Eisrandtalablagerungen eingesedimentiert worden. <i>Locus typicus: Bitanmal am Hispar-Gletscher, Buattar-Gletscher</i>
Batura-Stadium:	Ausbildung der Hauptufermoräne, die gletscherseitig an die Ufermoräne des Bitanmal-Stadiums angelagert ist und sie überragt, Hauptsedimentationsphase in die heutigen Eisrandtäler durch Nebentalschuttlieferung und Resedimentation der spätglazialen Hangmoränenverkleidung <i>Locus typicus: Fatmahil am Batura-Gletscher</i>
Malungutti-Stadium:	Erneuter Gletscherhochstand, weiterer Aufbau der Hauptufermoräne, Ausbildung der Filialzungenbecken, (Rückzugs-) Moränenstufen in den Filialzungenbecken <i>Locus typicus: Malungutti-Gletscher</i>
Post-Malungutti-Stadium:	Weiterer Aufbau der Hauptufermoräne und partielle Schließung der Filialzungenbecken durch Ufermoränenanlagerung. Im Anschluss möglicherweise kleinere Gletscherausdehnung als heute (lokale Informationen) <i>Locus typicus: Malungutti-Gletscher</i>
Hinarche-Stadium:	Erneuter Gletschervorstoß, insbesondere der transversalen Gletscher seit mindestens Mitte des 19. Jhds. bis Anfang des 20. Jhds., Überschüttung der Hauptufermoräne und Ausbildung von Eislappenmoränen und kleinen Filialzungen in den Eisrandtälern <i>Locus typicus: Hinarche-Gletscher</i>
Pumari Chhish-Stadium:	Uneinheitliches Bewegungsmuster der Gletscher im lateroglazialen Bereich abhängig von Topographie und Gletschertyp. Tendenzen: Seit rund 1920 / 1930 Ufermoränen Degradation durch Einsinken der Gletscheroberfläche, die 5 – 200 m unter dem Ufermoränenfirst liegt, rezente proximale Ufermoränenanlagerung sowie proximale Ufermoränendurchbrüche durch seitlich ausufernde Eislappenlappen sowie distale Durchbrüche durch fluviale Einschneidungen, Surgeartige Vorstöße im 20. Jhd. von mehreren Kilometern Reichweite, kurzzeitige Gletscherpegelschwankungen von bis zu 70 m <i>Locus typicus: Pumari-Chhish-, Yukshin Gardan-, Hassanabad-Gletscher</i>

Abb. 6.7: Lateroglazial-Chronologie der Vergletscherungsstadien im Karakorum

Hinarche-Stadium). Das Hinarche-Stadium markiert die historischen Gletscherschwankungen des Little Ice Ages und das Pumari Chhish-Stadium die neuzeitlichen Gletscherpegelschwankungen. Die hier vorgestellte relative Grobeinordnung möchte ein Grundgerüst für weitere relative und absolute Datierungen liefern.

Die Einordnung lateroglazialer Sedimente kann nicht nur aufgrund der Höhenlage über dem rezenten Gletscher oder der relativen räumlichen Lage zu einer Referenzufermoräne, wie der Hauptufermoräne, erfolgen. Wie in Abb. 6.8 dargestellt, kann nicht von einer Abfolge ausgegangen werden, die vom Talhang zum Gletscherkörper sukzessive jünger wird. Jüngere Gletschervorstöße können breitere Ausmaße gehabt haben, als ältere. Bei Nr. 6. & 7 handelt es sich in Abb. 6.8 um lokale Ufermoränenwälle, die durch Eislappen- oder Filialgletscherzungen abgelagert wurden. Die Ufermoränenwälle Nr. 8 & 9 können auch das gleiche Alter besitzen, wenn es sich um en bloc Absackungen handelt. Es sind bei der zeitlichen Einordnung immer die topographischen Verhältnisse des Gletscherumfeldes zu berücksichtigen. An manchen Gletschern, insbesondere an den schmalen Lawinenkesselgletschern, sind ein Großteil der Gletscherschwankungen und der entsprechenden Stadien großteils in der Hauptufermoräne inkludiert, während sie an Gletschern mit – für die zeitliche Rekonstruktion - günstigeren Ablagerungsbedingungen in vielfältigen, prononcierten Einzelwällen oder Überschüttungshorizonten zu Tage treten können. Somit ist es prinzipiell zumeist nicht möglich, nur anhand der Lagebeziehung und Form der Wälle in Beziehung zum rezenten Gletscher eine zeitliche Einordnung der Landschaftsformen zu treffen. Je nach Gletschertyp und den topographischen Bedingungen im Talgefäß kann die Hauptufermoräne sowohl das ganze Spektrum der Stadien Batura bis Pumari Chhish erfassen oder aber auch nur einen Hochstand eines Gletscherstadiums repräsentieren, wobei bei letzterer Variante nahe gelegt werden muss, dass sie einen alten Kern besitzt. Ältere multiphasige Ufermoränenwälle und -sequenzen können durch die Ablagerungen eines einzigen Gletscherhochstandes komplett überschüttet worden oder aber auch zuvor gänzlich ausgeräumt worden sein. Ufermoränenausstülpungen oder Filialzungenbecken, die aus der Hauptufermoräne hervorgehen, müssen deshalb nicht zwangsläufig dasselbe Alter besitzen (Kap. 5.2).



L. Iturrizaga

Abb. 6.8: Lateroglaziale Serie in den Eisrandtälern des Karakorum

Die Filialzungenbecken wurden als eine zeitliche Leitform im lateroglazialen Bereich identifiziert. Allerdings gilt dabei zu beachten, dass seitliche Gletscherausbrüche und –ausweitungen sich sehr individuell an den einzelnen Gletschern – je nach der topographischen Situation, insbesondere der Kanalisation der Ufermoränenfassungen durch das Talgefäß - vollziehen können und keiner generellen klimatischen Abkühlung bedürfen. Somit müssen die Filialzungenbecken an verschiedenen Gletschern nicht zwangsläufig gleich alt sein.

Absolute Datierungen

Für eine zuverlässige absolute Altersdatierung der Ufermoränen als Teil der Eisrandtäler ist die Kenntnis ihrer Genese eine Grundvoraussetzung. Allerdings gestaltet sich diese genetische Rekonstruktion aufgrund der Vielfalt der Schuttliefergebiete und der hohen Morphodynamik im Eisrandbereich oftmals schwierig. Wie im regionalen Teil ausgeführt setzen sich die Eisrandkomplexe zu einem erheblichen Teil aus den Schuttlieferungen der Nebentäler zusammen. So ist es möglich, dass die Ufermoränen soweit zurückerodiert wurden, dass bereits Sedimentationslinsen bzw. -aufschlüsse und vor allem organisches Material aus den tributären Ablagerungen freigelegt werden, die im heute anstehenden Ufermoräneninnenhang zu Tage treten. Des Weiteren sind Umlagerungs- und Zulieferungsprozesse durch unmittelbare Hangschuttlieferungen in die Ufermoräne bei einer Altersdatierung nicht zu vernachlässigen. Hinzu kommt, dass das Vorkommen fossiler Hölzer an den Innenhängen der Ufermoränen im Karakorum recht selten ist. So liegen bis dato auch nur vereinzelt Datierungen vor (RÖTHLISBERGER 1986). Von der Verfasserin wurden in dieser Arbeit ¹⁴C-Datierungen der Ufermoränen am Momhil- und Lupghar-Gletscher durchgeführt, die ein historisches Alter von 1480 +/- 30 ¹⁴C Jahre am Momhil und von 800 +/- 45 ¹⁴C Jahren am Lupghar-Gletscher ergaben (Kap. 4.4.6 & 4.4.7). Die Datierungen bestätigen die schon von KICK (1956) publizierte Annahme, dass die Ufermoränen einen alten Kern besitzen und jüngere Ablagerungen darauf abgelagert wurden. Um eine absolute Glazialchronologie aufzustellen, bedarf es noch einer wesentlich größeren Datenbasis, die im Zuge zukünftiger Forschungsprojekte erweitert werden könnte.

Gletscheroszillationen und die Überprägung der Hauptufermoräne

RÖTHLISBERGER (1986) führt Beispiele für Karakorum-Gletscher an, deren Ufermoräne in den letzten 4000 Jahren oder länger nicht mehr überschüttet wurde. Er geht davon aus, dass zum Beispiel der rechte Ufermoränenfirst des Hinarche-Gletschers seit einigen tausend Jahren nicht mehr von jüngeren Gletscherständen erreicht wurde (RÖTHLISBERGER 1986: 86). Die eigenen Geländebeobachtungen zeigen allerdings, dass Oberflächenschwankungen von 70 m und mehr in diesem Jahrhundert durchaus vorkommen und die Hauptufermoräne selbst noch in jüngster Zeit, d.h. Ende des 20. Jhds. von Gletschern überfahren und überschüttet wurde (z.B. Yukshin Gardan 1980, Pumari Chhish 1989, Khurdopin 1997). Dies ist nicht nur an den kürzeren, bewegungsaktiven Lawinenkesselgletschern der Fall, sondern auch an den eher stationären, bis zu 50 km langen Gletscherströmen. Auch die Befragungen der Almhirten, die die Gletscher zum Erreichen der Almgebiete queren müssen, ergaben, dass beträchtliche Gletscheraufhöhungen und damit verbundene Spaltenbildung, das Passieren in jüngster Zeit verunmöglichten. Bei den üblichen Satellitenbilddatenauswertungen zur Massenbilanzänderungen der Gletscher können diese vertikalen Gletscherschwankungen nur schlecht erkannt werden.

Im Rahmen der Untersuchung der lateroglazialen Bereiche der Gletscher konnten insbesondere rezente Gletscherschwankungen gut erfasst werden. Die individuellen Gletscherschwankungen wurden in dem regionalen Teil ausgeführt. Dabei ist festzustellen, dass der Einfluss der Gletscherschwankungen über die letzten 100 Jahre auf die Morphologie der Eisrandtäler insgesamt gesehen relativ gering in Relation zu der morphologischen Prägung durch die geomorphologischen Prozesse der Nebentäler ist. Die sehr unterschiedliche Länge der Karakorum-Gletscher von einigen Kilometern bis zu mehreren Dekakilometern birgt zwangsläufig ein asynchrones Reaktionsmuster der Gletscherzungenenden auf Klimaschwankungen in sich. Allein aus der Form des Zungenendes auf das

Gletscherbewegungsverhalten zu schließen, ist im Karakorum wenig aussagekräftig (VISSER 1938: 194). Die hohen Einstrahlungswerte im Hochsommer lassen die Gletscherzungen so flach abschmelzen, dass ein Rückzug des Gletschers suggeriert wird. Hinzu kommt das wogenförmige Fließverhalten der Gletscher (kinematische Wellenberge).

Ferner bedingt die räumliche Kammerung der Talschaften eine lokal unterschiedliche Feuchtigkeitszufuhr. Die kurzen und einstromigen Lawinenkesselgletscher reagieren sehr unvermittelt und oftmals in surgeartigen Vorstößen auf klimatische Schwankungen (z.B. Pumari Chhish, Hassanabad) und sind nicht repräsentativ. Dies trifft insbesondere auf die Nebengletscher des Hispar-Gletschers zu. Die langen Firnkesselgletscher hingegen verhalten sich wesentlich träger.

6.7 Die aktuelle Situation der Eisrandtäler: Konstruktive und destruktive Eisrandtäler - Aufbau und Degradation

Im Gegensatz zu den stabilen Ufermoränenkomplexen in den Alpen und zum Teil auch im Himalaya zeigen die Karakorum-Gletscher ein sehr aktives lateroglaziales Sedimentationsumfeld, das sowohl durch gletscher- als auch hangseitige Transformationen geprägt ist. Die Morphodynamik in den Eisrandtälern ist vergleichsweise hoch. Entlang aller bearbeiteter Karakorum-Gletscher ist die aktuelle Zerstörung der lateroglazialen Uferbildungen dominant. Tab. 6.1 faßt die hypsometrische Verbreitung der lateroglazialen Schuttkörper sowie der dominanten Schuttliefertypen im lateroglazialen Bereich zusammen.

Die Mehrzahl der Gletscher liegt tief eingesunken in ihrer Ufermoräneneinfassung, so dass den Eisrandtälern oftmals das Widerlager durch den Gletscher fehlt. Lokal werden jedoch auch Ufermoränen aufgebaut bzw. ältere Ufermoränen überfahren, sogar die hochaufragende *Great Lateral Moraine* wie am Khurdopin-, Lupghar-, Malungutti-, Barpu- und Yazghil-Gletscher. Hierbei handelt es sich zum einen um lokale Ausstülpungen oder Aufhöhungen des Gletschers. Der verbleibende Teil der Eisrandtäler war ebenfalls in Degradation begriffen. Zum anderen wird bei surgeartigen Vorstößen, wie beim Pumari Chhish-Gletscher, auch die gesamte Ufermoräneneinfassung von dem Vorstoß durch Überschüttungen erfasst. Insgesamt gesehen ist der Einfluss des Hauptgletschers auf die lateroglazialen Bildungen eher gering, während die Morphodynamik der angeschlossenen Nebentäler sehr hoch ist. Äußerst wenig von Massenbewegungen beeinflusste Eisrandtäler sind insbesondere entlang der Podest- und Dammgletscher ohne einmündende Nebentäler vorzufinden. Hier werden die V-förmigen Eisrandtäler nur wenig durch supraglaziale Ufermoränendurchbrüche umgestaltet (Gulmit-, Ghulkin, Pumari Chhish-Gletscher). Der Gletscher kann sich durch die forcierte Grund- und Laterlmoränenaufschüttung sein eigenes Schuttbett schaffen und sich von den Talflanken damit absondern. Bei sehr hohen, den Gletscher kanalisierenden Ufermoräneneinfassungen bleiben die Eisrandtäler im Zuge von Gletschervorstößen in ihrer Ufermoräneneinfassung oftmals unberührt, da der Gletscher sich zuerst in der Länge ausdehnt und dann allmählich in die Breite übergeht.

In den unteren Gletscherabschnitten zeugen die hohen Einsinkbeträge von bis zu 200 m von einer Gletscherrückzugslandschaft (Kukuar-, Chogolungma-, Lupghar-, Momhil-, Batura-, Hispar-, Virjerab-Gletscher). Viele dieser Eisrandtäler befinden sich aufgrund des fehlenden Eiswiderlagers in der Phase der Zerstörung durch gravitative Nachbrüche, Hangerosion und fluviale Einschneidung der Nebentäler. Gleichzeitig ist in den mittleren Gletscherabschnitten (Khurdopin-, Yazghil-, Lupghar-, Barpu-Gletscher, Pumari Chhish-Gletscher) in einer Höhenlage zwischen 3600 m und 3900 m eine beachtliche Aufhöhung der Gletscheroberfläche gegenüber der Hauptufermoräne zu konstatieren. Die stark zerklüftete, blankeisige Gletscheroberfläche ragt bis zu 10 m über den rezenten Ufermoränenfirst auf. In diesen Bereichen werden teilweise neue schmale Eisrandtäler aufgebaut (konstruktive Eisrandtäler).

