

T I T E L

Historische und rezente Gletscherstandsschwankungen in den Einzugsgebieten
des Cha Lungpa (Mukut-, Hongde- und Tongu-Himalaja sowie Tach Garbo
Lungpa), des Khangsar Khola (Annapurna N-Abdachung) und des Kone Khola
(Muktinath-, Purkhung- und Chulu-Himalaja)

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultäten
der Georg-August-Universität zu Göttingen

vorgelegt von

Hermann Achenbach

aus Freudenberg

Göttingen 2011

D7

Referentin/Referent: Prof. Dr. Matthias Kuhle

Korreferentin/Korreferent: Priv.-Doz. Dr. Lasafam Iturrizaga

Tag der mündlichen Prüfung:

TEIL I

Textband

Vorwort

Die vorliegende Dissertation wurde von Herrn Prof. Dr. Matthias Kuhle angeregt und betreut. Hierfür als auch für seine Bereitschaft zu klärenden Diskussionen möchte ich ihm herzlich danken.

Für die Übernahme des Korreferats danke ich Frau Priv. Doz.-Dr. Lasafam Iturrizaga. Herrn Lakpa Sherpa, Frau Sandra Tacke und Herrn Mitja Vianden gilt der Dank für ihre Mithilfe bei der Durchführung der Feldarbeiten vor Ort.

Besonderer Dank gebührt Herrn Dr. Markus Wagner, auf den insbesondere inhaltliche Anregungen aber auch viele wertvolle Hinweise in der Planungsphase zurückgehen.

Meiner Schwester Katrin Achenbach und meiner Mutter Erika Achenbach danke ich für die sorgfältige Korrektur des Manuskripts.

Schließlich bedanke ich mich ganz herzlich bei meinen Eltern Erika und Manfred Achenbach sowie bei Frau Ulrike Wolf. Ihrer uneingeschränkten Unterstützung konnte ich mir jederzeit sicher sein.

Göttingen, im Januar 2011

Hermann Achenbach

Inhaltsverzeichnis

1	Einführung	1
1.1	Einleitung.....	1
1.2	Wahl des Arbeitsgebietes und Hypothesenbildung	2
1.3	Das Arbeitsgebiet und seine Gletscher	3
1.4	Zur Erschließung des Arbeitsgebietes	6
1.5	Geologie und Strukturgeomorphologie	6
1.6	Das Klima der Region	8
1.7	Forschungsstand zur Vergletscherungsgeschichte des Arbeitsgebietes	11
1.8	Material, Methoden und Begriffliches.....	16
1.8.1	Geländearbeiten	16
1.8.2	Glazialgeomorphologie	17
1.8.3	Sedimentologie	19
1.8.3.1	Korngrößenanalyse.....	19
1.8.3.2	Einzelkornmorphometrie	20
1.8.4	Ältere Aufnahmen der Gletscherfronten	21
1.8.5	Schneegrenzberechnungen und Aufnahme der Gletscherlängenänderungen... 21	
1.8.5.1	Die Schneegrenzberechnung nach VON HÖFER (abgewandelt)	22
1.8.5.2	Die Schneegrenzbestimmung nach KUHLE	22
1.8.5.3	Relationen der Schneegrenzdepressionen	24
1.8.6	Datierungstechniken	24
1.8.6.1	Radiokarbondatierung (¹⁴ C)	24
1.8.6.2	Lichenometrie.....	25
2	Glazialgeomorphologische Aufnahme der Gletscherzungenumgebungen.....	26
2.1	Die Gletscher im Unbekannten Tal	26
2.1.1	Der Mukut-Gletscher und sein Rechter-Nebengletscher.....	26
2.1.2	Der Hongde Himal I-Gletscher	31
2.1.3	Der Hongde Himal III-Gletscher.....	34
2.1.4	Der Hongde Himal II-Gletscher	36
2.1.5	Der Hongde Himal V-Gletscher.....	37
2.1.6	Der Linke-Nachbargletscher des Hongde Himal V-Gletschers	39
2.1.7	Die gemeinsamen Stadien -1, -2 und -3 des Hongde Himal V-Gletschers und seines Linken-Nachbargletschers.....	41
2.1.8	Stadium -1 des Oberen Unbekannten Tal-Gletschers.....	41
2.1.9	Die Terrassen des Stadium -2-Zungenbeckens im Oberen Unbekannten Tal..	42
2.1.10	Der Hongde Himal N-Gletscher.....	46
2.1.11	Der Tukuhe Yamkim Peak N-Gletscher.....	47
2.1.12	Zusammenschau der jüngeren Glazialgeschichte im Unbekannten Tal.....	52
2.2	Die Gletscher im orographisch rechten Nebental des Cha Lungpa	55
2.2.1	Der Tongu-Gletscher und sein Rechter-Nebengletscher.....	55
2.2.2	Der Cha Lungpa Peak-Gletscher	60
2.2.3	Gemeinsames Stadium -1 des Tongu-Gletschers, seines Rechten-Nebengletschers und des Cha Lungpa Peak-Gletschers	61
2.2.4	Zwei Proben aus dem Vorfeld des Mulungtse-Gletschers	62
2.2.5	Zusammenfassende Betrachtung der jüngeren Gletschergeschichte im orographisch rechten Nebental des Cha Lungpa	63
2.3	Die Gletscher im Tach Garbo Lungpa	64
2.3.1	Die Tach Garbo-Gletscher.....	64
2.3.2	Der Tach Garbo Lungpa II-Gletscher.....	68
2.3.3	Der Tach Garbo Lungpa I-Gletscher	70

Inhaltsverzeichnis

2.3.4	Zusammenfassung der jüngeren Gletschergeschichte im Tach Garbo Lungpa	71
2.4	Die untersuchten Gletscher im Einzugsgebiet des Khangsar Khola	72
2.4.1	Der Khangsar Khang-Gletscher	72
2.4.2	Der Grande Barriere NE-Gletscher	77
2.4.3	Zusammenfassende Betrachtung der jüngeren Gletschergeschichte des Khangsar Khang- und des Grande Barriere NE-Gletschers	80
2.5	Die Gletscher im Einzugsgebiet des Kone Khola sowie der Mittlere und W-liche Khardung Khang N-Gletscher	81
2.5.1	Der Shya Gang S-Gletscher	81
2.5.2	Die S-lichste der drei Chulu W-Gletscherzungen und der Jinian W-Gletscher	84
2.5.3	Der Rechte-Nebengletscher des Jinian W-Gletschers	88
2.5.4	Gemeinsames Stadium -1 der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers, des Jinian W-Gletschers sowie seines Rechten-Nebengletschers	89
2.5.5	Gemeinsames Stadium -2 der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers, des Jinian W-Gletschers sowie seines Rechten-Nebengletschers	90
2.5.6	Der Khardung Khang E-Gletscher	90
2.5.7	Der Mittlere Khardung Khang N-Gletscher	94
2.5.8	Der W-liche Khardung Khang N-Gletscher	97
2.5.9	Zusammenfassung der jüngeren Glazialgeschichte der Gletscher im Einzugsgebiet des Kone Khola sowie des Mittleren und W-lichen Khardung Khang N-Gletschers	98
3	Allgemeiner Teil	101
3.1	Zu den Ergebnissen der Sieb- und Pipettanalyse und der Einzelkornmorphoskopie	101
3.2	Die aktuelle klimatische Schneegrenze berechnet nach der Methode VON HÖFER (abgewandelt) und der Methode KUHLE	104
3.3	Zu den rekonstruierten Gletscherständen	107
3.3.1	Gletscherstadium 4 und seine Ursachen	107
3.3.2	Zu den Gletscherstadien 1-3	110
3.3.3	Ältere Gletscherstände (-1, -2 und älter)	112
3.3.4	Die Schneegrenzdepressionen zu den rekonstruierten Gletscherständen	113
3.3.5	Schneegrenzdepressionen der Stadien 2, 3 und 4 in Relation zum jeweiligen Stadium 1	116
3.3.6	Zu den Flechtenfunden	117
3.3.7	Zusammenfassung	119
3.4	Die rekonstruierten Gletscherstandsschwankungen im Untersuchungsgebiet verglichen mit hierzu bestehender Literatur Gesamthochasiens	121
3.4.1	Forschungsstand zu historischen bis neoglazialen Gletscherstandsschwankungen im Himalaja	121
3.4.1.1	Khumbu-Himalaja (S-Abdachung des Hohen Himalaja, siehe Abb. 113, 1)	121
3.4.1.2	Das Obere Barun Nadi, Südseite des Makalu-Massivs (S-Abdachung des Hohen Himalaja, siehe Abb. 113, 1)	124
3.4.1.3	Kangchendzönga-Himalaja (S-Abdachung des Hohen Himalaja, siehe Abb. 113, 2)	125
3.4.1.4	Rolwaling-Himalaja (Himalaja S-Abdachung, siehe Abb. 113, 1)	127
3.4.1.5	Langtang-Himalaja (S-Abdachung des Hohen Himalaja, Abb. 113, 3)	127
3.4.1.6	Manaslu-Himalaja (S-Abdachung des Hohen Himalaja, siehe Abb. 113, 4)	128
3.4.1.7	Annapurna S-Abdachung (S-Abdachung des Hohen Himalaja, siehe Abb. 113, 5)	129

Inhaltsverzeichnis

3.4.1.8	Dhaulagiri W-, S- und E-Abdachung (Hoher Himalaja, siehe Abb. 113, 5)	130
3.4.1.9	Garhwal-Himalaja (S-Abdachung des Hohen Himalaja, siehe Abb. 113, 6)	130
3.4.1.10	Kiar Nala Tal (Kashmir; S-Abdachung der Himalajahauptachse, siehe Abb. 113, 7)	132
3.4.1.11	Kolahoi-Gruppe S-Abdachung (S-Abdachung der Himalajahauptachse, siehe Abb. 113, 7)	132
3.4.1.12	Punjab-Himalaja (Himalajahauptachse, siehe Abb. 113, 7)	133
3.4.1.13	Nanga Parbat-Massiv (siehe Abb. 113, 8)	133
3.4.2	Forschungsstand zu historischen bis neoglazialen Gletscherstandsschwankungen in Tibet	135
3.4.2.1	Mount Everest Nordseite (S-Tibet, siehe Abb. 113; 1)	135
3.4.2.2	Nimaling Berge (Zanskar Kette, siehe Abb. 113, 9)	137
3.4.2.3	Mount Kailash (S-Tibet, siehe Abb. 113, 10)	137
3.4.2.4	Shakhang Khang-Massiv (Zentraltibet, siehe Abb. 113, 11)	138
3.4.2.5	Tanggula Shan (Zentraltibet, siehe Abb. 113, 12)	138
3.4.2.6	Nyainquentanglha Shan (Zentraltibet, siehe Abb. 113, 13)	139
3.4.2.7	Namche Bawar W-Abdachung (SE-Tibet, siehe Abb. 113, 14)	140
3.4.2.8	Zayu-Einzugsgebiet (Namche Bawar, siehe Abb. 113, 14)	140
3.4.2.9	Chola Shan (SE-Tibet, siehe Abb. 113, 15)	141
3.4.2.10	Gongga Shan (SE-Tibet, 16)	141
3.4.2.11	Animachin Berge (E-Kuen Lun, siehe Abb. 113, 17)	142
3.4.2.12	W-licher Quilian Shan (siehe Abb. 113, 18)	143
3.4.2.13	Kuen Lun W-Gebirge (NW-Tibet, siehe Abb. 113, 19)	144
3.4.2.14	Aghil-Gebirge (NW-Tibet, siehe Abb. 113, 20)	145
3.4.3	Forschungsstand zu historischen bis neoglazialen Gletscherstandsschwankungen im Karakorum, im E-Pamir und im Tien Shan	146
3.4.3.1	K2-Nordseite (E-Karakorum, siehe Abb. 113, 21)	146
3.4.3.2	Zentrales Karakorum (siehe Abb. 113, 22)	148
3.4.3.3	Batura Muztagh (NW-Karakorum, siehe Abb. 113, 23)	150
3.4.3.4	Rakaposhi- und Haramosh-Massiv (NW-Karakorum, siehe Abb. 113, 23)	152
3.4.3.5	Hispar Muztagh (NW-Karakorum, siehe Abb. 113, 24)	154
3.4.3.6	Ghujerab-Gebirge (NW-Karakorum, siehe Abb. 113, 24)	156
3.4.3.7	E-Pamir (siehe Abb. 113, 25)	157
3.4.3.8	Dankova-Massiv (siehe Abb. 113, 26)	158
3.4.3.9	Das Ak Schirak-Gebirgsmassiv im Zentralen Tien Shan (siehe Abb. 113, 27)	159
3.4.3.10	Terskei Ala Tau und Suyok-Kette (siehe Abb. 113, 27)	161
3.4.3.11	Der Inyltschek-Gletscher (siehe Abb. 113, 28)	162
3.4.3.12	Das Einzugsgebiet des Ala Artscha Tales, N-Abdachung des Kirgisen Shan (siehe Abb. 113, 29)	162
3.4.3.13	Zailiyskiy Ala Tau (siehe Abb. 113, 30)	163
3.4.3.14	Gletscherrückzug im Tien Shan seit der „Kleinen Eiszeit“ nach SOLOMINA et al. (2004)	164
3.4.4	Die eigenen rekonstruierten Gletscherstadien vor dem Hintergrund des Forschungsstandes	164
4	Kurzzusammenfassung	174
5	Literaturverzeichnis	176
6	Internetquellen	189

Inhaltsverzeichnis

7	Kartenverzeichnis	189
----------	--------------------------------	------------

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Übersicht des Arbeitsgebietes.

Abb. 2: Glazialgeomorphologische Karte der Zungenumgebungen des Mukut-Gletschers, seines Rechten-Nebengletschers und des Hongde Himal I-Gletschers).

Abb. 3: Aufnahme des Mukut-Gletschers und seines Vorfelds.

Abb. 4: Foto der Zunge des Mukut-Gletschers aus dem Jahr 1974 (NAKAWO, S. 3 o. J.).

Abb. 5: Aufnahme des Mukut-Gletschers und seines Rechten-Nebengletschers aus dem Jahr 1977 (KUHLE 1982b, Abb. 12).

Abb. 6-8: Aufnahmen aus dem Vorfeld des Mukut-Gletschers.

Abb. 9: Panorama mit Hongde Himal I-Gletscher, Mukut-Gletscher und dem Rechten Nebengletscher des Mukut-Gletschers.

Abb. 10: Körngrößendiagramm und Ergebnis der Einzelkornmorphoskopie für Probe 1.

Abb. 11: Aufnahme des Hongde Himal I-Gletschers.

Abb. 12: 1960 gemachte Aufnahme EISELINS (1960, Abb. 37) vom Gipfel des Dhaulagiri I.

Abb. 13: Glazialgeomorphologische Karte der Umgebung der Hongde Himal II-V-Gletscher, des Linken-Nachbargletschers des Hongde Himal V-Gletschers sowie des Hongde Himal N-Gletschers.

Abb. 14-16: Aufnahmen der Hongde Himal II-, III- und V-Gletscher.

Abb. 17: Aufnahme der Hongde Himal II-, III- und V-Gletscher sowie des Linken Nachbargletschers des Hongde Himal V-Gletschers aus dem Jahr 1976 (KUHLE 1982b, Abb. 12).

Abb. 18-19: Panoramen des Hongde Himal V-Gletschers und seines Vorfelds.

Abb. 20: Aus der linken Stadium 1-Laterofrontalmoräne des Linken-Nachbargletschers des Hongde Himal V-Gletschers hervorgegangener Blockgletscher.

Abb. 21: Foto der glazifluvialen Terrassen im Oberen Unbekannten Tal.

Abb. 22: Aufnahme des Hongde Himal N-Gletschers und seines Vorfelds.

Abb. 23: Foto eines Schotterauflusses im Oberen Unbekannten Tal.

Abb. 24-30: Körngrößendiagramme und Ergebnisse der Einzelkornmorphoskopien für die Proben 2-8.

Abb. 31: Panorama des Oberen Unbekannten Tals.

Abb. 32-34: Körngrößendiagramme und Ergebnisse der Einzelkornmorphoskopien für die Proben 9-11.

Abb. 35: Glazialgeomorphologische Karte der Zungenumgebung des Tukuhe Yamkim Peak N-Gletschers.

Abb. 36-38: Aufnahmen des Tukuhe Yamkim Peak N-Gletschers und seiner Zungenumgebung.

Abb. 39-42: Körngrößendiagramme und Ergebnisse der Einzelkornmorphoskopien für die Proben 12-15.

Abb. 43: Glazialgeomorphologische Kartierung der Zungenumgebungen des Tongu-Gletschers, seines Rechten-Nebengletschers und des Cha-Lungpa Peak-Gletschers.

Abb. 44-45: Panoramen des Tongu-Gletschers, seines Rechten-Nebengletschers und ihres gemeinsamen Vorfelds.

Abb. 46: Panorama des begangenen orographisch rechten Cha Lungpa Nebentals.

Abb. 47: Aufnahme aus dem Vorfeld des Tongu-Gletschers und seines Rechten-Nebengletschers.

Abb. 48: Flechtenkolonie auf einem Quarzitblock.

Abb. 49-52: Körngrößendiagramme und Ergebnisse der Einzelkornmorphoskopien für die Proben 16-19.

Abb. 53: Panorama des Cha Lungpa Peak-Gletschers und seines Vorfelds.

- Abb. 54:** Glazialgeomorphologische Karte der Zungenumgebungen des Tach Garbo-Flankeneises, des Tach Garbo-Hauptstroms, des Tach Garbo Lungpa II-Gletschers und des Tach Garbo Lungpa I-Gletschers.
- Abb. 55:** Panorama des Vorfelds der Tach Garbo-Gletscher.
- Abb. 56:** Panorama des Hongde Himal II-Gletschers und seines Vorfelds.
- Abb. 57:** Panorama des Oberen Tach Garbo Lungpa.
- Abb. 58:** Panorama des Vorfelds des Tach Garbo Lungpa I-Gletschers.
- Abb. 59:** Glazialgeomorphologische Karte der Zungenumgebungen des Khangsar Khang-Gletschers und des Grande Barriere NE-Gletschers.
- Abb. 60:** Panorama des Oberen Khangsar Khola.
- Abb. 61:** Foto des Khangsar Khang und der Grande Barriere.
- Abb. 62:** Foto des Khangsar Khang-Gletschers aus dem Jahr 1977 (KUHLE 1982b, Abb. 65).
- Abb. 63:** Foto des Khangsar Khang-Gletschers aus dem Jahr 1980 (RÖTHLISBERGER 1986, Abb. 98).
- Abb. 64-65:** Panoramen des Grande Barriere NE-Gletschers und seiner Zungenumgebung.
- Abb. 66:** Foto des Grande Barriere NE-Gletschers aus dem Jahr 1977 (KUHLE 1982b, Abb. 64).
- Abb. 67:** Körngrößendiagramm und Ergebnis der Einzelkornmorphoskopie für Probe 20.
- Abb. 68:** Glazialgeomorphologische Kartierung der Zungenumgebung des Shya Gang S-Gletschers.
- Abb. 69:** Panorama des Shya Gang S-Gletschers und seines Vorfelds.
- Abb. 70:** Flechtenkolonie auf einem Stadium -2-Moränenwall des Shya Gang S-Gletschers.
- Abb. 71:** Foto des Unteren Lupratse Khola.
- Abb. 72:** Glazialgeomorphologische Kartierung der Zungenumgebungen der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers, des Jinian W-Gletschers und des Rechten-Nebengletschers des Jinian W-Gletschers.
- Abb. 73-74:** Panoramen der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers, des Jinian W-Gletschers und des Rechten-Nebengletschers des Jinian W-Gletschers sowie ihrer Zungenumgebungen.
- Abb. 75:** Google Earth-Aufnahme des Zungenendes der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers.
- Abb. 76:** Google Earth-Aufnahme der Zungenumgebungen der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers, des Jinian W-Gletschers und des Rechten-Nebengletschers des Jinian W-Gletschers.
- Abb. 77:** Google Earth-Aufnahme des Vorfelds des Rechten-Nebengletschers des Jinian W-Gletschers.
- Abb. 78:** Foto des Chulu W-Gletschers aus dem Jahr 1977 (KUHLE 1982b, Abb. 51).
- Abb. 79:** Flechtenkolonie auf einem Stadium 1-Moränenwall der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers.
- Abb. 80:** Foto des Vorfelds des Khardung Khang E-Gletschers.
- Abb. 81-83:** Körngrößendiagramme und Ergebnisse der Einzelkornmorphoskopien für die Proben 21-23.
- Abb. 84:** Glazialgeomorphologische Karte der Zungenumgebung des Khardung Khang E-Gletschers.
- Abb. 85:** Panorama des Vorfelds des Khardung Khang E-Gletschers.
- Abb. 86:** Foto der Zunge des Khardung Khang E-Gletschers aus dem Jahr 1977 (KUHLE 1982b, Abb. 50).
- Abb. 87:** Gletschermund des Khardung Khang E-Gletschers.
- Abb. 88:** Glazialgeomorphologische Karte der Zungenumgebungen des Mittleren und des W-lichen Khardung Khang N-Gletschers.

- Abb. 89:** Panorama des Vorfelds des Mittleren Khardung Khang N-Gletschers.
- Abb. 90:** Panorama des Vorfelds des W-lichen Khardung Khang N-Gletschers.
- Abb. 91:** Google Earth-Aufnahme des Vorfelds des Mittleren Khardung Khang N-Gletschers.
- Abb. 92:** Foto des Mittleren Khardung Khang N-Gletschers aus dem Jahr 1977 (KUHLE 1982b, Abb. 46).
- Abb. 93-94:** Körngrößendiagramme für die Proben 24-25.
- Abb. 95:** Übersicht der Korngrößenzusammensetzung der 25 genommenen Sedimentproben.
- Abb. 96:** Vergleich der Tongehalte und Sortierungskoeffizienten von glazifluvialem Sediment (15 Proben) und Moränenmaterial (10 Proben).
- Abb. 97:** Ergebnisse der Einzelkornmorphoskopie (Quarzkornmorphoskopie).
- Abb. 98:** Aktuelle Schneegrenzverläufe der 25 untersuchten Gletscher; berechnet nach VON HÖFER (1879) (abgewandelt).
- Abb. 99:** Aktuelle Schneegrenzverläufe der 25 untersuchten Gletscher; berechnet nach KUHLE (1986b).
- Abb. 100:** Längenreduktionen der Gletscher von Stadium 4 gegenüber den aktuellen Gletscherlängen.
- Abb. 101:** Einzugsbereichshöhen, Eisrandlagenhöhen, aktuelle Schneegrenzverläufe und Schneegrenzdepressionen zu den rekonstruierten Gletscherstadien 4 bis -2; berechnet nach der abgewandelten Methode nach VON HÖFER (1.8.5.1).
- Abb. 102:** Für die Methode KUHLE nötige Eingabegrößen und berechnete Schneegrenzen nach KUHLE (1986b).
- Abb. 103:** Schneegrenzdepressionen der untersuchten Gletscher zu den Stadien 4, 3 u. 2 berechnet nach der abgewandelten Schneegrenzberechnungsmethode nach VON HÖFER (1879).
- Abb. 104:** Schneegrenzabsenkungen zu den Stadien 4, 3 u. 2 ins Verhältnis gesetzt zur Schneegrenzdepression des jeweiligen Stadiums 1.
- Abb. 105:** 1966 aufgenommenes Luftbild der Zunge und des Vorfelds des 5Y458G2-Gletschers im Danghe River Valley im W-lichen Quilian Shan Gebirge (NW-Tibet) (aus LIU et al. 2003, Fig. 2).
- Abb. 106:** Karte der Zungenumgebung des Hailuogou-Gletschers im Gongga Shan Gebirge (SE-Tibet) (aus SU & SHI 2002, Fig. 2).
- Abb. 107:** Foto des Chorabari-Gletschers und Kedarnaths (Nordindien).
- Abb. 108-109:** Fotos des von der Kang Yatze NE-Wand hinabströmenden Gletschers (Ladakh).
- Abb. 110:** Vergleich zweier Aufnahmen des Halong 2-Gletschers.
- Abb. 111:** Google Earth Ausschnitt mit der Zunge des K2-Gletschers.
- Abb. 112:** Gletscherstadienchronologie für Hochasien.
- Abb. 113:** Gebiete Hochasiens, die von verschiedenen Autoren hinsichtlich der Frage neoglazialer (5500-1760 v. h.) und historischer (<1760 v. h.) Vergletscherungsausdehnungen bearbeitet wurden.
- Abb. 114a:** Längenunterschiede der untersuchten Gletscher gegenüber den 2007 u. 2008 aufgenommenen Verhältnissen.
- Abb. 114b:** Längenunterschiede der untersuchten Gletscher gegenüber den 2007 u. 2008 aufgenommenen Verhältnissen.
- Abb. 115:** Längenunterschiede zu historischen und neoglazialen Stadien von Gletschern im Khumbu-Himal und an der Makalu Sabdachung gegenüber den rezenten Verhältnissen nach KUHLE (1986a, 1987b, 2005 u. 2006).
- Abb. 116:** Längenunterschiede zu historischen und neoglazialen Stadien von Gletschern im Kangchendzönga-, Rolwaling- und Langtang-Himal gegenüber den rezenten Verhältnissen nach KUHLE (1990), MEINERS (1999) u. SHIRAIWA & WATANABE (1991).

Abb. 117: Längenunterschiede zu historischen und neoglazialen Stadien von Gletschern im Manaslu-Himal und in der Dhaulagiri-SE- und W-Abdachung gegenüber den rezenten Verhältnissen nach JACOBSEN (1990), ZECH et al. (2003) und KUHLE (1982a u. 1982b).

Abb. 118: Längenunterschiede zu historischen und neoglazialen Stadien von Gletschern im Punjab-Himal, im Garhwal-Himal, im Kiar Nala Tal, in der Kolahoi-Gruppe und in den Nimaling-Bergen gegenüber den rezenten Verhältnissen nach RÖTHLISBERGER (1986) und DAMM (1997 u. 2006).

Abb. 119: Längenunterschiede zu historischen und neoglazialen Stadien von Gletschern an der Mt. Everest N-Seite, im Animachin-Massiv und im Kakitu-Massiv gegenüber den rezenten Verhältnissen nach KUHLE (1986a, 1987c u. 1988c).

Abb. 120: Längenunterschiede zu historischen und neoglazialen Stadien von Gletschern im Quilian Shan, Gongga Shan, Chola Shan und im Nyainqentanglha Shan nach LIU et al. (2003), SU & SHI (2002), BRÄUNING & LEHMKUHL (1996), BRÄUNING (2006) u. KUHLE (1994).

Abb. 121: Längenunterschiede zu historischen und neoglazialen Stadien von Gletschern im Batura Muztagh, im Rakaposhi-Massiv und im Hispar Muztagh gegenüber den rezenten Verhältnissen nach der BATURA INVESTIGATION GROUP (1979) und MEINERS (1995a, 1995b u. 1996).

Abb. 122: Längenunterschiede zu historischen und neoglazialen Stadien von Gletschern im Ak Shirak, im Dankova-Massiv, im Terskei Ala Tau und der Suyok-Kette sowie im Kirgisen Shan nach MEINERS (1995a, 1995b u. 1996).

Abb. 123: Längenunterschiede verschiedener Gletscher Hochasiens zu historischen (ca. <1760 v. h.) und neoglazialen (ca. 5500-1760 v. h.) Gletscherstadien gegenüber den rezenten Verhältnissen in m (nach verschiedenen Autoren).

1 Einführung

1.1 Einleitung

Das Vorhaben zielt auf die Beschreibung historischer (<~1760¹ vor heute) und rezenter Gletscherstandsschwankungen in einem bezüglich jüngster Glazialgeschichte wenig beachteten Ausschnitt des Himalaja ab. Hierüber wird ein Beitrag zur Aufhellung der klimatischen Variabilität im betrachteten Zeitraum geleistet. Der Umstand, dass den von mir besuchten Gletschern hinsichtlich der Fragestellung bislang kaum bzw. mitunter noch gar keine Aufmerksamkeit zukam, liegt zunächst in der schlechten Zugänglichkeit der verhältnismäßig hoch endenden Gletscher begründet. Die, abgesehen von wenigen Ausnahmen, über 5000 m ü. M. terminierenden Eisströme befinden sich in Talschlüssen, die über tagelange Fußmärsche erreicht werden müssen. Weiterhin ist es wahrscheinlich das Fehlen von absoluten Datierungsmöglichkeiten, das hier vor der Aufarbeitung historischer Gletscherschwankungen abschreckt. Material für dendrochronologische- respektive ¹⁴C-Analysen liegt in Höhen, die im historischen Zeitrahmen von den tiefsten Gletscherrändern erreicht wurden nur sehr selten vor. Der Anwendung von Lumineszenz- und kosmogenen Nuklidatierungen steht ihr hinsichtlich der Ausdifferenzierung historischer Gletscherstände nicht ausreichendes Auflösungsvermögen sowie eine für Hochasien noch fehlende Kalibrierung entgegen (siehe hierzu KUHLE & KUHLE 2010).

Der Abfassung der im Kern glazialgeomorphologischen Arbeit gingen zwei Feldkampagnen in den Himalaja, N-lich des Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaja (zwischen 28°36' und 28°59' N sowie 83°30' E und 84°01' E) voraus. Die insgesamt 3,5 Monate umfassenden Forschungsreisen fanden von Anfang August bis Anfang Oktober des Jahres 2007 sowie im Folgejahr von Mitte April bis Ende Mai statt. Für ihre Durchführung war teilweise expeditiv Logistik erforderlich.

Das Manuskript gliedert sich in ein einführendes Kapitel (1), in einen empirischen, das glazialgeomorphologische Inventar des Arbeitsgebietes beschreibenden Teil (2) und einen Allgemeinen Teil (3), dessen Ziel generelle Aussagen sind. Abschließend gibt eine kurze Zusammenfassung (4) die wichtigsten Ergebnisse wieder. Jegliche Illustrationen auf die im Manuskript verwiesen wird, finden sich im separat gebundenen Foto- und Abbildungsband.