Der Vorstoß oder Rückzug der Gletscherzunge besagt wenig über die Schwankungen der Gletscheroberfläche im mittleren und oberen Gletscherteil aus. Wenn die Gletscherzunge stagnierend ist, können im restlichen Gletscherverlauf erhebliche Oberflächenschwankungen auftreten. Die Gletscheroberfläche höht sich nicht überall gleichermaßen bei einem Vorstoß auf. Die Gletscheraufhöhung erfolgt in einzelnen Wellenbergen. Daraus folgt für die Sedimentationsverhältnisse, dass sich ein Gletscherhochstand nur an einigen Lokalitäten in dem Ufermoränenzug durch Moränenablagerung - oder aber auch durch Zerstörung der alten Ufermoräne - widerspiegelt.

Höhenzone	Lateroglaziale Sedimentationsformen	Massenbewegungsprozesse
> 4500 m	<p>Einsetzen lateroglazialer Formen erst mehrere hundert Meter unterhalb der Schneegrenze bedingt durch die Ungunst der topographischen Verhältnisse (Firn- und Lawinenkesselgletscher)</p> <p>Verzahnungsformen von Eislawinenkegeln und Ufermoränen</p> <p>Lateroglaziale Sedimente zumeist in Form von Ufermoränenleisten vertreten</p> <p>Eiskernuferbildungen</p> <p>Ablagerungen durch supra-/englaziale Schmelzwasserabflüsse im lateroglazialen Bereich äußerst gering</p>	<p>Degradation glazigener Uferbildungen durch:</p> <p>-Eislawinen und in geringerem Maße Schneelawinen</p>
4500 m – 3800 m	<p>Verzahnungsformen von periglaziären Schuttkegeln, (glazigen-induzierten) Blockgletschern sowie Schneelawinenkegeln mit Ufermoränenformationen</p> <p>Zumeist nur schmale Ufermoränenrinnen vorhanden</p> <p>Vertikaler dualer Aufbau von Ufermoränenmaterial an der Basis und darauf eingestellt hangiales Schuttmaterial, häufig Überschüttung der Ufermoränen durch periglaziale Schuttkegel (Moränenkern-Schuttkörper)</p> <p>rundkuppige Ufermoränen, Austauufermoränen</p>	<p>Degradation glazigener Uferbildungen durch:</p> <p>- Schneelawinen</p> <p>- frost- und temperatur-induzierter Steinschlag</p> <p>solifluidale Überprägung der Ufermoränen durch Solifluktion</p>
3800 m - 3000 m	<p>Murkamekegel: hohe Sedimentzufuhr durch die Nebentäler mit glazialen und nivalen Einzugsbereichen</p> <p>Dominanz lateroglazialer, diskontinuierlicher Abflußsysteme (größtenteils aus den Nebentälern, in geringem Masse supra-/englazialer Herkunft)</p> <p>Seebildung in den Eisrandtälern, v.a. durch transversale Schutt- und Lawinenkörper gedämmt</p> <p>intramoranale Seen, die die Ufermoränen stark überprägen (Unterschneidung, Durchbrüche)</p> <p>Dominanz der Ufermoränenüberschüttung gegenüber der Anlagerung von Moränenwällen</p> <p>zwischen 3600 m – 3000 m größte Breite der Eisrandtäler</p> <p>Desintegration vorzeitlicher Uferbildungen in Erdpyramiden</p>	<p>nival- und glazial-induzierte Murabgänge, die z.T. auf der Gletscheroberfläche auslaufen</p> <p>-> Degradation der vorzeitlichen Eisrandtäler einerseits, Materialzufuhr für Aufbau rezenter Uferbildungen andererseits</p> <p>Resedimentation vorzeitlicher Hangmoränen durch fluviale und gravitative Prozesse trägt zum Aufbau der lateroglazialen Sedimentkomplexe bei</p>
3400 m – 2500 m	<p>Höhenstufe der Zungenenden der längeren Karakorum-Gletscherströme, Gletscher häufig in Konfluenzlage endend</p> <p>Ausladende lateroglaziale und laterofrontale Moränenfassungen</p> <p>Ufermoränenanlagerung bedingt durch günstigere topographische Verhältnisse (Talweitung)</p> <p>3500 - 2500m: Unmittelbare Verzahnungsformen von vorzeitlichen (spätglazialen) Hangmoränen mit neoglazialen bis rezenten Ufermoränenbildungen</p> <p>lateroglaziale Ufersander</p> <p>Ufermoränendurchbrüche (durch Entlastungszungen oder supraglaziale Seeausbrüche)</p>	<p>pluvial induzierte Massenbewegungen, die im Eisrandtal enden</p> <p>aktuelle Ausbildung subrezenter Seitenmoränenwälle</p> <p>Sanderufermoränen</p> <p>hummocky moraine landscape (lateroglaziale Austaumoränen)</p>

Tab. 6.1: Höhenstufung der lateroglazialen Sedimente und der korrespondierenden Massenbewegungsprozesse

6.8 Die Entwässerung in den Eisrandtälern

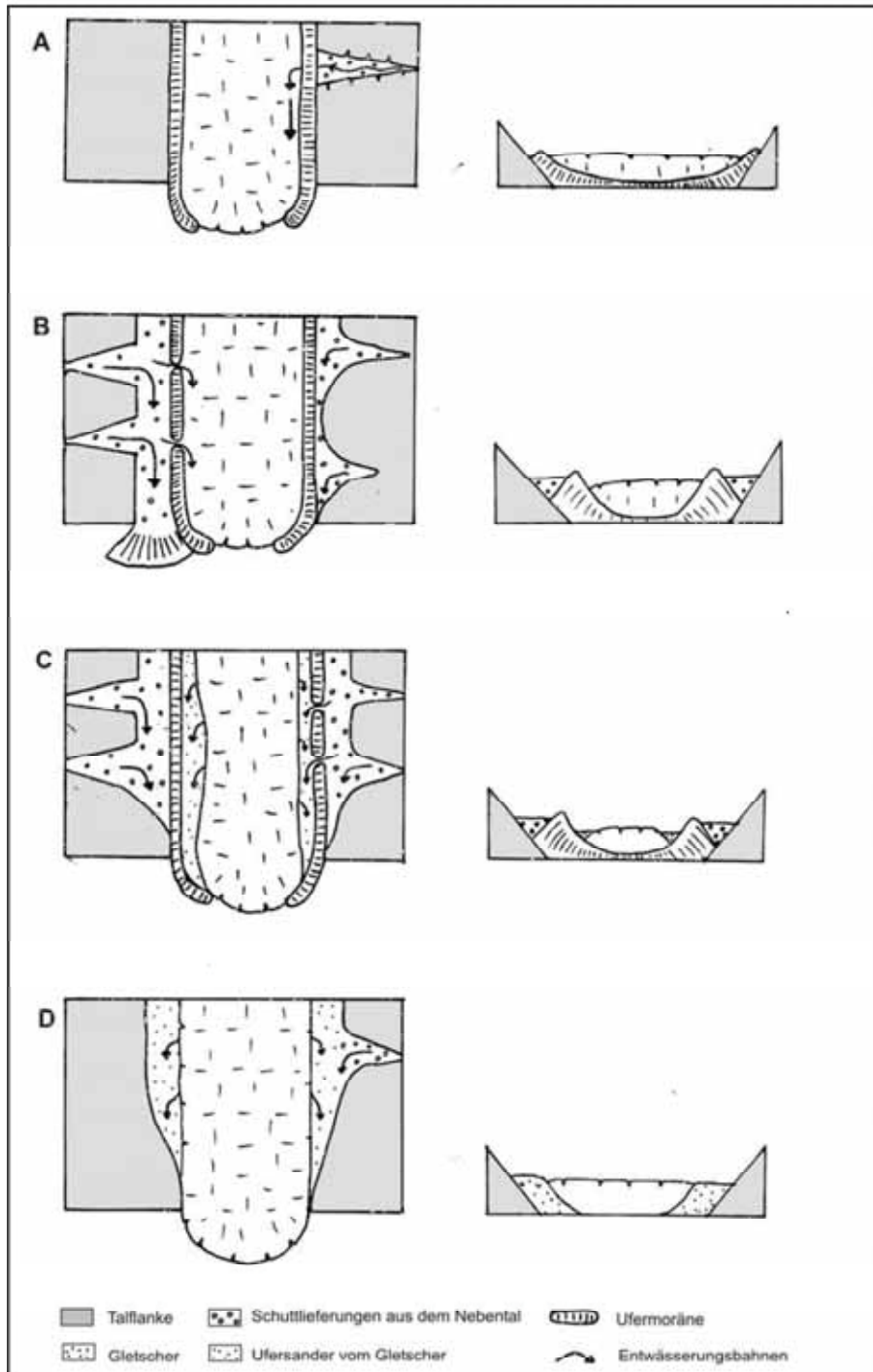
Die Entwässerung entlang des Eisrandtals setzt zumeist erst unterhalb von 4000 m ein. Ein permanentes Entwässerungssystem ist in den Eisrandtälern nicht präsent. Oftmals werden die Eisrandtäler durch hervorspringende Felsriegel unterbrochen. In diesem Sinne begleiten auch keine wahren „Täler“ die Gletscher, sondern vielmehr hintereinander geschaltete Sedimentationsfallen. An vielen Gletschern reiht sich jedoch in den lateroglazialen Abschnitten ein Murkegel an den anderen, wie z.B. am Chogolungma-, Barpu- oder Kukuar-Gletscher, was dem lateroglazialen Raum talähnliche Charakteristika verleiht. Aber auch hier existiert an keinem der Gletscher ein durchgehender lateroglazialer Fluss. Die Abflüsse der Kamekegel schaffen sich in der Regel sehr rasch einen Durchbruch durch die Ufermoräne und entwässern dann direkt zum Gletscher. Hier versickern die Wässer auf en- bzw. subglazialen Wege. Der Durchbruch der Ufermoräne findet insbesondere dann statt, wenn das Eisrandtal durch einen Landslide oder einen Lawinenabgang abgedämmt worden ist und es dann zur Seebildung kommt. Die Eisrandtäler fungieren nur partiell als periphere Entwässerungstälchen.

Entlang der Aufschlussprofile der Ufermoräneninnenhänge, an denen Schuttkegel unmittelbar auf die Ufermoräne eingestellt sind, sind oftmals Quelltrichter ersichtlich (z.B. am Momhil- und Yukshin Gardan-Gletscher). Die Entwässerung kann also auch innerhalb der Kegel subterranean erfolgen. Diese Wasseraustritte stellen bevorzugte Lokalitäten der Ufermoränenrückverlegung durch rückschreitende Erosion dar.

Eine Terrassierung der Sedimente im Eisrandtal selbst ist selten vorzufinden. Diese Situation konnte lediglich am Batura-Gletscher zwischen Guchisham (3650 m) und Fatmahil (3350 m) beobachtet werden. In diesem Abschnitt findet auch eine fluviale Tiefenerosion statt. Hierbei ist anzumerken, dass die Kerbform der Eisrandtäler nicht auf fluviale Einschneidung zurückgeht, sondern lediglich durch die Aufschüttung der Ufermoräne gegen die Talflanke.

Folgende Arten der Entwässerung der lateroglazialen Sedimentkomplexe sind anzutreffen:

- An Gletschern, an denen kein Eisrandtal ausgebildet ist und die lateroglazialen Schuttkörper unmittelbar auf die Ufermoräne eingestellt sind, findet oftmals eine subterranean Entwässerung durch den Schuttkörper sowie durch den Ufermoränen-/Grundmoränenkomplex statt. Die weitere Entwässerung geschieht dann en- oder subglazial (Abb. 6.9A).
- Am häufigsten erfolgt die Entwässerung gletscherparallel im Eisrandtal bis weiter talabwärts ein Durchbruch durch die Ufermoräne stattfindet und der Abfluss zum Gletscher hin gerichtet ist. Lokale Seeaufstauungen im Eisrandtal sind die Regel (Abb. 6.9B).
- Neben der Entwässerung im Eisrandtal kann auch eine Dränage am proximalen Ufermoräneninnenhang durch gletscherseitige Schmelzwässer erfolgen, die dann in Ufersanderbildungen resultieren (Abb. 6.9C).
- Die unmittelbar eismarginale Entwässerung, d.h. die Ufersanderbildung, findet nur über sehr kurze Strecken statt und ist vergleichsweise selten entlang der Karakorum-Gletscher ausgebildet (Abb. 6.9D).



L. Iturrizaga

- A Ufermoräne an Talflanke anliegend. Entwässerung partienweise durch die Ufermoräne.
- B Ausbildung von Ufermoränentälern durch Sedimenteinträge der Nebentäler. Die Entwässerung erfolgt zwischen der Talflanke und dem distalen Ufermoränenhang. Häufig durchbricht der Ufertalbach die Ufermoräne und es kommt zur englazialen bzw. subglazialen Entwässerung.
- C Ausbildung von Ufermoränentälern und Ufersandern zwischen Gletscher und proximalen Ufermoräneninnenhängen. Entwässerung erfolgt im Ufermoränental und im Ufersanderbereich. Zum Teil können auch Durchbrüche in den Ufersanderbereich erfolgen.
- D Ausbildung von Ufersandern seitens des Gletschers. Nach dem Niedertauen des Gletschers verbleiben diese glazifluvialen Sedimente als Kameterrassen.

Abb. 6.9: Entwässerungswege im lateroglazialen Bereich in Abhängigkeit von der topographischen Lagebeziehung zwischen Talflanke, Gletscher und Ufermoräne

6.9 Die Eisrandtäler als Siedlungsraum

Die Eisrandtäler stellen einen begehrten Siedlungsstandort für die temporären Siedlungen dar. Sie weisen durch ihr feuchteres Eigenklima einen höheren Vegetationsbesatz als die unvergletscherten Täler bei gleicher Höhenlage auf und bieten den Zugang zu den Hochweidegebieten. Permanente Siedlungen sind in den Eisrandtälern zumeist nicht vorhanden, dafür sind die Temperaturen zu niedrig, die Siedlungsflächen zu klein und die Wasserzufuhr in sicheren Siedlungslagen oftmals nicht gewährleistet. Sie sind eher im proglazialen Bereich im Laterofrontal- bis Endmoränenbereich angesiedelt (z.B. Minapin und Passu). In den unteren Bereichen der Eisrandtäler befinden sich zum Teil kleine landwirtschaftliche Feldparzellen.

Die temporären Siedlungsstandorte erstrecken sich im Karakorum bis in eine Höhenlage von 4600 m, in den Eisrandtälern sind die höchsten Almsiedlungen in rund 3900 m anzutreffen. Die schmale Breite der Eisrandtäler bedingt zumeist eine hangfußnahe Siedlungsposition. Die Siedlungsstandortwahl ist von einer geeigneten Wasserzufuhr abhängig, so dass die Almen oftmals an den Nebentalausgängen vorzufinden sind. Auch wenn der Gletscher in unmittelbarer Nähe ist, ist eine Ableitung meist nicht möglich bzw. sie sind über die Ufermoräneninnenhänge nur schwierig zugänglich. Manchmal sind die Eisrandtäler so schmal, dass auf den angrenzenden Hängen gesiedelt wird (z.B. Yazghil-Alm 3900 m/Yazghil-Gletscher). Diese Höhenzone ist morphologisch hoch aktiv, vor allem Mur- und Lawinenabgänge stellen eine hohe Gefahrenquelle dar (wie z.B. bei dem Lawinenunglück in Pamri 1992 am Yishkuk-Gletscher, Kap. 4.5.1). Murabgänge können in den Eisrandtälern rasch zu Seeaufstauungen führen, in deren Schlammablagerungen das Weidevieh verendet und die manchmal auch für die Almhirten zur Gefahr werden.