¹ Die Abgrenzung des historischen (jünger als 1760 vor heute) gegenüber des neoglazialen Zeitraums (5500-1700 v. 1950 AD) folgt der Differenzierung von KUHLE (1986b, S. 454, 2001, S. 125) in der für Hochasien geltend gemachten Gletscherchronologie (siehe hierzu 1.7).

1.2 Wahl des Arbeitsgebietes und Hypothesenbildung

Aus der Zielsetzung heraus, nämlich der Erstellung einer Gletscherstandschronologie für einen Raumausschnitt, das heißt nicht nur für einen, sondern für mehrere Gletscher, ergibt sich die Auswahl des Arbeitsgebietes. Es kommt nur ein Gebiet in Frage, das eine Vielzahl an Gletschern aufzuweisen hat, deren Vorfelder einsehbar und somit miteinander vergleichbar sind. Die Idee der Möglichkeit der Erstellung einer solchen Gletscherstandschronologie beruht auf der Unterstellung bestehender Kausalität zwischen Klima, der Massenbilanz der Gletscher und der Dynamik ihrer Zungenenden. Da sie nur das Klima als Eingangsgröße beinhaltet, erwächst aus jener vorab angenommenen Monokausalität die Erwartung, dass Vorstoß-, Stagnations- und Rückzugsverhalten der Zungenenden aller Gletscher innerhalb eines Gebietes gleich oder zumindest ähnlich ausfallen. Es gibt jedoch weitere Einflüsse, die sich auf das Gletscherfrontverhalten auswirken und das Ursachenwirkungsgefüge Klima - Massenbilanz - Gletscherlänge gletscherindividuell erweitern. Einige dieser Einflüsse, wie unterschiedliche Gletschergrößen, -geometrien oder variierende Steilheiten der Gletschervorfelder, sind - da jedem Eisstrom eigen - auch bei noch so geschickter Auswahl des Arbeitsgebietes nicht zu eliminieren. Andere - vor dem Hintergrund der Zielsetzung als Störfaktoren anzusehende Größen - können aber mit der Wahl eines Ausschnitts im Inneren Himalaja (23 der 25 besuchten Gletscher liegen im Inneren Himalaja) weitgehend ausgeschlossen oder zumindest minimiert werden. Es sind dies Schneegrenzverläufe in Steilwandbereichen oberhalb des eigentlichen Gletschers, die im Falle von Schneegrenzveränderungen im Rahmen einiger Dekameter bis wenige 100 m keine großen Veränderungen der Nährgebiets- bzw. Zehrgebietsgrößen herbeiführen, so dass nur geringe Massenbilanzveränderungen auftreten, die wiederum nur geringe Zungenoszillationen bewirken (siehe hierzu KUHLE 1997, S. 203). Hiermit in Zusammenhang stehen anteilsmäßig hohe Lawinenernährung sowie große sich auf die Ablation und somit auch auf die Gletscherzungendynamik bei hinreichender Mächtigkeit verzögernd auswirkende Obermoränenummantelungen (siehe TAKEUCHI et al. 2000). Ein generell trägeres Verhalten gegenüber Klimavariationen zeigen auch besonders große Gletscher (siehe OERLEMANS 2007). Massenbilanzveränderungen drücken sich an ihnen oft erst sehr viel später in Form von Längenveränderungen aus. Ob Gletscher jene Eigenschaften aufweisen oder nicht, hängt vom Klima und vom Relief des jeweiligen Gebietes ab. Es ergibt sich folgende Arbeitshypothese.

Die eher kleinen, im Vergleich zu vielen großen Eisströmen des Hohen Himalaja weniger über Lawinen ernährten Gletscher des Arbeitsgebietes reagieren hinsichtlich ihrer Längenänderungen relativ ungedämpft und daher sehr ähnlich auf Klimavariationen, so dass die an ihnen in historischer und rezenter Zeit (<~1760 v. h.) aufgetretenen Gletscherstandsschwankungen besonders gut übereinstimmende Randmoränenabfolgen in den heutigen Zungenumgebungen hinterließen.

1.3 Das Arbeitsgebiet und seine Gletscher

Die beiden im Blickpunkt stehenden Teilgebiete gehören zum Inneren Himalaja². Sie sind durch den N/S Durchbruch des Kali Gandaki Tals voneinander getrennt (Abb. 1).

Der N-lich des Dhaulagiri-Himalaja gelegene Teil des Untersuchungsgebietes wird im Osten durch das mit dem 6976 m hohen Tukucho Hauptgipfel (Tukucho Peak) (Abb. [Abbildung] 1; J, Abb. 3; J, Abb. 6; J, Abb. 9; J, Abb. 18; J, Abb. 10; J, Abb. 37; J, Abb. 38; J) den höchsten Gipfel im betrachteten Ausschnitt W-lich des Kali Gandaki stellende Tukucho Massiv und mit dem Sandachhe Himal, der mit dem Pughru Khang bis 6385 m ü. M. hinaufreicht, begrenzt (Abb. 1; T, Abb. 18; T, Abb. 19; T, Abb. 31; T). Zwischen diesen über die Schneegrenze aufragenden Gebirgsgruppen befindet sich der Dhampus La (La = Pass) (5182 m ü. M.) (Abb. 1; 1, Abb. 3; □, Abb. 9; unter linkem +, Abb. 18; linkes ■, Abb. 19; ■, Abb. 37; ◇), über den der Hochtalboden des Unbekannten Tals (Abb. 1, Abb. 3; ●, Abb. 6; ●, Abb. 9; ■, Abb. 16; ◆, Abb. 18; ◇, Abb. 31; Mittelgrund, Abb. 21; Mittelgrund,) vom Kali Gandaki Tal aus erreichbar ist. Der 5461 m hohe Franzosenpass (Abb. 1; 2, Abb. 9; unter rechtem +, Abb. 16; ●, Abb. 18; rechtes ■, Abb. 21; ■) sowie die Kämme des Mukut-, Hongde- und Tongu-Himal mit ihren zahlreichen Gipfeln über 6000 m ü. M. (Abb. 1, L X O S Z W, Abb. 3; X O W, Abb. 6; W, Abb. 9; S W L, Abb. 15; W S Z, Abb. 18; L, Abb. 19, Abb. 31; X O W S Z, Abb. 21; L) schließen das Arbeitsgebiet im Süden bzw. im Westen ab. Neun der insgesamt 25 aufgesuchten Gletscher liegen im Unbekannten Tal (Abb. 1; 1-9, Abb. 2, Abb. 3, Abb. 9, Abb. 13, Abb. 16, Abb. 18, Abb. 19, Abb. 22, Abb. 30, Abb. 31, Abb. 35). Der Unbekannte Tal Fluss konfluiert in 4280 m ü. M. mit den Wässern des NW/SE verlaufenden Oberen Cha Lungpa (Abb. 1). Gemeinsam bilden sie den Unterlauf des Cha Lungpa, bevor sie in 2950 m ü. M. in den Kali Gandaki einmünden. Ein orographisch rechtes Nebental des Oberen Cha Lungpa, das den Tongu Himal NNE-wärts drainiert, beherbergt drei weitere der untersuchten

² Eine Ausnahme bilden hier der Grande Barriere NE- und der Khangsar Khang-Gletscher. Sie fließen vom Hohen Himalaja ins Khangsar Khola hin ab.

Einführung

Gletscher (Abb. 1; 10-12, Abb. 43, Abb. 44, Abb. 45, Abb. 46, Abb. 47, Abb. 53). 1 km auswärts der Mündungsstufe Unbekanntes Tal/Cha Lungpa konfluiert der Abfluss des N/S verlaufenden Tach Garbo Lungpa mit dem Cha Lungpa Fluss. Im Oberlauf, wo das Tach Garbo Lungpa - ähnlich dem Oberen Unbekannten Tal - ein für den Inneren Himalaja charakteristisches über 5100 m ü. M. verlaufendes Hochtalboden aufweist, fließen vier Gletscher in kleineren von Osten her auf das Tach Garbo eingestellten Seitenästen gegen seine Tiefenlinie ab (Abb. 1; 13-16, Abb. 54, Abb. 55, Abb. 56, Abb. 57, Abb. 58). Auch sie wurden in der vorliegenden Arbeit berücksichtigt. Das hier (im N-lich des Dhaulagiri Massivs gelegenen Teil des Arbeitsgebietes) die Gletscher umgebende Relief weist sich im Vergleich zum Hohen Himalaja durch durchschnittlich flacher geneigte Talböden und moderater abfallende Gletscherrückwände aus, die sich in der Vertikalen zumeist nur über einige 100 m erstrecken. Bei den vorkommenden Gletschern handelt es sich vornehmlich um den Typ Firnmulde (Firnfeld) bzw. um Flankeneise (nach SCHNEIDER 1962). Nur der Tukuche Yamkim Peak N-Gletscher (Abb. 36; linker Bildrand, Abb. 30; rechter Bildrand) sowie der Rechte-Nebengletscher des Tongu-Gletschers (Abb. 44; ●, Abb. 45; ●), die bedingt durch verhältnismäßig hohe Steilwände in ihren Einzugsgebieten einen hohen Anteil sekundärer Ernährung erfahren, nehmen sich hier als Firnkessel- bzw. Lawinenkesselgletscher aus. Die aktuellen Zungenfronten der untersuchten Gletscher liegen zwischen 5160 und 5720 m ü. M. Die übrigen Eisströme liegen im Einzugsbereich des Marsyandi Khola bzw. enden auf der weitläufigen Einsattelung des Thorung La. Es sind neben der Thorung La Passhöhe das Kone Khola, das Khangsar Khola sowie ihre Tributärtäler, in denen diese Gletscher hinabströmen (Abb. 1; 17-25). Von SW nach NE umschließen die Grande Barriere (Abb. 60; ●, Abb. 61; ■, Abb. 65; rechter Bildrand), der Muktinath-Himal (Abb. 80, P), der Purkhung-Himal (Abb. 73; Q) und der Chulu-Himal (Abb. 73; R D', Abb. 74; R) diesen E-lichen Teil des Arbeitsgebietes. An die dem Hohen Himalaja zugehörige Grande Barriere grenzt der in 7485 m ü. M. kulminierende Gipfelbau des Khangsar Khang (Roc Noir) (Abb. 60; E, Abb. 61; E), der im gesamten Untersuchungsgebiet die höchste Erhebung darstellt (die noch höheren Gipfel im Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaja liegen nicht in den Einzugsgebieten berücksichtigter Gletscher und zählen daher nicht zum eigentlichen Arbeitsgebiet). Sowohl über den Mesokantu La (5099 m ü. M.) (Abb. 1; 5) als auch über den weitaus stärker frequentierten 5416 m hohen Thorung La (Abb. 1; 6) können das Khangsar Khola und das Kone Khola von Westen her begangen werden. Zwischen diesen Pässen erreicht die Gebirgsgruppe des Muktinath-Himal mit dem Khardung Khang eine Höhe von 6484 m (Abb. 80; P). Die Berge des Chulu- und Purkhung-Himal gipfeln ebenfalls in Höhen zwischen 6000

und 6500 m ü. M. Mit dem Khangsar Khang- (Abb. 1; 17, Abb. 59, Abb. 60; ○, Abb. 61; ●) und dem Grande Barriere NE-Gletscher (Abb. 1; 18, Abb. 59, Abb. 64 ✓, Abb. 65; ●) fließen auch zwei vom Hohen Himalaja abfließende Gletscher mit in die Untersuchungen ein. Die hier höheren Einzugsbereiche bewirken vor allem im Fall des Khangsar Khang-Gletschers ein - im Vergleich zu den anderen betrachteten Gletschern - recht tiefes aktuelles Zungenende (4150 m ü. M.). Das Ablationsgebiet des Khangsar Khang-Gletschers, der nach KUHLE (1982a, S. 122) „(...) eine Art himalayatisches Pendant zum alpinen Firnfeldgletscher (...)“ darstellt, ist auf den letzten 2,8 km mit Obermoräne bedeckt. Beim Grande Barriere NE-Gletscher, der als Lawinenkesselgletscher (nach SCHNEIDER 1962) zu deklarieren ist, fällt die Obermoränenbedeckung weniger umfänglich aus. Die restlichen sechs betrachteten Eisströme befinden sich im Einzugsgebiet des Kone Khola oder enden von Süden her auf der Passhöhe des Thorung La (Abb. 1; 19-25, Abb. 68, Abb. 69, Abb. 71, Abb. 72, Abb. 73, Abb. 74, Abb. 84, Abb. 85, Abb. 88, Abb. 89, Abb. 90). Da ihre Einzugsbereiche deutlich geringere Höhen als der Khangsar Khang und die Grande Barriere erreichen, terminieren sie dementsprechend höher (in 4970 m bis 5376 m ü. M.). Verhältnismäßig mächtige Obermoränenbedeckungen sind für den Jinian W-Gletscher (Firnesselgletscher [nach SCHNEIDER 1962]) (Abb. 74; ∨) und den W-lichen Khardung Khang N-Gletscher (Lawinenkegelgletscher [nach KUHLE (1982a, S. 121)]) (Abb. 90; ◇) zu verzeichnen. Die S-lichste Zunge des Chulu W-Gletschers geht aus einer zentralen Firnhaube (nach SCHNEIDER 1962) hervor (Abb. 73 ○, Abb. 74 ○). Bei den übrigen Gletschern (Rechter-Nebengletscher des Jinian W-Gletschers [Abb. 73; ◆], Shya Gang S-Gletscher [Abb. 69; ■] und Khardung Khang E-Gletscher [Abb. 85; ↓]) handelt es sich um geringmächtig bzw. garnicht verschuttete Kar- respektive Firnuldengletscher. Das im Kone Khola und seinen Tributärtälern die Eisströme umgebende Relief ähnelt von den Gipfelhöhen sowie der Steilheit und Vertikalerstreckung der Gletschereinfassungen dem W-lich des Kali Gandaki gelegenen Teil des Untersuchungsgebiet, weist jedoch nicht derart lange Hochtäler wie das Unbekannte Tal und das Tach Garbo Lungpa auf.

Insgesamt nehmen das Unbekannte Tal, das orographisch linke Nebental des Cha Lungpa, das Tach Garbo Lungpa, das Kone Khola und das Khangsar Khola 505 km² Fläche ein, wovon aktuell 107 km² vergletschert sind.

Im Sinne von SHI & LIU (2000, S. 669) sind die Gletscher des Arbeitsgebietes subkontinentalen Typs. Das heißt sie erhalten ca. 500 bis 1000 mm Niederschlag in der glazialen Stufe. Im Niveau der Schneegrenze liegt die mittlere Jahrestemperatur zwischen -6 und -12° C (vgl. mit den klimatischen Verhältnissen im Arbeitsgebiet in Kapitel 1.6 u. 3.2). Im Gegensatz zu den Gletschern der Mittelbreiten erhalten die Eisströme im

Untersuchungsgebiet ihre hauptsächliche Ernährung sommerzeitlich („summer accumulation type“ [siehe AGETA & HIGUCHI 1984]), das heißt während des Monsuns.

1.4 Zur Erschließung des Arbeitsgebietes

Mit der Öffnung Nepals im Jahre 1949 begann die Erschließung des Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaja sowie der angrenzenden Gebiete durch europäische und japanische Expeditionsgruppen.

Während 1950 eine britische Expedition, angeführt von TILMAN (1951, 1952) das Marsyandi Khola und die Nordseite des Annapurna Massivs erkundete, gelang im gleichen Jahr einem französischen Unternehmen unter der Leitung von HERZOG (1950) mit der Besteigung der 8091 m hohen Annapurna I die erste Begehung eines Achttausenders. In den folgenden Dekaden wurden in diesem Teil des Himalaja mehrere Feldkampagnen durchgeführt, deren Ergebnisse, da geographischer, geologischer, meteorologischer als auch botanischer Art, für die vorliegende Arbeit mitunter von Interesse sind (siehe u. a. KITAMURA 1955, HAGEN 1968, 1969, STANTON 1972, KUHLE 1982a, 1982b u. 1983, MIEHE 1982). Ein detaillierter Überblick zur expeditiven Erforschung des Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaja des letzten Jahrhunderts ist eingangs der Arbeit von KUHLE (1983, S. 3-7) gegeben.

1.5 Geologie und Strukturgeomorphologie

Hinsichtlich der Geologie werden die Arbeiten von FUCHS (1967), HAGEN (1968, 1969), BORDET et al. (1971), GARZANTI (1999), GODIN (2003) sowie die geologische Karte des Annapurna-, Manaslu- und Ganesh-Himalaja von COLCHEN et al. (1980) (siehe Kartenverzeichnis) herangezogen.

Ausführungen zur Strukturgeomorphologie der Gebiete sind bei KUHLE (1982a, S. 13-22) zu finden.

Da das Relief die Gletschertypenausbildung mitbedingt, sollen die Geologie als für selbiges substanzbildend sowie die Strukturgeomorphologie an dieser Stelle kurz erläutert werden. Die Geologie ist außerdem im Zusammenhang mit den Ergebnissen Einzelkornmorphometrie von Interesse (siehe 3.1).

Die Stratigraphie der den Inneren Himalaja aufbauenden Sedimentgesteinsserien spiegelt die Entwicklung des Thetys Ozeans wider. Die Akkumulation der 10 km mächtigen Sedimente fand zwischen Kambrium und früher Kreidezeit statt (BORDET et al. 1971, S.279 ff) und ist

nach GARZANTI (1999, S. 805 ff) dreiphasig abgelaufen. (1.) Ab der Epochenwende Kambrium/ Ordovizium kam es bereits vor der Öffnung des Neothetys Ozeans im Bereich des heutigen Zentralen Himalaja zur Ablagerung von karbonatischen bis siliziklastischen Sedimenten. (2.) Im frühen Karbon tat sich dann der Thetys Ozean auf, worauf folgend im Perm die ozeanische Kruste aufbrach und sich ein mittelozeanischer Rücken bildete. Nach 150 Mio. Jahren kontinentaler Sedimentation setzte nun also die Akkumulation von fossilführenden Karbonaten ein (GARZANTI 1999, S. 816). Die dritte Phase (3.) zwischen Jura und Oberer Kreidezeit wurde durch tektonische Prozesse, welche die bis dato entstandenen Sedimentgesteinspakete stark fragmentierten, begleitet. Die in diesem Zeitraum zur Ablagerung gelangten Serien bestehen an ihrer Basis aus Quarz-Feldspat-Areniten, die von oolithischen Eisensteinen gekappt werden. Darüber lagern Mergelkalksteine, die ihrerseits von spätjurassischem Schieferthon abgedeckt werden. Die kreidezeitlichen Sequenzen beginnen zu unterst mit quarzitischen Siliklastiten auf die vulkaniklastische Delta- und Schelfsedimentgesteine folgen. Kurz vor der Schließung des Thetys Ozeans durch die Kollision von Indien mit Eurasien, an der Wende Paläozoikum/Eozän, akkumulierte Sedimentfolgen stehen, da sie infolge der Auffaltung des Himalajabogens der Erosion anheim fielen, im Himalaja nirgends mehr an (GARZANTI 1999, S. 816).

Drei tektonische Einheiten innerhalb des Thetys Himalaja (Innerer Himalaja) substantiieren die Untersuchungsgebiete. Nach HAGEN (1968, S. 159) fallen die Arbeitsgebiete den nordwärts an die „Schuppen Zone“ anschließenden tektonischen Blöcken der „zone of intensive reverse folding“, „zone of intensive normal folding“ und „zone of moderate folding“ zu. Namensgebend waren hier im ersten Fall überwiegend nordvergenten sowie im zweiten Fall vornehmlich südvergenten Verkipungen der Falten (HAGEN 1968, S. 159).

Das mit seiner Tallängsachse einem E-W verlaufenden Faltenachsensattel folgende und daher als Antiklinaltal vorliegende Obere Marsyandi Khola ist an eine Grabenstruktur gebunden, in die sich beidseitig von den Schultern ausgehend, jüngere mesozoische Schichtfolgen eingefaltet haben (HAGEN 1968, S. 73). Verläuft das Obere Khangsar Khola als Antiklinaltal auf einer Faltenhöhe, ist das Untere Khangsar Khola als Synklinaltal zu verstehen (KUHLE 1982a, S. 16). Jene Faltenachse, die im Marsyandi Khola noch mit der Tiefenlinie zusammenfällt, bildet in W-licher Fortsetzung die Talscheide zwischen Kone Khola und Khangsar Khola. Verfolgt man diese Talschaften und ihre Quellläste weiter in einwärtiger Richtung, treten größtenteils nach Norden verschuppte Schichtfolgen auf, die die Gebirgsgruppen des Muktinath-, Purkhung- und Chulu-Himalaja bilden (HAGEN 1968, S. 79 ff).

Für den gerade angesprochenen Bereich des Thetys Himalaja, also N-lich des Annapurna Massivs, konnte GODIN (2003, S. 322) anhand von paläozoischen Schichten eine minimale Krustenverdickung von 150 % und eine horizontale Verkürzung, die mindestens bei 43 % liegt, diagnostizieren. Hierdurch drückt sich die Intensität der Einengungstektonik aus.

Auch das W-lich des Thak Khola Durchbruchs gelegene Arbeitsgebiet ist Teil des Thetys Himalaja. Nach FUCHS (1967, S. 193) ist es die Mukut Synklinale, die als Teil des Tibetischen Randsynklinoriums das Unbekannte Tal und seine Einzugsgebiete beherbergt. Die Gesteinsschichten dieser nach Norden überkippten Mulde fallen nahezu gänzlich steil bis mittelsteil in S-licher bis SSW-licher Richtung ein. Während im Süden die Mulde in der Nordflanke des Dhaulagiri-Himalaja endet, heben im Bereich des Unbekannten Tals mesozoische Sequenzen nach Osten hin aus. NE-lich an den Dhampus La (Abb. 1; 1) angrenzend, sind daher nur ältere im Karbon abgelagerte Schichtglieder zu finden. Wie KUHLE (1982, S.16) feststellt, folgt das Unbekannte Tal einer in den Gesteinsschichten ausgebildeten ac-Klüftung und wird von einer stark verfalteten Teilantiklinale gequert, an die sich unmittelbar N-lich eine weitere Muldenzone anschließt. FUCHS (1967, S. 193) fasst sowohl die N/E verlaufende Falte als auch die angrenzende Mulde als Teil der Mukut Synklinale auf. Im Norden, das Untersuchungsgebiet abschließend, orientiert sich das Cha Lungpa an einer Verwerfung, während das ausgehend vom Sangda La (Abb. 1; 3) in den Dolpo Himalaja entwässernde Thajang Khola - ausgenommen sein Talschluss - ein Synklinaltal darstellt (KUHLE 1982, S. 16).

1.6 Das Klima der Region

Das gesamte Arbeitsgebiet ist im Regenschatten des Hohen Himalaja gelegen, wird aber von den sommerzeitlichen monsunalen Niederschlägen noch erfasst. Im Fall des Untersuchungsgebietes ist es der S-wärts angrenzende Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaja mit Gipfeln von über 7000 und sogar über 8000 m ü. M., der als extreme Wetterscheide in Erscheinung tritt (siehe Abb. 1).

So registrierte PUTKONEN (2004, S. 247) ca. 20 km S-lich des Annapurna Hauptkamms auf dem das Midim Khola orographisch rechts begrenzenden Pasqam Rücken zwischen 1999 und 2001 einen Jahresniederschlag von knapp mehr als 5000 mm. Aus den Jahren 1971 und 1972 ist aus Lumle im Doti Khola (30 km S-lich des Annapurna Hauptkamms) sogar ein jährlicher Niederschlag von 6170 mm überliefert (KLEINERT 1973, S. 11). Demgegenüber steht die in einer Höhe von 2700 m bei der Siedlung Jomosom (siehe Abb. 1) im Kali Gandaki

Einführung

Durchbruchstal ermittelte Niederschlagssumme von 295 mm/J (STAINTON 1972, S. 10). Die Jahresmitteltemperatur Jomosoms liegt bei 12° C.

Die Vormonsunzeit wird verkürzt durch die im Frühjahr auftretende Konvektivbewölkung, die für gewöhnlich an der Südabdachung (FLOHN, 1970, S. 36), aber auch mancherorts N-lich des Himalajahauptkamms (beispielsweise im Marsyandi Khola [siehe Kapitel 3.2]) Niederschläge bringen. Zusätzlich gehen über dem Untersuchungsgebiet Winterniederschläge nieder, die auf wandernde Höhenträge, angetrieben durch die allgemeine Westwinddrift, zurückzuführen sind (FLOHN 1970 S. 37, KUHLE 1982a, S. 5). In den Hochlagen des Himalaja kommt es während der Wintermonate häufig zu den gefürchteten jetstreambedingten Schneestürmen, die von wenigen Tagen mit Windstille unterbrochen sind (KRAUS 1967, S. 306). Das bedingt in Regionen oberhalb 5000 m beträchtliche Schneeverwehungen, so dass hier eine geschlossene Schneedecke während der kalten Jahreszeit eher selten ist (siehe hierzu KUHLE 1982a, S. 6 u. MIEHE 1982, S. 13). Eine Ausnahme scheint hier das Gebiet rund um den Tilicho See (Abb. 1) zu sein (siehe hierzu SCHMELZER 2000, S. 12 und MARCUS & BRAZEL 1996).

Als besondere Wettererscheinung erwähnenswert, ist das im Kali Gandaki Tal vorherrschende Berg-Talwindssystem. So ist mit dem Durchbruch der Himalajaketten eine Verbindung für den Luftmassenaustausch zwischen Nordindischer Tiefebene und dem Tibetischen Hochplateau geschaffen. Das bedingt tagsüber auftretende extreme Talwinde, die aus der Sogwirkung der sich über Tibet aufheizenden und aufsteigenden Luftmassen resultieren (FLOHN 1970, S. 27). Während einer Messkampagne EGGERS (2000, S. 1106) im September und Oktober 1998 wurden bei Marpha (4 km S-lich vom Jomosom [Abb. 1]) die hierbei zustande kommenden höchsten Windgeschwindigkeiten mit 15-20 m/s gemessen. Der nächtliche Bergwind hingegen ist weitaus schwächer.

Für das Wettergeschehen im Unbekannten Tal und im übrigen Einzugsgebiet des Cha Lungpa von Bedeutung ist vor allem die sommerzeitlich im Kali Gandaki vorherrschende Hangwindzirkulation, die als zwei Konvektionszellen zu verstehen ist, deren Luftmassen an den Talflanken aufsteigen und über der Talachse konvergieren, um hier wieder abzusinken (MEURER 1982, S. 54, MIEHE 1991, S. 187). Während hierdurch an den Talhängen gerade monsunzeitlich eine im Tagesverlauf zunehmende Quellbewölkung bedingt wird, hat die abwärts gerichtete Luftströmung im Bereich der Talmitte zumeist gänzliche Wolkenlosigkeit über der Tiefenlinie N-lich des Hohen Himalaja zur Folge. Wie beim eigenen Feldaufenthalt im Spätsommer (Mitte August bis Mitte September) 2007 beobachtet, erreicht diese aus dem Kali Gandaki herrührende Bewölkung das Unbekannte Tal über den Dhampus La (Abb. 1; 1).

Aber auch über den Franzosenpass dringen Wolken bis hierher vor (Abb. 1; 2). In jenem Zeitraum kam es aus dieser Bewölkung in unregelmäßigen Abständen (alle 4 bis 7 Tage) zu Niederschlägen, die selbst Ende August bis auf 5000 m ü. M. immer in Form von Schnee niedergingen. Im Unbekannten Tal bestimmten FUJITA et al. (2001, S. 33) in einer Höhe von 5267 m ü. M. zwischen dem 1.8.1998 und dem 30.9.1999 (im Vorfeld des Mukut-Gletschers) eine Jahresniederschlagsmenge von 447 mm. Diese fiel nach Messungen mit einer Kippwaage sowie eines Totalisators (siehe hierzu Kapitel 3.2) zu 98 % während der Monsunzeit (Mai bis September) (FUJITA et al. 2001, S. 33). Das beinahe komplette Ausbleiben von Niederschlägen im Unbekannten Tal im Winter 1998/99 ist jedoch wahrscheinlich als Ausnahme einzustufen (siehe Kapitel 3.2). Die Jahresmitteltemperatur lag - ebenfalls von FUJITA et al. (2001, S. 33) im Vorfeld des Mukut-Gletschers gemessen (5267 m ü. M.) - zwischen dem 1.8.1998 und dem 30.9.1999 bei - 4,6° C. Die mittlere Windgeschwindigkeit betrug in diesem Zeitraum 4,4 m/s, wobei die winterzeitlich gemessenen Windspitzen bei 10 m/s lagen. Bei höheren Windgeschwindigkeiten können nach KUHLE (1982a, S. 6) im Unbekannten Tal Minimumtemperaturen zwischen -16° bis -26° C erreicht werden. Diese wurden von ihm im Dezember 1976 in 5100 m ü. M. unterhalb des Dhampus La gemessen (Abb. 1; 1).

Im Mai 2008 verweilte die eigene Expedition 2,5 Wochen im Oberen Cha Lungpa bzw. im Tach Garbo Lungpa. Hier fiel der alltäglich gleiche Wetterverlauf auf. So herrschte morgens bei zumeist klarem Himmel nahezu Windstille, gegen Mittag zog ein vom Kali Gandaki herrührender Ostwind auf, der während des gesamten Aufenthaltes dreimal leichten Schneefall und einmal über 2 Std. anhaltenden hazardartigen Schneefall mit sich brachte. Nachmittags (ca. ab 14:00) wurde jene Bewölkung durch aufkommenden Westwind fortgeblasen und bis zum späten Vormittag des nächsten Tages blieb der Himmel zumeist wolkenfrei.