Gletscherbewegungen haben oftmals einen direkten Einfluss auf die Zugänglichkeit der in den Eisrandtälern lokalisierten Almgebiete. Die Freilegung der Ufermoräneninnenhänge durch den Gletscherschwund erschwert oder vereitelt den Zugang zu den Almgebieten in den Eisrandtälern. Die immensen Einsinkbeträge der Gletscheroberfläche in historischer Zeit führten zur Freilegung Dekameter hoher, bis zu 70° geneigter Ufermoräneninnenhänge. Wegeanlagen sind aufgrund der Instabilität des Materials oftmals nur schwer realisierbar, insbesondere wenn die Moränenablagerungen noch Toteiseinlagerungen enthalten. Auch müssen die Wege für Tiere gangbar sein und eine gewisse Stabilität aufweisen, damit sie durch den Viehtritt nicht umgehend zerstört werden.

Das Absinken der Gletscheroberfläche beeinträchtigt ferner die Bewässerungsmöglichkeiten für die in den Eisrandtälern gelegenen Felder. Heute werden die Eisrandtäler kaum noch landwirtschaftlich genutzt. Der Gletscherrückzug hat an vielen Lokalitäten zur Aufgabe der Felder geführt, so z.B. am Hobar-Gletscher (Shishkin), Barpu-Gletscher (Hapakund), Batura-Gletscher (Yashpirt und an einigen Lokalitäten zwischen Kirgas Washk und Yunzbin) und am Malungutti-Gletscher.

Der Großteil der Zugangswege zu den Almgebieten führt auf der S-exponierten Gletscherseite entlang, die gleichzeitig auf prädestiniert sind für schmelzwasserinduzierte Murabgänge. In den frischen Murmassen versinken oftmals die Weidetiere. Temporäre Seebildungen durch die Murablagerungen können weitere Hindernisse für die Zugänglichkeit der Almstandorte darstellen.

7. Zusammenfassung

Die vorliegende Forschungsarbeit liefert einen Beitrag zur geomorphologischen Erfassung des lateroglazialen Formenschatzes entlang subtropischer Gletscher im Karakorum (72°-79°E; 35°-36°N). Die Eisrandtäler (Ufertäler) und ihr lateroglazialer Sedimentformenschatz wurden erstmals als ausgesonderter Sedimentationsraum an 43 Gletschern hinsichtlich ihrer räumlichen Verbreitung, Genese und Morphodynamik systematisch untersucht. Bislang waren für den eismarginalen Bereich insbesondere Kameterrassen im Sinne von glazifluvialen Ablagerungsformen sowie Ufermoränenkomplexe im geomorphologischen Inventar bekannt. Die Studie belegt, dass die Hauptschuttliefergebiete der lateroglazialen Bereiche die Sedimente der Nebentäler, hochlagernde Moränen der spätglazialen bis historischen Vergletscherung der Haupttäler sowie supra- und englaziale Schuttlieferungen darstellen und liefert damit ein differenzierteres Konzept der Genese der eismarginalen Sedimentlandschaft. Hinsichtlich der Diskussion des genetischen Zusammenhangs von Ablations- und Ufertälern zeigt sich, dass die Verbreitung der Eisrandtäler primär durch topographisch-sedimentologische Faktoren gesteuert wird und nur bedingt durch die Einstrahlungsverhältnisse. Ablationstäler können jedoch ein Initialstadium der Eisrandtalbildung sein.

Weiterhin konnte ein Überblick über die aktuelle und vorzeitliche Morphodynamik im Verzahnungsraum von Gletscherrand und Talflanke gewonnen werden. Die hohe Morphodynamik der Nebentäler in Form von Mur- und Lawinenabgängen führte im Zuge der postglazialen Deglaziation aufgrund des fehlenden Eiswiderlagers zum einen zur sukzessiven Degradation der Eisrandtäler, zum anderen aber auch zum Aufbau lateroglazialer Sedimentationsräume in jüngster Zeit. Bezüglich des lateroglazialen Sedimenttransfers zeigten die Geländebeobachtungen an den Blankeisgletschern, dass die Ufermoränen sich nicht nur aus der supraglazialen Schuttfracht des Gletschers rekrutieren, sondern die Resedimentation von vorzeitlichen Sedimenten, englaziale Schuttlieferungen sowie Murabgänge von Bedeutung sind. Abspaltungen des Hauptgletschers in Form von Eislappen sowie ganzen Filialzungen tragen mit ihren entsprechenden Moränenformen mit zur Gestaltung der Eisrandtäler bei und müssen vor allem bei der Datierung der Ufermoränenkomplexe Berücksichtigung finden.

Auf der Basis der topographischen Bezüglichkeiten der Eisrandsedimente wurde eine relative Chronologie der lateroglazialen Sedimentkomplexe für die Karakorum-Gletscher aufgestellt, die vom Spätglazial bis heute zehn Hauptstadien differenziert. Die relikten Eisrandtäler des spätglazialen Yazghil-Stadiums sind nur noch selten überliefert. Im Girgindil-Stadium zeichnet sich ein markantes Eisrandtalniveau ab, das rund 200 m – 300 m über den rezenten lateroglazialen Sedimenten verläuft. Die Hauptbildungsphase der Eisrandtäler erfolgte im Batura-Stadium als die Nebentalgletscher keinen Anschluss mehr zum Haupttalgletscher besaßen und eine entsprechende Schuttlieferung in den lateroglazialen Raum gewährleistet war. Bemerkenswert für die jüngste Gletschergeschichte ist, dass die Hauptufermoräne im Gegensatz zu vielen anderen Hochgebirgen, noch bis in die Gegenwart an einigen Karakorum-Gletschern überfahren wird. Damit konnte gezeigt werden, dass die Eisrandtäler auch in historischer Zeit entscheidend durch glazigene Prozesse des Haupttalgletschers geprägt wurden. Somit ist die Hauptufermoräne nicht nur ein Produkt des Neoglazials und der Kleinen Eiszeit, sondern wird noch durch heutige Prozesse aufgeschüttet. Im Ufermoränensaum konnten kurzzeitige Gletscheroberflächenschwankungen von bis zu 70 m rekonstruiert werden. Temporäre Massenbilanzänderungen der Gletscher machen sich vor allem in Änderungen der Gletschermächtigkeiten – und damit in der Überformung des lateroglazialen Sedimentraumes - und weniger in Gletscherlängenänderungen bemerkbar. Die überregionale Erfassung der jüngsten Gletscheroszillationen in Gebieten mit nur einer geringen Datenbasis steuert weitere Befunde im Hinblick auf die aktuelle Klimadiskussion bei.

Nach der Deglaziation verbleibt eine Rückstaulandschaft, z.B. in Form von Kamekegel, die vielerorts einer fluvial gekappten Sedimentlandschaft ähnelt. Erst der topographische Kontext in Zusammenhang mit anderen Glazialindikatoren verdeutlicht, dass es sich um Relikte einer Eisrandtallandschaft handelt. Die Untersuchungen zur Entwicklung des Sedimentformenschatzes im lateroglazialen Gletscherraum liefern weitere Befunde zum Konzept des transglazialen Schuttkörperaufbaus im Karakorum. Sie zeigen, dass ein Großteil der Schuttkörper der heute unvergletscherten Talabschnitte aus resedimentierten relikten lateroglazialen Sedimentkörpern hervorgeht und Verwitterungsprozesse in diesen Hochgebirgsregionen demgegenüber eine vergleichsweise geringere Rolle spielen. Der in der Arbeit herausgestellte lateroglaziale Formenschatz liefert im Rahmen historisch-genetischer Landschaftsinterpretation weitere Indikatoren für die Eiszeitrekonstruktion.

Summary

Lateroglacial valleys in the Karakoram: Distribution, genesis and morphodynamics of lateroglacial sediment associations

The research study provides a contribution to the geomorphological survey of the lateroglacial landform assemblage along subtropical high mountain glaciers in the Karakoram (72°-79°E; 35°-36°N). The ice-marginal valleys and their lateroglacial landform associations were investigated systematically as a distinct sedimentation environment along 43 glaciers in regard to their distribution, evolution and morphodynamics. The vertical distribution of the present lateroglacial sediments ranges between an altitude of approx. 2350 m and 5200 m. Up to now, especially kame terraces and lateral moraine terraces were well-known as ice-marginal sediment complexes. The study shows, that the main debris supply areas of the lateroglacial environments are the sediments of the tributary valleys, slope moraines of the Lateglacial to historical glaciation of the trunk valleys as well as supraglacial and englacial debris source areas. In regard to the discussion on the genetical correlation between ablation valleys and lateral moraine valleys ("Ufertäler"), the field evidence shows that the distribution of the lateroglacial landforms is mainly controlled by topographical-sedimentological factors and only to a limited extent by insolation. However, ablation valleys can be an initial form of the development of lateral moraine valleys. The ice-marginal drainage follows mostly only over short distances the lateroglacial valleys. The lateroglacial streams break through the lateral moraine and drain subglacially or englacially.

Moreover, an overview of the present and pre-historical morphodynamics in the intersection zone of the valley flank and the glacier could be monitored. On the one hand, the high morphodynamic of the tributary valleys by debris flows and avalanches lead in the course of the postglacial deglaciation due to the missing ice abutment to a gradual degradation of the lateroglacial valleys. On the other hand, the sediment supply contributed to the aggradation of new lateroglacial landforms. The field observations at clean ice glaciers in regard to the lateroglacial sediment transfer showed that the lateral moraines consist not only of supraglacial debris from the glaciers, but also of the resedimentation of older sediments, englacial debris sources and debris flows. Bifurcations of the main glaciers in form of ice-overlappings or entire tributary glacier tongues have shaped the lateroglacial valleys. The corresponding transformations of the lateral moraines must be considered when dating those landforms.

Based on the topographical relationship of the ice-marginal landforms to each other, a relative chronology of lateroglacial sediment complexes has been established for the Karakoram glaciers, which distinguishes ten stages (Yazghil, Yukshin Gardan, Girgindil, Post-Girgindil, Bitanmal, Batura, Malungutti, Post-Malungutti, Hinarche und Pumari Chhish). After the deglaciation remains a recessional tailback landscape (i.e. kame cones), which shows convergent forms to a fluvially eroded sediment landscape. Only the topographical context in regard to other glacial indicators reveals that it represents a relict of an ice-marginal landscape.

The main aggradation period of the lateroglacial valleys occurred when the tributary glaciers were not linked any more to the trunk glacier and a sufficient amount of debris was available in the lateroglacial environments. In contrast to many other high mountain areas, the *Great Lateral Moraine* along the Karakoram glaciers has been overridden by the glaciers even in recent times. Therefore the *Great Lateral Moraine* is not only a product by glacier advances during Neoglacial and historical times, but the result of even younger glacial aggradation processes. The lateroglacial valleys have been transformed by the glacial activities into present times. Short-term vertical changes of the glacier surface of up to 70 m in height could be reconstructed.

The investigations on the evolution of the lateroglacial sediment forms provide further evidence to the concept of the paraglacial (transglacial) landscape evolution in the Karakoram. A major part of the unglaciated mountain areas downstream of the present glacier tongues result from relict lateroglacial landforms. Weathering processes play only a comparatively subordinated role in regard to the formation of debris landforms. The presented lateroglacial landscape assemblage provides in the framework of the historical-genetic landscape interpretation additional indicators for a better geomorphological ice-age reconstruction.

8. Literaturverzeichnis

- Ahnert, F. (2003): Einführung in die Geomorphologie. Verlag Eugen Ulmer Stuttgart, 3. Aufl. 440 S.
- An, Z., J.E. Kutzbach, W.L. Prell & S.C. Porter (2001): Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times. In: *Nature* 411, 62-66.
- Auden, J.B. (1934): Notes on the Biafo Glacier in Baltistan. In: *The Himalayan Journal* 6, 67-76. Oxford.
- Auden, J.B. (1935): The Snout of the Biafo Glacier in Baltistan. In: *Records of the Geological survey of India* 68, 400-413, Calcutta.
- Auden, J.B. (1937): Glaciers. In: *Calcutta Geogr. Review* I, No. 2, 46-52.
- Ballantyne, C.K. (1987): Some observations of the morphology and sedimentology of two active proglacial ramparts, Lyngen, northern Norway. In: *Arctic and Alpine Research* 19, 167-174.
- Ballantyne, C.K. (1995): Paraglacial debris-cone formation on recently-deglaciated terrain. In: *The Holocene* 5, 25-33.
- Ballantyne, C.K. (2002): Paraglacial geomorphology. In: *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017
- Ballantyne, C.K. & D.I. Benn (1994a): Glaciological constraints on proglacial rampart development. In: *Permafrost and Periglacial Processes* 5, 145-153.
- Ballantyne, C.K. & D.I. Benn (1994b): Paraglacial slope adjustment and resedimentation following recent glacier retreat, Fabergstolsdalen, Norway. In: *Arctic and Alpine Research* 26, 255-269.
- Ballantyne, C.K. & D.I. Benn (1994c): Aggregate clast form characteristics of deposits near the margins of four glaciers in the Jotunheimen Massif, Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 36, 103-113.
- Ballantyne, C.K. & D.I. Benn (1996): Paraglacial slope adjustment during recent deglaciation: implications for slope evolution in formerly glaciated terrain. In: Brooks, S. & M.G. Anderson (eds), *Advances in Hillslope Processes*, Wiley, Chichester, 1173-1195.
- Barsch, D. (1993): Schneehaldenmoränen (Proglacial Ramparts) – Ein falsches Modell behindert die paläoklimatische Deutung. In: *Würzburger Geographische Arbeiten* 87, 257-267 (Selbstverlag).
- Barsch, D. (1996): *Rockglaciers*. Springer-Verlag, Berlin.
- Batura Glacier Investigation Group (1979): The Batura Glacier in the Karakoram Mountains and its Variations. In: *Scientia Sinica*, August 1979, Vol. XXII No. 8, 958-974.
- Becker, H. (1962): Vergleichende Betrachtungen der Entstehung von Erdpyramiden in verschiedenen Klimagebieten der Erde. In: *Kölner Geographische Arbeiten* 17, 17-112. Franz Steiner Verlag, Wiesbaden.
- Becker, H. (1963): Über die Entstehung von Erdpyramiden. *Neue Beiträge zur internationalen Hangforschung* (Nach. Akad. Wissen. Göttingen, II Math.-Phys. Klasse), 185-194.
- Benn, D.I. (1989): Debris transport by Loch Lomond Readvance glaciers in Northern Scotland: basin form and the within-valley asymmetry of lateral moraines. In: *Journal of Quaternary Science* 4, 243-254.
- Benn, D.I. & C.K. Ballantyne (1994): Reconstructing the transport history of glacial sediments: a new approach based on the co-variance of clast shape indices. In: *Sedimentary Geology* 91, 215-227.
- Benn, D.I. & D.J.A. Evans (1998): *Glaciers & Glaciation*. Arnold. 734 S.
- Benn, D.I. & Owen, L.A. (2002): Himalayan glacial sedimentary environments: a framework for reconstructing and dating former glacial extents in high mountain regions. *Quaternary International* 97-98, 3-25.

- Bennett, M.R., (1999): Paraglacial and periglacial slope adjustment of a degraded lateral moraine in Glen Torridon. *Scottish Journal of Geology* 35, 79–83.
- Bennett, M.R. & N.F. Glasser (1996): *Glacial Geology. Ice Sheets and Landforms*. John Wiley & Sons, Chichester, 364 S.
- Blackwelder, E. (1931): Pleistocene glaciation in the Sierra Nevada and Basin Ranges: *Geological Society of America Bulletin*, vol. 42, 865-922.
- Bobek, H. (1932): Alte Gletscherstände im Gebiet der Zillertaler und Tuxer Alpen. In: *Zeitschrift für Gletscherkunde* 20, 138- 157.
- Bobek, H. (1935): Die jüngere Geschichte der Inntalerrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal. In: *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, Band 85, 135-189. Wien.
- Bohle, H.-G. & B. Pilardeaux (1993): Jahrhundertflut in Pakistan, September 1992. Chronologie einer Katastrophe. In: *Geographische Rundschau* 45, 2: 124-126.
- Böse, M., Hrsg. (2003): *Glaciation and Periglacial in Asian High Mountains*. Proceedings of the 5th International Conference on Geomorphology, Tokyo, Japan, August 23-28, 2001, International Association of Geomorphologists (IAG), *Zeitschrift für Geomorphologie*, 130, 276 S.
- Boulton, G.S. & N. Eyles (1979): Sedimentation by valley glaciers, a model and genetic classification. In: Ch. Schlüchter (ed.), *Moraines and Varves*, A.A. Balkema/Rotterdam, 11-24.
- Bridges, H.F. (1908): Report on the Shimshal Glaciers. Unpublished Manuscript in the Library of the Royal Geographical Society. London.
- Brown, T.G. (1940): Masherbrum, 1938. In: *The Geographical Journal* 95, 81-95. London.
- Brunsdon, 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. 2 Cambridge: Cambridge University Press, 536-580.
- Burrard, S.G. & H.H. Hayden (1907): *A Sketch of the Geography and Geology of the Himalaya Mountains and Tibet*. Calcutta.
- Burrard, S.G. (1929): The Mountains of the Karakoram: A Defence of the Existing Nomenclature. In: *The Geographical Journal* 74, 277-284. London.
- Calciati, C. (1910): Les fronts des Glaciers de Yegunsa et d'Hispar. In: *La Géographie* 22, 241-246. Paris.
- Calciati, C. (1930): *Al Caracorùm. Diaro di Due Esplorazioni*. R. Bemporad & Figlio, Firenze, 215 S.
- Calciati, C. & M. Koncza (1910): The Basin of the Hispar Glacier. In: Workman, W.H., *The call of the Snowy Hispar*. Appendix I. London: A. Constable, 245-282.
- Chamberlin, T.C. (1894): Proposed genetic classification of Pleistocene glacial formations. In: *Journal Geol.* vol. 2, 515-538.
- Charles, C. (1985): *La Vallée de Hunza Karakorum. Pakistan, milieu naturel aménagement traditionnel et mutations récentes dans une vallée aride du nord-ouest de l'ensemble himalayen* Thèse de Doctorat de 3^e Cycle. Université de Grenoble I. Institut de Géographie Alpine. (Mikrofiche), 430 S.
- Chinn, T.J.H. (1979): Moraine forms and their recognition on steep mountain slopes. In: Ch. Schlüchter (ed.), *Moraines and Varves*, A.A. Balkema/Rotterdam, 51-58.
- Church, M. & J. Ryder (1972): Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation. In: *Geological Society of America Bulletin* 83, 3059-3072.
- Church, M.A. & Slaymaker, O. (1989): Disequilibrium of Holocene sediment yield in British Columbia. In: *Nature* 337, 452-454.

- Conway, W.M. (1892): Karakoram Expedition. Proceedings of Royal Geographical Society.
- Conway, W.M. (1893): The crossing of the Hispar Pass. In: *Geographical Journal* 2.
- Conway, W.M. (1894): *Climbing and Exploration in the Karakoram-Himalaya*. 3 vols. New York, Appleton.
- Crammer, H. (1905): Einiges über Rückzugserscheinungen des Gletschers der "Übergossenen Alm" in Salzburg. In: *Petermanns Mitteilungen* 51, 125-129.
- Croot, D.G. (1988): Glaciotectonics and surging glaciers, a correlation based on Vestspitsbergen, Svalbard, Norway. In: Croot, D.G. (ed.), *Glaciotectonics, Forms and Processes*. Balkema, Rotterdam, 49-61.
- Curry, A.M. (1999): Paraglacial modification of slope form. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 1213-1228.
- Curry, A.M. (2000a): Holocene reworking of drift-mantled hillslopes in Glen Docherty, Northwest Highlands, Scotland. In: *The Holocene* 10, 509-518.
- Curry, A.M. (2000b): Holocene reworking of drift-mantled hillslopes in the Scottish Highlands. In: *Journal of Quaternary Science* 15, 529-541.
- Curry, A.M. (2000c): Observations on the distribution of paraglacial reworking of glacial drift in western Norway. In: *Norsk Geografisk Tidsskrift* 54, 139-147.
- Curry, A.M. & C.K. Ballantyne (1999): Paraglacial modification of glacial sediment. In: *Geografiska Annaler* Volume 81 A, Number 3, 409-419.
- Dahl, S.O, Bakke, J. Yvind, Lie, Ø., Nesje, A. (2003): Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. In: *Quaternary Science Reviews* 22, 275-287.
- Dainelli, G. (1922-1934): *Studi sul Glaciale*. In: *Relazione scientifica della Spedizione Italiana de Fillipi nell'Himalaia, Caracorùm e Turchestàn Cinese (1913-1914)*, Ser. 2: Risultati Geologici e Geografici. Bologna: Zanichelli. Vol. 3, Zanichelli, Bologna.
- Dainelli, G. (1932): My Expedition in the Eastern Karakoram, 1930. In: *The Himalayan Journal* 4, 46-54.
- Dainelli, C. & O. Marinelli (1928): *Spedizione Italiana De Fillipi nell 'Himlaya, Caracorum e Turchestan Cinese (1913-1914)*. Serie II – Risultati geologici e geografii. Vol. 4, Zanichelli. Bologna.
- 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*. Vol. 1. Cambridge: Cambridge University Press, 347-364.
- Derbyshire, E., Li Jijun, Perrot, F.A., Xu Shuying & R.S. Waters (1984): Quaternary glacial history of the Hunza valley Karakoram Mountains, Pakistan. In: Miller, K.J. (Ed.), *The International Karakoram Project*. Vol. 2 Cambridge: Cambridge University Press, 456-495.
- Derbyshire, E. (1996): Quaternary glacial sediments, glaciation style, climate and uplift in the Karakorum and northwest Himalaya: review and speculations. In: *Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120, 147-157.
- Derbyshire, E. & L.A. Owen (1990): Quaternary alluvial fans in the Karakoram Moutains. In: Rachocki, A.H. & M. Church (Eds.), *Alluvial fans - A field approach*. New York - Wiley, 27-54.
- Derbyshire, E., Li Jijun, Perrott, F.A., Xu Shuying & R.S. Waters (1984): Quaternary glacial history of the Hunza Valley, Karakoram Mountains, Pakistan. In: Miller, K.J. (ed.), *The International Karakoram Project*. Vol. 2 Cambridge: Cambridge University Press, 456-495.

- Desio, A. (1930): Geological Work of the Italian Expedition to the Karakoram, 1929. In: *The Geographical Journal* 75, 402-441. London.
- Desio, A. (1954): An exceptional glacier advance in the Karakoram-Ladakh-Region. In: *Journal of Glaciology* 2, 383-385.
- Desio, A. (1979): Geologic Evolution of the Karakoram. In: Farah, A. & K.A. DeJong (Eds.), *Geodynamics of Pakistan*. Quetta: Geological Survey of Pakistan, 111-124.
- Desio, A. & B. Zanettin (1970): *Geology of the Baltoro Basin*. Leiden: E.J. Brill (=Desio's Italian Expeditions to the Karakorum and Hindu Kush, Scientific Reports, 3,2).
- Desio, A. & G. Orombelli (1983): The "Punjab Erratics" and the maximum extent of the glaciers in the middle Indus valley (Pakistan) during the Pleistocene. In: *Memorie*, Vol. 17, 135-180.
- Desio, A., Martina, E. Spadea, R. & A. Notarpietro (1985): Geology of the Chogo Lungma – Biafo – Hispar area Karakorum (NW Pakistan). In: *Memorie*, Vol. XVIII, Sezione II, 1-53.
- Diener, C. (1896): Die Eiszeit im Himalaya. In: *Mitteilungen der Kais. Königl. Geographischen Gesellschaft in Wien*. Band XXXIX, 1-35. Wien.
- Diolaiuti, D. Pecci, M. & C. Smiraglia (2003) - Liligo Glacier (Karakoram): reconstruction of the recent history of a surge-type glacier. In: *Annals of Glaciology*, 36.
- Distel, L. (1925): Bergschrund und Randkluft. In: *Freie Wege vergleichender Erdkunde*. Erich von Drygalski-Festschrift der Geographischen Gesellschaft München, 225-228.
- Dörrenhaus, F. (1966): Der Ritten und seine Erdpyramiden. In: *Kölner Geographische Arbeiten*, Heft 17, 1-16, Franz Steiner Verlag Wiesbaden.
- Dowdeswell, J.A., Hamilton, G.S. & J.O. Hagen (1991): The duration of the active phase of surge-type glaciers: contrasts between Svalbard and other regions. In: *Journal of Glaciology* 37, 388-400.
- Dreimanis, A. (1988): Tills, their genetic terminology and classification. In: R.P. Goldthwait & C.L. Matsch (eds.), *Genetic classification of glacial deposits*, A.A. Balkema, Rotterdam, 17-83.
- Dreimanis, A. & J. Lundqvist (1984): What should be called till? In: *Striae*, 20, 5-10.
- Dreimanis, A. & U.J. Vagners (1971): Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal till. In: R.P. Goldthwait (ed.), *Till – a symposium*, 237-250, Columbus/Ohio.
- Drew, F. (1875): *The Jumoo and Kashmir Territories. A Geographical Account*. Akademische Druck- und Verlagsanstalt, Graz, 568 S.
- Drozdowski, E. (1989): Observations of debris transport and discharge on K2 Glacier, West China - Implications for a depositional Model of the Karakorum Valley Glaciers. In: *Quaestiones Geographicae*, Special Issue 2, 31-47.
- Drygalski, v. & F. Machatschek (1942): *Gletscherkunde*. Franz Deuticke Wien, 261 S.
- Du Pasquier, L. (1890): Über die fluvioglazialen Ablagerungen der Nordschweiz. *Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz*, Lief. XXXI, 27, Bern.
- Dyhrenfurth, G.O., Ertl, H. & A. Roch (1939): *Baltoro: ein Himalaya-Buch*. Basel. Benno Schwabe.
- Eggers, H. (1961): Moränenterrassen im Wallis: Morphologische Untersuchungen zu spätglazialen Formen und Vorgängen in den Schweizer Alpen. *Freiburger Geographische Arbeiten*, Heft 1, 127 S.
- Eberhardt, E. (2004): Plant life of the Karakorum. The vegetation of the upper Hunza catchment (Northern Areas, Pakistan) – Diversity syntaxonomy, distribution. In: *Dissertationes Botanicae*, Band 387, 223 S.
- Ehlers, J. (1994): *Allgemeine und historische Quartärgeologie*. Stuttgart, Enke, 358 S.

- Embleton, C. & C.A.M. King (1975): *Glacial geomorphology*, 2nd ed. London.
- Esper, J. (2000): Paläoklimatische Untersuchungen an Jahringen im Karakorum und Thien Shan Gebirge (Zentralasien). In: *Bonner Geographische Abhandlungen*, 126 S.
- Evans, D.J.A. (1989): The nature and glaciectonic structures and sediments at subpolar glacier margins, northwest Ellesmere Island, Canada. In: *Geografiska Annaler* 71A, 113-123.
- Evans, D.J.A. (1999): Glacial debris transport and moraine deposition: a case study of the Jardalen cirque complex, Sogn-og-Fjordane, western Norway. In: *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 43, 2, 203-234.
- Eyles, N. (ed). (1983): *Glacial Geology: An Introduction for Engineers and Earth Scientists*. Pergamon Press, New York.
- Featherstone, B.K. (1926): The Biafo Glacier. In: *The Geographical Journal* 67, 351-354. London.
- Feng Qinghua (1991): Characteristics of Glacier Outburst Flood in the Yarkant River, Karakorum Mountains. Ed.: M. Kuhle & Xu Daoming, *Tibet and High-Asia, Results of the Sino-German Joint Expeditions (II)*, *GeoJournal*, Vol. 25, No. 2/3, 255-263.
- Ferber, Aug. C.F. (1905): Die Erkundung des Mustaghpasses im Karakorum-Himalaya. In: *Zeitschrift des deutschen und österreichischen Alpenvereins*, Band XXXVI, 113-132, Innsbruck.
- Ferguson, R.I. (1984): Sediment load of the Hunza River. In: Miller K.J. (Ed.): *The International Karakoram Project*, Vol. 2, Cambridge University Press, 581-598.
- Fickert, T. (1998): Vergleichende Beobachtungen zu Solifluktionen- und Frostmustererscheinungen im Weistteil Hochasiens. Formen, Ausbildung, Höhengrenzen. In: *Mitteilungen der Fränkischen Geographischen Gesellschaft.*, Band 45 Selbstverlag der Fränkischen Geographischen Gesellschaft in Kommission bei Palm & Enke, 1-150.
- Filippi, F. de (1911): The Expedition of H.R.H. the Duke of the Abruzzi to the Karakoram Himalayas. In: *Geographical Journal*, volume 37, 19-30.
- Filippi, F. de (1912a): *Karakorum and Western Himalaya, 1909*. London.
- Filippi, F. de (1912b): *Il Principe Luigi Amadeo die Savoia, Duca degli Abruzzi. La Spedizione nel Karakoram e nell'Imalaja occidentale 1909. Relazione del Dott. Filippo de Filippi. Ilustriert von Vittorio Sella. Bologna, Zanichelli. 110 S. und Panoramen (2 Bände)*.
- Filippi, F. de (1932): *The Italian Expedition to the Himalaya, Karakoram and Eastern Turkestan (1913-1914)*. With chapters by G. Dainelli and J.A. Spranger. London, E. Arnold.
- Finsterwalder, R. (1932): Geodätische, topographische und glaziologische Ergebnisse. In: *Wissenschaftliche Ergebnisse der Alai-Pamir-Expedition 1928. Teil 1, Band 1*, Berlin, 218 S.
- Finsterwalder, R. (1937): Die Gletscher des Nanga Parbat. Glaziologische Arbeiten der Deutschen Himalaya-Expedition 1934 und ihre Ergebnisse. In: *Zeitschrift für Gletscherkunde* 1937, Band 25, 57-108.
- Flaig, W. (1938): *Das Gletscherbuch. Rätsel und Romantik, Gestalt und Gesetz der Alpengletscher*. Leipzig, 196 S.
- Flint, R.F. (1971): *Glacial and Quaternary geology*. New York, John Wiley and Sons, Inc.
- Flohn, H. (1969): Zum Klima und Wasserhaushalt des Hindukush und der benachbarten Hochgebirge. In: *Erdkunde* 23, 205-215, Bonn.
- Freshfield, D.W. (1902): *Glaciers of Kangchenjunga*. In: *Geographical Journal*, 1.