Klimamessungen aus dem Zeitraum 1991 bis 1995, vorgenommen an der den Gletschern im Einzugsgebiet des Marsyandi Khola nächsten Klimastation (Manang; 3500 m ü. M. [Abb. 1]), ergaben eine durchschnittliche Jahresniederschlagsmenge von 385 mm (Department of Meteorology, Kathmandu zitiert nach: SCHMELZER 2000, Anhang A). Obwohl das auf den Messungen dieser Jahre beruhende Klimadiagramm einen deutlichen Monsunpeak aufweist, gehen immerhin 35 % der Gesamtmenge zwischen Anfang Oktober und Ende April nieder. Sich auf Aussagen Einheimischer berufend, treten laut SCHMELZER (2000, S. 12) die höchsten Niederschläge im Einzugsgebiet des Marsyandi Khola rund um den Tilicho See, also oberhalb des Khangsar Khola Talschlusses auf (Abb. 1). Hier kommt es häufig zu Schneefällen, die

oftmals hazardartig auftreten (SCHMELZER 2000, S. 12). MARCUS & BRAZEL (1996) berichten von starken täglichen Wetterschwankungen mit oftmaligen Wechseln von Schneefällen und nachfolgenden Abtauphasen im Mai und Juni 1983. Bei ähnlichen zwei bis drei Tage anhaltenden Niederschlägen Anfang Oktober der Jahre 1996 und 1997 soll laut SCHMELZER (2000, S. 12) am Tilicho See doppelt so viel Schnee gefallen sein wie im Gebiet rund um den Thorung La, für den sie derart ergiebige Schneefälle ausschließt. Selbst wurde der Thorung La zweimal - einmal Anfang September 2007 und ein weiteres mal im April des Folgejahres - begangen. Die erste Überschreitung fand in dichtem Schneefall statt, der nachfolgend sechs Tage im Oberen Marsyandi Khola wie auch im Kone Khola und Khangsar Khola anhielt, so dass der von Manang ausgehende darauffolgende Aufstieg zum Tilicho See durch eine 1 m mächtige Nassschneeeauflage erschwert wurde. Im Frühjahr 2008 wurde bei anhaltender Schönwetterlage in der Umgebung des Tilicho Sees eine verharrschte, geschlossene Schneedecke von ca. 50 cm vorgefunden, während der Thorung La nur wenige cm Schneebedeckung aufwies, wobei vielerorts gänzlich frei geblasene Stellen vorlagen.

1.7 Forschungsstand zur Vergletscherungsgeschichte des Arbeitsgebietes

Die Namen der Gletscher, Talschaften oder Flussläufe in der Literatur variieren nicht selten. Daher sind in diesem Kapitel die in der eigenen Arbeit verwandten Bezeichnungen - sofern sie von denen der jeweiligen Autoren abweichen - in Klammern mit angeführt.

HAGEN (1968, S. 61) beschreibt eiszeitliche Moränendepositionen im Marsyandi Khola bei Braga und Manang, die an den Talflanken bis 200 m über die rezente Schottersohle hinaufreichen. Hieraus schließt er auf eine extrem mächtige pleistozäne Vereisung. In eine spätere interglaziale Phase stellt HAGEN (1968, S. 61) aufgrund beinahe den gesamten Talboden einnehmenden diamiktischen Ablagerungen ein von orographisch links herrührendes Murereignis. Diese Mursedimente, unterlagen laut HAGEN darauffolgend fluvialer Erosion bzw. wurden während einer diluvialen Phase durch Aufschotterung einer Sohle nivelliert. Für die anschließende Ausräumung jener Schotter macht er Schmelzwasser- und Gletschererosion im Bereich der Tiefenlinie verantwortlich. Hierbei, so beschreibt HAGEN, blieben jedoch Reste der zuvor ausgebildeten Schotterebene auf den Randbereichen der nun entstandenen Terrassen erhalten. Anhand von Lateralmoränen, die eben jenen Terrassen auflagern, schließt er auf eine erneute Vorstoßphase des Marsyandi-Gletschers.

Weiterhin berichtet HAGEN (1968, S. 110) von Ufermoränen im Narsing Tal, einem orographisch linken Nebental des Thak Khola (Kali Gandaki). Gut erhaltene Lateral- sowie

Endmoränen findet er in den Zusammenflussbereichen der tributären von Westen ins Kali Gandaki mündenden Täler Kyugoma, Thakmar, Karr, Charang und Mustang. Er diagnostiziert sie als eiszeitliche Rückzugsstadien (HAGEN 1968, S. 131). End- und Ufermoränendepositionen zwischen Jomosom und Lete belegen nach HAGEN eiszeitlich bis zum Thak Khola Talbodenniveau hinabfließende Nebentalgletscher (HAGEN 1968, S. 153).

Bezüglich der vorzeitlichen Vereisung als grundlegend müssen die Abhandlungen von KUHLE (1980, 1982a, 1982b, 1983, 1986a, 1987a, 1988a, 1988b, 1989, 1993, 2004a, 2007) gelten, in denen eine umfängliche hochglaziale Vergletscherung des Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaja rekonstruiert wird und darüber hinaus eine relativchronologische Einordnung der holozänen Rückzugsstadien der einzelnen Talgletscher erfolgt. Viele der in der eigenen Arbeit untersuchten Gletscher sind hierin bereits beschrieben. Im Hochglazial (wahrscheinlich wärmzeitlich) verlief nach KUHLE die klimatische Schneegrenze N-lich des Hohen Himalaja in 3981 m ü. M., was eine Schneegrenzdepression von 1634 m bedeutet (KUHLE 1982, S. 151). Nach KUHLE bestand eine hochglaziale Gletscherausfüllung des Thak Khola (Kali Gandaki) bis 960 m ü. M. hinab (1983, S. 124) (bis zum Bereich der Einmündung des Au Khola). Jener Gletscher bezog sein Eis nicht nur aus den Nährgebieten des Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaja, sondern, in jüngeren Arbeiten KUHLES (2004a, 2007, S. 123, Foto 1) belegt durch in Grundmoränen schwimmende erratische Blöcke im Oberen Thak Khola (Mustang), auch durch einen an die Lokalvergletscherung angeschlossenen tibetischen Auslassgletscher, der wärmzeitlich über den Kore La (4661 m ü. M.) abfloss und Eisinjektionen aus Nährgebieten des Sangda- und Damodar-Himalaja erfuhr. Im Oberen Marsyandi Khola rekonstruiert KUHLE (1982a, S. 41) eine 1100 m mächtige hochglaziale Eisverfüllung, die über den Thorung La (Abb. 1; 6) und den Mesokantu La (Abb. 1; 5) Anschluss an den eiszeitlichen Thak Khola-Gletscher fand. Die zu jener Vergletscherungsphase gehörige Zunge des Marsyandi Khola-Gletschers reichte nach JACOBSEN (1990, S. 38) mindestens bis in 1050 m ü. M. herunter. KUHLE (2004a, S. 192, Fig. 40) rekonstruiert den Eisrand des nach seinen Angaben letztglazial ebenfalls von einer tibetischen Auslassgletscherzunge miternährten Marsyandhi Khola-Gletschers gar in 460 m ü. M. im Himalajavorland, bei der Siedlung Dumre (460 m ü. M.).

Werden die postglazialen Gletscherstände in der Habilitationsschrift KUHLES (1982a u. 1982b, 1983) zunächst für den Annapurna- und Dhaulagiri-Himalaja relativ eingeordnet, so wird jene Stadienabfolge in den Folgejahren, gestützt auf einer Vielzahl glazialgeomorphologischer Feldbefunde sowie Datierungen aus Tibet und den das tibetische Plateau umgebenden Gebirgen, für Gesamthochasien geltend gemacht. Diese

Gletscherstandschronologie umfasst 14 Stadien und greift bis zum vorletzten glazialen Maximum (150.000-120.000 vor heute) zurück (siehe Abb. 112) (siehe u. a. KUHLE 1986a, 1987b, 2001, 2005). KUHLE (1985) rekonstruiert zum LGM (Last Glacial Maximum) ein Inlandeis grönländischen Ausmaßes, das das tibetische Plateau bedeckte und durch seine Randgebirge drainierte. Jene Vergletscherungsrekonstruktion stellt die empirische Grundlage der reliefspezifischen Eiszeittheorie KUHLES (1985, 2002) dar. Von den nacheiszeitlich von KUHLE etablierten Rückzugsstadien sind hinsichtlich der eigenen Arbeit die drei ausgewiesenen neoglazialen Gletscherstände V-VII (5500-1700 v. 1950 AD), mit Schneegrenzdepressionen zwischen 300 und 80 m, sowie die fünf historischen Stadien VII-XI (1700-400 v. 1950 AD), mit Schneegrenzabsenkungen von 80-20 m, von gesteigertem Interesse (siehe Abb. 112). Die von KUHLE vorgenommene Ausweisung des historischen Zeitraums (<1700 v. 1950 AD bis 1950 AD) wurde mit der Festlegung des historischen Zeitrahmens auf <~1760 vor heute übernommen, wobei mit heute ca. der Abfassungszeitraum der vorliegenden Arbeit (2007-2010 AD) gemeint ist. Unter dem rezenten Zeitrahmen werden im Folgenden die sechs zwischen den Jahren 1950 und 2010 vergangenen Jahrzehnte verstanden.

Im Zusammenhang mit dem empirischen Teil der vorliegenden Schrift finden verstärkt - weil glazialgeomorphologische Forschung der Arbeitsgebiete zum Inhalt habend - die Beiträge KUHLES (1982a u. 1982b) aus dem Jahr 1982 Berücksichtigung. Die dort vorgenommene relative Einordnung des Formeninventars bietet sich an vielen nachfolgend vorgestellten Lokalitäten als Bezugsmöglichkeit an. Darüber hinaus ermöglichen die in den Jahren 1976 und 1977 gemachten Aufnahmen der Gletscherzungen direkte Vergleichsmöglichkeiten mit der Situation während der eigenen Feldkampagne.

Im Rahmen zweier bereits im Zusammenhang des Klimas erwähnten glaziologisch ausgerichteten japanischen Feldforschungen wurden in den Jahren 1974 (siehe FUJII et al. 1976, NAKAWO et al. 1976, SHRESTHA et al. 1976) und 1994 (FUJII et al. 1996, FUJITA et al. 1997, FUJITA et al. 2001) mittels barometrischem Höhenmesser die Eisrandlagenhöhen von sechs im Unbekannten Tal verorteten Gletschern bestimmt. Hieraus ergibt sich, dass zwei der betrachteten Gletscher in den 30 Jahren zwischen den Messkampagnen vorstießen, während sich die übrigen Eisfronten laut FUJITA et al. (1997, S. 584) zurückverlegt haben. Weiterhin konnte für denselben Zeitraum im Fall des rezent größten im Unbekannten Tal befindlichen Eisstroms - dem Rikha Samba-Gletscher (Mukut-Gletscher) - durch Gletscheroberflächen- sowie Echolotmessungen ein Massenverlust von 13% nachgewiesen werden (FUJITA et al. 1997, S. 584).

IWATA (1984) unterscheidet aufgrund des Lagebezugs und anhand der Frische von moränenen Depositionen vier verschiedene Gletscherstadien in der Umgebung von Muktinath sowie zwischen Ghasa und Tukuche. Als jüngste glaziale Ablagerungen beschreibt er Moränenrücken an der Ostabdachung des Dhaulagiri Massivs sowie E-lich des Kali Gandaki unterhalb des Thorung La (Abb. 1) und im die Nilgiri N-Abdachung entwässernden Tal. Diesen Akkumulationen, die er als „recent moraines“ bezeichnet, ist gemein, dass sie sich in unmittelbarer Nähe zu den Gletscherzungen befinden. Er stellt sie ins Neoglazial (IWATA 1984, S. 29). Bei Moränen zwischen Tukuche und Lete nahe der Tiefenlinie, in den tributären Nebentälern Lete Khola und Kaiku Khola, im Becken von Muktinath (hier allerdings nur kleinräumig S-lich nahe des Muktinath Tempels) sowie hinter Tukuche spricht er von Ablagerungen des Tukuche Stadiums. Er setzt sie zeitlich gleich, da sie die gleichen internen Strukturen aufweisen (IWATA 1984, S. 29). Moränen des nächstälteren Khingar Stadiums befinden sich laut IWATA in der Umgebung von Khingar, N-lich des Jhong Khola im Muktinath Becken, S-lich der Siedlung Thini und nahe dem Dorf Tagrung. Diese Ablagerungen werden als letztglazial entstanden angesprochen (IWATA 1984, S. 30). Auf eine umfänglichere Vergletscherung zu älteren Glazialen weisen, so IWATA, Moränen hin, die er am Fuße des Beckens von Muktinath, hinter Tukuche (die Moränenoberflächen verlaufen 400 m über der rezenten Tiefenlinie), NE-lich des Dorfes Dhampu (430 bis 460 m über die Schottersohle des Kali Gandaki hinaufreichend) und im Bereich der Siedlungen Jhong (im Becken von Muktinath), Khinga und Marpha findet, (IWATA 1984, S. 31).

Nach FORT (1985, S. 164 ff, 2000, Fig. 3) beschränkte sich die hochglaziale Vergletscherung N-lich des Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaja auf die Nebentäler des Thak Khola. Ihr zu Folge erreichten die aus den Gebirgsgruppen W-lich des Thak Khola sowie N-lich des Dhaulagiri-, Nilgiri- und Thorung-Himal (Muktinath-Himal) hinabfließenden Gletscher mit ihren Eisrandlagen Höhen zwischen 3200 m (Jhong Khola) bis 2000 m (Ghasa).

Die Schlussfolgerungen FORTS (1985) und IWATAS (1984) stehen im Widerspruch zur umfänglicher rekonstruierten Vereisung KUHLES (1980, 1982a, 1982b, 1983, 1986a). In ihren Abhandlungen werden jedoch die Befunde KUHLES nicht diskutiert. Eine ausführliche Aufarbeitung dieses Sachverhaltes findet sich bei WAGNER (2007, S. 45-50, S. 71-73, S. 93-96, S. 113-116, S. 135-141 u. S. 169).

RÖTHLISBERGER (1986, S. 126 ff) rekonstruiert mit Hilfe von ¹⁴C Daten des im Marsyandi Khola orographisch rechts nahe der Siedlung Manang liegenden Gangapurna N-Gletschers (28°39'N/84°00'E) (Annapurna III N-Gletscher nach JACOBSEN [1990, S. 33]) einen neoglazialen Vorstoß vor 4600 v. 1950 AD, einen Vorstoß vor 3000 v. 1950 AD sowie einen

weiteren nach 1200 v. 1950 AD. Die hier von RÖTHLISBERGER datierten Moränen der Gletscherzungenumgebung des Gangapurna N-Gletschers wurden bereits von KUHLE (1982a, S. 100 u. 1982b, Abb. 56) den Stadien VI-VIII zugeordnet, die in späteren Arbeiten KUHLES (1986a, S. 454 u. 2001, S. 125) ins Neoglazial (Stadium VI-VII = 4000-1700 v. 1950 AD; Stadium VII-VII = 1700-300 v. 1950 AD) (siehe Abb. 112) fallen. Vom Gangapurna N-Gletscher, vom Gletscher bei Braga (28°38'N/84°02'E), vom Gletscher bei Ungre (28°35'N/84°03'E) als auch vom Khangsar Khang-Gletscher (28°40'N/83°53'E) berichtet RÖTHLISBERGER (1986, S. 126 ff) von „neuzeitlichen“ (1550-1875 AD) Moränen, die belegen, dass die Gletscher in diesem Zeitraum nicht oder nur annähernd die maximale Ausdehnung der nacheiszeitlichen Hochstände erreichten.

ZECH et al. (2001a) untersuchten mit Hilfe von bodenkundlichen Arbeitstechniken sowie ¹⁴C Analysen die Moränen im Umfeld des Annapurna III N-Gletschers (Gangapurna N-Gletscher). Sie differenzieren zwei neoglaziale und vier spätglaziale Ufermoränen des vorzeitlichen Annapurna III N-Gletschers sowie drei weitere durch den zum Spätglazial im Marsyandi Khola liegenden Haupttalgletscher angelagerte orographisch rechte Moränenleisten. Es besteht ein Unterschied zur vorherigen zeitlichen Einordnung KUHLES (1982a, S. 100), der die nach ZECH et al. (2001a, S. 153) jüngste spätglaziale Ufermoräne orographisch links des rezenten Gletschers als Nauri Stadium (Stadium V) ausweist, welches in der später für ganz Hochasien etablierten Gletscherstandschronologie ein erster neoglazialer Eisvorstoß (5500-4000 v. 1950 AD) ist (KUHLE 1986a, S. 454 u. 2001, S. 125).

Sich auf die Aussagen älterer Bewohner Manangs berufend, reichte laut ZECH et al (2001a, S. 146) die Gletscherzunge des Annapurna III N-Gletschers zwischen 1920 und 1925 noch bis nahe der Tiefenlinie im Marsyandi Khola (3480 m ü. M.) hinab. Der dort ausgebildete See wird umrahmt von drei Moränenwällen. Die beiden Inneren werden von ZECH et al. (2001a) als im 19. Jahrhundert aufgeschoben eingeordnet, während der äußere Wall neoglaziales Alter haben soll. Zwischen See und rezentem Eisrand befindet sich ein Moränenlobus, der in einer Höhe von 3650 m endet, nach ZECH et al. (2001a, S. 146) genetisch zu einer orographisch linken Laterofrontalmoränenleiste (ZECH et al. 2001a, Foto 1; 1 2) gehört und nach Aussagen Einheimischer einen Eisrand um 1970/75 repräsentiert. Vergleicht man jedoch die fotografische Aufnahme KUHLES (1982b, Abb. 56) aus dem Jahr 1977 mit dem Foto von ZECH et al. (2001, Foto 1), ist anhand des Lagebezugs zu einer orographisch rechts des proglazialen Schmelzwasserabflusses befindlichen Baumgesellschaft deutlich erkennbar, dass die Gletscherzungenfront 1977 und zum Zeitpunkt der Aufnahme ZECHS et al. (das Aufnahmedatum wird in der Arbeit leider nicht mit angegeben) die gleiche Position einnahm.

Auch die absoluten Höhenangaben der beiden Autoren bezüglich der jeweils vorgefundenen Gletscherzungenenden stimmen mit in beiden Fällen 3750 m ü. M. genau überein (KUHLE 1982a, S. 100, ZECH et al, S. 146). Da es als unwahrscheinlich gelten muss, dass sich das Zungenende des Annapurna III N-Gletschers in zwei bis sieben Jahren (ZECH et al. ordnen den Eisstand zwischen 1970 und 1975 ein; das Foto KUHLES wurde 1977 aufgenommen) um 100 Höhenmeter zurückgezogen hat, ist der vorliegende Moränenlobus als älter einzuordnen. Die von ZECH et al. (2001a, S. 145) vorgenommene Zuordnung der orographisch linken Laterofrontalmoränenleiste zu einem Gletscherstand 1970/75 erweist sich jedoch durch die Abb. 56 bei KUHLE (1982b) als ca. richtig. Jene Leiste fällt mit dem orographisch linken Eisrand auf dem Foto von 1977 zusammen, das heißt sie wurde tatsächlich in den 1970er Jahren gebildet.

Die Ergebnisse von im Kali Gandaki und seinem Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaja-Einzugsgebiet vorgenommenen geomorphologischen Untersuchungen, die im Rahmen sich vornehmlich der pedologischen Relativdatierung sowie unterschiedlichen Methoden der Schneegrenzberechnung widmenden Arbeiten WAGNERS (2005, 2007) durchgeführt wurden, stehen im Einklang mit der generellen räumlichen und zeitlichen Gliederung der von KUHLE (1980, 1982a, 1982b, 1983) rekonstruierten Vergletscherungsausdehnung (WAGNER 2005, 2007, S. 169, 2009).

1.8 Material, Methoden und Begriffliches

1.8.1 Geländearbeiten

Zur Orientierung im Gelände diente das mit Kartenblättern im Maßstab 1:50.000 das gesamte Arbeitsgebiet abdeckende amtliche Kartenwerk Nepals (HIS MAJESTY'S GOVERNMENT OF NEPAL 1996). Jenes bildet mit den Blättern 288302, 288303, 288304, 288308 und 288401 auch die Grundlage der Karten 1-4 (siehe der Arbeit beiliegende Karten 1-4). Im Feld konnten absolute Höhenwerte mit einem GPS als auch mit einem Thommen Altimeter bestimmt werden. Erstere lieferten deutlich genauerer Werte.

Alle für die Fragestellung relevanten Landschaftsformen - insbesondere die Gletschervorfelder - wurden fotografisch festgehalten und sind im Fotoband abgedruckt.

An ausgewählten Stellen wurden insgesamt 25 Sedimentproben genommen. Die Analyse auf ihre Korngrößenzusammensetzung hin erfolgte eigenständig im Labor des Geographischen Instituts der Universität Göttingen (siehe hierzu 1.8.3.1).

Nahe des Khangsar Khang-Gletschers (siehe 2.4.1) konnte eine Bodenprobe zum Zwecke der ^{14}C -Datierung gewonnen werden.

1.8.2 Glazialgeomorphologie

Grundlegend für die Erstellung der relativen Gletscherchronologie ist die Beschreibung der vom Eis und seinen Schmelzwässern geschaffenen Formen und insbesondere ihrer Lage zueinander. PENCK & BRÜCKNER (1909, S. 10) heben - allerdings in Bezug auf das Eiszeitalter - hervor, dass durch Untersuchung des durch Vergletscherung umgestalteten Gebirgsreliefs die „(...) genaue Feststellung der Chronologie der Ereignisse (...)“ möglich wird. „Diese liefert den festen Rahmen, in welchen wir die Einzelvorgänge einzuordnen haben“ (PENCK & BRÜCKNER 1909, S. 10). Der von PENCK & BRÜCKNER (1909, S. 13-22) initial für das N-liche Alpenvorland ins Leben gerufene Begriff der „Glazialen Serie“ steht beispielhaft für die Möglichkeit einen glazial induzierten Entwicklungsgang über eine Formenabfolge nachzuzeichnen.

Das bei KUHLE (1990a, Fig. 30 u. 1991a, Fig. 22) zu findende „Schema homologer Merkmale glaziärer Indikatoren und Bortensander (...)“ zeigt die wichtigsten Indikatoren einstiger Gletscheranwesenheit. KUHLE (1990a, S. 201 ff u. 1991a, S. 192 ff) stellt mit der Übernahme des aus der Biologie stammenden Homologiebegriffs die Beweiskraft der Lagebeziehungen glazialer bzw. glazifluvialer Phänomene zueinander heraus, welche „(...) darüber entscheidet, ob es sich zum ersten *überhaupt* um glazialgeomorphologische und glazialgeologische Erscheinungen handelt und ob - wenn das der Fall ist - zum zweiten diese zu *ein und derselben* Vereisung gehören“ (KUHLE 1991a, S. 192). Für das Beispiel des Eisrandlagenindikators Bortensander errechnet KUHLE (1990a, S. 200 ff, 1991a, S. 195 ff) mittels 15 homologisierbarer glazialgenetischer Merkmale, die er in spezifischer Anordnung 15 mal unabhängig voneinander vorfand, die Wahrscheinlichkeit, dass es sich bei jener Form um ein Element eines gesetzmäßigen glazial induzierten Prozessgefüges handelt. Er nimmt hierbei für die vorkommenden 15 Einzelphänomene lediglich eine Zufallswahrscheinlichkeit von $1/2$ an, das bedeutet nur eine alternative Möglichkeit für das Auftreten jedes Merkmals. Bei einem rechnerisch maximalen Wahrscheinlichkeitsgrad von 1 belegt das Ergebnis von $0,99999\dots$, dass „(...) der *Typus* des ‚Bortensanders‘ in seiner Interpretation als *gesetzmäßiges Formenelement* eines spezifischen *glazialgenetischen* Prozessgefüges als

hochgradig (...) abgesichert gelten“ kann (KUHLE 1991a, S. 192).³ Jenes Beispiel verdeutlicht auf mathematischem Wege welche enorme Absicherung der Einzelbefund einer glazial induzierten Kennform aufgrund der Lagebeziehungen zu anderen glazialen/glazifluvialen Indikatoren erfährt und unterstreicht hierdurch die bei einer glazialgeomorphologischen Landschaftsinterpretation bestehende Notwendigkeit die räumlichen Anordnungen der vorgefundenen Phänomene darzustellen. Ihr ist nachfolgend daher verstärkt Rechnung zu tragen.

Bei der Rekonstruktion historischer Vergletscherungsausdehnungen kommt zwangsläufig unweit der rezenten Gletscherzungen lagernden und zumeist recht gut erhaltenen, randlich vom Gletscher abgelegten Moränenwällen bzw. -leisten die größte Bedeutung zu. Für solche Ablagerungen ergaben sich in der Vergangenheit begriffliche Unstimmigkeiten (siehe hierzu ITURRIZAGA 2007, S. 48 ff). In der vorliegenden Arbeit wird die Terminologie von ITURRIZAGA (2007, S. 49) übernommen. Sie bezeichnet jegliche auf den Gletscherrand zurückgehende Ablagerungen als Randmoränen. Jene lassen sich in Lateralmoränen, Laterofrontalmoränen und Endmoränen unterscheiden. Bei dieser Differenzierung ist maßgeblich auf welchen Bereich des Gletscherrandes die Ablagerung der Randmoränen zurückgeht. Lateralmoränen werden seitlich der Gletscherzunge, Endmoränen an der Zungenfront und Laterofrontalmoränen im Übergangsbereich zwischen seitlichem und frontalem Eisrand aufgeschoben. Bei Lateralmoränen unterscheidet ITURRIZAGA (2007, S. 49) in Seiten- und Ufermoränen. Während der Begriff der Ufermoräne für bereits abgelagerten Schutt vorgesehen ist, handelt es sich bei der Seitenmoräne um Material, das vom Gletscher noch bewegt wird.

Anhand von Randmoränenwällen und End- sowie Laterofrontalmoränenleisten soll die Ausweisung eines Gletscherstadiums (Gletscherstand) erfolgen, da ihr Vorliegen impliziert, dass das Zungenende zeitweilig weder vorstieß noch im Rückzug begriffen war. Geht man von einer klimatischen Ursache hierfür aus, so kommen gleichbleibende Klimaverhältnisse oder zeitweilige Klimaverschlechterungen (in erster Linie Abkühlung oder Niederschlagserhöhung) in Frage. Ungeklärt bleibt, ob eine über jene Eisrandbildungen diagnostizierte Frontstagnation eine Unterbrechung eines Gletscherzungenrückzuges war oder aber ein Stillstand zwischen einem Vorstoß und einer anschließenden Rückverlegung. Liegen lediglich Lateralmoränenleisten vor, kann nicht ohne weiteres auf ein Gletscherstadium geschlossen werden, da durch sie keine Frontstagnation im oben beschriebenen Sinne belegt

³ Das Verfahren zur Bestimmung jenes Wahrscheinlichkeitsgrades wird hier nur grob umrissen. Für Details siehe

ist, sondern es sich möglicherweise nur um ein gleichbleibendes Gletscherpegelniveau gehandelt hat.

1.8.3 Sedimentologie

1.8.3.1 Korngrößenanalyse

Wie oben erwähnt, wurden mehrere glazial oder glazifluvial abgelagerte Sedimentkörper beprobt. Erfolgte die Probenentnahme an einem Aufschluss, so wurde die Struktur des Lockermaterials mit aufgenommen. Das nach Deutschland überführte Material konnte mittels der kombinierten Sieb- und Pipettanalyse nach KÖHN (DIN 19683) (in SCHLICHTING et al. 1995, S. 114) auf seine Korngrößenzusammensetzungen hin analysiert werden. Durch Verbrennung im Muffelofen wurde auch der Glühverlust bestimmt.

Nach DREIMANIS & VAGNERS (1971), KUHLE (1999, S. 10 ff, u. 2001, S. 135 ff), WINKLER (1996, S. 272) und BENNETT & GLASSER (1996, S. 158 ff) treten jeweils typische Korngrößencharakteristika bei glazifluvialem sowie bei rein glazialem Material auf, so dass die Erstellung eines Korngrößendiagramms hinsichtlich der Unterscheidung des für die Ablagerung ursächlichen Prozesses hilfreich ist. Da die in der vorliegenden Arbeit beprobten Formen jungholozänen Alters und daher gut erhalten sind, ist über die Morphologie bzw. über die Strukturen der Aufschlüsse augenscheinlich, auf welchen Transport- bzw. Ablagerungsprozess die jeweilige Deposition zurückgegangen sein muss. Die dennoch vorgenommenen Korngrößenanalysen und die darauf folgende Berechnung des Sortierungskoeffizienten (Sortierungsgrads) des Feinmaterials (\leq Grobsand [$\leq 2000 \mu\text{m}$]) sind somit als Eignungstest dieser sedimentologischen Methoden in Bezug auf die Differenzierung jener jungen und verhältnismäßig unweit transportierten Sedimente gedacht.

Der Sortierungskoeffizient (S_o) berechnet sich durch die einfache Wurzel des Divisors Quartil 75%/Quartil 25% (ENGELHARDT 1973, S. 133). Je höher der S_o desto schlechter ist das Material sortiert, was auf eine Materialdurchmischung während glazialen Transports hindeutet. Eine gute Sortierung (niedriger S_o) hingegen ist den in Abhängigkeit der Fließgeschwindigkeit wirksam werdenden selektiven Transport- wie Ablagerungsbedingungen glazifluvialen Milieus zuzuschreiben. Ein S_o von 1 würde die bestmögliche Sortierung bedeuten. Präzise Schwellenwerte für die Unterscheidung zwischen glazialem und glazifluvialem Material können jedoch nicht angegeben werden (siehe KUHLE 2001, S. 135 ff).

KUHLE (1990, S. 200 ff, 1991a, S. 195 ff).

Gerade in Hochgebirgsregionen nahe des Permafrostniveaus, wo Tonmineralneubildung wegen der geringen chemischen Verwitterung stark gebremst wird (WAGNER 1976, S. 139), kann der Tongehalt einer Sedimentprobe als Hilfsmittel zur Differenzierung glazialen von glazifluvialen Materials herangezogen werden. Enthält eine Probe in solchem Milieu verhältnismäßig viel Ton, ist hier auf die Abrasionswirkung vormaliger Eisanwesenheit zu schließen (KUHLE 1999, S. 10 ff u. ACHENBACH 2008, S. 35). Auch die äolische Ablagerung von Ton kann insbesondere für das Arbeitsgebiet ausgeschlossen werden, da hier häufig auftretende Winterstürme in Höhen oberhalb 5000 m zusätzlich zu den die Vorfelder durchströmenden Gletscherfallwinden äolische Tonakkumulation nicht zulassen, sondern im Gegenteil oberflächliche Ausblasung der feinsten Fraktionen bedingen.

Nach DREIMANIS & VAGNERS (1971) ergeben sich als Folge anhaltender glazialer Zerkleinerung in einer Grundmoränenmatrix sogenannte „terminal grades“ (Endgrößen). Das heißt bestimmte Korngrößenklassen sind als Endprodukt glazialen Transports in einem Grundmoränenkörper deutlich stärker vertreten als andere. Wie viele solche „terminal grades“ vorkommen und in welcher Korngrößenklasse sie auftreten, hängt von der mineralischen Zusammensetzung des beprobten Diamiktits ab. Je weiter das Moränenmaterial transportiert wurde, desto deutlicher müssten solche Peaks im Korngrößendiagramm erkennbar sein. Abhängig von der Anzahl der relativen Maxima (ein relatives Maximum liegt vor, wenn eine Fraktion stärker vertreten ist als ihre Nachbarfraktionen) ergeben sich nach DREIMANIS & VAGNERS (1971, S. 244) für Grundmoränenmaterial typischerweise bi- oder gar trimodale Häufigkeitsverteilungen auf die Korngrößenklassen der Feinmatrix. DREIMANIS & VAGNERS (1971) belegen diese Korngrößencharakteristika für ferntransportierte Grundmoränen, ob sie auch für weniger weit verfrachtete Randmoränen gelten können, soll hier überprüft werden.

Die Korngrößendiagramme der einzelnen Proben mit zugehörigem Sortierungskoeffizient und der Angabe des Glühverlustes finden sich in Kapitel 2 unweit der glazialgeomorphologischen Beschreibung der Gletscherumgebung, welcher sie entnommen wurden.

1.8.3.2 Einzelkornmorphometrie

Aus gleichem Grund wie die Korngrößenanalyse - nämlich zur Überprüfung der Gültigkeit der Methode hinsichtlich der Differenzierung heute noch gletschernaher Randmoränen und Sanderflächen - wurde auch die Einzelkornmorphometrie nach CAILLEUX (1952) durchgeführt (siehe auch PACHUR 1966 u. MAHANEY 1995). Die Idee dieser Methode ist, dass unterschiedliche Sedimenttransporte (glazial, fluvial, äolisch) bzw. in situ Verwitterung

verschiedene Morphometrien der verfrachteten Körner bedingen. So zeigte sich nach oben stehenden Autoren, dass äolischer Transport mattierte Kornoberflächen hinterlässt, fluvialer Transport runde, polierte Kornformen zur Folge hat und glaziale Depositionen respektive frisch mechanisch verwittertes Material scharfkantige Bruchkanten zeigt. Die sich hieraus im Zusammenhang der eigenen Arbeit ergebende Kernfrage ist, ob sich die Morphometrien der im Schnitt nur einige 100 m bis maximal 2 km weit proglazial durch Schmelzwasser verfrachteten Sedimente von denen der glazial abgelagerten in oben angeführtem Sinne scheiden.

Die Durchführung der Methode erfolgt durch lichtmikroskopische Betrachtung der Quarzkörner der Mittelsandfraktion (200-630 μm) einer Sedimentprobe. Sie werden ausgezählt und je nach morphometrischer Eigenschaft den Klassen äolisch mattiert, fluvial poliert und glazial gebrochen/frisch verwittert zugeordnet. Um hohe statistische Signifikanz zu erlangen, ist es günstig wenigstens 200 Körner pro Probe zu erfassen. Das ist jedoch nicht immer möglich.

1.8.4 Ältere Aufnahmen der Gletscherfronten

Einige der besuchten Gletscherzungenenden sind 1960, in den 1970er Jahren und 1980 fotografisch festgehalten worden, so dass die damaligen Gletscherfrontpositionen und Gletscherzungenmächtigkeiten mit denen von 2007 bzw. 2008 verglichen werden können. Diese Aufnahmen sind in Kapitel 2 abgedruckt. Da hierfür jedoch die Originalarbeiten gescannt werden mussten, ist die Qualität dieser Abbildungen sehr schlecht (Abb. 4, Abb. 5, Abb. 12, Abb. 17, Abb. 62, Abb. 63, Abb. 66, Abb. 78, Abb. 86, Abb. 92) und die im Zusammenhang der Gletscherstandsrekonstruktionen wichtigen Formenelemente sind oft nicht zu erkennen. Es wird daher empfohlen auf die jeweilige Originalliteratur zurückzugreifen.

1.8.5 Schneegrenzberechnungen und Aufnahme der Gletscherlängenänderungen

Die Bestimmung der zu den jeweiligen Gletscherstadien gehörigen Schneegrenzen bzw. Schneegrenzdepressionen wurde mit der Absicht vorgenommen, zusätzlich zu den unmittelbar auf morphologischem Wege gewonnenen Kriterien, wie Lagebezüge, Dimensionen und Erhaltungs-/Verwitterungszustände, weitere Hinweise für mögliche Synchronitäten der an den verschiedenen Gletschern rekonstruierten Stadien zu finden. Nachstehende Schneegrenzberechnungsmethoden wurden hierfür verwandt.

1.8.5.1 Die Schneegrenzberechnung nach VON HÖFER (abgewandelt)

Nach VON HÖFER (1879) berechnet sich die orographische Schneegrenze aus dem arithmetischen Mittel der mittleren Höhe der Gletscherkammumrahmung und der Höhe des Gletscherzungenendes. Um bei der Auswahl von auf dem Kammverlauf liegenden Höhenpunkten, aus denen sich das Mittel berechnet, nicht einem Zirkelschluss zu unterliegen, wird in Anlehnung an die Methode KUHLE (1986b) die VON HÖFERSCHE Schneegrenzberechnung abgewandelt angewendet. Hierbei wird zunächst über die Methode LOUIS (1954/55) ein orographischer Schneegrenzverlauf berechnet. Dieser ermittelt sich aus arithmetischem Mittel des höchsten Gipfelpunktes im Einzugsgebiet und der Höhe des aktuellen oder einstigen Gletscherzungenendes. Die so bestimmte Schneegrenzhöhe fungiert als Basiswert für die Auswahl von Gipfelpunkten⁴ (die Anzahl dieser Punkte variiert je nach Länge des Kammverlaufs zwischen den zwei Punkten, in denen der Kamm den Basiswert schneidet), das heißt in die Berechnung der mittleren Kammumrahmung fließen lediglich Gipfel oberhalb dieses Basiswertes ein. Im Folgenden wird dann analog zu VON HÖFER (1879) die orographische Schneegrenze bestimmt.

Die Schneegrenzen und Schneegrenzdepressionen nach VON HÖFER (1879) (abgewandelt) werden als Vergleichshilfe bei der Einordnung der vorgefundenen Gletscherstadien schon im empirischen Teil (Kapitel 2) mit angeführt.

1.8.5.2 Die Schneegrenzbestimmung nach KUHLE

Bei der Methode KUHLE (1986b) finden die Neigungswinkel von Nähr- und Zehrgebiet Berücksichtigung. Diese Erweiterung erfolgt, da die Berechnung nach VON HÖFER (1879) bei verhältnismäßig flach angelegtem Akkumulationsgebiet und einer steil einfallenden zugehörigen Zehrgebietsoberfläche, wie es beispielsweise bei einer Plateauvergletscherung mit steiler Auslasszunge der Fall ist, zu einem zu niedrigen Ergebnis führt. Die nach VON HÖFER rechnerisch ermittelte orographische Schneegrenze teilt den Gletscher hier wegen der Neigungsverhältnisse in ein zu großes Nähr- bzw. zu kleines Zehrgebiet auf. Die reale orographische Schneegrenze liegt in solch einem Fall höher. Bei umgekehrten Reliefverhältnissen, das heißt bei steilem Einzugsbereich (bedingt durch hohe und steile Gletschereinfassung) und flach einfallender Zehrgebietsoberfläche erhält man nach der

Methode VON HÖFER eine zu hoch verlaufende orographische Schneegrenze. Das Nährgebiet ist unterrepräsentiert. Die reale orographische Schneegrenze verläuft niedriger. Um jene verzerrende Winkeldifferenz bei der Schneegrenzberechnung zu berücksichtigen, erfolgt die Einführung eines empirisch (insgesamt wurden 223 Gletscher mit in die Untersuchungen einbezogen) ermittelten Faktors der Schneegrenzdifferenz (FSD), durch den die Umrechnung von rechnerischer Schneegrenze (nach VON HÖFER im Sinne von 1.8.5.1 [abgewandelt]) zu einem der realen Schneegrenze näherkommenden Wert vollführt wird (KUHLE 1986b).

Im Fall der Berechnung eines rezenten orographischen Schneegrenzverlaufs werden hierfür, ausgehend von der rechnerischen Schneegrenze, die Neigungswinkel des Nähr- (α) und des Zehrgebietes (δ) bestimmt. Aus $\alpha - \delta$ ergibt sich die Winkeldifferenz mit der der FSD errechnet werden kann. Je nach Gletschertyp variiert die Funktion Winkeldifferenz \rightarrow FSD jedoch. KUHLE unterscheidet daher vier Gletschergruppen⁵. Nach Ermittlung des FSD wird durch folgende Formel die reale Schneegrenze (S_r) berechenbar.

$$S_r = S_m - (\text{FSD} * \text{Gletschervertikale}/100)$$

Hierbei ist S_m die rechnerische Schneegrenze nach VON HÖFER (abgewandelt im Sinne von 1.8.5.1). Für die genaue Anleitung dieser Schneegrenzberechnungsmethode, insbesondere der Bestimmung von α und δ sowie der Kriterien zur Unterscheidung der vier Gletschergruppen, siehe KUHLE (1986b).

Über die Erfassung von vorzeitlicher Zungenendlage und der Gletscherpegelhöhe im Bereich der rechnerischen Schneegrenze kann nach der Methode KUHLE auch die vorzeitliche orographische Schneegrenze berechnet werden. Das Verfahren findet in Kapitel 3.2 zur Berechnung aktueller wie auch einstiger orographischer Schneegrenzverläufe Anwendung.

Auf Schneegrenzberechnungen mittels der Flächenteilungsmethode (AAR-Methode) (siehe GROSS et al. 1977) wurde verzichtet. Für die Berechnung einstiger Gleichgewichtslinienverläufe über ein festgesetztes Flächenverhältnis von Akkumulations- zu Ablationsgebiet (am häufigsten wird hierbei auf das alpentypische Verhältnis 2:1 zurückgegriffen) wäre die genaue Kenntnis der ehemaligen Gletscherfläche nötig. Lässt sich

⁴ Nach der VON HÖFERSchen Methode (1879) berechnet sich die mittlere Kammumrahmungshöhe aus Gipfel- und Schartenpunkten. Hier werden, wie auch beide der Methode KUHLE (1986b), nur die Gipfelpunkte berücksichtigt.

⁵ Die von den KUHLSchen (1986b) Funktionen (Winkeldifferenz \rightarrow FSD) für diese vier Gletschergruppen abgeleiteten formelhaften Darstellungen finden sich in WAGNER (2007, Tab. 2).

der Eisrand für einen historischen Gletscherstand anhand von dem Zungenende verhältnismäßig nahe lagernden Lateralmoränenleisten zwar recht genau rekonstruieren, so fällt dies in einwärtiger Richtung randlich des Gletschers zunehmend schwerer. Ab einigen 100 m talaufwärts des Gletscherzungenendes kann wegen der Unzugänglichkeit bzw. des Fehlens von Eisrandindikatoren der ehemalige Gletscherrand nur noch ungefähr rekonstruiert werden. Da aus dem Arbeitsgebiet keine Angaben von realen Flächenverhältnissen bestehen, würde die Methode ohnehin eine anhaltslose Festlegung des AAR-Wertes bedürfen, die vor dem Hintergrund weltweit existierender sehr großer Schwankungsbreiten der tatsächlichen Relationen von Nähr- zu Zehrgebieten nicht ratsam schiene (siehe hierzu MEIER & POST 1962, S. 70 u. KUHLE 1986b, S. 41). Die Verwendung dieser Methode durch eine solche Festsetzung würde folglich selbst für aktuelle Schneegrenzberechnungen keinen höheren Genauigkeitsanspruch erfüllen als die Methoden von HÖFER (1879) oder KUHLE (1986b).

1.8.5.3 Relationen der Schneegrenzdepressionen

Da von einer Vielzahl gletscherindividueller Einflussfaktoren abhängig, die selbst bei der Methode KUHLE (1986b) nicht alle berücksichtigt werden können, ist die Aussagekraft von Schneegrenzdepressionen bezüglich einer möglichen Parallelisierung von historischen Gletscherständen zwischen verschiedenen Gletschern nur begrenzt (3.3.4). Um jene Einflüsse zu minimieren, werden die Depressionsbeträge zu den einzelnen Gletscherstadien zunächst ins Verhältnis gesetzt zu den Schneegrenzabsenkungen des jeweiligen Stadiums 1 (zur Ausgliederung des Stadiums 1 siehe 3.3.2). Die so für jeden Gletscher entstehenden Relationen werden dann mit denen anderer Gletscher verglichen.

1.8.6 Datierungstechniken

1.8.6.1 Radiokarbondatierung (^{14}C)

Für die ^{14}C -Datierung konnte lediglich nahe des Khangsar Khang-Gletschers geeignetes Material gefunden werden. Aktuell endet seine Zunge in 4150 m ü. M. (deutlich tiefer als die Stirnen der übrigen besuchten Gletscher [4733-5660 m ü. M.]), so dass die jüngeren Moränenwälle in der Umgebung des aktuellen Zungenendes in einem Niveau lagern, wo postsedimentär Bodenbildung einsetzte. Die Durchführung der ^{14}C -Analyse der totalen organischen Substanz, welche der Basis eines Bodens entnommen wurde, erfolgte konventionell, das heißt im Zählrohr des Radiokarbonlabor des Instituts für Umweltphysik in

Heidelberg. Die Kalibrierung des ^{14}C -Alter wurde mit den Kalibrierungskurven INTCAL04 und CALIB5 nach REIMER et al. (2004) durchgeführt.

Die sich bezüglich des gewonnenen ^{14}C -Alters ergebenden methodischen Probleme sind zum Teil auch durch die Art der Probe sowie ihres Entnahmeortes verschuldet, so dass eine Diskussion hierüber in Kapitel 2.4.1 besser aufgehoben scheint.

1.8.6.2 Lichenometrie

Ab dem Zeitpunkt der subaerischen Ablage eines Blockes durch den Gletscher kann dieser theoretisch von Flechten besiedelt werden. Die Größe der in einem Gletschervorfeld auf den Blockvorkommen vorliegenden Flechten kann somit ein Hinweis darauf sein, wie lange der jeweilige Block nach der Deglaziation den Atmosphären ausgesetzt war.

Da das Flechtenwachstum - je nach Gattung - klimatischen Rahmenbedingungen und Mineralogie des Ausgangsgesteins unterschiedlich schnell vonstatten geht, wurden in den klassischen Gebieten der Gletscherstandsforschung Mitteleuropas (in den Alpen und in Skandinavien) für die jeweiligen Regionen/Gletschervorfelder Eichkurven erstellt (siehe u. a. OROMBELLI & PORTER 1983 und MATTHEWS 2005).

BESCHEL (1950), als Begründer dieser Methode, eichte das Wachstum der Landkartenflechte (*Rhizocarpon Geograficum*; diese Flechtengattung wurde auch im Untersuchungsgebiet vorgefunden) im Rofental (Ostalpen) anhand von Gletscherständen des letzten und vorletzten Jahrhunderts, um so Rückschlüsse auf das Alter ebenfalls mit Landkartenflechten besiedelter Randmoränenwälle zu ziehen.

Für keines der untersuchten Gletschervorfelder gibt es eine bereits bestehende Eichkurve. Da die besuchten Gletscher zudem in unerschlossenen Gebieten liegen, ist auch der Zungenrückzug im frühen letzten sowie im vorletzten Jahrhundert nicht dokumentiert, so dass eine mögliche Eichung anhand von Blöcken, die mit Sicherheit in diesem Zeitraum vom Eis freigegeben wurden, entfällt. Somit können die Durchmesser der hier gemachten *Rhizocarpon Geograficum* funde zunächst nur als relative Altershinweise dienen.

2 Glazialgeomorphologische Aufnahme der Gletscherzungenumgebungen

2.1 Die Gletscher im Unbekannten Tal

2.1.1 Der Mukut-Gletscher und sein Rechter-Nebengletscher

Der Mukut-Gletscher ist im Schluss des Unbekannten Tals gelegen und stellt mit einer Länge von 5750 m und einer Fläche von 4,56 km² den längsten als auch größten Gletscher im Untersuchungsgebiet W-lich des Kali Gandaki dar (Abb. 1; **I**, Abb. 2; **I**, Abb. 3; **◇**, Abb. 9; **○**, Abb. 31; **○**). Während das Nährgebiet des Eisstroms - vorgegeben durch die Anlage des Unbekannten Tal Talschlusses - von Norden nach Süden abfließt, biegt sein Zehrgebiet in NW/SE-Richtung um. Das aktuelle Zungenende (mit aktuell sind im Folgenden immer die Jahre 2007/2008 gemeint, in denen die Zungen fotografiert wurden) dieses Firnmuldengletschers (nach SCHNEIDER 1962, S. 278) kommt in 5350 m ü. M zu liegen (Abb. 3; **◇**). Der den Mukut-Gletscher umrahmende Kamm reicht mit dem Gipfel des Hongde (Abb. 1; **O**, Abb. 3; **O**, Abb. 11; **O**, Abb. 31 **O**) bis auf 6556 m ü. M. hinauf. Nach der abgewandelten VON HÖFERSchen (1879) Schneegrenzberechnung (siehe 1.8.5.1), mit der alle in Kapitel 2 aufgeführten orographischen Schneegrenzverläufe berechnet werden, ergibt sich aus der mittleren Kammumrahmung sowie der Gletscherfrontposition ein aktueller orographischer Schneegrenzverlauf in 5756 m ü. M. Die Eisoberfläche ist, abgesehen von den Rändern im Zungenendbereich (Abb. 3; **□ □**), obermoränenfrei, was für eine verhältnismäßig geringe Lawinenernährung wie auch zurücktretende anderweitige Schuttzufuhr aus den sowohl hinsichtlich der Vertikalerstreckung als auch der Neigung moderat ausgeprägten Talflanken spricht. Mehrere Flankenvereisungen tragen beidseitig des Mukut-Gletschers zu seiner Ernährung bei (Abb. 31; unter **X**). Im Einzugsgebiet des Hongde Himal I-Gletschers stehen Sandsteine, helle Tonschiefer, Schwarzschiefer, Kalksteine und Quarzite an (COLCHEN et al. 1980).

Obsequent in die Sandsteine und Schiefer orographisch rechts des Mukut-Gletschers eingeschnitten, verläuft ein kleiner Nebenast, der einen 2030 m langen und 1,36 km² messendem NE-ausgelegten Rechten-Nebengletscher beinhaltet (Abb. 1; **2**, Abb. 2; **2**, Abb. 3; **○**, Abb. 9; **●**, Abb. 31; **↗**). Jener Gletscher endet aktuell ebenfalls in 5350 m ü. M., nur 150 m von der Stirn des Mukut-Gletschers entfernt. Das Einzugsgebiet dieses, auch dem Typ Firnmulde, zuzuordnenden Gletschers erreicht 6128 m ü. M. Die aktuelle orographische

Schneegrenze liegt bei 5684 m ü. M. Seine Zunge läuft gestreckt aus und ist nur marginal - vor allem an ihrem rechten Rand - mit einer Schieferschuttauflage bedeckt (Abb. 3; ○).

Stadium 1

Bis zu 80 m hohe das Gletschervorfeld umrahmende Ufermoränen (Abb. 3; ↙¹ ↙¹ ↙¹, Abb. 6; ↙¹, Abb. 9; ↘¹ ↗¹, Abb. 8; ↘¹) markieren eine einstige Gletscherausdehnung, deren zugehöriges Zungenende in 5180 m ü. M. lag (Abb. 3; rechte 1, Abb. 6; rechte 1, Abb. 9; rechte 1, Abb. 31; 1 am linken Bildrand). Auf den fotografisch erstellten Abbildungen weisen Zahlen in Verbindung mit Pfeilen auf glazial induzierte Formen (zumeist Randmoränen) hin, die dem jeweiligen Stadium zugeordnet werden können. Allein stehende Zahlen (ohne Pfeil) zeigen überdies das zu einem Gletscherstand gehörige Zungenende an.

Orographisch links ist der betrachtete Ufermoränenwall durch die Schmelzwässer des benachbarten Hongde Himal I-Gletschers zerschnitten. Ein junger Schwemmschuttkegel lagert dem Einschnitt vor (Abb. 3; ↙^{IV}, Abb. 6; ↙^{IV}). Taleinwärts kollabierte ein 80 m breites Teilstück der Uferbildung (Abb. 3; ■, Abb. 6; ■) durch den Druck des das Vorfeld des Hongde Himal I-Gletschers beschließenden Endmoränenwalls (Abb. 3; ↓¹ linke 1, Abb. 6; ↓¹ linke 1), der gegen den Außenhang der Stadium 1-Lateralmoräne des Mukut-Gletschers abgelagert wurde. KUHLE (1982b, Abb. 12) ordnet die Randmoränen des Mukut-Gletschers dem Stadium VII (Jüngeres Dhaulagiri Stadium) zu. Bei jenen Eisrandbildungen handelt es sich um Moränenwälle, die sich ihrer Größe, ihrer steilen Außen- und insbesondere Innenhänge sowie ihrer scharfen Firstverläufe wegen von den talauswärtigen Landschaftsformen absetzen und daher bereits aus der Entfernung deutlich ins Auge fallen. Sie werden in Anlehnung an KINZL (1949)⁶ als gletschervorfeldbeschließend erachtet und als Stadium 1 ausgewiesen. Es errechnet sich für Stadium 1 eine orographische Schneegrenze in 5661 m ü. M. Die zugehörige Schneegrenzdepression betrug 95 m. Obwohl Mukut-Gletscher und sein Rechter-Nebengletscher zu Stadium 1 miteinander konfluieren, wird für die Berechnung der orographischen Schneegrenze nur das Einzugsgebiet des Mukut-Gletschers berücksichtigt. Dies geschieht, da sich die Eiskörper eines aus mehreren Teilgletschern bestehenden Stroms nicht vermischen, sondern getrennt nebeneinander herfließen und somit das Zungenende des zusammengesetzten Eisstroms als dem Hauptgletscher (in diesem Fall

⁶ Es sind lediglich morphologische, insbesondere lagebezügliche Übereinstimmungen zu von KINZL (1949) in den Alpen beschriebenen Randmoränen, weshalb die vorgefundenen Stadium 1-Moränen zur Abgrenzung der Vorfelder herangezogen werden. An dieser Stelle soll nicht auf einen ähnlichen Ablagerungszeitraum geschlossen werden.

der Mukut-Gletscher) zugehörig identifiziert werden muss (VISSER 1938, S. 88 ff, KUHLE 1983, S. 130). Auch im Folgenden werden im Fall von einstigen Konfluenzen die zugehörigen orographischen Schneegrenzverläufe berechnet in dem nur das Einzugsgebiet des als Hauptstrom erachteten Gletschers berücksichtigt wird. In der Regel handelt es sich hierbei jeweils um den Gletscher mit überlegenem Einzugsgebiet.

Eine orographisch linke Stadium 1-Ufermoränenleiste kann noch mehrere hundert Meter unterhalb eines steil abfallenden SW-exponierten Glatthangs verfolgt werden (Abb. 3; ↙¹ ganz links). Die korrespondierende gegenüberliegende Lateralmoräne schließt nach ca. 800 m an die Flanke an (Abb. 9; ↘¹). Ab hier lässt sich der rechte Gletscherrand zu Stadium 1 in einwärtiger Richtung nicht mehr festmachen. Er wurde durch die Schutthaldenbildung am Fuß der darüber befindlichen Schichtkopfwand (Abb. 9; ◆) zerstört. Unterhalb dieser Leiste konnten frische Gletscherschrammen an einer geglätteten, mit mehr als 60° zur Tiefenlinie hin geneigten, Felsfläche, 50 m über der Taltiefenlinie in einer Höhe von 5390 m gefunden werden (Abb. 6; ∞ = Verlauf der Gletscherschrammen). Sie schneiden die Klüfte zwischen den mit 200/50 einfallenden Tonschieferschichten. Unterhalb des Aufschlusses bildet frischer Hangschutt die Oberflächen (Abb. 9; ↗).

Stadium 2

Ein weiterer Gletscherstand gibt sich über eine orographisch rechte am Innenhang der Uferbildung des Stadiums 1 verlaufende Laterofrontalmoränenleiste zu erkennen (Abb. 8; ↘₂). Sie belegt eine einstige Gletscherfrontposition in 5200 m ü. M. In dieser Höhe lagert auch ein 40 m hoher satzendmoränenartiger Akkumulationsrest (Abb. 3; 2, Abb. 6; 2, Abb. 7, Abb. 8; 2, Abb. 9; 2). Er substanziiert sich vor allem aus Ton- und Kalkschieferkomponenten (Abb. 7), deren Oberflächen einen ähnliche verwitterungsbedingte Einfärbung aufweisen wie die des Materials der Randmoränen des Gletscherstandes 1. Jener als Satzendumoränenmaterial abgelegte Schutt wurde von einem zu Stadium 1 und 2 aus Mukut-Gletscher und seinem Rechten-Nebengletscher zusammengesetzten Eisstrom aus der nahezu vertikal angelegten Schichtkopfwand orographisch rechts der einstigen Gletscherzunge zugeführt (Abb. 9; ◆, Abb. 16; ◇). Die Korngrößensummenkurve der diesem Satzendumoränenrest entnommenen Probe 1 (Abb. 10; Abb. 2; P1, Abb. 7) ist in mehrererlei Hinsicht typisch für Moränenmaterial. Der Ton Peak (18,3 %), wie auch die schlechte Sortierung des Materials (So: 9,01) sprechen gegen eine glazifluviale Genese, bei der Tonauswaschung und eine Korngrößenklassierung zu erwarten wäre. Im hier vorliegenden klimatischen Milieu muss der hohe Tonanteil auf

Gletscherabrasion und der hohe Sortierungsgrad auf die chaotischen Transport- und Ablagerungseigenschaften von Gletschereis zurückgeführt werden (siehe 1.8.3.1). Neben dem absoluten Tonmaximum treten relative Maxima im Mittelschluff und im Grobsand auf, so dass sich eine quatromodale Häufigkeitsverteilung der Feinmatrix ergibt. Deutliche Peaks, die im Sinne von DREIMANIS & VAGNERS (1971) als „terminal grades“ verstanden werden könnten, treten nicht hervor. Der Außenhang des Satzendoränenkomplexes ist mit Streifen in Abständen von 30 bis 50 cm versehen (Abb. 7; → →). Ein zu diesem Gletscherstand gehöriges Eispegelniveau kann in einwärtiger Richtung orographisch links ausgemacht werden (Abb. 3; ↙² ↙² ↙², Abb. 6; ↓²). Aus der Höhe der rekonstruierten Frontposition zu Gletscherstand 2 und dem arithmetischen Mittel der im Einzugsbereich des Mukut-Gletschers gelegenen Gipfelpunkte errechnet sich für Stadium 2 ein einstiger orographischer Schneegrenzverlauf in einer Höhe von 5671 m. Die zugehörige Schneegrenzdepression betrug somit 85 m.

Stadium 3

Über eine orographisch linke bis zu 25 m hohe Eisrandbildung kann ein nächstjüngerer Gletscherstand nachvollzogen werden. Dieser Randmoränenrücken (Abb. 3; ↗³ ↗³, Abb. 6; ↘³, Abb. 9; ↗³) läuft in 5270 m ü. M. auf dem Talboden aus. Das zugehörige Zungenende lag der Luvseite eines Rundhöckers auf, wobei die vorderste Eisfront - rezent nachgezeichnet durch einen Endmoränenkranz - mit dessen Kulmination zusammenfiel (Abb. 3; ↗³; Abb. 6; ↗³; Abb. 9; ↗³). In den auf die Rundhöckerkulmination bzw. auf die Rundhöckerleeseite aufgeschobenen Frontalmoränenwall schnitten sich Schmelzwasserfäden ein (Abb. 3; ↙, Abb. 6; ↙ ↙ ↙). Ein im Fließschatten eines einwärtig gelegenen Rundhöckers abgelegter Mittelmoränenrest (Abb. 3; ↗³) kann ebenfalls Gletscherstand 3 zugeordnet werden. Das die Oberflächen dieser Wälle bildende Material ist deutlich frischer als die oberflächlichen Geschiebe der Randmoränen der Gletscherstände 1 und 2. Die zu diesem Stadium gehörige orographische Schneegrenze verlief in 5716 m ü. M., was einer Schneegrenzdepression von 40 m entspricht. Höchstwahrscheinlich konfluieren die Zungen des Rechten-Nebengletschers und des Mukut-Gletschers zu Gletscherstand 3. Aus oben genannten Gründen spielt das für die Berechnung der orographischen Schneegrenze jedoch keine Rolle. Der heutige gesammelte Schmelzwasserabfluss (Abb. 3; ↓) orientiert sich am Fuß des Innenhangs der orographisch rechten zu Gletscherstand 3 abgelegten Lateralmoräne (Abb. 3; ↘³) und hat sich abwärtig bis zu 6 m tief in genetisch auf Stadium 3 zurückgehende glazifluviale Schotter

(Abb. 3; IV, Abb. 6; IV IV, Abb. 9; IV) eingeschnitten (Abb. 6; ↑). In auswärtiger Richtung reichen jene Schotter bis zum Satzendmoränenrest, der auf Gletscherstand 1 und 2 zurückgeht (Abb. 3; 2, Abb. 6; 2, Abb. 9; rechte 2, Abb. 7, Abb. 8; 2).