- Furrer, G.H. (1965): Die Höhenlage von subnivalen Bodenformen, untersucht in den Bündner und Walliser Alpen und verglichen mit den Verhältnissen im oberen Braldo und Biafotal (Karakorum). Ferd. Dümmlers Verlag, Bonn, 78 S.
- Furrer, G.H. (1986): Solifluidale Bodenformen und Gliederung der subnivalen Höhenstufe in Braldo und Biafotal (Karakorum). In: Göttinger Geographische Abhandlungen 81, 143-144.
- Gaetani, M., Le Fort, P., Tanoli, S., Angiolini, L., Nicora, A., Sciunnach, D. & A. Khan (1996): Reconnaissance geology in Upper Chitral, Baroghil and Karambar districts (northern Karakorum, Pakistan). Geologische Rundschau, Bd. 8, 4, 683-704.
- Galloway, R.W. (1956): The structures of moraines in Lyngsdalen, North Norway. In: Journal of Glaciology 2, 20, 730-733.
- Gansser, A. (1964): Geology of the Himalayas. L.U. de Sitter. Interscience Publishers. 289 S.
- Gardner, J.S. & K. Hewitt (1990): A surge of Bualtar Glacier, Karakoram Range, Pakistan. A possible landslide trigger. In: Journal of Glaciology, Vol. 36, No. 123, 190.
- Garleff, K. & H. Stingl (1983): Hangformen und Hangformung in der periglazialen Höhenstufe der argentinischen Anden zwischen 27° und 55° südlicher Breite. In: H. Poser & E. Schunke (Hrsg.), Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen. Vandenhoeck & Ruprecht in Göttingen, 425-434.
- Gattinger, T.E. (1961): Geologischer Querschnitt des Karakorum vom Indus zum Shaksgam. Wien (=Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien, Sonderband 6). 188 S.
- Gerrard, J. (1994): The Landslide Hazard in the Himalayas – Geological Control and Human Action. In: Geomorphology 10, 221-230.
- Godwin-Austen, H.H. (1864): The Glaciers of the Mustagh Range. In: Journal of the Royal Geographical Society 34, 19-56. London.
- Goldthwait, R.P. (1989): Classification of glacial morphologic features. In: R.P. Goldthwait & C.L. Matsch (eds.), Genetic Classification of Glacigenic Deposits, 267-277, Rotterdam.
- Goldthwait, R.P. & C.L. Matsch (eds.) (1989): Genetic Classification of Glacigenic Deposits. Final Report of the Commission on Genesis and Lithology of Glacial Quaternary Deposits of the International Union for Quaternary Research (INQUA). Rotterdam, A.A. Balkema. 294 S.
- Goudie, A.S., Brunsdon, 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: K.J. Miller (Ed.): The International Karakoram Project, Vol. 2, Cambridge University Press, 359-410.
- Goudie, A. (2002): Physische Geographie: eine Einführung (4. Aufl.). Heidelberg.
- Graham, D.J. & N.G. Midgley (2000): Moraine-mound formation by englacial thrusting: the Younger Dryas moraines of Cwm Idwal, North Wales. In: Maltman, A.J., Hubbard, B. and Hambrey, M.J. (eds.), Geological Society, London, Special Publications, 176, 321-336.
- Grahmann, R. (1951): Begriffe in der Quartärforschung. In: Eiszeitalter und Gegenwart 1, 69-73, Öhringen, Württ.
- Gray, J.M. (1982): The last glaciers (Loch Lomond Advance) in Snowdonia, North Wales. Geological Journal, 17, 111-133.
- Grenard, F. (1929): Les Glaciers de Karakoram. In: Revue de Geogr. Alp. 17 (2), 458-463.
- Gresswell, R.K. (1958): Glacier and Glaciations. Hulton Educational publications LTD, 128 S.

- Gripp, K. (1929): Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. In: Naturwiss. Verein in Hamburg. Abhandlungen aus dem Gebiete der Naturwissenschaften 22, 146-249.
- Gripp, K. (1975): Hochsander – Satzmoräne – Endmoränenvertreter. In: Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Band 19, Heft 4, 490-496. Berlin – Stuttgart.
- Gross, G., H. Kerschner und G. Patzelt (1977): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten Zeitschrift f.Gletscherkunde u. Glazialgeologie 12, 223 – 251.
- Grötzbach, E. (1965): Beobachtungen an Blockströmen im afghanischen Hindukusch und in den Ostalpen. In: Mitt. Geogr. Ges. München, 50, 175-201.
- Günther, S. (1902): Glaziale Denudationsgebilde im mittleren Eisaktale. In: Sitzungsberichte der math.-phys. Klasse der Münchner Akademie d. W., S. 459.
- Günther, S. (1904): Erdpyramiden und Büßerschnee als gleichartige Erosionsgebilde. In: Sitzungsberichte der math.-phys. Klasse der Münchner Akademie d. W., S. 397
- Gurnell, A.M. & M. J. Clark (1987): Glacio-fluvial Sediment Transfer. An Alpine Perspective. John Wiley & Sons, 524 S.
- Gyr, H. (1949): Karakorum-Expedition 1947. In: Berge der Welt 4, 3-95. Buchverlag Verbandsdruckerei AG Bern.
- Haeberli, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Fluelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). Juris Druck & Verlag Zürich. 221 S.
- Haeberli, W. (1985): Permafrostkriechen in den Alpen. Physische Geographie Universität Zürich, 16, 43-48.
- Haeberli, W. (1999): Eisschwund und Naturkatastrophen im Hochgebirge : [Projektschlussbericht im Rahmen des nationalen Forschungsprogrammes "Klimaänderungen und Naturkatastrophen", NFP 31], vdf, Hochsch.-Verl. an der ETH Zürich, 190 S.
- Haffner, W. (1979): Nepal, Himalaya: Untersuchungen zum vertikalen Landschaftsaufbau Zentral- und Ostnepals. Erdwissenschaftliche Forschung 12, 125 S.
- Hall, K.J. (1988): Freeze-thaw weathering: New approaches, new advances and old questions. In: Dardis, G.F. & Moon, B.P. (Eds): Geomorphological studies in Southern Africa. A.A. Balkema, Rotterdam, 325-336.
- Hall, K. (1999): The role of thermal stress fatigue in the breakdown of rock in cold regions. In: Geomorphology 31, 47-63.
- Hall, K. & I. Meiklejohn (1997): Some observations regarding protalus ramparts. In: Permafrost and Periglacial Processes, 8, 245-249.
- Hallet, B & J.K. Putkonen (1994): Surface Dating of Dynamic Landforms: Young Boulders on Aging Moraines. Science, Vol. 265, 937-940.
- Handtke, R. (1978): Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Band I, Ott Verlag AG Thun. 468S.
- Harris, T., Tweed, F.S. & Ó. Knudsen (2004): A Polygenetic Landform At Stígá, Öraefajökull, Southern Iceland In: Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography Volume 86, Issue 2, 143 - 145.
- Haserodt, K. (1989): Zur pleistozänen und postglazialen Vergletscherung zwischen Hindukusch, Karakorum und West-Himalaya. In: Haserodt, K. (Hrsg.): Hochgebirgsräume Nordpakistans im Hindukusch, Karakorum und Westhimalaya: Beiträge zur Natur- und Kulturgeographie. Beiträge und Materialien zur Regionalen Geographie, 2, 181-233, Berlin.

- Haserodt, K. (1994): Lawinenfußgruben und Lawinenfußschuttwälle im oberen Kaghan-Tal (Westhimalaya, Pakistan). In: Haserodt, K. (Hrsg.): *Physisch-geographische Beiträge zu Hochgebirgsräumen Nordpakistans und der Alpen. Beiträge und Materialien zur Regionalen Geographie*, 7, 115-127, Berlin.
- Hayden, H.H. (1907): Notes on certain glaciers in Northwest Kashmir. *Records of the Geological Survey of India* 35, 127-137.
- Heck, H.-L. (1961): Glaziale und glaziäre Zyklen. In: *Geologie* 10, 378-395, Berlin.
- Heim, A. (1879): *Über die Verwitterung im Gebirge*. Basel, Schweighauser.
- Heim, A. (1885): *Handbuch der Gletscherkunde*. Stuttgart, 560 S.
- Heim, A. (1932): *Bergsturz und Menschenleben*. Fretz und Wasmuth Verlag A.G., Zürich, 218 S.
- Heim, A. (1933): *Minya Gongkar. Forschungsreise ins Hochgebirge von Chinesisch-Tibet*. – Bern- Berlin 1933.
- Hess, H. (1939): Gletscherkundliches aus dem Karakorum. In: *Petermanns Geographische Mitteilungen* 35, 91-92.
- Heuberger, H. (1980): Zur Nomenklatur der Glazialablagerungen aus ostalpiner Sicht. In: *Verhandlungen des naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg*. NF (23), 93-100. Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin.
- Hewitt, K. (1968a): *Studies of the geomorphology of the Mountain Regions of the Upper Indus Basin*. Unpublished Doctoral Thesis, University of London. 2 Vols.
- Hewitt, K. (1968b): The freeze-thaw environment of the Karakorum-Himalaya. In: *Canadian Geographer*, 12, 85-98.
- Hewitt, K. (1969): Glacier surges in the Karakorum Himalaya (Central Asia). In: *Canadian Journal of Earth Sciences* 6, 1009-1018. Ottawa.
- Hewitt, K. (1982): Natural dams and outburst floods of the Karakoram Himalaya. In: Glen, J.W., ed. *Hydrological Aspects of Alpine and High-Mountain Areas*. International Commission on Snow and Ice (ICSI) Symposium, Exeter, UK, 19-30 July 1982. Proceedings. International Association of Hydrological Sciences. IAHS/AISH Publication, no. 138: 259-269.
- Hewitt, K. (1988): Catastrophic Landslides Deposits in the Karakoram Himalaya. In: *Science* 242, 64-67.
- Hewitt, K. (1989): The altitudinal organisation of Karakoram geomorphic processes and depositional environments. In: *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband* 76, 9-32.
- Hewitt, K. (1993a): Altitudinal organization of Karakoram geomorphic processes and depositional environments. In: J.F. Shroder, jr.(Ed.), *Himalaya to the Sea. Geology, geomorphology and the Quaternary*. Routledge Press, London, 159-183.
- Hewitt, K. (1993b): Mountain Chronicles. Torrential Rains in Central Karakorum, 9-10. September 1992. Geomorphological Impact and Implications for Climatic Change. In: *Mountain Research and Development* 13, 371-375. Boulder, Colo.
- Hewitt, K. (1998a): Himalayan Indus Streams in the Holocene: Glacier-, and Landslide-'Interrupted' Fluvial Systems. In: Stellrecht, I. (Ed.): *Karakorum-Hindukush-Himalaya: Dynamics of Change*. Rüdiger Köppe Verlag Köln (=Culture Scientific Studies) Vol. 4, Part 1, 3-28.
- Hewitt, K. (1998b): Catastrophic landslides and their effects on the Upper Indus streams, Karakoram Himalaya, northern Pakistan. In: *Geomorphology*, Vol. 26, nos 1-3, 47-80.
- Hewitt, K. (1998): Recent Glacier Surges in the Karakoram Himalaya, South Central Asia. In: URL: www.agu.org/eos_elec/97016e.html
- Hewitt, K. (1999): Quaternary Moraines vs Catastrophic Rock Avalanches in the Karakoram Himalaya, Northern Pakistan. In: *Quaternary Research* Vol. 51, Number 3, 220-237. Academic Press.

- Hewitt, K. (2001): Catastrophic rockslides and the geomorphology of the Hunza and Gilgit River valleys, Karakoram Himalaya. In: *Erdkunde*, Heft 55/1, 72-93.
- Hewitt, K. (2003): Styles of rock avalanche depositional complexes conditioned by very rugged terrain, Karakoram Himalaya Pakistan. In: Stephen, G. E. J.V. de Graff. *Reviews in Engineering Geology*. Volume XV. Catastrophic landslides; Effects, Occurrence and Mechanisms, 411 S.
- Hewitt, K., Wake, C., Young, G.J. & C. David (1989): Hydrological investigations at Biafo Glacier, Karakoram Range, Himalaya, Pakistan: an important source of water for the Indus River. In: *Annals of Glaciology* 13, 103-108.
- Hobbs, W.H. (1911): *Characteristics of existing glaciers*. New York, 301 S.
- Hoelzle, M., Wegmann, M. & B. Krummenacher (1999): Miniature Temperature Dataloggers for Mapping and Monitoring of Permafrost in High Mountain Areas. In: *Permafrost & Periglacial Processes*, Vol. 10, No. 2, 113-124.
- Höllermann, P. (1973): Erdpyramiden im westlichen Nordamerika. In: *Natur- und Museum*, 103 (12), Frankfurt a. M., 419-426.
- Höllermann, P. (1983a): Blockgletscher als Mesoformen der Periglazialstufe.- *Bonner Geogr. Abh.*, 67: 73 S., 16 Abb., 2 Tab., 10 Taf.; Bonn.
- Höllmann, P. (1983b): Blockgletscherstudien in europäischen und nordamerikanischen Gebirgen.- In: Poser, H. & Schunke, E. [Hrsg.]: *Abh. Akad. Wiss.*, 35, 116-119; Göttingen.
- Hövermann, J. & M. Kuhle (1985): Typen von Vorlandsvergletscherungen in Nord-Ost-Tibet. In: *Regensburger Geographische Schriften Heft 19/20*, 29-52.
- Hofmann, H. (1937): *Der Karakorum. Eine landeskundliche Darstellung*. Diss. Universität München. Konrad Tritsch Verlag Würzburg, 61 S.
- Hooke, R.L. (1968): Steady-state relationships on arid-region alluvial fan in closed basins. In: *American Journal of Science* 266, 609-629.
- Hübl, J. (1995): *Muren: Prozesse und Ablagerungsformen. Bedeutung für die Gefahrenzonenplanung*. Wien: Diss. Universität für Bodenkultur. 211 S.
- Humlum, O. (1978): Genesis of layered lateral moraines: implications for paleoclimatology and lichenometry. In: *Geografisk Tidsskrift* 77, 65-72, Kopenhagen.
- Humlum, O. (1988): Rock glacier appearance level and rock glacier initiation line altitude: a methodological approach to the study of rock glaciers. *Arctic and Alpine Research*, 20, 160-178.
- Humlum, O. (1997): Active layer thermal regime at three rock glaciers in Greenland. In: *Permafrost and Periglacial Processes* 7, 361-380.
- Iturrizaga, L. (1994): *Das Naturgefahrenpotential in der Talschaft Shimshal, NW-Karakorum*. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Göttingen, 2 Bände, 210 S.
- Iturrizaga, L. (1996): Über das Naturgefahrenpotential für die Hochgebirgssiedlung Shimshal (3080m), Nord-West-Karakorum. In: *Die Erde*, 127, Heft 3, 205-220.
- Iturrizaga, L. (1997a): Glacier outburst floods threatening the settlement Shimshal (North-West-Karakorum). In: Mahanta, K.C. (Ed.), *People of the Himalayas, Journal of Human Ecology, Special Issue No. 6*, 69-76.
- Iturrizaga, L. (1997b): The Valley of Shimshal - A Geographical Portrait of a Remote High Mountain Settlement And Its Pastures with reference to environmental habitat conditions in the North West Karakorum. In: M. Kuhle (Ed.): *GeoJournal, Tibet and High Asia IV*, vol. 42, 2/3, July, 305-328.