Aktuelles Verhalten der beiden Zungen; der Gletscherrückzug seit Mitte der 1970er Jahre und ein Gletscherstand 4 Mitte der 1970er Jahre

Die flach auslaufende Zunge des Mukut-Gletschers lässt zusammen mit dem verstärkten Schuttanfall an den Zungenrändern (Abb. 3; □ □) vermuten, dass dieser Eisstrom im Rückzug begriffen ist. VISSER (1938, S. 194) weist darauf hin, dass bei zentralasiatischen Gletschern durch die intensive direkte Verdunstung (Sublimation) und die reflektierte Wärme von den das Eis umgebenden Fels- und Schuttoberflächen die Zungenenden selbst bei vorstoßenden Eisströmen sommerzeitlich flach abgeschmolzen sein können und so hierdurch nicht unbedingt ein Hinweis auf einen Rückzug des Gletschers gegeben ist. Eine, das momentane Verhalten der Gletscherzugendynamik betreffende, Aussage auf Basis einer Anfang September durchgeführten Feldkampagne fällt daher schwer.

Die jüngsten Eisrandlagenveränderungen betreffend, geben FUJITA et al. (1997, S. 583) an, dass der Rechte-Nebengletscher im Jahr 1994 noch Kontakt zum Eisrand des Mukut-Gletschers hatte. Nach FUJITA et al. (2001, S. 32) betragen die Rückzugsraten des Mukut-Gletschers zwischen 1974 und 1994 10,8 m pro Jahr, 1994 bis 1998 18,2 m pro Jahr und 1998 bis 1999 11,5 m pro Jahr.

Beim Vergleich der Aufnahme NAKAWOS (1974) (S. 3, o. J.) (Abb. 4) sowie dem Panorama KUHLES (1982, Abb. 12) (Abb. 5) aus dem Jahr 1976 mit der Situation 2007 (Abb. 3, Abb. 9) fällt die zwischenzeitliche Volumenabnahme des orographisch rechten Gletscherrandes auf. Mitte der 1970er Jahre lag der Gletscher rechts⁷ noch am First einer Laterofrontalmoränenleiste an, von der er heute durch ein ca. 25 m tiefes Ablationstälchen (nach VISSER 1938, S. 37 ff) getrennt ist (vgl. Abb. 4; ↓ u. Abb. 5; ↘ mit Abb. 3; zwischen ↓⁴ ↘ und rechtem Eisrand u. Abb. 9; zwischen ↓⁴ und rechtem Eisrand). Das Vorkommen eines Ablationstälchens ist nach VISSER (1938, S. 37 ff) unabhängig vom Zustand der Gletscherzunge (vorstoßend/stagnierend/sich zurückziehend). Beim Mukut-Gletscher hat sich das Tälchen - nachweislich jedoch erst während der Zungenrückverlegung seit Mitte der 1970er Jahre ausgebildet. Ursächlich für das einstige Fehlen des Ablationstälchens

⁷ Rechts bzw. links meint hier und im Folgenden immer rechts oder links des aktuellen oder einstigen Gletscherstromstrichs beim Blick talauswärts, was nicht zwangsweise dasselbe ist wie orographisch links oder rechts.

orographisch rechts ist die hier vorliegende Prallhangsituation, die den Gletscher damals zum Auffließen gegen die Schutthaldenoberfläche zwang, um selbst im Pegelniveau mit seinem rechten Eisrand an jene anzuschließen. Dass die rechte Uferbildung des Mukut-Gletschers (Abb. 3; ↓⁴, Abb. 9; ↓⁴) um die Mitte der 1970er Jahre herum geschüttet wurde, ist über das Anliegen des rechten Eisrands am First jener Laterofrontalmoränenleiste belegt, das auf den Fotos NAKAWOS (S. 3, o. J.) (Abb. 4; ↓) und KUHLES (1982b, Abb. 12) (Abb. 5; ↘) erkennbar wird. Auch frisches, offensichtlich aus ehemaliger Innenmoräne (auf der Gletscherzungennahaufnahme NAKAWOS von 1974 zeigt die Eisoberfläche keinerlei Obermoränenschutt) hervorgegangene, beim Niedertauen der Zunge abgelegtes Moränenmaterial, belegt das tiefere Hinabreichen des Gletschers von ca. 1974 bis 1976 (Abb. 3; ↙⁴ 4, Abb. 9; rechte 4). Somit ist im Fall des Mukut-Gletschers für den Zeitraum um 1974-1976 eine Zungenfrontstagnationsphase nachgewiesen (Stadium 4). KUHLE (1982a, S. 166) gibt für das Jahr 1976 eine Eisrandlagenhöhe in 5310 m an, was übereinstimmt mit dem auswärtigen Aussetzen der zu Stadium 4 abgelegten Ablationsmoränen (Abb. 3; 4). Es errechnet sich eine damalige orographische Schneegrenze in 5736 m ü. M. Die Schneegrenzdepression gegenüber 2007 lag bei 20 m.

Aus bereits beim Mukut-Gletscher angeführten Gründen lässt sich auch über die aktuelle Zungendynamik des Rechten-Nebengletschers keine sichere Aussage treffen. Seine sehr flach und spitz zulaufende Zunge (Abb. 3; ○) spricht allerdings gerade im Vergleich zu der sehr viel breiteren Zungenanlage Mitte der 1970er Jahre (KUHLE 1982b, Abb. 12) (Abb. 5; ◇) für ein Abschmelzen. Während der Rechte-Nebengletscher - wie oben bereits erwähnt - im Jahr 1994 mit dem Mukut-Gletscher konfluierte (FUJITA et al. 2001, S. 32), lässt das Panorama KUHLES aus dem Jahr 1976 (1982b, Abb. 12) eine Lücke zwischen beiden Eisströmen erkennbar werden. KUHLE (1982a, S. 166) gibt für den Eisrand des Nebengletschers für 1976 eine Höhe von 5380 m an (also 30 m höher als heute). Auch nach dem Foto KUHLES (1982b, Abb. 12) endete der Gletscher 1976 höher als zur Zeit der eigenen Aufnahme. Die orographische Schneegrenze des Rechten-Nebengletschers verlief demnach damals in 5699 m ü. M. Die Schneegrenzanhebung betrug 15 m.

2.1.2 Der Hongde Himal I-Gletscher

Dieser in einem orographisch linken tributären Tälchen des Oberen Unbekannten Tals gelegene 3330 m lange und 1,67 km² große Gletscher des Typs Firnmulde fließt von NNW nach SSE abwärts (Abb. 1; 3, Abb. 2; 3, Abb. 9; linker Bildrand, Abb. 11). Der Gletscher

erhält Eiszufuhr durch beidseitige Flankenvereisungen (Abb. 9; +, Abb. 11; +). Aus einem in die orographisch rechte Flanke eingelassenen Kessel (Abb. 11; ✓) fließt ein eigenständiger kleiner Teilstrom abwärts, der durch den Hongde Himal I-Gletscher sowie einer Haupt- und Nebenstrom separierenden Mittelmoräne (Abb. 11; ↖) kanalisiert wird. Das Gletschereinzugsgebiet kulminiert, ebenso wie das des W-lich benachbarten Mukut-Gletschers, mit dem Gipfel des Hongde Himal I-Peaks (Abb. 3; O, Abb. 11; O, Abb. 31; O) in einer Höhe von 6556 m. Die aktuelle orographische Schneegrenze des in 5612 m ü. M. endenden Eisstroms verläuft in einer Höhe von 5937 m. Die Zungen des Hongde Himal I-Gletschers sowie des kleinen Nebenstroms sind nahezu obermoränenfrei. Im Einzugsgebiet stehen Quarzite, Schwarzschiefer und Knotenschieferformationen an (COLCHEN et al. 1980).

Stadium 1

Aufgrund ihrer großen Höhe von bis zu 65 m und ihrer gletschervorfeldbeschließenden Eigenschaft, werden in 5456 m ü. M. endende Randmoränen (Abb. 3; ↓¹ linke 1, Abb. 6; ↓¹ linke 1, Abb. 9; ✓¹ ←₁ linke 1, Abb. 31; ↖₁ zweite 1 von links) als auf Stadium 1 zurückgehend eingeordnet. Bei KUHLE (1982b, Abb. 12) repräsentieren diese Wälle Stadium VII (Jüngerer Dhaulagiri Stadium). Die in Kapitel 2 nachfolgend immer wieder durchgeführte Zuordnung von Eisrandbildungen zu Gletscherstadien, die erstmalig für den Mukut-Gletscher ausgewiesen wurden, erfolgt aufgrund ähnlicher morphometrischer wie lagebezoglicher Charakteristika der einem selben Gletscherstand zugeordneten Formen. Es wird also unterstellt, dass die Ablagerungen der diesbezüglich gleichartigen Formen ca. zur gleichen Zeit stattfanden. Die Haltbarkeit dieser Parallelisierung wird im Kapitel 3.3 durch weitere Testimplikationen geprüft und diskutiert. Ein 550 m langer sowie bis zu 200 m breiter Blockgletscher geht in 5500 m ü. M. aus der linken Laterofrontalmoräne des Gletschers hervor (Abb. 2). Seine in einer Höhe von 5426 m nahezu vertikal über 25 m abfallende Stirn, der viele aus ihr stammende verstreute Blöcke vorgelagert sind, verrät, dass die Periglazialform in Bildung begriffen ist. Bei einem orographischen Schneegrenzverlauf in 5848 m ü. M. betrug die Schneegrenzdepression zu jenem Gletscherstand 1 89 m. Der damals aufgebaute Endmoränenwall wird vom rezenten Schmelzwasserabfluss durchbrochen (Abb. 9; bei linker 1). Talabwärts schneidet sich jener Wasserfaden in die linke Ufermoräne des Stadiums 1 des Mukut-Gletschers ein (Abb. 3; links von ✓^{IV}, Abb. 6; links von ✓^{IV}) um mit dessen Schmelzwässern im Vorfeld des Mukut-Gletschers zu konfluieren (Abb. 6; ↓).

Zwischen den Randmoränen des Gletscherstandes 1 und der Tiefenlinie des Unbekannten Tals lässt sich kein weiteres Stadium rekonstruieren.

Stadium 2

Gletscherstand 2 ist über eine linke Ufermoränenleiste, die am Innenhang der Lateralbildung zu Stadium 1 entlang läuft, rekonstruierbar. Sie kann, ausgehend von der aktuellen Gletscheroberfläche, bis zum einstigen Zungenende in 5490 m ü. M. hinab verfolgt werden (Abb. 9; ↗ ↗ ↗ 2). Ihr gegenüber zeigt der sich einwärts als aktuell in Bildung begriffene Mittelmoräne fortsetzende Moränenwall (Abb. 9; ↖ ↖) Stadium 2 an. Die orographische Schneegrenze verlief zu Gletscherstand 2 bei einer Depression von 72 m in 5865 m ü. M. Bezüglich Konsolidierungsgrad und verwitterungsbedingter Verfärbung der oberflächlichen Geschiebe befinden sich die auf die Gletscherstände 1 und 2 zurückgehenden Eisrandbildungen in ähnlichem Zustand.

Aktuelles Verhalten des Eisrands und Stadium 4

Ob die beiden Zungen aktuell stagnieren, vorstoßen oder im Rückzug befindlich sind, ist an ihren Zungenformen nicht eindeutig erkennbar. Beim Hauptstrom wird das verhältnismäßig steil abfallende Zungenende verlängert durch einen mit Obermoräne bedeckten flacher auslaufenden 10 m breiten Streifen, der offensichtlich im Abschmelzen begriffen ist (Abb. 11; □).

Für den Hongde Himal I-Gletscher kann ein jüngster Gletscherstand anhand einer rechten Laterofrontalmoränenleiste rekonstruiert werden. Diese Uferbildung verläuft nur wenige Meter unterhalb des Firstes der auf Gletscherstand 2 aufgebauten Mittelmoräne (Abb. 11; ↑₄) und fällt in einer Höhe von 5580 m steil zur Tiefenlinie hin ab, um das zugehörige einstige Gletscherzungenende anzuzeigen (Abb. 11; 4). Eine analoge in selber Höhe und gleicher Entfernung zur aktuellen Gletscherzunge zum Vorfeldboden hin abfallende Bildung liegt links vor (Abb. 9; ↙ 4). Der Lagebezug der Moränenleisten zum aktuellen Eisrand, der ähnlich wie zwischen den Uferbildungen des Stadiums 4 und dem aktuellen Eisrand am Mukut-Gletscher vorliegt, veranlasst zur Zuordnung zu jenem Gletscherstand 4. Die orographische Schneegrenze lag zu diesem Stadium in 5921 m ü. M. und war somit gegenüber heute um 16 m abgesenkt. Auf einer von EISELIN (1960, Abb. 37) im Frühjahr 1960 gemachten Aufnahme vom Gipfel des Dhaulagiri I wird ersichtlich, dass der Gletscher zu diesem Zeitpunkt ca. im Bereich des hier rekonstruierten Gletscherstandes endete (Abb.

12; ↖), was ebenfalls zu einer Zuordnung zu Stadium 4 passt. Aufgrund der großen Entfernung, aus der das Foto aufgenommen wurde, ist jedoch nicht sicher, ob der Gletscher ausgehend von der Eisfrontposition im Jahr 1960 zum für den Mukut-Gletscher mindestens auf die Jahre von 1974-1977 zeitlich fixierten Stadium 4 einige Meter oder Dekameter vorgestoßen sein muss oder aber die Stadium 4-Laterofrontalmoränen während einer einen Gletscherrückzug unterbrechenden Frontstagnation abgelegt wurden, die möglicherweise bereits zum Zeitpunkt der Aufnahme EISELINS (1960, Abb. 37) eingetreten war.

2.1.3 Der Hongde Himal III-Gletscher

Dieses nach Süden abfließende 1170 m lange und 0,50 km² große Flankeneis (Abb. 1, 4, Abb. 13; 4, Abb. 14, Abb. 15; ◆, Abb. 31; ◇) wird nach oben hin begrenzt durch den E-Grat des 6339 m ü. M. hohen Hongde Himal III-Peaks (Abb. 14; ↓, Abb. 15; ↓). Seine drei Zungen enden alle mit einer über mehrere (3 bis 5 m) Meter steil abbrechenden Stirn (Abb. 14; ↗ ↗ ↑, Abb. 15; ↗ ↗ →). Die E-lichste und tiefstgelegene Zunge findet ihr Ende in 5660 m ü. M (Abb. 14; ↑, Abb. 15; →). Aus der Entfernung erscheint dieses Zungenende als dem eigentlichen Gletscherkörper vorgelagerter Toteisrest (Abb. 14; ↑). Aus der Nähe jedoch wird deutlich, dass der scheinbare Toteiskörper durch mit Obermoränenschutt abgedecktem Gletschereis unterhalb des Kammverlaufs mit dem Gletscherkörper in Verbindung steht und somit Eiszufuhr erhält (Abb. 14; ◇). Die aktuelle orographische Schneegrenze verläuft in 6000 m ü. M. Der gesamte Gletscher fließt nach COLCHEN et al. (1980) über Glimmer- und Knotenschieferformationen, die auch ausschließlich im Einzugsgebiet anstehen.

Stadium 1

Bis zu 25 m hohe Randmoränen belegen unterhalb der aktuellen Eisfront des Hongde Himal III-Gletschers einen einstigen Gletscherstand (Abb. 15; ↙¹ ↗ 1). Da es sich um die markantesten Moränenwälle in der näheren Umgebung des Zungenendes handelt, werden sie als Stadium 1 ausgewiesen. Sie dokumentieren ein einstiges Gletscherende in 5570 m ü. M. Die damalige orographische Schneegrenze verlief in einer Höhe von 5950 m. Die Schneegrenzdepression betrug 50 m.

Die im Vergleich zum Mukut- und zum Hongde Himal III-Gletscher verhältnismäßig geringe berechnete Schneegrenzabsenkung zu Gletscherstand 1 wird über die hier höhere Steilheit im Schneegrenzniveau verständlich. Sie war im Rahmen von Gletscherlängenschwankungen, die durch Anhebungen bzw. Absenkungen der klimatischen Schneegrenze im Dekameterbereich

hervorgehoben wurden, ursächlich für eine verhältnismäßig geringe Nährgebietsreduktion respektive einen geringen Nährgebietszuwachs, was nur relativ beschränkte Gletscherlängenänderungen zuließ und auch - wie im Fall des Stadiums 1 - zu vergleichsweise geringen orographischen Schneegrenzdepressionen berechnet nach VON HÖFER (1879) (abgewandelt [siehe 1.8.5.1]) führte.

Zwischen den Randmoränen des Gletscherstandes 1 und der Tiefenlinie des Unbekannten Tals lässt sich kein weiteres Stadium rekonstruieren.

Stadium 2

Ein Endmoränenwall ermöglicht 50 Höhenmeter unterhalb des aktuellen Zungenendes die Rekonstruktion eines zweiten Gletscherstandes (Abb. 15; 2). Aus der einstigen Frontposition in 5610 m ü. M. und der mittleren Einzugsbereichshöhe ergibt sich ein damaliger orographischer Schneegrenzverlauf in 5970 m ü. M. und eine Gleichgewichtslinienabsenkung von 30 m.

Aktuelle Eisranddynamik und Gletscherstand 4 um 1976

Die im Spätsommer gemachte Aufnahme des Hongde Himal III-Gletschers lässt vor einer über 5 m steil aufragenden Blankeiszungenpartie ein mit Obermoräne bedecktes und im Niedertauen begriffenes 2 m hohes Gletscherzungenende erkennbar werden (Abb. 14; □). Hier taut der Gletscher offensichtlich nieder.

Das Fotopanorama KUHLES (1982b, Abb. 12) aus dem Jahr 1976 belegt, dass sich die Position der Gletscherfront in den drei zwischen den beiden Aufnahmen vergangenen Dekaden um ca. 70 m zurückverlegt hat (Abb. 17; ↗ weist auf die damalige Eisrandlage hin). KUHLE gibt für das Jahr 1976 ein in 5650 m ü. M. liegendes Gletscherzungenende an. Über das Einsetzen frischer, im Verhältnis zum älteren Moränenmaterial deutlich dunkler eingefärbter Ablationsmoräne sowie einen bis zu 3 m hohen Endmoränenwall (Abb. 14; 4) kann der damalige linke Eisrand (Abb. 14; ←4) und die zugehörige Gletscherfrontposition (Abb. 14; 4) auch auf morphologischem Weg diagnostiziert werden. Hierüber ist belegt, dass es sich bei der Eisausdehnung um 1976 um einen Gletscherstand gehandelt hat. Die auswärts der Eisausdehnung zu Stadium 4 den Oberflächen flach aufliegenden Schieferschutt Komponenten zeigen erste einseitige Eisenmanganverwitterungsrindenansätze (< 0,5 mm) sowie initiale periglaziale Sortierungserscheinungen in Form von Steinstreifen (Abb. 14; ↙ ↘). Die orographische Schneegrenze verlief zu diesem Stadium in 5995 m ü. M. und war somit

gegenüber heute um 5 m abgesenkt. Auch an den übrigen zwei Zungen schmolz das Eis seither um einige Meter zurück (Abb. 14; ↗ ↗, Abb. 15; ↗ ↗). Wie auf der Aufnahme von 1976 ebenfalls erkennbar ist, waren die beiden linken Zungenenden damals noch miteinander verbunden und bildeten gemeinsam die am tiefsten hinabreichende Gletscherfront (KUHLE 1982b, Abb. 12).

2.1.4 Der Hongde Himal II-Gletscher

Dieser 2,26 km² große von NNE nach SSW abfließende Firnmuldengletscher kommt in 5433 m ü. M. zu liegen (Abb. 1; 5, Abb. 13; 5, Abb. 16; Vordergrund, Abb. 31; □, Abb. 15; ●). Er ist 2915 m lang und durchmisst zwischen aktuellem Zungenende und dem mit 6419 m höchsten Kulminationspunkt des Einzugsbereiches (der Gletscher reicht bis zu diesem höchsten Gipfel der Kammumrahmung) - dem Hongde Himal II-Peak - 1000 Höhenmeter. Für den Hongde Himal II-Gletscher errechnet sich ein aktueller orographischer Schneegrenzverlauf in 5834 m ü. M. Der Gletscher reicht über moderat geneigte Hangoberflächen bis zur Kammlinie zwischen Hongde Himal II- und Hongde Himal V-Peak hinauf (Abb. 31; zwischen S und Z, Abb. 15; zwischen S und Z). Seine Oberfläche ist moränenfrei. Das Zehrgebiet überfließt eine ca. 60 m hohe Steilstufe. Der hierdurch entstehende Eisbruch (Abb. 16; □) setzt sich allerdings nicht in den Zungenendbereich fort. Hier ist die Eisoberfläche wieder ruhiger ausgebildet. Den oberflächennahen geologischen Unterbau des Gletschereinzugsgebietes bilden nach COLCHEN et al. (1980) Glimmer- und Knotenschieferlagen.

Stadium 1

Wie an den zuvor abgehandelten Gletschern weist sich ein Stadium 1 in der Zungenumgebung des Hongde Himal II-Gletschers durch besonders große Ufer- und Endmoränenbildungen aus, welche das Gletschervorfeld umrahmen. Die Firne jener Eisrandbildungen verlaufen bis zu 60 m höher als die rezente Tiefenlinie des Vorfelds (Abb. 15; 1 → ←₁, Abb. 16; 1 → ↖¹, Abb. 31; 1 → ←₁). Sie enden in 5290 m ü. M. (Abb. 15; linke 1, Abb. 16; 1, Abb. 31; dritte 1 von rechts). Hiernach errechnet sich eine damalige orographische Schneegrenze in 5751 m ü. M. Die Gleichgewichtslinie war somit gegenüber den aktuellen Verhältnissen um 83 m abgesenkt. KUHLE (1982a, S. 110 u. 1982b, Abb. 12) ordnet auch diese Randmoränen dem Jüngeren Dhaulagiri Stadium (Stadium VII) zu. Aus beiden Laterofrontalmoränen gehen Blockgletscher hervor (Abb. 15; ◇ ◇). Der linke ist 600 m lang und über 400 m breit (Abb. 15; rechtes ◇). Seine Stirn fällt in einer Höhe von 5250 m über

mehr als 50 m nahezu vertikal ab. Der rechte misst 620 m Länge und ist maximal 200 m breit (Abb. 15; linkes ◊). Seine aktuell ebenfalls vertikal ausgebildete 20 m hohe Stirn liegt in 5380 m ü. M. Der Umstand, dass die Wurzel des aus dem orographisch rechten Wall hervorgehenden Blockgletschers (Abb. 15; linkes ◊) die orographisch linke Randmoränenleiste des rekonstruierten Gletscherstandes 1 des Hongde Himal II-Gletschers schneidet (Abb. 15; im Bereich der linken 1), belegt, dass die Blockgletscherentstehung nach Stadium 1 des Hongde Himal III-Gletschers einsetzte.

Zwischen dem Gletschervorfeld und der Tiefenlinie des Unbekannten Tals finden sich keine morphologischen Hinweise auf weiteres Stadium.

Aktuelle Eisranddynamik und Stadium 4 um 1976

Der flach zur Schotterflur hin abfallende rechte Gletscherzungenendbereich legt nahe, dass sich die Zunge hier im Rückzug befindet (Abb. 16; ✓). Der linke Teil des Zungenendes ist 3-6 m mächtiger, weist sich durch einen 6-10 m vertikal abfallenden Eisrand aus und schiebt sich am niedertauenden Eis vorbei (Abb. 16; ✎). Hier stößt der Gletscher anscheinend vor.

Auf dem 1976er Panorama KUHLES (1982b, Abb. 12) ist die Gletscherstirn durch die linke Ufermoräne des Stadiums 1 verdeckt. Gut erkennbar jedoch ist der rechte Eisrand im Zungenendbereich, dessen damaliger Verlauf mit einer heute vorliegenden Ufermoränenleiste zusammenfällt (vgl. Abb. 17; ✎ mit Abb. 16; ↑₄). Korrespondierend liegt eine orographisch linke Laterofrontalmoränenleiste vor (Abb. 16; 4→). Des Fotos, der Lagebeziehung der Eisrandbildungen zum aktuellen Eisrand und zu den Randmoränen des Stadiums 1 wegen wird jener Gletscherstand als Stadium 4 ausgewiesen. KUHLE (1982a, S. 110) gibt für 1976 eine Eisrandlage in 5410 m ü. M. an, was zum Eispegel des auf dem damals aufgenommenen Panorama erkennbaren Teil des Gletschers passt. Das Umbiegen der Uferbildungen hin zur Tiefenlinie belegt ebenfalls, dass die zum betrachteten Gletscherstand gehörige Eisfrontposition in 5410 m ü. M. lag (Abb. 16; 4). Die Schneegrenzdepression betrug somit 12 m (damaliger orographischer Schneegrenzverlauf: 5823 m ü. M.).

2.1.5 Der Hongde Himal V-Gletscher

Der 1300 m lange und 0,88 km² große nach Süden ausgelegte und bereits von KUHLE (1982a, S. 110) als Kargletscher typisierte Eisstrom (Abb. 1; 6, Abb. 13; 6, Abb. 15; o, Abb. 19, Abb. 31; ■) endet aktuell mit 500 m breiter Eisfront in 5620 m ü. M. Die Vereisung reicht bis zur 6264 m hohen Kulmination des Hongde Himal V-Peaks (Abb. 31; Z), dessen ESE-Grat das

Einzugsgebiet des Gletschers nach oben hin begrenzt (Abb. 31; ↙, Abb. 15; ↙). Eine Obermoränenbedeckung fehlt völlig. Die Gletscherfront fällt mit ihrer Stirn über 2-5 m vertikal ab (Abb. 18; Vordergrund, Abb. 19; ○). Es errechnet sich ein aktueller orographischer Schneegrenzverlauf in 5894 m ü. M.

Stadium 1

Eine einstige linksseitige Ausdehnung der Gletscherzunge wird über die mit 30 m Vertikalerstreckung größte und das Vorfeld begrenzende Lateralmoräne (Abb. 18; ←₁, Abb. 19; ↑₁) bzw. des sich abwärts an sie anschließenden Endmoränenwalls rekonstruierbar. Letzterer zeigt in 5530 m ü. M. die Gletscherfrontposition der rechten Zunge zu Stadium 1 an (Abb. 18; 1, Abb. 19; linke 1). Es errechnet sich ein zugehöriges orographisches Schneegrenzniveau in einer Höhe von 5828 m. Die damalige Schneegrenzdepression lag bei 66 m. Rechts gibt sich der Eisrand zu Gletscherstand 1 über eine Schliffkehle (Abb. 19; ↖₁ ↗₁), die abwärts in eine Lateralmoränenleiste übergeht (Abb. 19; ↓¹), zu erkennen. Die am Außenhang des zu Gletscherstand 1 aufgeschobenen Endmoränenwalls entnommene Sedimentprobe 2 (Abb. 13; P₂, Abb. 14) enthält für Moränenmaterial charakteristisch 16,52 % Ton und 29,05 % Feinschluff. Diese hohen Anteile in den beiden kleinsten Fraktionen gehen auf Gletscherabrasion zurück. Ebenfalls für Moränenmaterial typisch ist der mit 9,36 sehr hohe Sortierungsgrad. Als „terminal grade“ im Sinne von DREIMANIS & VAGNERS (1971) könnte die Feinschlufffraktion angesehen werden. Durch weitere weniger auffällige relative Maxima in der Grobschluff- und der Mittelsandfraktion ergibt sich eine trimodale Häufigkeitsverteilung.

Zwischen der einstigen Endposition der Zunge zu Stadium 1 und dem aktuellen Zungenende hat der Gletscher drei kleinere Zungenbecken ausgeschürft (Abb. 18; □ □ □, Abb. 19; ↙ ↙ ↙). Die größten Übertiefungen der Zungenbecken waren zum Zeitpunkt der Feldkampagne Anfang September 2007 teilweise mit Wasser verfüllt. Die ehemalige Aufspaltung in drei Gletscherenden und das heutige Vorliegen dreier Zungenbecken geht auf die subsequent von der Hangoberfläche angeschnittenen tonnläufig E-wärts einfallenden Schieferserien zurück (Abb. 19; ◇), welche die Ausbildung von dem Gefälle folgenden Rippen (Abb. 19; ◆ ◇ ↘) und dazwischenliegenden Einschnitten präjudizierte. Die Fortsetzung der Rippen sind die einstmals die Eiszunge separierenden Mittelmoränen (Abb. 19; □ □). Unklar ist, wann die Rippen in hangabwärtiger Richtung jeweils unter dem Moränensubstrat aussetzen.

Stadium 2

Ein nur 50 m einwärts des rekonstruierten Gletscherstandes 1 lagernder linker Laterofrontalmoränenrest, dessen oberflächliche Schieferschuttauflage sich bezüglich der Braunverwitterung in ähnlichem Zustand wie jene der Moränen des Stadiums 1 zeigt, belegt in 5550 m ü. M. ein zweites Stadium (Abb. 18; 2, Abb. 19; 2), zu dem die orographische Schneegrenze bei einer Absenkung von 56 m in 5838 m ü. M. verlief.

Jüngere Zungendynamik und Stadium 4 Mitte der 1970er Jahre

Bezüglich der aktuellen Dynamik der beiden Zungenenden lässt sich auch hier auf Basis einer Momentaufnahme keine Aussage treffen.

Das Panorama KUHLES (1982b, Abb. 12) aus dem Jahr 1976 belegt, dass auch diese Gletscherzunge heute weniger tief hinabreicht als damals. Die breit angelegte Gletscherfront endet aktuell im Ganzen um ca. 20-25 m hangaufwärts des 1976er Eisrands. Am rechten Rand war es eine spitz zulaufende Zunge, die hier am tiefsten hinabreichte und in 5600 m ü. M. einen bis zu 2,50 m hohen Endmoränenwall auf der abwärtigen Schwelle eines kleinen Ausschurfbeckens hinterließ (vgl. Abb. 17; ↖ mit Abb. 19; 4). Einwärtig geht der Frontwall in eine bis zum aktuellen Eisrand reichende Uferbildung über (Abb. 19; ↖₄). Sommerzeitlich staut der Endmoränenwall einen kleinen (ca. 9 m * 3 m) See auf. Es zeigt sich folglich, dass es zu einer Frontstagnation kam, so dass um jene Zeit herum auch für den Hongde Himal V-Gletscher von einem Stadium 4 die Rede sein muss. Die orographische Schneegrenze verlief zu jenem Gletscherstand in 5884 m ü. M. Die zugehörige Schneegrenzdepression lag bei 10 m.