- Iturrizaga, L. (1998a): Gletscher als Existenzgrundlage und Gefährdungspotential für die Hochgebirgssiedlung Shimshal im Nordwestkarakorum. In: Petermanns Geographische Mitteilungen, Bd. 3 + 4, Vol. 142, 233-239, Justus Perthes Verlag Gotha.
- Iturrizaga, L. (1998b): Preliminary Results of Field Observations on the Typology of Postglacial Debris Accumulations in the Karakorum and Himalaya Mountains. In: Stellrecht, I. (Ed.): Karakorum-Hindukush-Himalaya: Dynamics of Change. Rüdiger Köppe Verlag Köln (= Culture Area Karakorum, Scientific Studies Vol. 4, Part 1) 71-98.
- Iturrizaga, L. (1999a): Die Schuttkörper in Hochasien - Eine geomorphologische Bestandsaufnahme und Typologie postglazialer Hochgebirgsschuttkörper im Hindukusch, Karakorum und Himalaya. In: Göttinger Geographische Abhandlungen, Band 106, 326 S.
- 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. In: M. Kuhle (Ed.), GeoJournal, Tibet and High Asia V, vol. 47, nos 1-2, 277-339.
- Iturrizaga, L. (2000a): The distribution of debris accumulations in the Rakhiot Valley, Nanga Parbat-N-Side (Pakistan). In: Mieke, G. & Zhang Yili (eds.), Environmental Changes in High Asia. Proceedings of an International Symposium at the University of Marburg. Marburger Geographische Schriften Heft 135, 28-39.
- Iturrizaga, L. (2000b): Postglacial Debris Accumulations in the Karakorum and Himalayas. In: Zheng Du & Zhu Liping (ed.), Formation and Evolution, Environmental Changes and Sustainable Development on the Tibetan Plateau. Proceedings of the International Symposium on the Qinghai-Tibetan Plateau, Xining/China 1998, 74-83.
- Iturrizaga, L. (2001): Lateroglacial valleys and landforms in the Karakoram Mountains (Pakistan). In: GeoJournal (M. Kuhle ed.), Tibet & High Asia (VI), Glacio-geomorphology and prehistoric Glaciation in the Karakorum and Himalaya. Vol. 54 (2-4), 397-428.
- Iturrizaga, L. (2002): Der Pumari Chhish-Gletscherausbruch (Karakoram, Pakistan): Geomorphologische Überprägungen des paraglazialen Sedimentationsumfeldes durch kurzzeitige Gletscherveränderungen. In: Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung 2002/6, 128-133.
- Iturrizaga, L. (2003): The distribution and genesis of lateroglacial valleys in the Karakoram Mountains (Pakistan). In: Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. 130, 51-74.
- Iturrizaga, L. (2004): Ice-dammed lakes in the Karakoram-Hindukush-Mountains (Pakistan): Geomorphological impacts of glacier lake outburst floods in the Karambar valley. In: Himalayan Journal of Sciences, Vol. 2, Issue 4, Special Issue, The 19th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop, Niseko, Hokkaido, Japan, 160-161.
- Iturrizaga, L. (2005a): Transglacial sediments in the Karakoram (Pakistan) – A case study from the Shimshal Valley. In: H. Kreutzmann (Hrsg.), Karakoram in Transition (im Druck).
- Iturrizaga, L. (2005b): Paraglacial (transglacial) landscapes in the Karakoram (Pakistan). In: Samuel Etienne (Ed.): Shifting lands. New insights into periglacial geomorphology. Collection "Géoenvironnement", Editions Mélanie Sèteun, 22-23.
- Iturrizaga, L. (2005c): New observations on glacier lake outbursts in the Shimshal valley. In: Journal of Asian Earth Sciences, vol. 25, 545-555.
- Iturrizaga, L. (2005d): Rekonstruktion von historischen Eisstauseen und Gletscherseeausbrüchen im Karambar-Tal (Hindukusch-Karakorum). In: Berliner Geographische Arbeiten, Band 100, 9-18
- Jamieson, T.F. (1874): On the last stage of the Glacial Period in North Britain. In: Geol. Soc. London Quart. Jour., vol. 30, 317-338.
- Jijun, L., Derbyshire, E. and Xu, S. (1984): Glacial and paraglacial sediments of the Hunza Valley, North West Karakoram, Pakistan: a preliminary analysis. In: Miller, K.J., ed., The International Karakoram Project, vol. II, 496-535. Cambridge University Press: Great Britain.

- Johnson, P.G. (1984): Paraglacial conditions of instability and mass movement. A discussion. In: Zeitschrift für Geomorphologie 28 (2), 235-250.
- Jordan, E. (1991): Die Gletscher der bolivianischen Anden. Erdwissenschaftliche Forschung. Franz Steiner Verlag Stuttgart. 365 S.
- Jorstad, F.A. (1957): Ablationstäler und Ufertäler. In: Petermanns Geographische Mitteilungen 101, 98-100.
- Kalvoda, J. (1992): Geomorphology record of the Quaternary orogeny in the Himalaya and the Karakoram. Developments in Earth Surface Processes 3, 315 S.
- Kamp, U. (1999): Jungquartäre Geomorphologie und Vergletscherung im östlichen Hindukusch, Chitral, Nordpakistan. Inst. für Geographie der Techn. Univ. Berlin, 254 S.
- Kamp, U. (2001): Die jungquartäre Vergletscherung Chitrals im östlichen Hindukusch, Pakistan. In: Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Vol. 37, Issue 1, 81-106.
- Kamp, U. & K. Haserodt (2002): Quartäre Vergletscherungen im Hindukusch, Karakorum und West-Himalaya, Pakistan – Ein Überblick. 93-114.
- Keidel, H. (1909): Über den Büsserschnee in den argentinischen Anden. In: Zeitschrift für Gletscherkunde, Band 4, Heft 1, 31-65
- Keidel, H. (1910): Über den Büsserschnee in den argentinischen Anden (Fortsetzung und Schluss). In: Zeitschrift für Gletscherkunde, Band 4; 96-137 (Heft 2), 177-193 (Heft 3).
- Kick, W. (1956): Chogo Lungma Glacier, Karakoram. In: The Geographical Journal 122, 93-96. London.
- Kick, W. (1956): Der Chogo-Lungma-Gletscher im Karakorum. In: Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band 3, 335-347.
- Kick, W. (1958): Exceptional glacier advances in the Karakoram. In: Journal of Glaciology 3 (23), 229.
- Kick, W. (1964): Der Chogo Lungma-Gletscher im Karakorum. In: Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band V, Heft 1, 1-59, Innsbruck.
- Kick, W. (1985): Geomorphologie und rezente Gletscheränderungen in Hochasien. In: Hartl, W. & W. Engelschalk (Hrsg.), Geographie, Naturwissenschaft und Geisteswissenschaft, Regensburger Geographischer Schriften, 19/29, 53-77.
- Kick, W. (1989a): The decline of the last Little Ice Age in High Asia compared with that in the Alps. In: Oerlemans, J. (Ed.): Glacier Fluctuations and Climatic Change, 129-142.
- Kick, W. (1989b): Bericht 1989 über das Chogo-Lungma-Gletscherende im Karakorum. In Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie. Band 25, Heft 1, 139-145.
- Kick, W. (1996): Forschung am Nanga Parbat. In: W. Kick (Hrsg.): Beiträge und Materialien zur Regionalen Geographie, Heft 8, Forschung am Nanga Parbat. Institut für Geographie der Technischen Universität Berlin, S. 1-133.
- Kittler, C. (1897): Über die geographische Verbreitung und Natur der Erdpyramiden. In: Münchner Geographische Studien. Hrsg. v. S. Günther, 3. München.
- Klaer, W. (1974): Kritische Anmerkungen zur neueren Literatur über das Blockgletscherproblem. In: Heidelberger Geographische Arbeiten, 40, 275-291.
- Koch, J.P. & A. Wegener (1930): Wissenschaftliche Ergebnisse der dänischen Expedition nach Dronning Louises-Land und quer über das Inlandeis von Nordgrönland 1912-13 unter Leitung von Hauptmann J.P. Koch. Medd. om Grönland 75, 1-676.
- Klebsberg, R. v. (1927): Die Südtiroler Erdpyramiden. Geologische Charakterbilder. Verlag Borntraeger, Berlin, 35.

- Kleblsberg, R. v. (1932): Ein Fischfund in den Bändertonen des Inntals (Südtirol). In: Zeitschrift für Gletscherkunde 20, 137-138.
- Kleblsberg, R. v. (1938): Visser's Karakorum-Glaziologie. In Zeitschrift für Gletscherkunde, Band 26, Heft 3/4, 307-320.
- Kleblsberg, R.v. (1948/49): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. 2 Bde. Wien.
- Kleblsberg, R.v. (1950): Das Silltal bei Matrei. Aus seiner jüngsten geologischen Vergangenheit. In: Beiträge zur Heimatkunde von Matrei am Brenner. In: Schlern-Schriften 84, Universitätsverlag Wagner, 76-86, Innsbruck 1950.
- Klostermann, J. (1999): Das Klima im Eiszeitalter. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 284 S.
- König, O. (2002): Zur Vergletscherungsgeschichte des Rolwaling Himal und des Kangchenjunga Himal (Nepal, Himalaya Südabdachung). URL: <http://webdoc.sub.gwdg.de/diss/2003/koenig/koenig.pdf>
- Kreutzmann, H. (1989): Hunza - Ländliche Entwicklung im Karakorum. Abhandlungen- Anthropogeographie. Institut für Geographische Wissenschaften der Freien Universität Berlin, Band 44, Berlin: Dietrich Reimer Verlag, 272 S.
- Kreutzmann, H. (1994): Habitat conditions and settlement processes in the Hindukush-Karakoram. In: Petermanns Geographische Mitteilungen 138 (6), 337-356.
- Krüger, J. (1993): Moraine-ridge formation along a stationary ice front in Iceland. In: Boreas 22, 101-109.
- Kuhle, M. (1982): Der Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaya. Ein Beitrag zur Geomorphologie extremer Hochgebirge. In: Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 41, 1 u. 2, 1-229 u. 1-184.
- Kuhle, M. (1983): Der Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaya. Ein Beitrag zur Geomorphologie extremer Hochgebirge. Empirische Grundlage. Gebrüder Bornträger Berlin-Stuttgart, 383 S.
- Kuhle, M. (1986): The upper limit of glaciation in the Himalayas. In: GeoJournal 13: 331-346.
- Kuhle, M. (1987): Physisch-geographische Merkmale des Hochgebirges: Zur Ökologie von Höhenstufen und Höhengrenzen. In: O. Werle (Hrsg.): Frankfurter Beiträge Didaktik Geogr., Band 10: Hochgebirge, 15-40.
- Kuhle, M. (1988a): The Pleistocene Glaciation of Tibet and the Onset of the Ice Ages – An Autocycle Hypothesis. In: GeoJournal 17, 581-595.
- Kuhle, M. (1988b): Die eiszeitliche Vergletscherung West-Tibets zwischen Karakorum und Tarim-Becken und ihr Einfluß auf die globale Energiebilanz. In: Geographische Zeitschrift, 76, 136-148.
- Kuhle, M. (1988c): 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. (1991): Glazialgeomorphologie. Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt. 213 S.
- Kuhle, M. (1994): Present and Pleistocene Glaciation on the North-Western margin of Tibet between the Karakorum Main ridge and the Tarim Basin Supporting the Evidence of a Pleistocene Inland Glaciation in Tibet. In: GeoJournal Vol. 33, no. 2/3, 133-272, 1994.
- Kuhle, M. (1996a): 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. Beiträge und Materialien zur Regionalen Geographie, Heft 8, 135-156.
- Kuhle, M. (1996b): Die Entstehung von Eiszeiten als Folge der Hebung eines subtropischen Hochlandes über die Schneegrenze - dargestellt am Beispiel Tibets. In: Der Aufschluss 47, 145-164.

- Kuhle, M. (1997): New Findings concerning the Ice Age (Last Glacial Maximum) Glacier Cover of the East-Pamir, of the Nanga Parbat up to the Central Himalaya and of Tibet, as well as the Age of the Tibetan Inland Ice. In: *GeoJournal* 42 (2-3), Tibet and High Asia. Results of Investigations into High Mountain Geomorphology, Paleo- Glaciology and Climatology of the Pleistocene (Ice Age Research) IV. Kuhle, M. (ed.); Kluwer, Dordrecht/ Boston/ London: 87-257.
- Kuhle, M. (2001): The maximum Ice Age (LGM) glaciation of the Central- and South Karakorum: an investigation of the heights of its glacier levels and ice thicknesses as well as lowest prehistoric ice margin positions in the Hindukush, Himalaya and in East-Tibet on the Minya Konka-massif. In: *GeoJournal* (M. Kuhle ed.), Tibet & High Asia (VI), Glacio-geomorphology and prehistoric Glaciation in the Karakorum and Himalaya. Vol. 54 (2-4), 109-396.
- Kuhle, M. (2004a): The High Glacial (Last Ice Age and LGM) ice cover in High and Central Asia. In: *Developments in Quaternary Science* 2, (Ed. J. Ehlers and P.L. Gibbard) Quaternary glaciations extent and chronology. Part III: South America, Asia, Africa, Australia, Antarctica. 175 -199 + CD mit Karten.
- Kuhle, M. (2004b): Past glacier (Würmian) ice thickness in the Karakoram and on the Deosai Plateau in the catchment area of the Indus river. In: *Eiszeitalter und Gegenwart* 54, 95-123.
- Kuhle, M. (2004c): The Pleistocene Glaciation in the Karakoram-Mountains: Reconstruction of Past Glacier Extensions and Ice Thicknesses. *Journal of Mountain Science* 1 (1), 3-17.
- Kuhle, M. & J.P. Jacobsen (1988): On the Geoecology of Southern Tibet. Measurements of Climate Parameters Including Surface- and Soil-Temperatures in Debris, Rock, Snow, Firm, and Ice during the South Tibet- and Mt. Everest Expedition in 1984. In: *GeoJournal*, 17.4, 597-613.
- Kuhle, M., Meiners, S. & L. Iturrizaga (1998): Glacier Induced Hazards as a Consequence of Glacigenic Mountain Landscapes, Ice-Dammed Lake Outbursts and Holocene Debris Production. In: Kalvoda, J. & C. Rosenfeld: *Geomorphological Hazards in High Mountain Areas*. The *GeoJournal* Library. 63-96.
- La Touche, T.H.D. (1910): Notes on certain glaciers in Sikkim. In: *Rec. Geological Survey India* 40, 52-62.
- Lliboutry, L. (1954): The origin of penitentes. In: *Journal of Glaciology*, v. 2, no. 15, 331-338.
- Lliboutry, L. (1956): *Nieves y glaciares de Chile*. Fundamentos de Glaciología. Ediciones de la Universidad de Chile. Santiago de Chile. 471 S.
- Lliboutry, L. (1977): Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. II. Movement of a covered glacier embedded within a rock glacier. In: *Journal of Glaciology*, 18, 255-273.
- Longstaff, T. (1951): *This my voyage*. London. 324 S.
- Longstaff, T.G. (1910): Glacier exploration in the Eastern Karakoram. In: *Geographical Journal* 35 (6), 622-658.
- Louis, H. (1955): Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. *Geographisches Taschenbuch* 1954/55. S. 414 - 418.
- Luckman, B.H. (1976): Rockfalls and Rockfall Inventory Data: some observations from Surprise Valley, Jasper National Park, Canada. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 1, 287-298.
- Lustig, L.K. (1965): Clastic sedimentation in Deep Springs Valley, California. In: *US Geological Survey, Professional Paper*, 352-F, 131-190.
- Lydekker, R. (1881): Geology of part of Dardistan, Baltistan and neighbouring districts. *Records Geol. Surv. of India* XIV, 43-54.
- Lydekker, R. (1883): The geology of Kaschmir and Chamba Territories, and the British District of Khagan. *Memoirs of the geological Survey of India*, Band XXII, 186-192.
- Lyell, C. (1867): *Principles of Geology*. 10th edition, Vol. 1, London, J. Murray.