2.1.6 Der Linke-Nachbargletscher des Hongde Himal V-Gletschers

Mit dem Hongde Himal V-Gletscher in Kontakt stehend, jedoch als eigenständiger Gletscher ausgewiesen, fließt der Linke-Nachbargletscher - ebenfalls in S-Auslage - bei einer Größe von 0,56 km² über eine Länge von 915 m abwärts (Abb. 1; 7, Abb. 13; 7, Abb. 19; +, Abb. 31; +). Sein aktuelles Zungenende kommt ohne jegliche Obermoränenbedeckung in 5540 m ü. M. zu liegen. Es errechnet sich ein orographischer Schneegrenzverlauf in 5802 m ü. M.

Stadium 1

Ein in 5420 m ü. M. aktuell mit einer steilen Stirn endender 80 m langer und 40 m breiter Blockgletscher geht aus aufgrund ihrer Dimensionen als Gletscherstand 1 ausgewiesenen End- und Ufermoränen hervor (Abb. 31; rechte 1, Abb. 20; o). Ausgehend von der Wurzel des Blockgletschers kann anhand des Firstes der orographisch linken 50 m hohen Randmoräne der Gletscherpegel der linken Zunge zu Gletscherstand 1 ausgemacht werden (Abb. 18; $\overset{1}{\curvearrowright}$, Abb. 31; \curvearrowleft^1). Eine korrespondierende Form begrenzt das Vorfeld W-lich (Abb. 18; \curvearrowleft_1 , Abb. 31; $\overset{1}{\curvearrowright}$). Das Konvergieren der beiden Wälle in einer Höhe von 5440 m belegt die Position der linken Eisfront zu Gletscherstand 1 (Abb. 31, rechte 1). Das einstige orographische Schneegrenzniveau lag hiernach in 5744 m ü. M. Es errechnet sich eine Schneegrenzdepression von 59 m.

Lage des Eisrands 1994 und 1974 im Vergleich zur aktuellen Gletscherstirnposition

Ein 1994 aufgenommenes Foto von FUJITA et al. (1997, Fig. 3a) bildet die linke Zungenendposition des Gletschers ab. Beim Vergleich mit der eigenen Aufnahme wird deutlich, dass sich die Stirn gegenüber dem Jahr 1994 nur um wenige Meter zurück verlegt hat (vgl. Abb. 31; Zungenende unter + mit FUJITA et al. 1997, Fig. 3a). Dass der Gletscher in diesem Zeitraum an Volumen verloren hat, verraten zwei vom Nährgebiet des Gletschers umschlossene Felsflächen, die sich in den letzten 13 Jahren deutlich erweitert haben (vgl. Abb. 31; über + mit FUJITA et al. 1997, Fig. 3a).

Auch aus dem Jahr 1974 gibt es eine fotografische Aufnahme von FUJITA et al. (1997, Fig. 3b), auf welcher das Zungenende des Hongde Himal V-Gletschers zu sehen ist. Die auf dieser Abbildung erkennbare Gletscherfront befand sich wenige Dekameter abwärts der aktuellen Zungenspitze. Der Gletscher endete ca. in 5515 m ü. M. und somit 25 Höhenmeter tiefer als heute. Die orographische Schneegrenze verlief 1974 in 5789 m ü. M. Sie war gegenüber heute um 13 m abgesenkt. Das Vorfeld des Linken-Nachbargletschers des Hongde Himal V-Gletschers konnte nicht begangen werden, so dass mir ein mögliches Auffinden von Moränenablagerungen, dort wo sich die Gletscherzungenränder 1974 befanden, verwehrt blieb (aus selbigem Grund wurden auch keine weiteren, möglicherweise vorhandenen Ufer- oder Endmoränenwälle/-leisten beschrieben, welche die Gletscherstadien 3 und 2 anzeigen würden).

2.1.7 Die gemeinsamen Stadien -1, -2 und -3 des Hongde Himal V-Gletschers und seines Linken-Nachbargletschers

Stadium -1

Auswärts des Gletschervorfelds verläuft ein in 5320 m ü. M. endender linker Ufermoränenrest (Abb. 31; ↙⁻¹ -1). Er belegt ein Stadium -1, zu dem sich die Zungenenden des Hongde Himal V-Gletschers und seines Linken-Nachbargletschers vereinigen. Die orographische Schneegrenze verlief zu jenem Gletscherstand in 5681 m ü. M. Die zugehörige Schneegrenzdepression lag bezogen auf die aktuelle Schneegrenze des Hongde Himal V-Gletschers bei 214 m. Die oxidationsverwitterungsbedingte gelblich-braune Färbung zeigt sich an dieser linken Uferbildung im Verhältnis zu den oberflächlichen Schuttkomponenten der Randmoränen des Stadiums 1 deutlich fortgeschritten.

Stadium -2

Ein weiterer linker Ufermoränenrest macht Gletscherstadium -2 in einer Höhe von 5270 m rekonstruierbar (Abb. 31; ↙⁻² linke -2). Zu Gletscherstand -2 errechnet sich ein einstiger orographischer Schneegrenzverlauf in 5656 m ü. M. Die Schneegrenzdepression gegenüber der aktuellen orographischen Schneegrenze des Hongde Himal V-Gletschers lag bei 239 m.

Stadium -3

Auch Stadium -3 kann über eine linke Uferbildung ausgewiesen werden (Abb. 31; ↙⁻³). Das in Verlängerung des Firstverlaufs des Lateralmoränenrückens zu rekonstruierende zugehörige Gletscherzungenende wird in ca. 5150 m ü. M. gelegen haben (Abb. 31; -3). Es errechnet sich ein einstiger orographischer Schneegrenzverlauf in 5596 m ü. M. Die Schneegrenzabsenkung gegenüber der aktuellen orographischen Schneegrenze des Hongde Himal V-Gletschers lag bei 298 m.

2.1.8 Stadium -1 des Oberen Unbekannten Tal-Gletschers

Ein orographisch rechter Lateralmoränenrest in 5105 m ü. M. belegt ein Gletscherstadium -1 im Oberen Unbekannten Tal (Abb. 21; ↙⁻¹ -1). Er repräsentiert nach KUHLE (1982a, S. 110 u. 1982b, Abb.12) das Mittlere Dhaulagiri Stadium (Stadium `VII). Die orographische Schneegrenze zu Stadium -1 verlief in 5615 m ü. M. Die Schneegrenzdepression gegenüber dem aktuellen orographischen Schneegrenzverlauf des Mukut-Gletschers lag bei 141 m. Es ist

in jedem Fall davon auszugehen, dass der Hongde Himal II-Gletscher zu Gletscherstand -1 in den in Verlängerung des Mukut-Gletschers gebildeten Hauptstrom einmündete. Auch der Hongde Himal I-Gletscher und der Rechte-Nebengletscher des Mukut-Gletschers sowie ein auf einem zum Tukuhe Gipfel hinaufziehenden N-wärts abfallenden Rücken gelegene Eislapen (Abb. 9; ↘, Abb. 18; ↘) waren Bestandteil dieses zusammengesetzten Eises. Die Zungen der übrigen im Oberen Unbekannten Tal liegenden Gletscher (Hongde Himal II- und V-Gletscher sowie der Linke-Nachbargletscher des Hongde Himal V-Gletschers) enden aktuell mehr als 500 m über der zu Stadium -1 rekonstruierten Haupttalgletscheroberfläche. Damit für sie ein Erreichen jenes Eisstroms möglich gewesen wäre, hätte an ihnen zu Stadium -1 eine Schneegrenzabsenkung von mindestens 225 m eintreten müssen, was den für den Hauptstrom berechneten Schneegrenzdepressionswert zu Gletscherstand -1 (141 m) jedoch deutlich übertreffen würde und somit abzulehnen ist (für den aus Hongde Himal V-Gletscher sowie seinem Linken-Nachbargletscher zusammengesetzten Eisstrom ist überdies belegt, dass er zu Stadium -1 in 5320 m ü. M. zu liegen kam und somit weit über dem Pegelniveau des damaligen Unbekannten Tal-Gletscherzungenendes endete [Abb. 31; -1]).

2.1.9 Die Terrassen des Stadium -2-Zungenbeckens im Oberen Unbekannten Tal

Taleinwärts des Tukuhe Yamkim Peak N-Gletschervorfelds (siehe 2.1.11) liegt der flach verlaufende Hochtalboden des Oberen Unbekannten Tals (Abb. 9; ■, Abb. 16; ◆, Abb. 18; ◇, Abb. 31; □, Abb. 21). Ausgehend vom Stadium 1 des Mukut-Gletschers (Abb. 3; rechte 1, Abb. 6; rechte 1, Abb. 9; rechte 1, Abb. 18; rechte 1, Abb. 21; rechte 1, Abb. 31; linke 1) überwindet die Tiefenlinie hier auf einer Strecke von 3500 m 83 Höhenmeter, was einem mittleren Gefälle von $1,4^\circ$ entspricht. Dieser obere Teil des Unbekannten Tals wird mit zungenbeckeneinfassenden Endmoränenakkumulationen, die unmittelbar an die großen orographisch linken Ufermoränenablagerungen des Tukuhe-Yamkim Peak N-Gletschers angrenzen, abwärtig abgeschlossen (Abb. 18; -2, Abb. 31; rechte -2, Abb. 21; -2). Nach KUHLE (1982a, S. 110 u. 1982b, Abb. 12) handelt es sich hierbei um Ablagerungen des Älteren Dhaulagiri Stadiums (Stadium VI). Orographisch links vorliegende zugehörige Ufermoränenreste belegen die Mächtigkeit der Gletscherausdehnung zu Stadium -2 (Abb. 31; -2↘).

Zu Stadium -2 endete der im Oberen Unbekannten Tal liegende Hauptstrom in 5097 m ü. M. Als Haupteislieferant dieses dendritischen Systems ist wie auch zu Stadium -1 der Mukut-Gletscher zu erachten. Aus dem arithmetischen Mittel seines Einzugsgebietes und dem

einstigen Zungenende errechnet sich ein orographischer Schneegrenzverlauf in einer Höhe von 5610 m. Die Schneegrenzabsenkung betrug 145 m.

Für alle im Einzugsgebiet des Oberen Unbekannten Tals befindlichen Gletscher war das Zungenbecken des Stadiums -2 ab dem Zeitpunkt seiner Freigabe durch das Eis Sedimentationsraum für glazifluviale Schotter. So ist die rezent in Bildung begriffene Schottersohlenoberfläche (Abb. 31; ↑, Abb. 21; ○) im Zungenbeckenbereich beidseitig von glazifluvialen Terrassenstufen eingefasst. Die höchste durch die Schmelzwässer aller im Oberen Unbekannten Tal befindlichen Gletscher aufgeschotterte Terrassenoberfläche (Terrassenniveau I) verläuft bis zu 35 m über der rezenten Tiefenlinie (Abb. 21. ↓^I ↓^I ↓^I ↓^I, Abb. 31; ↙^I I). Sie findet sich auch einwärts der rekonstruierten Eisrandlage zu Stadium -1 und weist sich daher ihm gegenüber als jünger aus. Ihr glazifluvialer Charakter ist durch sie substantzierende, faustgroße Schotter belegt. Probe 3 wurde dieser Terrasse orographisch rechts entnommen (Abb. 25, Abb. 13; P3). Die gute Sortierung (So 2,23) und der geringe Tongehalt (2,7 %) sind typisch für glazifluvial abgelagertes Material. Es ergibt sich eine bimodale Häufigkeitsverteilung auf die Korngrößenklassen der Feinmatrix.

Auch der geringe Tonanteil (3,1 %) der orographisch links der Terrasse I entnommenen Probe 4 (Abb. 26, Abb. 4; P4) passt zu glazifluvialen Sedimenten. Der Sortierungskoeffizient liegt bei 4,12. Durch relative Maxima im Fein- (25,1 %) wie im Grobsand (24,1 %) ergibt sich hier ein bimodaler Verlauf der Häufigkeitsverteilung.

Eine weitere, jenem Sedimentkomplex orographisch links entnommene Probe (Probe 5) (Abb. 27, Abb. 13; P5) enthält bei einem relativ niedrigeren So von 3,44 7,1 % Ton und weist einen auf die selektiven glazifluvialen Transport-/Ablagerungsbedingungen zurückzuführenden extremen Peak im Grobsand auf (58 %).

Probe 6 ist die letzte der Terrassenoberfläche I entnommene Probe (Abb. 28, Abb. 13; P6). Sie enthält 7,6 % Ton und ist mit einem So von 5,39 % für Schmelzwasserablagerungen untypisch schlecht sortiert. Aus relativen Maxima in der Tonfraktion sowie im Fein- (19,1 %) als auch im Grobsand (26,9 %) ergibt sich eine trimodale Häufigkeitsverteilung in der Feinmatrix.

Terrassenoberfläche II verläuft 15-20 m über dem rezenten Schmelzwasserabfluss (Abb. 21; II II, Abb. 31; II II) und ist durch eine zwischen 10 und 20 m variierende Sprunghöhe zur Oberfläche der Terrasse I abgesetzt. Durch Einschnitte in den Schottern der Terrassenstufe I hindurch (Abb. 31; ← ← → ← ←) transportierten die vom Hongde Himal II- und III-Gletscher ausgehenden Schmelzwässer ihre mitgeführte Fracht und schütteten zusammen mit

den Schmelzwässern der übrigen Gletscher im Talrund die heute die Terrasse II bildenden Schotter.

An einer Stelle, wo vor der Terrassenstufe II die Ablagerungen der jüngsten Terrassenstufe (III) fehlen, wie es aufgrund der Schmelzwassererosion orographisch links beinahe durchgängig der Fall ist, ist der Aufbau des Akkumulationskörpers (Terrassenschotter II), ausgehend von der rezenten Schottersohlenoberfläche, einsichtig (Abb. 21 •, Abb. 23, Abb. 31; ↑). Die zu unterst befindliche ca. 5 m hoch aufgeschlossene Schicht (Abb. 23; unterhalb von -----), der kleinere Sturzkegel vorgelagert sind (Abb. 23; ○ ○ ○), enthält verhältnismäßig feine, maximal faustgroße dachziegelartig eingeregelt Schotter, deren Längsachsen senkrecht zur Tiefenlinie vorliegen. Dies belegt, dass der für die Ablagerung verantwortliche Abfluss hier haupttalparallel verlief. Die in 30 cm hinter der Terrassenfront ergrabene Probe 7 (Abb. 29, Abb. 23 •, Abb. 13; P7) enthält 6,7 % Ton und ist mit einem So von 2,74 - für glazifluviale Sedimente typisch - gut sortiert. Der verhältnismäßig geringe Ton (6,7%) sowie auch der geringe Gesamtschluffanteil (15,27) gehen auf den Durchtransport der feineren Fraktionen zurück. Die Häufigkeitsverteilung zeigt einen bimodalen Verlauf. Die zur Ablagerung führenden Fließgeschwindigkeiten bedingten vorrangig die Akkumulation der beiden größten Feinmaterialfraktionen. 73,8 % der Gesamtprobe verteilen sich auf die Mittelsand- (27,7 %) und die Grobsandfraktion (46,1 %).

Überlagert wird das unterste Sedimentpaket von einer bis zu 1,50 m hohen Lage Schmelzwasserablagerungen, deren größte in ihnen enthaltenen Komponenten mit ihren ebenfalls senkrecht zur Tiefenlinie angeordneten Längsachsen 45 cm messen (Abb. 23 zwischen ----- und). Innerer Aufbau und Zurundung der groben Komponenten belegen die glazifluviale Genese dieser Ablagerungen. Gegenüber den Ablagerungsbedingungen der liegenden Schotter muss eine Fließgeschwindigkeitszunahme eingetreten sein, da die im Hangenden vorliegenden Komponenten deutlich größer sind. Die Feinmatrix der hier entnommenen Probe 8 (Abb. 30, Abb. 23; ■, Abb. 13; P8) enthält mit 13,01 % Ton einen für glazifluviale Sedimente verhältnismäßig hohen Anteil dieser feinsten Fraktion. Auch der So von 8,91 ist für Schmelzwassersedimente außerordentlich hoch. Die Häufigkeitsverteilung der Gesamtfeinmatrix weist mit dem Tonmaximum und einem weiteren Peak im Grobsand (38,2 %) einen bimodalen Verlauf auf. Insgesamt entfallen 57,6 % der Probe auf die Mittelsand- (19,4 %) und die Grobsandfraktion.

Ein Terrassenniveau III - im Mittel 6 m unter dem des Niveau II gelegen - lagert im Zungenbeckenbereich orographisch rechts großflächig der älteren Terrassenstufe vor (Abb. 21; linke III, Abb. 31; III). 2 bis 4 m über der rezenten Schottersohle verläuft die

Oberfläche dieser glazifluvialen Terrasse. Orographisch links paust sich dieses Terrassenniveau, überdeckt von jüngeren glazifluvialen Schottern (IV), nur noch kleinräumig durch (Abb. 21; rechte III). Zwei Sedimentproben wurden den Terrassenschottern III entnommen. Probe 9 (Abb. 32, Abb. 13; P9) enthält mit 4,4 % verhältnismäßig wenig Ton, was, genau wie ein Sortierungsgrad von 2,23, charakteristisch für glazifluviale Sedimente ist. Die bimodale Häufigkeitsverteilung der Feinmatrix kommt durch die relativen Maxima im Ton und im Grobsand (48,3 %) zustande. Letztere Fraktion hält zusammen mit der Mittelsandfraktion (29,1 %) 77,4 % des Gesamtfeinmaterialanteils. Auch die zweite aus den Terrassenschottern III ergrabene Probe (Probe 10) (Abb. 33, Abb. 13, P10) beinhaltet mit 5,7 % nur recht wenig Ton. Ein Sortierungsgrad von 3,04 ist vor dem Hintergrund des glazifluvialen Ablagerungsmilieus relativ hoch. Wie bei Probe 9 sind die Häufigkeiten bimodal verteilt, wobei neben dem relativen Tonmaximum ein deutlicher Peak im Grobsand (48,0 %) realisiert ist. 71,1 % der Probe entfallen auf die Mittelsand- und Grobsandfraktionen. Die jüngsten vom Hongde Himal II- und III-Gletscher sowie vom Firnlappen des zum Tukuche Gipfel hinaufziehenden Sporns geschütteten Schotter (IV) wurden durch die Einschnitte in den älteren Schottern durchtransportiert und legten sich im Hauptalboden auf die Terrassenniveaus II und III (Abb. 21; \checkmark^{IV} \sphericalangle_{IV} \sphericalangle_{IV} IV, Abb. 23; IV). Abb. 23 zeigt die Mächtigkeit (2,20 m) dieser jüngsten, außerhalb der Gletschervorfelder, abgelagerten Schottergeneration. Die größten in ihnen enthaltenen Komponenten messen in ihrer Längsachse nicht mehr als 5 cm (Abb. 23; oberhalb von), was auf eine im Verhältnis zu den Ablagerungsbedingungen der unterlagernden Sedimente, deutlich geringere Fließgeschwindigkeit hindeutet. Probe 11 (Abb. 34, Abb. 13, P11) entstammt diesen geringmächtigen Schottern. In ihr sind nur 4,6 % Ton enthalten. Der So von 3,19 % ist für glazifluviale Sedimente nicht untypisch. Insgesamt ergibt sich durch den Grobsandpeak (51,2 %) und das relative Tonmaximum eine bimodale Häufigkeitsverteilung. 71,3 % der Probe sind im Mittel- (19,4 %) und im Grobsand enthalten.

Die rezente Schottersohle des Oberen Unbekannten Tals wird von einem Zopfstrom durchflossen (Abb. 21, Abb. 31), dessen Hauptader zu Schmelzwasserabflussspitzen (diese konnten Anfang September des Jahres 2007 beobachtet werden) eine maximale Breite von ca. 10 m erreicht. Er ist auch dann im Mittel nicht tiefer als 50 cm und nirgends tiefer als 1 m, so dass er auch im Spätsommer/ Frühherbst noch problemlos durchwatet werden kann. Verläuft dieser Abfluss entlang an einer Terrassenstirn, kommt es an diesen Stellen zur Unterschneidung und Terrassenrückverlegung.

2.1.10 Der Hongde Himal N-Gletscher

Ein orographisch linkes tributäres Tal des Unbekannten Tals beinhaltet mehrere Gletscher (siehe Karte 1 u. 2; orographisch linkes Nebental, in dem Gletscher Nr. 8 liegt). Vom Kamm seiner orographisch rechten Taleinfassung fließen vier kleinere nach NNE exponierte Flankeneise in Richtung Tiefenlinie. Ihre Positionen - an einem steilen, zerklüfteten Schichtkopfgang in tonnläufig einfallenden Schieferformationen - machen sie nur schwer zugänglich. So konnte lediglich das Vorfeld des hier als Hongde Himal N-Gletscher ausgewiesenen 0,52 km² großen Eisstroms begangen und aufgenommen werden (Abb. 1; 8, Abb. 13; 8, Abb. 22; ○). Er ist mit 1200 m das längste der vier Flankeneise und reicht von 6110 m ü. M. bis auf eine Höhe von 5650 m hinab, wonach sich eine aktuelle orographische Schneegrenze in 5880 m ü. M. ermitteln lässt. Der Gletscher überfließt einen zugeschärften zum Talboden des Nebentals hinabziehenden Sporn (Abb. 22; □), bevor er vor allem linksseitig mit Obermoräne bedeckt (Abb. 22; über ○), zu liegen kommt. Aufgrund der das Eis unterlagernden Gefällebrüche ist die größtenteils moränenfreie Firn- bzw. Eisoberfläche stark zerklüftet. Die partielle Obermoränenbedeckung des Zungenendes geht zu einem hohen Anteil auf die Frostschuttfuhr aus den Gletscherzungeneinfassungen zurück (Abb. 22; ■ ↙).

Stadium 1

Dem orographisch linken, den rezenten Gletscher einfassenden, Sporn aufgesetzt und diesen abwärtig verlängernd, zeichnet der First einer linken Randmoräne die Mächtigkeit und den linken Rand des einstigen Eisstroms nach (Abb. 22; ↙¹). Die Gletscheroberfläche verlief hier bis zu 35 m über der rezenten Tiefenlinie des Gletschervorfelds, das in einer Höhe von 5508 m endet und somit hier die Zungenfrontposition zu Gletscherstand 1 belegt (Abb. 22; 1). Wahrscheinlich zurückgehend auf das Abschmelzen von mit dem Geschiebe zurückgelassenem Toteis ist der Ufermoräneninnenhang an vielen Stellen in Form von Nischen und vorgelagerten Schutthalden deformiert (Abb. 22; × × ×). Dass orographisch rechts die korrespondierende Form fehlt, geht auf den hier über dem Gletschervorfeld gelegenen Steilhang zurück, an welchem subsequent zur Gefällerrichtung der Hangoberfläche tonnläufig geneigte Schiefer anstehen. In Kombination mit der hohen Frostwechselintensität erfolgte (und erfolgt immer noch) die Schuttaufbereitung hier forciert. Der durch den Abtransport des derartig entstandenen Materials bedingten Schutthaldenbildung am Hangfuß (Abb. 22; +) fiel die rechte Lateralmoränenbildung zum Opfer. Die orographische

Schneegrenze zu Gletscherstand 1 verlief in 5803 m ü. M. Die Schneegrenzabsenkung betrug demnach 77 m.

Stadium 2

Ein noch gut überlieferter orographisch rechter Laterofrontalmoränenwall (Abb. 22; ←₂) belegt einen weiteren Gletscherstand. Er endet in 5553 m ü. M. im Tiefenlinienverlauf des Gletschervorfelds (Abb. 22; 2). Orographisch links liegt eine zugehörige Moränenleiste vor (Abb. 22; ↘² ↘² ↘²), die sich in einwärtiger Richtung dem Firstverlauf des Gletscherstandes 1 annähert und schließlich auf Höhe des aktuellen Zungenendes mit ihm konvergiert. Es errechnet sich eine einstige orographische Schneegrenze in einer Höhe von 5826 m, was einer Schneegrenzdepression von 54 m entspricht.

Aktuelles Verhalten und Stadium 4

Die Spitze der Gletscherzunge (Abb. 22; ○) läuft sehr flach, mit Obermoräne bedeckt und spitz zulaufend aus (Abb. 22; ◆). Es ist wahrscheinlich, dass sie im Rückzug begriffen ist.

Das unterste Aussetzen kaum verwitterter und daher dunkler erscheinender, an das Gletscherzungenende anschließender Ablationsmoräne (Abb. 22; ◇) markiert in 5618 m ü. M. den frontalen Eisrand zu Stadium 4 (Abb. 22; 4). Von hier ausgehend lässt sich über jenen Farbübergang auch orographisch links der zu Gletscherstand 4 gehörige Eisrand festmachen (Abb. 22; ↓⁴). Orographisch rechts, auf Höhe des aktuellen Gletscherendes, wurde zu Stadium 4 gar ein bis zu 4 m hoher Laterofrontalmoränenwall geschüttet (Abb. 22; ↑₄). Die zu Gletscherstand 4 gehörige orographische Schneegrenze verlief in 5864 m ü. M. Die Schneegrenzabsenkung betrug somit 16 m.

2.1.11 Der Tukuche Yamkim Peak N-Gletscher

Im Gegensatz zu den übrigen im Unbekannten Tal betrachteten Gletschern ist das Ablationsgebiet des nach N abfließenden 3120 m langen und 1,65 km² großen Tukuche Yamkim Peak N-Gletschers (Abb. 1; 9, Abb. 35; 9) aufgrund einer seinem Einzugsgebiet angehörigen Steilwand, aus der der Eisstrom eine starke Lawinenernährung erfährt, mit einer Obermoränenauflage versehen (Abb. 31; ■, Abb. 36; ○, Abb. 37; rechter oberer Bildrand). Sie bedeckt mehr als die Hälfte des Eisstroms und geht auf eine beinahe senkrecht zwischen Gletscheroberfläche und einem Rücken, der zum Tukuche Peak hinaufzieht, vermittelnde, in W-wärts flach fallenden Kalken und Schiefen angelegte E-Wand (Abb. 37; ○, Abb. 38; ○)

zurück, aus der Eisabbrüche, Lawinenabgänge und Steinschlag niedergehen. Der höchste, noch zum Einzugsgebiet dieses Firnkesselgletschers zu zählende Wandteil erreicht 6250 m ü. M. Die eigentliche Tukuche NE-Wand gehört nicht mehr zum Nährgebiet des Gletschers. Wegen der Überdeckung mit Moränenmaterial kann das aktuelle Gletscherende nicht exakt von nicht mehr Gletschereis bedeckenden Satzendumoränenakkumulationen differenziert werden. Als aktuelle Eisrandlage (Zungenfront) wurde daher der Austrittsort der größten vom Moränenschutt ausgehenden Schmelzwasserader festgelegt. Dieser liegt in 5160 m ü. M. Hieraus wird eine aktuelle orographische Schneegrenze in einer Höhe von 5555 m errechenbar. Der schuttbedeckte Eiskörper bzw. die vorlagernden toteisbeinhaltenden Ablationsmoränenakkumulationen werden umrahmt von Ufermoränen- sowie einem Endmoränenwall, deren Firstverläufe teilweise 10-15 m höher liegen als die aktuelle Obermoränenoberfläche (Abb. 31; \nearrow^D \mathbf{D} , Abb. 36; \downarrow^D \mathbf{D} , Abb. 37; \swarrow^D \mathbf{D} , Abb. 38; \swarrow^D). Das vermeintliche Gletscherende lag zum Zeitpunkt der Geländebegehung ca. 150 m talaufwärts der Front dieser frischsten Randmoränenwälle, an die sich eine Sanderfläche anschließt, die ihrerseits von bis zu 40 m hohen Ufermoränenwällen eingefasst wird (Abb. 31; \searrow^A \swarrow^A , Abb. 36; \swarrow^A \swarrow^A).

Da sich die Vorfeldmorphologie des Tukuche Yamkim Peak N-Gletschers von den bislang, und auch im Folgenden, beschriebenen Gletschern deutlich unterscheidet und somit eine Zuordnung auf jener Basis (Morphologie) zu den ansonsten ausgewiesenen Stadien 1 bis 4, wie sie bis hierher möglich war, nicht gelingt, werden - da von der bei den übrigen 24 Gletschern angewendeten Methodik Abstand genommen wird - die vorgefundenen Gletscherstandsindikatoren im vorliegenden Fall zunächst nicht mit Zahlen, sondern mit Buchstaben versehen. Die morphologischen Kriterien, die für die Zuordnung zu Stadium 1 herangezogen wurden - nämlich, dass jenes durch die größten und zugleich das Gletschervorfeld umrahmenden Moränenwälle angezeigt wird - werden für die Ausweisung des Gletscherstandes A übernommen. Ob zeitliche Parallelitäten zu Stadien anderer Gletscher bestehen, wird in Kapitel 2.1.12 diskutiert.

Stadium A

1650 m auswärts des aktuellen Eisrands verengt sich das Vorfeld des Tukuche Yamkim Peak N-Gletschers. Die breite Schotterflur findet ihr Ende und der gebündelte Abfluss (Abb. 36; \downarrow , Abb. 37; \downarrow) verläuft in einem als Satzendumoräne abgelegten, stellenweise mit Vegetation besetzten Akkumulationskörper, der seine heutige Gestalt in Form von zwei voneinander

getrennt vorliegenden Moränenwällen (Abb. 37; ↓^A ↙^A) wahrscheinlich erst bedingt durch das Einschneiden des postglazialen Schmelzwasserabflusses erhielt. Hinsichtlich der Gletscherstandsrekonstruktion spielt es allerdings keine Rolle, ob der Moränenkomplex als ehemals über den heutigen Schmelzwasserabfluss hinweg zusammenhängende Satzendemoränenakkumulation oder aber als nur im Endmoränenbereich miteinander konvergierende Randmoränenwälle verstanden wird. Das Umbiegen des linken Walls zeigt Gletscherstadium A in einer Höhe von 4990 m ü. M. an (Abb. 31; A, Abb. 37; A). Auch die korrespondierende rechte Uferbildung fällt hier mit ihrem First ab (Abb. 37; ↘^A), wobei sie einen älteren - auswärts des Gletschervorfelds lagernden - rechten Moränenwall (Abb. 37; ↘^A) schneidet. Es errechnet sich ein zugehöriger orographischer Schneegrenzverlauf in 5455 m ü. M. Die Schneegrenzabsenkung zu Stadium A lag bei 100 m. Dem Firstbereich der rechten Uferbildung liegen viele, in ihrer Längsachse mehr als 1 m messende Quarzitblöcke auf, deren subaerisch vorliegende Oberflächen allseitig von Eisenmanganverwitterungsrinde umgeben und mit Flechten (*Rhizocarpon Geograficum*) versehen sind, die im Durchmesser bis zu maximal 15,5 cm groß sind. Der mittlere Durchmesser der 10 größten Exemplare beträgt 13,15 cm. Nach KUHLE (1982a, S. 110 u. 1982b, Abb. 12) zeigen jene Moränen Stadium VII (Mittleres Dhaulagiri Stadium) an.

Stadium B

Ein 10 m hoher von Schmelzwässern durchtrennter Endmoränenwall belegt Gletscherstand B in einer Höhe von 5025 m (Abb. 36; ↓^B B, Abb. 37; ↙^B B, Abb. 31; B). Die ihm aufliegenden Blöcke sind weder flechtenbedeckt noch sind an ihnen Eisenmanganverwitterungsrinden ausgebildet. Der zu Stadium B gehörige orographische Schneegrenzverlauf lag in 5473 m ü. M., wonach die Schneegrenzdepression 82 m betrug. KUHLE (1982a, S. 110 u. 1982b, Abb. 12) ordnet diesen Moränenwall Stadium VII (Jüngerer Dhaulagiri Stadium) zu.

Stadium C

Gesäumt und stellenweise auch durchbrochen von den auf Gletscherstand D zurückgehenden Schottern (Abb. 31; IV, Abb. 36; IV IV, Abb. 37; IV) erheben sich 600 m auswärts des Stadiums D Reste von Stadium C zeugende, bis zu 5 m hohe und mit Pioniervegetation besetzte Endmoränenakkumulationen (Abb. 31; C, Abb. 36; C, Abb. 30; C). Untypisch für Moräne ist die verhältnismäßig gute Sortierung des Endmoränenmaterials (Probe 12; 2,89) (Abb. 39, Abb. 35; P12), was auf glazifluviale Überprägung hindeutet. Die Probe enthält 7,22

% Ton und zeigt eine bimodale Häufigkeitsverteilung der Anteile, wobei die Maxima im Mittelschluff (31,5 %) und im Grobsand (8,9) liegen.

Der So einer Probe (Probe 13) des sich auswärts anschließenden und genetisch auf Stadium C zurückgehenden Sanders (Abb. 36; **III**) liegt bei 2,21 (Abb. 40, Abb. 35; **P13**). Das entnommene Material besteht nur zu 3,2 % aus Ton und nur zu 20,6 % aus Schluff. Durch einen im Feinsand gelegenen Peak von 38,1 % ergibt sich zusammen mit dem relativen Tonmaximum eine bimodale Häufigkeitsverteilung auf die Korngrößenklassen.

Eine ebenfalls an den Sandersedimenten III ergrabene Probe (Probe 14) (Abb. 41, Abb. 35; **P14**) enthält 8,7 % Ton und weist einen Sortierungsgrad von 3,32 auf. Durch einen Peak im Grobschluff (29,2 %) und das relative Tonmaximum ergibt sich eine bimodale Häufigkeitsverteilung auf die Korngrößenklassen.

Probe 15 entstammt zwischen Stadium C und D dem linken Innhang der Stadium A-Moräne vorlagernder Grundmoräne (Abb. 42, Abb. 35, **P15**). Sie besteht aus 9,49 % Ton und ist mit einem Sortierungsgrad von 4,24 verhältnismäßig schlecht sortiert. Eine bimodale Häufigkeitsverteilung auf die Korngrößenklassen kommt durch einen Peak im Grobschluff (30,5%) zustande, der, im Sinne DREIMANIS & VAGNERS (1973), als „terminal grade“ eingestuft werden könnte.

Die Gletscherstirn endete zu Stadium C in 5040 m ü. M., wonach sich eine einstige orographische Schneegrenze in 5495 m ü. M. bestimmen lässt. Die Absenkung der Gleichgewichtslinie lag demzufolge bei 60 m. Nach KUHLE (1982a, S. 110 u. 1982b, Abb. 12) handelt es sich bei diesen Ablagerungen um Zeugen des Stadiums VIII. Weiterhin kartiert KUHLE (1982b, Abb. 9) zwischen den Gletscherstandsindikatoren des Stadiums VII (B) sowie des Stadiums VIII (C) Frostmusterformen, die im Durchmesser bis zu 20 cm messen. Jene wurden auf der Feldkampagne im Jahr 2007 auch vorgefunden (siehe Abb. 35).

Stadium D

Dieser Gletscherstand wird markiert durch die jüngsten Moränenwälle (Abb. 31; **D**↗ ↖^D, Abb. 36; ↓^D, Abb. 37; ↙^D), deren vorderste in 5100 m liegende Front toteisbeinhaltende Ablationsmoränenakkumulationen vor der rezenten Gletscherfront umrahmen (Abb. 31; **D**, Abb. 36; **D**, Abb. 37; **D**). Es errechnet sich ein einstiges orographisches Schneegrenzniveau in 5525 m ü. M. Die Absenkung der Gleichgewichtslinie zu Gletscherstand D betrug 30 Höhenmeter. KUHLE (1982a, S. 110, 1982b, Abb. 12) ordnet diese frischen, im Verhältnis zu

auswärtigeren Gletscherstandsindikatoren dunkel erscheinenden vegetationslosen Wälle Stadium IX zu.

Zur jüngeren Eisranddynamik

Die Obermoränen im Zungenendbereich respektive die Satzendumänenakkumulation davor, die bereits bezüglich der Lage der aktuellen Zungenfrontposition eine indirekte und nicht zweifelsfreie Einschätzung verlangte, erschweren eine Aussage hinsichtlich der aktuellen Gletscherzungendynamik zusätzlich, so dass hierauf verzichtet wird.

Laut FUJITA et al. (1997, S. 584) endete der Tukuhe Yamkim Peak N-Gletscher 1994 in 5017 m und 1974 in 5043 m ü. M. Diese absoluten Höhen befinden sich 1620 bzw. 1245 m weiter talabwärts als die rekonstruierte Eisrandlage zu Stadium D (Abb. 31; **D**, Abb. 36; **D**, Abb. 37; **D**). Auf der Fotografie KUHLES aus dem Jahr 1976 (1982b, Abb. 12) ist zu erkennen, dass die Zunge zum Zeitpunkt der Aufnahme bereits einwärtig der Gletscherstand D-Randmoränen - und somit höher als 5100 m ü. M. - endete und die Gletscheroberfläche bereits um einige Meter tiefer verlief als die Firste dieser Wälle. Die Höhenangaben von FUJITA et al. (1997, S. 584) sind daher offenkundig falsch.

Stadium -A

In einer Höhe von 4966 m biegt eine rechte Laterofrontalmoräne, die einwärtig von der rechten Lateralbildung des Stadiums A überschüttet wurde, zum rezenten Schmelzwasserabfluss des Tukuhe Yamkim Peak N-Gletschers um, um hier die Eisrandlage zu Stadium -A anzuzeigen (Abb. 37; ↙^{-A} -A). Der zu diesem Stadium gehörige orographische Schneegrenzverlauf lag in 5434 m ü. M. Die zugehörige Schneegrenzdepression betrug 121 m.

Stadium -B

Orographisch rechte Moränenreste zeigen die Mindestausdehnung des Gletschers zu Stadium -B an (Abb. 30; ↙^{-B}). Nach KUHLE (1982a, S. 111 u. 1982b, Abb. 12) belegen diese Ablagerungen das Ältere Dhaulagiri Stadium (Stadium VI). Eine Eisrandlage zu diesem Gletscherstand lässt sich nicht ermitteln.

2.1.12 Zusammenschau der jüngeren Glazialgeschichte im Unbekannten Tal

Die Zungenenden des Mukut-Gletschers, der Hongde Himal I-III-Gletscher, des Hongde Himal V-Gletschers, seines Linken-Nachbargletschers sowie des Hongde Himal N-Gletschers enden in Vorfeldern, die allesamt umrahmt werden von 25 (Hongde Himal III-Gletscher) bis 70 m (Mukut-Gletscher) hohen vegetationslosen Randmoränenwällen, welche sich hinsichtlich der Lagebeziehung zur jeweiligen aktuellen Gletscherfront, bezüglich des Gesamterhaltungszustandes sowie der oxidationsverwitterungsbedingten Verfärbung der ihnen aufliegenden Komponenten gleichen (Abb. 3, Abb. 6, Abb. 8, Abb. 9, Abb. 15, Abb. 16, Abb. 18, Abb. 19, Abb. 22, Abb. 31 [jeweils mit 1 ↘ ↙¹ ←₁ →₁ ↑₁ ↓¹ ↖₁ ↗¹ markiert]). Morphologisch wie farblich besteht eine augenscheinliche Zäsur zwischen jenen Gletschervorfeldern und dem sie umgebenden älteren Grundmoränenmaterial respektive älteren auswärtig lagernden Ufer- und Endmoränen (Abb. 21; -1 ↙⁻¹, Abb. 31; -1 ↙⁻¹ ↖₋₁ -2 -2 ↙⁻² -3 ↙⁻³). Diese gleichen Merkmale begründen die übereinstimmende Zuordnung zu einem initial am Mukut-Gletscher ausgewiesenen Stadium 1. Mit Ausnahme des Hongde Himal N-Gletschers (dieser wurde von KUHLE nicht beschrieben) wurden alle diese Randmoränen bereits von KUHLE (1982a, S.110 f und 1982b, Abb. 12) einem selben - nämlich dem Stadium VII (Jüngeres Dhaulagiri Stadium) - zugeordnet. In seiner später etablierten Gletscherchronologie Hochasiens stellt dieser Gletscherstand ein ältestes historisches Stadium dar (1700-400 vor 1950 AD; siehe Abb. 112) (KUHLE 1986a, S. 454 u. 2001, S. 125). Die Schneegrenzdepressionen zu Stadium 1 lagen im Unbekannten Tal zwischen 50 und 95 m.

Ein Stadium -1, zu dem mehrere Gletscher des Oberen Unbekannten Tals zusammenflossen und den Oberen Unbekannten Tal-Gletscher bildeten, wird durch eine rechte Randmoräne rekonstruierbar (Abb. 21; -1 ↙⁻¹, Abb. 31; ↖₋₁). Die Schneegrenzdepression zu jenem Gletscherstand, der nach KUHLE (1982a, S. 110 u. 1982b, Abb.12) Stadium `VII (Mittleres Dhaulagiri Stadium) ist, welches in der Gletscherstandschronologie Hochasiens ein letztes neoglaziales Stadium (2000-1700 vor 1950 AD; siehe Abb. 112) darstellt (KUHLE 1986a, S. 454 u. 2001, S. 125), lag bei 141 m. Eine Stadium -1-Moräne wurde auch unterhalb der Stadium 1-Randmoränen des Hongde Himal V-Gletschers und seines Linken-Nachbargletschers gefunden (Abb. 31; -1 ↙⁻¹). Hier betrug die Schneegrenzdepression zu diesem Gletscherstand 214 m. Auch die Stadien -2 und -3 konnten hier rekonstruiert werden (Abb. 31; -2 -2 ↙⁻² -3 ↙⁻³). Die zugehörigen Schneegrenzabsenkungen lagen bei 239 (Stadium -2) respektive 298 m (Stadium -3).

Durch die kombinierte Auswertung morphologischer Gletscherstandsindikatoren und 1974 sowie 1976 gemachter fotografischer Aufnahmen konnte für den Mukut- als auch die Hongde Himal III-, II- und V-Gletscher ein Gletscherstand um die Mitte der 1970er Jahre herum rekonstruiert werden. Wie auf den Fotos erkennbar wird, lag der damalige Gletscherrand im Zungenendbereich dort, wo sich heute Randmoränenwälle-/leisten befinden (vgl. Abb. 4; ↓ u. Abb. 5; ↘ mit Abb. 3; 4 ↙⁴ ↓ / vgl. Abb. 17; ↗ mit Abb. 14; 4 ←₄ / vgl. Abb. 17; ↘ mit Abb. 16; 4 ↑₄ → / vgl. Abb. 17; ↖ mit Abb. 19; 4 ↖₄), so dass für diese Gletscher ein Stadium im Sinne einer Zungenfrontstagnation für die Zeit um das jeweilige Aufnahmedatum herum belegt ist. Hinsichtlich ihrer Dimensionen, der Lagebeziehung zum aktuellen Gletscherende und zu den Moränenwällen des Stadiums 1 sowie bezüglich der dunklen Färbung (jene ist zurückzuführen auf die verhältnismäßig kurzzeitige subaerische Verwitterung) der oberflächlichen Komponenten analoge Wälle bzw. -leisten lagern auch den Zungen des Hongde Himal I- und des Hongde Himal N-Gletschers vor (Abb. 9; 4 ↙⁴, Abb. 11; 4 ↙⁴, Abb. 22; 4 ↓⁴ ↑₄). Jene Gletscherstandsindikatoren wurden daher ebenfalls dem Stadium Mitte der 1970er Jahre (Stadium 4) zugeordnet. Im Fall des Hongde Himal I-Gletschers wird die Richtigkeit dieser Einordnung zusätzlich gestützt durch ein Foto EISELINS (1960, Abb. 37) (Abb. 12) aus dem Jahr 1960. Die Schneegrenzabsenkung zu dieser/diesem als Stadium 4 ausgewiesenen Frontstagnation/Vorstoß betrug bei den genannten Gletschern -15 bis 20 m.

In den Vorfeldern des Mukut-Gletschers, der Hongde Himal I-, III- und V-Gletscher sowie in dem des Hongde Himal N-Gletschers liegen Randmoränen vor, die zumeist als Leisten von den Innenhängen der Moränenwälle des Stadiums 1 abzweigen und die hinsichtlich der Konsolidierung und der oxidationsverwitterungsbedingten Verfärbung der oberflächlichen Geschiebe ähnlich in Erscheinung treten, wie die des Gletscherstandes 1 (Abb. 3; ↙² ↙² ↙² 2, Abb. 6; ↓² 2, Abb. 8; ↖₂, Abb. 9; ↗² ↗² ↗² 2, Abb. 15; 2, Abb. 22; 2 ↘² ↘² ↘² ←₂). Sie wurden ihrer morphologischen Übereinstimmungen wegen, insbesondere aufgrund ihrer ähnlichen Lagebezüge zu den Stadium 1-Moränen, demselben Stadium 2 zugeordnet. Die rekonstruierten Schneegrenzdepressionen zu Stadium 2 betragen an den genannten Gletschern 30 bis 85 m.

Nur der Mukut-Gletscher weist zwischen den Moränen des Gletscherstands 2 und denen des Stadiums 4 weitere Randmoränenwälle auf, die ein Stadium 3 belegen (Abb. 3; ↙³ ↘₃ 3, Abb. 6; 3 ↘³ ↘₃). Jene ähneln bezüglich Erhaltungszustand und verwitterungsbedingter Färbung eher denen des Stadiums 4 als den älteren Ufer- und Endmoränen der Gletscherstände 1 und 2. Die Schneegrenzdepression zu Stadium 3 betrug am Mukut-Gletscher 40 m.

Eine Ausnahmestellung bezüglich der Gletschervorfeldmorphologie stellt der Tukuche Yamkim Peak N-Gletscher dar. Die größten das Vorfeld begrenzenden Moränenwälle wurden hier als Stadium A (Schneegrenzdepression: 100 m) ausgewiesen (Abb. 31; ↙^A ↘^A, Abb. 36; ↙^A ↘^A ↓^A, Abb. 37; A ↙^A ↓^A ↘^A). Auswärts bzw. teilweise überschüttet durch den rechten Uferwall des Gletscherstandes A belegt ein weiterer rechter Moränenwall ein Stadium -A (Abb. 37; -A ↙^A ↘^A) (Schneegrenzdepression: 121 m). Die Moränen des Stadiums A scheinen jedoch älter zu sein als die Ufer- und Endmoränenwälle, die bei den anderen Gletschern einem Gletscherstand 1 zugeordnet wurden. Bei KUHLE (1982a, S. 111 u 1982b, Abb. 12) repräsentieren die Stadium A-Moränen des Tukuche Yamkim Peak N-Gletschers Stadium VII (Älteres Dhaulagiri Stadium), das in seiner Gletscherstandschronologie ein letztes neoglaziales Stadium ist (2000-1700 vor 1950 AD [KUHLE 1986a, S. 454 u. 2001, S. 125]) (siehe Abb. 112). Ihnen liegen Schieferblöcke mit allseitigen Eisenmanganverwitterungsrinden auf und sie erscheinen postsedimentär stärker umgestaltet als die Randmoränen des Stadiums 1. Ebenfalls für ein gegenüber den Stadium 1-Moränen höheres Alter sprechen die auf ihnen gefundenen Landkartenflechtenvorkommen mit Thallidurchmessern bis zu 15,5 cm (siehe Kapitel 3.3.6), die wie sich nachfolgend zeigen wird, die größten *Rhizocarpon Geograficum* funde im gesamten Arbeitsgebiet sind und die maximale Größe von auf Stadium 1-Moränen gefundenen Landkartenflechten um 12,5 cm übertreffen (siehe 2.2.1). Innerhalb des Tukuche Yamkim Peak N-Gletschervorfelds lassen sich weitere drei Stadien (B-D) rekonstruieren (Abb. 31; B C D ↙^D ↘^D, Abb. 36; B ↙^B ↘^B C D ↙^D ↘^D, Abb. 37; B ↙^B ↘^B C D ↙^D ↘^D). Auch sie können nicht ohne weiteres den an den anderen Gletschern vorgefundenen Gletscherständen zugeordnet werden. Die jüngsten Moränenwälle (Stadium D) waren - wie auf Abb. 12 bei KUHLE (1982b) ersichtlich - 1976 schon abgelegt. Die moränenbedeckte Gletscheroberfläche war zum Zeitpunkt der Aufnahme gegenüber den Firnverläufen der Stadium D-Moränen bereits um einige Meter abgesenkt, weshalb KUHLE (1982a, S. 111) auch in ein Stadium IX, angezeigt durch jene Wälle und ein rezentes Blockgletscherzungenende (X) unterscheidet. Dass sich das Vorfeld des Tukuche Yamkim Peak N-Gletschers, der ein Firnkesselgletscher mit mächtiger Obermoränenaufgabe im Zehrgebiet ist, sowohl bezüglich der in ihm rekonstruierbaren Stadien als auch durch ein wahrscheinlich höheres Alter der größten Moränenwälle von den Vorfeldern der übrigen im Unbekannten Tal untersuchten Gletscher unterscheidet, deutet daraufhin, dass sich hier die mächtige Obermoränenummantelung modifizierend auf das Gletscherzungenverhalten auswirkt. Am wahrscheinlichsten scheint mir, dass die Stadien D, C, B, A und -A mit den

Stadien 3, 2, 1, -1 und -2 (Stadium D = Stadium 3 usw.) ca. zeitlich gleich zu setzen sind. In den Karten 1 und 2 wurde diese Einschätzung berücksichtigt.

Das Obere Unbekannte Tal wird abgeschlossen durch ein zu Stadium -2 von einem Endmoränenwall (Abb. 18; -2, Abb. 31; rechte -2, Abb. 21; -2) abwärts begrenzten Gletscherzungenbecken. KUHLE (1982a, S. 110 u. 1982b, Abb. 12) ordnet das Zungenbecken dem Stadium VI (Älteres Dhaulagiri Stadium) zu, einem in späteren Arbeiten zweiten neoglazialen Gletscherstand (4000-2000 vor 1950 AD; siehe Abb. 112) (KUHLE 1986a, S. 454 u. 2001, S. 125). Die Schneegrenzabsenkung des Oberen Unbekannten Tal-Gletschers zu diesem Stadium betrug 145 m.

Innerhalb des Zungenbeckens bzw. in einwärtiger Fortsetzung liegt eine dreistufige glazifluviale Terrassenlandschaft vor (Terrassenniveaus I-III) (Abb. 21; ↓^I ↓^I ↓^I ↓^I II II III III, Abb. 31; I ✓^I II II III). Die Genese jener Terrassen ist auf die jeweilige verstärkte Aufschotterung durch die Schmelzwässer der im Talrund befindlichen Gletscher während drei Zungenvorstößen und den dazwischenliegenden sowie nachfolgenden Einschneidungen zurückzuführen. Das höchste und somit älteste Terrassenniveau weist sich, da es auch einwärtig der rekonstruierten Zungenfront des Stadiums -1 vorliegt (Abb. 31; I), jünger als selbiges aus. Teilweise sind die Terrassenoberflächen II und III überdeckt durch jüngste, von den an den Flanken des Oberen Unbekannten Tals liegenden Gletschern geschütteten glazifluvialen Schottern (Abb. 21; IV ✓^{IV} ↖^{IV} ↖^{IV}, Abb. 31; IV IV IV).

2.2 Die Gletscher im orographisch rechten Nebental des Cha Lungpa

2.2.1 Der Tongu-Gletscher und sein Rechter-Nebengletscher

Als Hauptstrom eines orographisch rechten Nebentals des Cha Lungpa fließt der 2800 m lange und 1,75 km² große Tongu-Gletscher nach NE hin ab. Die Zunge dieses Firnuldengletschers (Abb. 1; 10, Abb. 43; 10, Abb. 44; o, Abb. 45; o) kalbt in einen mit seiner Wasseroberfläche in einem Niveau von 5583 m ü. M. gelegenen 230 m breiten und 420 m langen, durch den Rechten-Nebengletscher gedämmten See (Abb. 44; □, Abb. 45; □). Die steile Gletscherstirn misst hierbei in der Vertikalen, ausgehend vom aktuellen Seespiegel, bis zu 30 m. Zum Zeitpunkt der Geländebegehung (20. Mai 2008) war die Seeoberfläche eine geschlossene Eisdecke.

Die Oberfläche des Tongu-Gletschers ist spaltenarm und beinahe schutfrei (Abb. 44, Abb. 45). Die Obermoränenarmut geht auf das für eine Schuttbekleidung des Zehrgebietes sehr ungünstige Verhältnis direkter Schneeniederschlagsernährung zu Lawinenernährung bzw.

sonstiger Schutzzufuhr aus den die Gletscheroberfläche überragenden Talflankenbereichen zurück. Im Fall des Tongu-Gletschers stehen lediglich den Eiskörper seitlich einfassende Talflanken zur Verfügung, aus denen ein Aufbau zu lawinenfähigen Schneedecken respektive die Aufbereitung von Frostschutt stattfinden kann. Jene sind bei einem mittleren Gefälle von ca. 35° und einer maximalen Vertikalerstreckung von 350 m über der aktuellen Eisoberfläche weder besonders steil noch besonders hoch. Eine Gletscherrückwand fehlt völlig, da der Talschluss durch eine ins Mukut Khola überführende Einsattelung gebildet wird. Demgegenüber kann der Schneeniederschlag auf direktem Weg auf ein 1,20 km² großes Firnfeld niedergehen. Zusätzlich münden Flankeneise in den Hauptstrom ein (Abb. 44; ◇, Abb. 45 +).

Lediglich am rechten Rand der Gletscherzunge kleidet Obermoränenschutt die Eisoberfläche ein (Abb. 44; schuttbedeckte Gletscherzungenpartie unter ■, Abb. 45; unter ◇). Er rührt aus einer rechtsseitig an den Gletscher anschließenden, von 50°/NE-einfallenden Schwarzschiefer- und Quarzitschichten (der gesamte Gletscher ist in diese Schichten eingebettet [siehe COLCHEN et al. 1980]), gebildete Steilwandoberfläche her (Abb. 44 ■, Abb. 45; ◇). Vom Wandfußbereich aus fällt hier die schuttbedeckte Eisoberfläche in Richtung Gletschermitte ab, um ca. 10 m vor dem gänzlichen Aussetzen des Schutts (Abb. 34; ←) in selbiger Richtung wieder anzusteigen. Diese gegenläufigen Neigungsverhältnisse liegen in der zur Gletschermitte hin ausdünnenden Obermoränenaufgabe und der hier durch die steile Talflanke bedingten Abschattung begründet. Dort, wo die Obermoräne am mächtigsten und die Abschattung am größten ist - nämlich im Grenzbereich Gletscher/Wandfuß - ist die Ablation am geringsten. Die Neigung der Oberfläche zum Stromstrich hin zeigt, dass jene mit größer werdendem Wandabstand immer geringer wird. 10 m vor dem gänzlichen Aussetzen der Obermoräne (Abb. 34; ←) steigt die Gletscheroberfläche zu beiden Seiten hin an, was belegt, dass es sich hier hinsichtlich der Ablationsförderung um die optimale Schuttmächtigkeit handelt.

Die das Nährgebiet des Gletschers begrenzende Kammumrahmung kulminiert mit dem Tongu Peak in 6197 m ü. M. (Abb. 1; A', Abb. 43; A'). Aus der mittleren Einzugsbereichshöhe und dem aktuellen Seespiegelniveau berechnet sich ein aktueller orographischer Schneegrenzverlauf in 5838 m ü. M.

Der Rechte-Nebengletscher des Tongu-Gletschers ist 2540 m lang und 0,58 km² groß (Abb. 1; II, Abb. 43; II, Abb. 44; ●, Abb. 45; ●). Als Firnkesselgletscher fließt er zunächst in einem orographisch rechten, konsequent zum Schichteinfallen angelegten Tributärtal NE-wärts ab, biegt im Zehrgebiet jedoch in N-Richtung um und staut unter der Mündungsstufe zum

orographisch rechten Nebental des Cha Lungpa den taleinwärtig von der Stirn des Tongu-Gletschers begrenzten See auf. Auf seine Länge bezogen, ist der Gletscher zu mehr als 2/3 mit Obermoränenschutt bedeckt, der das Resultat seiner engen und allseitigen Steilwandbefassungen ist. Die höchste an ihn grenzende Wand (Abb. 44; ✕, Abb. 45; ✕) kulminiert SE-lich des Eisstroms mit dem Gipfel des Cha Lungpa Peaks⁸ in einer Höhe von 6334 m (Abb. 34; v, Abb. 35; v, Abb. 45; v) und durchmisst von hier bis zum Wandfuß/Gletscherrandbereich 500 Höhenmeter. Auf diese Wand geht der Großteil der Schutzzulieferung zurück. Sie substantiiert sich wie die orographisch linke Talflanke auch aus tonnläßig NNE einfallenden Schiefen und Quarziten.

Das aktuelle Gletscherzungenende ist stark verschuttet, wird aber durch seine steil abfallende Front (Abb. 45; ←) einwärtig jüngst abgelegter Randmoränenwälle (Abb. 45; ↗ ↘) diagnostizierbar. Die aktuelle Eisrandlage liegt in einer Höhe von 5583 m, wonach die orographische Schneegrenze in 5845 m ü. M. verläuft.

Gemeinsames Stadium 1 des Tongu-Gletschers und des Rechten-Nebengletschers

Die äußersten, das Gletschervorfeld der beiden Eise beschließenden Randmoränenwälle zeigen die Ausdehnung eines aus dem Tongu-Gletscher und seinem Rechten-Nebengletscher zusammengesetzten Eisstroms zu Stadium 1 an (Abb. 45; 1 ↖ 1→; Abb. 46; rechte 1 ↖ ↗, Abb. 47; 1 ↓¹). Die junge glazifluviale Schottereinlage des Gletschervorfelds (Abb. 45; IV, Abb. 46; IV, Abb. 47; IV) liegt ca. 70 m höher als die auswärtig an den Endmoränenwall angrenzende Talsohle, weshalb das sie unterlagernde Material als Untermoräne und jene zusammen mit den Randmoränen als Dammmoräne (siehe hierzu KUHLE 1991a, S. 84) verstanden wird. KUHLE (1982a, S. 111 u. 1982b, Abb. 24) ordnet diese Moränen dem Stadium VII (Jüngerer Dhaulagiri Stadium) zu. Probe 16 wurde in nur wenigen cm Tiefe an der Innenseite des Stadium 1-Endmoränenbereichs entnommen (Abb. 49, Abb. 43; P16, Abb. 47; ●). Nur 5,5 % Ton weisen auf die nachträgliche Tonauswaschung nahe des einstigen Gletscherzungenendes durch Schmelzwässer hin. Der Sortierungsgrad des beprobten Substrats liegt bei 3,29. Mit 56,8 % hält die Grobsandfraktion den deutlich größten Anteil und sorgt zusammen mit dem relativen Tonmaximum für eine bimodale Häufigkeitsverteilung auf die Korngrößenklassen. Der Grobsandpeak könnte, da er sehr deutlich ausgeprägt ist, im Sinne von DREIMANIS & VAGNERS (1973) auch als „terminal grade“ verstanden werden.

⁸ Bislang handelte es sich bei diesem 6000er um einen Namenlosen Berg, da er aber im Folgenden noch öfter Erwähnung findet und einen der höchsten Gipfel im Einzugsgebiet des Cha Lungpa stellt, soll er fortan als Cha Lungpa Peak bezeichnet werden.

Der Gletscher endete zu Stadium 1 in einer Höhe von 5445 m, wonach sich für den Tongu-Gletscher (dieser wird, da bei ihm von einer deutlich größeren Nährgebietserweiterung zu diesem Gletscherstand auszugehen ist, als derjenige Gletscher erachtet, aus dessen Nährgebiet zu Stadium 1 das Eis bis zum Zungenende des zusammengesetzten Gletschers entsendet wurde) eine einstige orographische Schneegrenze in 5763 m ü. M. errechnen lässt. Die zugehörige Gleichgewichtslinienabsenkung betrug 75 m.