- MacDonald, K.I. (1989): Impacts of glacier-related landslides on the settlement at Hobar, Karakoram Himalaya. In: *Annals of Glaciology* 13, 185-188.
- Mair, R. & M. Kuhn (1994): Temperature and movement measurements at a bergschrund. In: *Journal of Glaciology* 40, 561-565.
- Mannerfelt, C.M. (1949): Marginal drainage channels as indicators of the gradients of Quaternary ice caps. In: *Geografiska Annaler* 31, 194-199.
- Mason, K. (1930): The glaciers of the Karakoram and the neighbourhood. In: *Records of the Geological Society of India* 63 (2), 214-278.
- Mason, K. (1931): Expedition notes: tours of the Gilgit Agency, *Himalayan Journal* 3, 110-115.
- Mason, K. (1935): The study of threatening glaciers. In: *Geographical Journal* 85, 24-41.
- Mason, K. (1955): *Abode of Snow*. E.P. Dutton and Co., New York, 372 S.
- Matthews, J.A. & J. R. Petch (1982): Within-valley asymmetry and related problems of Neoglacial lateral moraine development at certain Jotunheimen glaciers, southern Norway. *Boreas* 11, 225-247.
- Mattson, L.E., Gardner, J.S. & Young, G.J. (1993): Ablation on debris covered glaciers: an example from the Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya. In: Young, G.J. (Ed.): *Snow and Glacier Hydrology*. International Association of Hydrological Sciences. IAHS/AISH Publication, no. 218: 289-296.
- Maull, O. (1958): *Handbuch der Geomorphologie*. Zweite Auflage, Verlag Franz Deuticke Wien, 600 S.
- Mayewski, P.A. & P.A. Jeschke (1979): Himalayan and Trans-Himalayan glacier fluctuations since AD 1812. In: *Arctic and Alpine Research* 11, 267-287.
- Mayewski, P.A., Pregent, G.P., Jeschke, P. A. & N. Ahmad (1980): Himalayan and Trans-Himalayan glacier fluctuations and the south Asian monsoon record. In: *Arctic and Alpine Research* 12, 171-182.
- Meiners, S. (1996): Zur rezenten, historischen und postglazialen Vergletscherung an ausgewählten Beispielen des Tien Shan und des Nord-West-Karakorum. In: *Geo Aktuell, Forschungsarbeiten*, Bd. 2.
- Meiners, S. (1997): Historical to Postglacial glaciation and their differentiation from the Late Glacial period on examples of the Tian Shan and the N.W.Karakorum. In: *GeoJournal* (M. Kuhle, ed.), *Tibet and High Asia IV*, no. 42, vol. 2-3, 259-302.
- Mercer, J.H. (1963): Glacier variations in the Karakorum. In: *American Geographical Society. IGY World Data Center A; Glaciology, Glaciol. Notes no. 14*. New York, 19-38.
- Mercer, J.H. (1975): Karakoram. In: W.O. Field (Ed.): *Mountain glaciers of the northern hemisphere*. Cold regions research and engineering laboratory, Hanover, USA, 411-448.
- Miehe, G., Winiger, M. & J. Böhner (2001): The climatic diagram map of High Asia. In: *Erdkunde* 55, 94-97.
- Morris, C.J. (1928): Some valleys and glaciers in Hunza. In: *The Geographical Journal*, Vol. LXXI, No. 6, 513 - 536.
- Mott, P. (1946): 1939 Karakoram Expedition. In: *Himalayan Journal* 13, 9-27.
- Noack, E.F. (1977): Journey to the Hispar glacier. In: *Geographical Magazine* 50: 55-62.
- Norin, E. (1925): Preliminary notes on the late Quaternary glaciation of the North-Western Himalaya. In: *Geografiska Annaler* 7, 165-194.
- Nye, J.F. (1958): The mechanics of glacier flow. In: *Journal of Glaciology* 2, 82-93.
- Odell, N.E. (1925): Observations on the Rocks and Glaciers of Mount Everest. In: *The Geographical Journal*, Vol. 66, 289-335.

- Oestreich, K. (1904): Über die Eiszeit im nordwestlichen Himalaya. In: Verhandlungen der Naturforscher-Tag. (II, 1. Hälfte, 225-228), Breslau 1904).
- Oestreich, K. (1906): Die Täler des nordwestlichen Himalaya. In: Ergänzungsheft Nr. 155 zu Petermanns Geographische Mitteilungen, 106 S. Gotha, Justus Perthes.
- Oestreich, K. (1911/12): Der Tschochogletscher in Baltistan. In: Zeitschrift für Gletscherkunde 6, 1-30.
- Oestreich, K. (1914): Himalaya-Studien. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Band 49, 417-451.
- Oldham, R.D. (1888): Some notes on the Geology of the North-West Himalayas. Records of the geological survey of India. Band. XXI, S. 156.
- Ortlam, D. (1994): Subglaziale Hohlformen im außeralpinen Mitteleuropa.- Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 76, 351-394, Stuttgart.
- Osborn, G.D. (1978): Fabric and origin of lateral moraines, Berthartoli Glacier, Garhwal Himalaya, India. In: Journal of Glaciology 20, 84: 547-553.
- Østrem, G. (1964): Ice-cored moraines in Scandinavia. In: Geografiska Annaler, Vol. 46, 282-337.
- Østrem, G. (1965): Problems of dating ice-cored moraines. In: Geografiska Annaler, Vol. 47A, 1-38.
- Østrem, G. (1971): Rock glaciers and ice-cored moraines, a reply to D. Barsch. In: Geografiska Annaler, Vol. 53A, Nr. 3-4, 207-213.
- Owen, L.A. (1991): Mass movement deposits in the Karakoram Mountains: their sedimentary characteristic, recognition and role in Karakoram landform evolution. In: Zeitschrift für Geomorphologie 35, 401-424.
- Owen, L.A. (1994): Glacial and non-glacial diamictons in the Karakoram Mountains and Western Himalayas. In: W.P. Warren & D.G. Croot (eds.), Formation and Deformation of Glacial Deposits. A.A. Balkema, 9-28.
- Owen, L.A., Benn, D.I., Derbyshire, E., Evans, D.J.A., Mitchell, W.A., Thompson, D. Richardson, S., Lloyd, M. & C. Holden (1995): The geomorphology and landscape evolution of the Lahul Himalaya, Northern India. In: Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Band 39, 145-174.
- Owen, L.A. & E. Derbyshire (1989): The Karakoram glacial depositional system. In: Derbyshire, E. & L.A. Owen (Eds.), Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 76, 33-73.
- Owen, L.A. & E. Derbyshire (1993): Quaternary and Holocene intermontane Basin sedimentation in the Karakoram Mountains. In: Shroder Jr., J.F. (Ed.), Himalaya to the Sea. Routledge Press, London, 108-131.
- Owen, L.A. & J. England (1999): Observations on rock glaciers in the Himalayas and Karakoram Mountains of northern Pakistan and India. In: Geomorphology, Vol. 26, nos. 1-3, 199-224.
- Owen, L.A., Finkel, R.C., Caffee, M.W., Gualtieri, L. (2002): Timing of multiple glaciations during the Late Quaternary in the Hunza Valley, Karakoram Mountains, Northern Pakistan: defined by cosmogenic radionuclide dating of moraines. Geological Society of America Bulletin, 114, 5, 593-604.
- Owen, L.A. & M.C. Sharma (1999): Rates and magnitudes of paraglacial fan formation in the Garhwal Himalaya: implications for landscape evolution. In: Geomorphology, Vol. 26, nos. 1-3, 171-184.
- Owen, L.A., White, B.J., Rendell, H. & E. Derbyshire (1992): Loessic silt deposits in the Western Himalayas: their sedimentology, genesis and age. In: Catena Vol. 19, No. 6, 493-510.
- Paffen, K.H., Pillewizer, W. & H.-J. Schneider (1956): Forschungen im Hunza-Karakorum. Vorläufiger Bericht über die wissenschaftlichen Arbeiten der Deutsch-Österreichischen Himalaya-Karakorum-Expedition 1954. In: Erdkunde 10, 1-33. Bonn.
- Pecci, M. & C. Smiraglia (2000): Advance and retreat phases of the Karakoram glaciers during the 20th century: case studies in Braldo Valley (Pakistan). Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, Vol. 23 (1), 73-86.

- Pfannl, H. (1904): Von meiner Reise zum K2 in den Bergen Baltistans. In: Mitteilungen der Königl. Kaiserl. Geographischen Gesellschaft in Wien, Band 47, 247-260.
- Pillewizer, W. (1957): Bild und Bau des NW-Karakorum. In: Photographie und Forschung, Band 7, Heft 6, 185-192.
- Pillewizer, W. (1986): Zwischen Alpen, Arktis und Karakorum: 5 Jahrzehnte kartographischer Arbeit u. glaziologischer Forschung, Berlin: Reimer, 211 S.
- Piotrowski, J.A. (1992): Was ist ein Till? In: Die Geowissenschaften 10. 100-108.
- Porter, S.C. & G. Ombrelli (1980): Catastrophic rockfall of Septmeber 12, 1717, on the Italian flank of the Mont Blanc massif. In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. 24(2), 200-218.
- Putkonen, J.K. & T. Swanson. (2003): Accuracy of cosmogenic ages for moraines. Quaternary Geology.
- Rathjens, C. (k.A.): Klimatische Bedingungen der Soliflukstionsstufe im sommertrockenen Hochgebirge am Beispiel des afghanischen sommertrockenen Hindukusch. In: k.A.
- Ratzel, F. (1880): Über die Entstehung der Erdpyramiden. In: Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft München 1877-1879, München 1870, 77-88.
- Reineke, T. (2001): Bodengeomorphologie des oberen Bagrot-Tales (Karakorum, Nordpakistan). Bonn, Univ., Dissertation, 197 S. URL: <http://deposit.ddb.de/cgi-bin/dokserv?idn=966555341>
- Richter, E. (1900): Die Gletscherkonferenz im August 1899. In: Petermanns Geographische Mitteilungen 46, 4.
- Röthlisberger, F. & W. Schneebeli (1979): Genesis of lateral moraine complexes, demonstrated by fossil soils and trunks: indicators of postglacial climatic fluctuations. In: C. Schlüchter (Hrsg.): Moraines and Varves, A.A. Balkema, Rotterdam, 387-419.
- Röthlisberger, F. (1986): 10 000 Jahre Gletschergeschichte der Erde. Verlag Sauerländer.
- Roethlisberger, F. & M.A. Geyh (1985): Glacier variations in the Himalayas and Karakorum. In: Zeitschrift für Gletscherkunde, 21, 237-249.
- Ryder, J.M. (1971a): The Stratigraphy and Morphology of Para-glacial Alluvial Fans in South central British Columbia. In: Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 279-298.
- Ryder, J.M. (1971b): Some Aspects of the Morphometry of Paraglacial Alluvial Fans in South-central British Columbia. In: Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 1252 – 1264.
- Savoia – Aosta & Desio, A. (1936): La Spedizione geografica italiana al Karakorum 1929- Storia del viaggio e risultati geografici. Bertarelli, Milano – Roma.
- Schlagintweit, R. von (1865): Physikalisch-geographische Schilderung von Hochasien. In: Petermanns Mitteilungen aus Justus Perthes Geographischer Anstalt 11, 361-377. Gotha (Reprinted in: Uhlig, H. & W. Haffner (Eds.), Zur Entwicklung der vergleichenden Geographie der Hochgebirge. Darmstadt, 1984, 31-69.
- Schlagintweit-Sakünlünski, H. v. (1870): Erläuterung der Gebiete Hochasiens. In: Sitzungsberichte der Akademie München 2, 313-327.
- Schlüchter, C. (1980): Form und Inhalt – Die fazielle Gliederung eines Ufermoränenkomplexes. In: Verhandlungen des naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg. NF (23), 101-117. Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin.
- Schmincke, H.-U. (2000): Vulkanismus. Wissenschaftliche Buchgesellschaft. Darmstadt. 264 S.
- Schneebeli, W. & F. Röthlisberger (1976): 8000 Jahre Walliser Gletschergeschichte. Ein Beitrag zur Erforschung des Klimaverlaufs in der Nacheiszeit. 1. Teil: Untersuchungen von Gletscherschwankungen im

- Val de Bagnes. (W. Schneebeili) 2. Teil: Gletscher- und Klimaschwankungen im Raum Zermatt, Ferpècle und Arolla (F. Röthlisberger). Verlag Schweizer Alpen-Club. 152 S.
- Schneider, H.J. (1957): Tektonik und Magnetismus im NW-Karakorum. In: Geologische Rundschau 46, 426-476.
- Schneider, H.J. (1959): Zur diluvialen Geschichte des NW-Karakorum. In: Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München. Band 44, 201-216.
- Schneider, H.J. (1962): Die Gletschertypen. Versuch im Sinne einer einheitlichen Terminologie. In: Gographisches Taschenbuch 1962/63. Wiesbaden, 276-283.
- Schneider, H.J. (1969): Minapin – Gletscher und Menschen im NW-Karakorum. In: Die Erde, Heft 2-4, 266-286.
- Schomberg, R.C.F. (1934): The Bar and Daintar Glaciers. In: The Alpine Journal, Mai 1934.
- Schomberg, F.R.C. (1935): Between the Oxus and the Indus. London. Reprint: n.d. Islamabad, The London Book.
- Schomberg, R. (1936a): Lutkuh und Hunza. In: Alpine Journal 48, 124-133.
- Schomberg, R.C.F. (1936b): Unknown Karakoram. London. Martin Hopkinson.
- Schomberg, Reginald C. F. (1946): The Aftigar Pass in Hunza. In: Himalaya Journal 13:78-86.
- Schreiner, A. (1992): Einführung in die Quartär-Geologie.– Stuttgart (Schweizerbart).
- Schwarzgruber, R. (1939): Die Gangotrigruppe (westlicher Garhwal-Himalaja). In: Zeitschrift des Deutschen Alpenvereins 70, 21-31.
- Searle, M.P. (1991): Geology and Tectonics of the Karakoram Mountains. John Wiley and Sons, Chichester, 358 S.
- Searle, M.P. (1996): Cooling history, Erosion, Exhumation and Kinematics of the Himalaya - Karakoram - Tibet orogenic belt. In: "Tectonics of Asia" (Eds: An Yin and T.M.Harrison). Rubey Symposium volume, Los Angeles, 110-137.
- Senft, H. & W. Senft (1986): Hunza. Bergvolk an der Seidenstrasse. Leopold Stocker Verlag, Graz – Stuttgart. 236 S.
- Shakesby, R.A. (1989): Variability in neoglacial moraine morphology and composition, Storbreen, Jotunheimen, Norway: within-moraine pattern and their implications. In: Geografiska Annaler 71 A, 17-29.
- Shakesby, R.S. (1997): Pronival (protalus) ramparts: a review of forms, processes, diagnostic criteria and palaeoenvironmental implications. In: Progress of Physical Geography 21, 3, 394-418.
- Sharma, M.C., & L.A. Owen (1996): Quaternary glacial history of the Garhwal Himalaya, India: Quaternary Science Reviews, 15, 335–365.
- Sharp, M., (1984): Annual moraine ridges at Skálafelljökull, south-east Iceland. Journal of Glaciology 30, 82–93.
- Sharp, M.J. (1985): Sedimentation and stratigraphy at Eyjabakkajökull – an Icelandic surging glacier. In: Quaternary Research 24, 268-284.
- Sharp, M.J. (1988): Surging glaciers: geomorphic effects. In: Progress in Physical Geography 12, 533-559.
- Shaw, J. (1977): Till body morphology and structure related to glacier flow. In: Boreas 6, 189-201.
- Shaw, J. (1980): Drumlins and large-scale flutings related to glacier folds. In: Arctic and Alpine Research 12, 287-298.

- Shi Yafeng, & Zhang, Xiangsong (1984): Some studies of the Batura glacier in the Karakoram Mountains. In: Miller, K.J., ed., *The International Karakoram Project*, vol. I, Cambridge University Press, 51-63.
- Shipton, E.E. (1940): Karakorum 1939. In: *Geographical Journal* 95, 409-427.
- Shroder, J.F., Khan, M.S., Lawrence, R.D., Madin, I.P. & S.M. Higgins (1989): Quaternary glacial chronology and neotectonics in the Himalaya of northern Pakistan. In: *Geological Society of America Special Paper*, 232, 275-294.
- Shroder, J.F., Bishop, M.P., Copland, L. & V.F. Sloan (2000): Debris-covered glaciers and rock glaciers in the Nanga Parbat Himalaya, Pakistan. In: *Geografiska Annaler*, 82A (1), 17-31.
- Shroder, J.F. Jr., Scheppy, R.A. & M.P. Bishop (1999): Denudation of Small Alpine Basins, Nanga Parbat Himalaya, Pakistan. In: *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, Vol. 31, No2, 121-177.
- Shroder, J.F., Jr., Owen, L. & E. Derbyshire (1993): Quaternary glaciation of the Karakoram and Nanga Parbat Himalaya. In: J.F. Shroder (Ed.): *Himalaya to the Sea: Geology, Geomorphology and the Quaternary*, 132-158, Routledge, New York.
- Small, R.J. (1983): Lateral moraines of glacier de Tsidjiore Nouve: form, development, and implications. In: *Journal of Glaciology* 29, 250-259.
- Small, R.J. (1987a): Englacial and supraglacial sediment: transport and deposition. In: *Glacio-fluvial sediment transfer. An Alpine Perspective*, 111-146.
- Small, R.J. (1987b): Moraine sediment budgets. In: *Glacio-fluvial sediment transfer. An Alpine Perspective*. 167- 197.
- Small, R.J., Beecroft, I.R. & Stirling, D.M. (1984): Rates of deposition on lateral moraine embankments, Glacier de Tsidjiore Nouve, Valais, Switzerland. In: *Journal of Glaciology* 30, 275-281.
- Smiraglia, C., Diolaiuti, G., Casati, D. & M. P. Kirkbride (2000): Recent areal and altimetric variations of Miage Glacier (Monte Bianco massif, Italian Alps). In: *Debris-Covered Glaciers* (ed. by M. Nakawo, C. F. Raymond and A. Fountain) (Proc. Seattle Workshop, Sep. 2000). IAHS Publ., no. 264, 227-234.
- Spedding, N. (2000): Hydrological controls on sediment transport pathways: implications for debris-covered glaciers. In: *Debris-Covered Glaciers* (ed. by M. Nakawo, C. F. Raymond and A. Fountain) (Proc. Seattle Workshop, Sep. 2000). IAHS Publ., no. 264, 133-142.
- Spedding, N. & D.J.A. Evans (2002) Sediments and landforms at Kviarjokull, southeast Iceland: a reappraisal of the glaciated valley landsystem. *Sedimentary Geology* 149 (1-3), 21-42
- Stäblein, G. 1977: Rezente Morphodynamik und Vorzeitinfluenz bei der Hang- und Talentwicklung in Westgrönland. In: *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbandd* 28, 181-199.
- Stahr, A. & T. Hartmann (1999): *Landschaftsformen und Landschaftselemente im Hochgebirge*. Springer-Verlag, 398 S.
- Stein, M.A. (1928): *Innermost Asia*. Vol. 1: 47-50.
- Stellrecht, I. (1995) (Hrsg.): *Bibliography Northern Pakistan – Draft*. CAK (Culture Area Karakorum), Scientific Studies 1. Dr. Inge Welzer – Verlag für Orientalistische Fachpublikationen, Reinbek bei Hamburg, 269 S.
- Strachey, R. (1847): A Description of the Glaciers of the Pindur and Kuphinee Rivers in the Kumaon Himalaja. In: *Journal Asiatic Soc. Bengal* 16, 794-809.
- Thomson, C.W. (1877): The movement of the soil cap. In *Nature* 15.
- Thomson, T. (1852): *Western Himalaya and Tibet*. London.
- Tilman, H.W. (1951): *From China to Chitral*. Cambridge at the University Press. 124 S.

- Trenhaile, A.S. (1990): *The geomorphology of Canada – an introduction*. Oxford University Press. Toronto.
- Trinkler, E. (1930): The ice-age on the Tibetan Plateau and in the adjacent regions. In: *Geographical Journal*, volume 75, 225-232.
- Trinkler, E. (1932): *Geographische Forschungen im westlichen Zentralasien und Karakorum- Himalaya*. Wissenschaftliche Ergebnisse der Dr. Trinklerschen Zentralasien-Expedition, 1. Berlin.
- Troll, C. (1942a): Neue Gletscherforschungen in den Subtropen der Alten und der Neuen Welt. In: *Die Erde*, 54-65.
- Troll, C. (1942b): Büsserschnee in den Hochgebirgen der Erde. Ein Beitrag zur Geographie der Schneedecke und ihrer Ablationsformen. In: *Petermanns Geographische Mitteilungen*, Ergänzungsheft Nr. 240, 1-103.
- Tschudi, S. (2000): Surface exposure dating: A geologist's view with examples from both hemispheres. URL: http://www.ipp.phys.ethz.ch/research/experiments/tandem/Diss_Silvio.pdf
- Tweed, F.S. & A.J. Russell (1999): Controls on the formation and sudden drainage of glacier-impounded lakes: implications for jökulhlaup characteristics. In: *Progress in Physical Geography* 23, 1, 79-110.
- Uhlig, H. (1962): Tiroler Etschland und Kaschmir-Becken. Ein Beitrag zur vergleichenden Geographie der Hochgebirge. In: *Beiträge zur Landeskunde Südtirols* (Festgabe F. Dörrenhaus), 113-134.
- Vigne, G.T. (1842): *Travels in Kashmir, Ladak, Iskardu, the Countries Adjoining the Mountain-Course of the Indus, and the Himalaya, North of the Panjab*. 2 Vols. London, H. Colburn (Reprint Karachi: Indus Publications, 1987).
- Visser, P.C. (1928): Von den Gletschern am Obersten Indus. In: *Zeitschrift für Gletscherkunde*, vol. 16, 169-229.
- Visser, P.C. (1933): Benennung der Vergletscherungstypen. In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 13-20.
- Visser, P.C. (1935): *Durch Asiens Hochgebirge. Himalaya, Karakorum, Aghil und K'unlun*. Leipzig & Frauenfeld: von Huber & Co.
- Visser, P.C. (1938): Glaziologie. In: Visser, Ph.C. & J. Visser Hooft (Eds.): *Wissenschaftliche Ergebnisse der Niederländischen Expeditionen in den Karakorum und die angrenzenden Gebiete in den Jahren 1922, 1925 und 1929/30*. Band II, 215 S.
- Visser-Hooft, J. & P.C. (1926): *Among the Karakoram Glaciers in 1925*. London: E. Arnold.
- Vivian, R. (1975): *Les glaciers des Alpes occidentales*. 513 S. Grenoble.
- Völk, H.R. (1998): Cut and fill valley geomorphology with cryopediments in the Manang area adjacent to the Annapurna mountain range of the Higher Himalayas, Nepal. In: M. Böse & J. Hoffmann (Hrsg.), *Berliner Geographische Abhandlungen*, Heft 63, 169-179.
- Wahrhaftig, C. & Cox, A. (1959): Rock glaciers in the Alaska Range. In: *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70: 383-436.
- Wake, C. & M. Searle (1993): Rapid advance of Pumarikish Glacier, Hispar Glacier Basin, Karakoram Himalaya. In: *Journal of Glaciology* 39 (131), 204-206.
- Warren, W.P. (1989): Protalus till. In: Genetic classification of glacial deposits. In: R.P. Goldthwait & C.L. Matsch (eds.): *Genetic Classification of Glacial Deposits*. Balkema. Rotterdam, 145-146, Rotterdam.
- Washburn, A.L. (1939): Karakoram glaciology. In: *American Journal of Science* 237, 138-146.
- Wasson, R.J. (1979): Stratified debris slope deposits in the Hindu Kush, Pakistan. In: *Zeitschrift für Geomorphologie* 23, 301-320.

- Watanabe, T. (1998): Timing of the late Holocene debris supply and glacial fluctuations in Langtang Himal, central Nepal Himalaya. In: Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich. Beiträge aus der Geirgs-Geomorphologie. Mitteilungen 158, 207-216.
- Watanabe, T., Dali, L. & T. Shiraiwa (1999): Slope denudation and the supply of debris to cones in Langtang Himal, Central Nepal Himalaya. In: Geomorphology, Band 26, 185-197.
- Watanabe, T. (2004): Active landslides on the lateral moraines of Kanchenjunga Conservation Area, eastern Nepal Himalaya. In: Himalayan Journal of Sciences. Vol. 2, Issue 4, July 2004, 273.
- Weiers, S. (1995): Zur Klimatologie des NW-Karakorum und angrenzender Gebiete. Statistische Analysen unter Einbeziehung von Wettersatellitenbildern und eines Geographischen Informationssystems (GIS). Bonn; F. Dümmers (= Bonner Geographische Abhandlungen 92).
- Weiers, S. (1998): Wechselwirkungen zwischen sommerlicher Monsunaktivität und außertropischer Westzirkulation in den Hochgebirgsregionen Nordpakistans. In: Petermanns Geographische Mitteilungen, 142, 85-104.
- Whalley, W. B & H.E. Martin, (1992): Rock glaciers: II models and mechanisms. Progress in Physical Geography, 16, 127-186.
- Wiche, K. (1958): Die Oesterreichische Karakorum Expedition 1958. In: Mitteilungen der Geographische Gesellschaft Wien 10:280-294.
- Wiche, K. (1960): Klimamorphologische Untersuchungen im westlichen Karakorum. Verhandlungen des Deutschen Geographentages, Band 32, 190-203. Franz Steiner Verlag
- Wilhelm, F. (1975): Schnee- und Gletscherkunde. 434 S.
- Windham, W. & P. Martel (1774): An Account of the Glaciers of Ice Alps, one from an English Gentleman to his Friend at Geneva, the other from Peter Martel, Engineer, to the said English Gentleman. London.
- Winkler, J. (1989): Himalaya und Karakorum. Bruckmann, München, 276 S.
- Winkler, S. (1996): Frührezente und rezente Gletscherschwankungen in Ostalpen und West-/Zentralnorwegen. Ein regionaler Vergleich von Chronologie, Ursachen und glazialmorphologischen Auswirkungen. In: Trierer Geographische Studien, Heft 15, 580 S.
- Winkler, S. & H. Hagedorn (1999): Lateralmoränen – Morphologie, Genese und Beziehung zu Gletscherstandsschwankungen (Beispiele aus Ostalpen und West-/Zentralnorwegen). In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. Supplementband 113, 69-84.
- Wissmann, H.v. (1959): Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien. In: Abh. Wiss. Lit., math.-naturwiss. Klasse (Mainz), 14, 1101-1434.
- Workman, F.B. (1899): Ascent of the Biafo Glacier and Hispar Pass; Two pioneer ascents in the Karakoram. Scottish Geographical Magazine, 15: 523-526.
- Workman, F.B. & W.H. Workman (1901): In the ice-world of the Himalaya. London. 1901.
- Workman, F.B. (1904a): Ascent of the Great Chogo Longma Glacier. Apalachia, 10.
- Workman, F.B. (1904b): Explorations des glaciers du Karakorum. La. Geographie, no.9, 23-34.
- Workman, F.B. (1905): From Srinagar to the sources of the Chogo Lungma Glaciers. In: Geographical Journal 25, 245-268.
- Workman, F.B. & W.H. Workman (1908a): Ice-bound heights of the Mustagh. London.
- Workman, F.B. (1908b): Further Explorations in the Hunza Nagar and Hispar Glacier. In: Geographical Journal 32, 495-495.

- Workman, F.B. (1910a): The Hispar Glacier. Its tributaries and mountains. In: Geographical Journal, 35: 105-114.
- Workman, F.B. (1910b): The tongue of the Hasanabad Glacier in 1908. Geographical Journal, 36: 194-196.
- Workman, W.H. (1914): Features of Karakorum Glaciers. In: Zeitschrift der Gesellschaft für Gletscherkunde Berlin 8, 65 f.
- Workman, F. Bullock & W. H. Workman (1909): Peaks and Glaciers of Nun Kun. London 1909.
- Workman, F.B. & W.H. Workman (1910): The Hispar Glacier. In: Geographical Journal 35, Vol. 2, 105-132.
- Younghusband, F. E. (1896): The Heart of a Continent, John Murray, London, 1896.
- Zepp, H. (2004): Geomorphologie – Eine Einführung. 3. Aufl. 354 S.

Kartenverzeichnis

- Mott, P.G. (1950): Karakorum Survey 1939: a new map. In: Geographical Journal, 89-95 mit Karte 1:253440.
- Shipton, E.E. & P.G. Mott (1950): Map of Hispar-Biafo Glacial Regions (Karakorum Himalaya), 1: 253 440. In: Geographical Journal 116, 136.
- Bagrot-Hunza-Nagy and the Hispar Glacier. Maßstab 1 : 126 720. In: Conway, W.M.: Climbing and Exploration in the Karakoram-Himalayas. London 1894.
- Karakoram. Orographical Sketch Map. Maßstab 1 : 250 000 (zwei Blätter). Swiss Foundation for Alpine Research. Erstausgabe 1990.
- Map of Valley and Glacier in Hunza. Maßstab 1 : 400 000. In: The Geographical Journal 71 (1928).
- Hunza-Karakorum. Topographische Ergebnisse der Deutsch-Österreichischen Himalaya-Karakorum-Expedition 1954 und der Deutschen Karakorum-Expedition 1959. Maßstab 1:100 000. Herausgegeben im Rahmen der Alpenvereinskartographie vom Deutschen Alpenverein, München 1995, unter der Leitung von Prof. R. Finsterwalder.
- The Map of Batura Glacier. Maßstab 1 : 60 000. Institute of Glaciology, Cryopedology and Desert Research. Academia Sinica. Lanchow 1978.
- U.S. Army Map Service, Washington. India & Pakistan, 1: 250 00, Series U502. Contour interval 500ft. NI 43-2 Gilgit 1963, NJ 43-14 Baltit 1963, NJ 43-15 Shimshal 1959.
- Wissmann, H.v. (1959: 144): Die heutige Vergletscherung des Karakorum-Gebirges, 1: 1 000 000.