Teilweise grasbewachsen zeigt sich der Fuß des Endmoränenaußenhangs. Mehrere im Durchmesser mehr als einen Meter große Geschiebeblöcke lagern hier dem übrigen glazialen Akkumulat auf. Beim Absuchen des Geländes konnte auf einem der größten Quarzitblöcke eine kleinere Kolonie *Rhizocarpon Geograficum* gefunden werden (Abb. 46; ↙, Abb. 48). Der Durchmesser des größten Thallus beträgt 3 cm.

Im linken Bereich der die Dammmoräne beschließenden Frontalmoräne schneidet sich der rezente periodische Abfluss in den Wall ein (Abb. 46; ↖), bevor er sich dann in einem von den Moränen des Stadiums 1 des Cha Lungpa-Gletschers begrenzten Schotterkörpers, dessen Oberfläche durch Schottergeneration III gebildet wird (Abb. 46; III, Abb. 53; III), in mehrere kleine Gerinne aufteilt.

Gemeinsames Stadium 2 des Tongu-Gletschers und des Rechten-Nebengletschers

Eine in 5488 m ü. M. endende linke Laterofrontalmoräne belegt Stadium 2 (Abb. 45; 2 ↗, Abb. 46; rechte 2 ↖₂, Abb. 47; 2). Sie endet innerhalb der Moränenwälle des Gletscherstandes 1, hat jedoch im oberen Bereich des Gletschervorfelds den First der linken Stadium 1-Uferbildung überschüttet (Abb. 46; ↖₂). Bezüglich der verwitterungsbedingten gelblich-braunen Einfärbung des oberflächlichen Materials sowie hinsichtlich des Gesamterhaltungszustandes tritt diese Uferbildung ähnlich den zu Stadium 1 abgelegten Wällen in Erscheinung. Zu Stadium 3 wurden glazifluviale Schotter gegen ihren Innenhang geschüttet, die rezent von den periodisch auftretenden Schmelzwässern zerschnitten werden (Abb. 45; IV, Abb. 46; IV, Abb. 47; IV). Das Feinmaterial einer Probe (Probe 17) (Abb. 48; Abb. 43; P17, Abb. 47; ■) jenes proglazial abgelagerten Akkumulats ist mit einem So von 2,71 % erwartungsgemäß gut sortiert. Die Probe enthält 7,3 % Ton. 69,6 % entfallen auf die Sandfraktion, wo mit 32,9 % im Grobsand auch das absolute Maximum auftritt, das mit dem relativen Tonmaximum eine bimodale Häufigkeitsverteilung auf die Korngrößenklassen bedingt.

Bei KUHLE (1982a, S. 111 u. 1982b, Abb. 24) repräsentiert der dem Stadium 2 zugeordnete Moränenwall Stadium VIII. Für Gletscherstand 2 errechnet sich ein einstiges orographisches Schneegrenzniveau in 5784 m ü. M. Die zugehörige Schneegrenzabsenkung lag bei 54 m.

Stadium 3 des Rechten-Nebengletschers

Das abwärtige Aussetzen einer - da dunkler - im Verhältnis zu den auswärtigen Gletscherstandsindikatoren deutlich frischer wirkenden Satzendmoränenakkumulation in einer Höhe von 5536 m markiert die Gletscherzungenausdehnung zu Stadium 3 (Abb. 45; 3, Abb. 46; 3, Abb. 47; 3). Auch auf einem 1977 vom Thije La (Abb. 1; 4) aus aufgenommenen Foto KUHLES (1982b, Abb. 24) sind jene Ablagerungen zu erkennen. KUHLE (1982a S. 111) ordnet sie Gletscherstand IX zu. Eine orographisch rechte Lateralmoränenleiste zeugt von der Mächtigkeit des Rechten-Nebenstroms zu Gletscherstand 3 (Abb. 44; ↑₃, Abb. 45; ↓³).

Für Stadium 3 wird - allerdings nicht zweifelsfrei - angenommen, dass die beiden hier betrachteten Gletscher nicht mehr miteinander konfluieren, sondern bereits durch den auch heute die Gletscher separierenden See voneinander getrennt waren.

Die orographische Schneegrenze des Rechten-Nebengletschers verlief zu Gletscherstand 3 in einer Höhe von 5821 m. Die Gleichgewichtslinienabsenkung betrug 24 m.

Stadium 4 des Rechten-Nebengletschers

Die aktuelle Gletscherfrontdynamik kann der Obermoränenaufgabe wegen nicht ohne weiteres eingeschätzt werden.

Randmoränenwälle zeigen in einer Höhe von 5575 m ü. M. die Eisrandlage des Rechten-Nebengletschers zu Gletscherstand 4 an (Abb. 45; ✓⁴ ↓⁴ 4). Die orographische Schneegrenze verlief zu Stadium 4 in 5841 m ü. M. Die Schneegrenzdepression betrug 4 m.

Stadium 4 des Tongu-Gletschers

Ob sich die Gletscherzunge im Vor- oder Rückzug befindet oder aber ihre Lage stabil ist, kann anhand der steilen Kalbungsfront nicht festgemacht werden.

Eine frische links des aktuellen Eisrands befindliche Laterofrontalmoräne biegt 120 m vor der aktuellen Gletscherfront in Richtung Tiefenlinie um und belegt hier Gletscherstand 4 (Abb. 44; ✓⁴ ✓⁴ 4, Abb. 45; ↖₄ ↖₄). Eine rechte Entsprechung zu diesem Stadium liegt nicht vor. Gesetz den Fall das Seespiegelniveau befand sich auch zu Stadium 4 in 5583 m ü. M. (wahrscheinlich verlief der Seespiegel jedoch niedriger), so lag die nach VON HÖFER (1879)

berechnete zugehörige orographische Schneegrenze genau wie heute in 5838 m ü. M. Die Schneegrenzdepression hätte dann 0 m betragen.

2.2.2 Der Cha Lungpa Peak-Gletscher

Dieser E-lich des Cha Lungpa Peaks, in einem rechten Seitenarm des orographisch rechten Tributärtals des Cha Lungpa, abwärts strömende Firnuldengletscher (Abb. 1; 12, Abb. 43; 12, Abb. 53; o) reicht mit seinem Nährgebiet bis zu einer NW/SE verlaufenden Einsattelung, die die Talscheide zu einem orographisch linken Nebental des Unbekannten Tals bildet. Der Gletscher ist 0,75 km² groß, misst in seiner Länge 2400 m und ist größtenteils obermoränenfrei. Er erreicht die Mündungsstufe zum orographisch rechten Tributärtal des Cha Lungpa nicht mehr, sondern kommt 1100 m einwärtig jenes Talzusammenschlusses zu liegen. Hier endet der Gletscher aktuell mit einer Blankeiszunge in 5561 m ü. M. (Abb. 53; o). Nur der orographisch rechte Zungenrand liegt, bedingt durch eine hier aufragende, Quarzit- und Schieferschichten subsequent anschneidende, 400 m hohe Steilwand, verschuttet vor (Abb. 53; ●). Es errechnet sich eine aktuelle orographische Schneegrenze in einer Höhe von 5873 m.

Stadium 1

Es ist vom damaligen Gletscher sowohl als End-, Ufer- sowie Ablationsmoräne abgelegtes Material, das somit in Form einer Satzendumoräne die Gletscherausdehnung zu Stadium 1 anzeigt. Jenes sackte nachträglich - wahrscheinlich durch austauendes Toteis - in sich zusammen, so dass die Wallstrukturen der das Vorfeld beschließenden Lateralwälle kaum noch erhalten sind (Abb. 46; ¹↘ ↖₁ linke 1, Abb. 53; ¹↘ ↙¹ rechte 1). Das Vorliegen der Satzendumoräne belegt, dass der Gletscher damals mehr Schuttfracht mit sich führte als aktuell. Zu Stadium 1 floss die Gletscherzunge im Gegensatz zu heute noch durch eine einwärts an die Mündungsstufe folgende Talenge. Von den hier steil angelegten und bis zu 400 m hohen Talwänden (Abb. 46; + ↘) erhielt der Gletscher jene zusätzliche Schutzzufuhr. KUHLE (1982a, S. 111 u.1982b, Abb. 24) ordnet diese Ablagerungen Stadium VII (Jüngerer Dhaulagiri Stadium) zu. Aus den tiefstgelegenen auf Gletscherstand 1 hinweisenden Ablagerungen in 5350 m ü. M. (Abb. 46; linke 1) ergibt sich ein einstiger orographischer Schneegrenzverlauf in einer Höhe von 5754 m. Die Schneegrenzabsenkung zu Stadium 1 lag gegenüber heute bei 119 m.

Stadium 2

Über einwärtig der Stadium 1 Moränen lagernde Randmoränen kann ein Gletscherstand 2 in 5436 m ü. M. nachgewiesen werden (Abb. 46; \downarrow^2 \downarrow^2 \downarrow^2 \downarrow^2 linke 2, Abb. 53; \swarrow^2 \swarrow^2 \swarrow^2 \swarrow^2 2). Während die Gletscherstand 2 anzeigenden Uferbildungen im unteren Teil des Gletschervorfelds von den Ufermoränen des Stadiums 1 zur Vorfeldmitte hin abzweigen (Abb. 46; \downarrow^2 \downarrow^2 , Abb. 53; \swarrow^2 \swarrow^2 \swarrow^2), haben sie die Firste der Gletscherstand 1-Ufermoränen im engen Talzusammenschlussbereich überschüttet (Abb. 46; \swarrow^2 \swarrow^2 , Abb. 53; \swarrow^2 \swarrow^2). Die zu Gletscherstand 2 gehörige orographische Schneegrenze verlief bei einer Schneegrenzdepression von 76 m in einem Niveau von 5797 m ü. M.

Stadium 3

Mit Hilfe eines orographisch rechten Laterofrontalmoränenwalls (Abb. 53; \swarrow^3), der in einen sehr gut erhaltenen Endmoränenwall übergeht (Abb. 53; 3), kann Gletscherstand 3 in 5512 m ü. M. nachgezeichnet werden. Die einstige orographische Schneegrenzlinie verlief bei einer Schneegrenzabsenkung von 25 m in 5848 m ü. M.

Aktuelles Verhalten und Stadium 4

Zum Zeitpunkt der Aufnahme (21. Mai 2008) zeigte sich die Zunge schmal und flach ausgebildet (Abb. 53; o). Sie ist wahrscheinlich im Rückzug begriffen.

Ein jüngster Gletscherstand (Stadium 4) wird anhand eines frischen Endmoränenbogens (5536 m ü. M.), der 120 m vor dem heutigen Gletscherzungenende älteren Moränen auflagert, rekonstruierbar (Abb. 53; 4). Zu Stadium 4 verlief das orographische Schneegrenzniveau in einer Höhe von 5860 m. Die Schneegrenzdepression betrug somit 13 m.

2.2.3 Gemeinsames Stadium -1 des Tongu-Gletschers, seines Rechten-Nebengletschers und des Cha Lungpa Peak-Gletschers

Zwischen der linken Ufermoräne des Cha Lungpa Peak-Gletschers und dem gemeinsam durch Tongu- und seinem Rechten-Nebengletscher angelegten Endmoränenwall des Stadiums 1 lagert ein 35 m hoher Ufermoränenzwickel (Abb. 46; \leftarrow_{-1} \swarrow^{-1}). Er belegt, dass der Cha Lungpa Peak-Gletscher und ein aus Tongu-Gletscher und seinem Rechten-Nebengletscher zusammengesetzter Eisstrom zu Stadium -1 miteinander konfluieren. Talabwärts des zum Cha Lungpa Peak-Gletschers gehörenden Moränenkomplexes verengt sich die Talkammer

des orographisch rechten Nebentals des Cha Lungpa und die Tiefenlinie zerschneidet die tonnlässig NNE einfallenden Schieferserien in Form einer bis zu 50 m tiefen und nur wenige m breiten Schlucht (Abb. 46; Fortsetzung der Taltiefenlinie am linken Bildrand), bevor sie in 4780 m ü. M. auf das Cha Lungpa trifft. Hier finden sich keine auf holozäne Gletscherstadien hinweisende Moränen. KUHLE (1982a, S.111 u. 1982b, Abb. 24) rekonstruiert einen Gletscherstand `VII (Mittleres Dhaulagiri Stadium) im Konfluenzbereich des Nebentals mit dem Cha Lungpa (siehe Abb. 1). Legt man den Tongu-Gletscher als Haupteislieferant für jene Gletscherausdehnung zugrunde, so lag die Schneegrenzdepression zu diesem Stadium bei 384 m. Aufgrund dieses sehr hohen Schneegrenzdepressionswertes sowie der Tatsache, dass der First des vorgefundenen Ufermoränenzwickels (Abb. 46; ←₋₁ ↙⁻¹) gerade einmal 50 m über dem vor ihm befindlichen Sanderoberflächenniveau verläuft, das heißt der Gletscher mehr als 4 km einwärts des Gletscherstandes `VII bei KUHLE (1982a, S.111 u. 1982b, Abb. 24) bereits verhältnismäßig geringmächtig war (50 m zuzüglich Talbodensedimente), ist es unwahrscheinlich, dass der hier rekonstruierte Gletscherstand -1 mit dem Stadium `VII KUHLES gleichgesetzt werden kann. Wahrscheinlicher ist, dass der Stadium -1 Gletscher das Cha Lungpa Tal nicht erreichte und die Randmoränen dieses Gletscherstandes im steil verlaufenden unteren Bereich des orographisch Rechten Nebentals der hier forcierten Erosion anheim gefallen sind.

2.2.4 Zwei Proben aus dem Vorfeld des Mulungse-Gletschers

Der vom 6150 m hohen Mulungse (Abb. 1; B', Abb. 43; B') NE-wärts abfließende Mulungse-Gletscher misst eine Länge von 750 m. Die Formen seines Vorfelds sind - als Folge seiner geringen Größe - nur klein und undeutlich ausgeprägt und finden daher keine weitere Berücksichtigung. Lediglich die Charakteristika zweier, unterhalb des aktuellen Zungenendes genommener Sedimentproben, die eindeutig einem Endmoränenbogen bzw. einem Sander zugeordnet werden können, sollen hier beschrieben werden.

Probe 18 entstammt dem Innenhang eines in 5600 m ü. M. lagernden Endmoränenwalls (Abb. 51; Abb. 43, P18). Das Material besteht zu 21 % aus Ton und ist - gekennzeichnet durch einen Sortierungsgrad von 9,27 - für Moränenmaterial typisch schlecht sortiert. Neben dem Tonpeak liegt ein relatives Maximum in der Mittelsandfraktion vor (33,2 %). Als „terminal grade“ im Sinne von DREIMANIS & VAGNERS (1973) könnte nur das Tonmaximum verstanden werden.

An einem gegen den Endmoräneninnenhang geschütteten Sander, welchem Probe 18 entnommen wurde, wurde Probe 19 ergraben (Abb. 51; Abb. 43, P19). Sie enthält 4,3 % Ton und weist eine sehr gute Sortierung auf (Sortierungsgrad: 2,20). 77,2 % des gesamten Probenmaterials entfallen auf die Mittelsand- (33,2 %) und auf die Grobsandfraktion (44,0 %). Letztere und das relative Tonmaximum stellen die Kulminationen der bimodalen Häufigkeitsverteilung auf die Korngrößenklassen dar.

2.2.5 Zusammenfassende Betrachtung der jüngeren Gletschergeschichte im orographisch rechten Nebental des Cha Lungpa

Zwei in jenem Tal befindliche Gletschervorfelder belegen jeweils vier Gletscherstadien. Die die beiden Vorfelder umrahmenden Moränenwälle (Stadium 1) liegen hinsichtlich ihrer Dimensionen, ihres Erhaltungszustands, ihres Lagebezugs zu den aktuellen Gletscherenden sowie des Verwitterungszustands im Verhältnis zu den auswärtig lagernden älteren Moränenverkleidungen (siehe KUHLE 1982b, Abb. 184) analog zu denen im Unbekannten Tal vor (Abb. 45; 1 ↙¹ 1→, Abb. 46; 1 ↘ ↖¹ 1 rechte 1 ↙¹ ↘¹, Abb. 47; 1 ↓¹, Abb. 53; 1 ↘ ↙¹ 1 1). Diese zwei Randmoränen werden bei KUHLE (1982a, S. 111 u. 1982b, Abb. 24) dem Stadium VII zugeordnet, welches später in der Gletscherstandschronologie Hochasiens ein frühestes historisches Stadium darstellt (1700-400 vor 1950 AD; siehe Abb. 112) (KUHLE 1986a, S. 454 u. 2001, S. 125). Die Schneegrenzdepression zu Stadium 1 lag beim Tongu-Gletscher bei 75 m und beim Cha Lungpa Peak-Gletscher bei 119 m. Auf dem Außenhang des Stadium 1-Endmoränenwalls des Tongu-Gletschers und seines Rechten-Nebengletschers konnte auf einem Quarzitblock eine Kolonie *Rhizocarpon Geograficum* gefunden werden. Das größte gefundene Exemplar beträgt 3 cm im Durchmesser.

Anhand von Rand- sowie Satzendumoränen lassen sich drei jüngere Gletscherstadien (Stadien 2 bis 4) innerhalb der Vorfelder rekonstruieren. Im Fall des Cha Lungpa Peak-Gletschers belegen die jüngsten Moränenwälle des Stadiums 4 eine Schneegrenzdepression von 13 m (Abb. 53; 4). Der Tongu-Gletscher mündete - wie eine linke Laterofrontalmoräne belegt - zu Stadium 4 in einen auch noch aktuell vorliegenden proglazialen See (Abb. 44; 4 ↙⁴ ↘⁴ 4, Abb. 45; 4 ↘ ↖⁴ 4), weshalb eine Schneegrenzdepression von 0 m für dieses Stadium nur unter der Annahme, dass das damalige Seespiegelniveau dem heutigen gleich kam, angegeben werden kann. Beim Rechten-Nebengletscher lag die Schneegrenzabsenkung zu Gletscherstand 4 bei 4 m. Die Lagebezüge der Stadium 4-Moränen zum aktuellen Gletscherende sowie zu den Randmoränen des Stadiums 1 sind analog derer der Stadium 4-Moränen im Oberen

Unbekannten Tal. Auch hinsichtlich des Erhaltungszustandes ähneln sie diesen. Anhand einer Satzendmoränenakkumulation ist Stadium 3 im gemeinsamen Vorfeld des Tongu-Gletschers sowie seines Rechten-Nebengletschers zu diagnostizieren (Abb. 45; 3, Abb. 46; 3, Abb. 47; 3). Jene geht wahrscheinlich nur auf den Rechten-Nebengletscher zurück. Die Schneegrenzabsenkung zu diesem Gletscherstand lag bei 24 m. 25 m betrug die Schneegrenzdepression zu Stadium 3 beim Cha Lungpa Peak-Gletscher (Abb. 53; ³↘ 3). Zu Gletscherstand 2 war die Gleichgewichtslinie um 76 m (Cha Lungpa Peak-Gletscher [Abb. 46; ²↘ ²↘ ↓² ↓² linke 2, Abb. 53; ²↘ ²↘ ↙² ↙² ↙² 2]) bzw. um 54 m (Tongu-Gletscher [Abb. 45; 2 ↗, Abb. 46; rechte 2 ↘₂, Abb. 47; 2]) abgesenkt. Bei beiden Gletschern kam es zu Stadium 2 zu partiellen Überschüttungen der Firste der Stadium 1-Ufermoränen. In unteren Bereichen der Gletschervorfelder biegen die jüngeren Randmoränen (Stadium 2) jedoch einwärtig um, um einwärtig der Stadium 1-Endmoränenbereiche zu enden. Bezüglich der Frische ihrer Form und der Farbe ihres Oberflächenmaterials, welches den Grad der Verwitterung widerspiegelt, sind die Moränen des Gletscherstandes 2 nicht von denen des Stadiums 1 zu unterscheiden. Ein zwischen den beiden Vorfeldern lagernder orographisch rechter Moränenzwickel belegt, dass der aus Tongu-Gletscher und seinem Rechten-Nebengletscher zusammengesetzte Eisstrom zu einem Stadium -1 mit dem Cha Lungpa Peak-Gletscher konfluierte (Abb. 46; ←₋₁ ↙⁻¹). In welcher Höhe dieser zusammengesetzte Gletscher endete, bleibt allerdings offen. Im Mündungsbereich zum Cha Lungpa rekonstruiert KUHLE (1982a, S.111 u. 1982b, Abb. 24) einen Gletscherstand, zu welchem eine Schneegrenzabsenkung von 384 m nötig war. Hierbei handelt es sich aber um ein älteres Stadium als Gletscherstand -1.

2.3 Die Gletscher im Tach Garbo Lungpa

2.3.1 Die Tach Garbo-Gletscher

Es sind zwei Gletscher, die sich in einem obsequent in Schwarzschiefer- und Quarzitschichten angelegten orographisch linken Nebental des Tach Garbo Lungpa befinden (Abb. 1; 13 u. 14, Abb. 54; 13 u. 14). Einer der beiden fließt als 575 m langes und 0,23 km² großes Flankeneis den NE- ausgelegten Abfall des Tach Garbo (6150 m ü. M.) (Abb. 1; C') hinab (Abb. 55; ■), während der andere deutlich flachere Firnfeldgletscher (Abb. 55; ○) mit seinem Gletscherschlund bis an den Fuß des Gipfelaufbaus eines E-lich benachbarten 6038 m hohen Trabanten (Abb. 1; F') heranreicht. Letzterer wird für das betrachtete Nebental aufgrund

seiner Talschlusslage als Hauptstrom ausgewiesen. Er ist 0,24 km² groß und misst in seiner Länge 905 m. Beiden Gletscherzungen lagert ein gemeinsames Vorfeld vor.

Bei einem Gletscherzungenende in 5605 m ü. M. liegt die aktuelle orographische Schneegrenze des Hauptgletschers in einer Höhe von 5765 m. Er liegt bumerangförmig im Raum, wobei sein Nährgebiet NNE/SSW und sein Zehrgebiet ESE/WNW verläuft. Der Gletscher besitzt keinerlei Obermoräne (Abb. 55; o). Die Front des Eiskörpers tritt als 300 m breites, sich jedoch der Geländeoberfläche flach annäherndes Gletscherende in Erscheinung, das aktuell oberhalb einer mit 20 m Höhe in der Talmitte am höchsten ausgeprägten Felsstufe endet.

Für das in 5560 m ü. M. zu liegen kommende ebenfalls schuttfreie Tach Garbo-Flankeneis errechnet sich ein aktuelles orographisches Schneegrenzniveau in 5855 m ü. M. Auch die Oberfläche seines Zungenendes nähert sich flach abfallend der Geländeoberfläche des Gletschervorfelds an.

Stadium 1

Bis zu 40 m hohe Randmoränen beschließen das Vorfeld beider Gletscher (Abb. 55; ↙¹ ↙¹ 1). Sie belegen zu Stadium 1 eine Eisrandlage in 5456 m ü. M. Zu diesem Gletscherstand konfluieren die beiden Teilströme des Nebentals. Welcher der beiden heute separat vorliegenden Gletscher hierbei den Hauptanteil ausmachte und somit sein Eis zur damaligen tiefsten Zungenfront entsendete, ist nicht ohne weiteres abzuschätzen. Es werden daher Schneegrenzverläufe für beide Optionen berechnet. Für den Hauptstrom errechnet sich zu Gletscherstand 1 ein orographisches Gleichgewichtslinienniveau in 5686 m ü. M. Die Schneegrenzdepression beträgt somit 79 m. Für das Tach Garbo-Flankeneis ergibt sich zu Stadium 1 ein orographischer Schneegrenzlinienverlauf in 5798 m ü. M. und eine Schneegrenzabsenkung von 57 m.

Der Frontwall der Stadium 1-Moränen fasst genetisch auf Gletscherstand 2 zurückgehende Schotter ein (Abb. 55; III), in deren auswärtigsten Bereichen alljährlich durch die aufstauende Wirkung der das Vorfeld beschließenden Endmoränen ein See aufgestaut wird, der, wie auf der Aufnahme KUHLES (1982b, Abb. 11) vom 5.10.1977 ersichtlich, herbstzeitlich in seiner längsten Achse ca. 70 m misst.

Nach KUHLE (1982a S. 111 u. 1982b Abb. 11) handelt es sich bei den als Gletscherstand 1 ausgewiesenen Moränen um Eisrandlagenindikatoren des Stadiums VII (Jüngerer Dhaulagiri Stadium).

Stadium 2

Auch zu Stadium 2 ist von einem Zusammenfließen der beiden Teilströme auszugehen. Gemeinsam bauten die Gletscher hier Randmoränenwälle auf (Abb. 55; ↖₂ ↗₂). Die zu Gletscherstand 2 durch den rechten Eisrand geschüttete Uferbildung (Abb. 55; ↖₂) ordnet KUHLE (1982a, S. 111 u. 1982b, Abb. 11) Gletscherstand VIII zu. Die zugehörige Eisfrontposition befand sich in 5470 m ü. M., wonach sich für den Hauptstrom ein damaliger orographischer Schneegrenzverlauf in 5693 m ü. M. und ein zugehöriger Absenkungsbetrag von 72 m ermittelt. Ginge man davon aus, dass das damals die Stirn des zusammengesetzten Gletschers substantzierende Eis aus dem Einzugsgebiet des Tach Garbo-Flankeneises herrührte, lag die orographische Schneegrenze in 5805 m ü. M. Die Schneegrenzabsenkung betrug dann 50 m.

Stadium 3

KUHLE (1982a S. 111 u. 1982b Abb. 11) weist die in der eigenen Abfolge als Stadium 3 ausgewiesene rechte Lateralmoräne des Hauptstroms (Abb. 55; ↗₃, siehe auch - da hier deutlich besser zu erkennen - IX in Abb. 11 bei KUHLE 1982b) als Gletscherstand IX aus. Es handelt sich um einen vom Innenhang der Stadium 1-Moränen zur Talmitte hin umbiegenden Wall, der einen periodisch ausgebildeten See einfasst (Abb. 55; ◇) (auch hier ist aus perspektivischen Gründen die jahreszeitlich mit Schmelzwasser gefüllte Hohlform kaum zu erkennen, hierfür ebenfalls besser geeignet ist das vom Gipfel des Tach Garbo aufgenommene Panorama bei KUHLE [1982b, Abb. 11], auf dem der See mit -6 [10. Bildsegment] markiert ist). Die Zunge des Gletschers kam zu Stadium 3 in 5497 m ü. M. zu liegen (Abb. 55; obere 3). Die einstige orographische Schneegrenze verlief somit in einer Höhe von 5711 m ü. M. Es errechnet sich eine Schneegrenzdepression von 54 m gegenüber den heutigen Verhältnissen. Vor der Stirn des Hauptstroms endete während Stadium 3 auch die Gletscherzunge des Tach Garbo- Flankeneises (Abb. 55; untere 3). Die durch seine Zungenränder abgelegten Wälle (Abb. 55; untere 3 ↖³) bilden eine Hohlform, die ebenfalls im Spätsommer/Herbst mit Wasser aufgefüllt wird (Abb. 55; ×). Es errechnet sich zu Stadium 3 für das Tach Garbo-Flankeneis ein orographischer Schneegrenzverlauf in 5823 m ü. M. Die zugehörige Schneegrenzabsenkung lag bei 32 m. Der vom rechten Eisrand des Tach Garbo-Flankeneises abgelegte Uferwall (Abb. 55; ↖³) geht in die auf den Hauptstrom zurückgehende End- bzw-

Laterofrontalmoräne des Hauptstroms über (Abb. 55; 3 ↘) und belegt hiermit, dass die Gletscher zu Stadium 3 mit ihren Zungenenden aneinander lagen.

Aktuelle Eisranddynamik

Aufgrund der Wölbung der Talbodenmitte sind es zwei Zungen, die in gleicher Höhe an den Füßen der beiden Talflanken flach auslaufen (Abb. 55; → ←). Ihre geringe Mächtigkeit auf den untersten Dekametern ist wahrscheinlich auf einen aktuellen Gletscherrückgang zurückzuführen. Selbiges gilt auch für die Zungendynamik für das vom Tach Garbo hinabfließende Flankeneis.

Frische, in der näheren (wenige Dekameter von der aktuellen Stirnposition entfernt) Gletscherzungenumgebung abgelagerte Randmoränen, die auf einen jüngsten Gletscherstand hinweisen würden, der dem Stadium 4 an den bislang abgehandelten Eisströmen entspräche, konnten vor beiden Gletscherenden nicht diagnostiziert werden. Es war nicht möglich, sich den Gletscherzungenenden zu diesem Zweck hinreichend zu nähern.

Stadium -1

Blieb der rekonstruierte zusammengesetzte Gletscher zu Stadium 1 innerhalb des Tach Garbo Lungpa Nebentals, so floss das Eis zu Stadium -1 aus jenem Tributärtal über die Mündungsstufe zum Tach Garbo Lungpa hinweg und kam hier am Fuß der orographisch linken Flanke zu liegen. Das wird über eine rechte Lateralmoränenleiste (Abb. 55; ↘ ↘) nachvollziehbar, deren Gefälleverlauf zunächst dem des Nebentalbodens entspricht, am Zusammenschluss zum Tach Garbo Lungpa jedoch steiler abfällt. Jene, nach KUHLE (1982a, S.111 u. 1982b, Abb. 11, siehe `VII im 10. Bildsegment) als Mittleres Dhaulagiri Stadium (Stadium `VII) ausgewiesene, Eisausdehnung endete in einer Höhe von 5375 m. Für den Hauptstrom des Tributärtals errechnet sich eine einstige orographische Schneegrenze in 5645 m ü. M. Hiernach war die Schneegrenze gegenüber heute um 120 m abgesenkt. Legt man das Tach Garbo Flankeneis zugrunde, verlief die orographische Schneegrenze in 5756 m ü. M., so dass die Schneegrenzdepression 99 m betrug.

Ein ca. 100 m auswärts der Eisrandlage zu Stadium -1 liegender Quarzitblock ist mit einem in seiner längsten Ausdehnung 14 cm messenden Flechtenthallus (*Rhizocarpon Geograficum*) bewachsen.

Stadium -2

Im Einmündungsbereich des Tributärtals, 20 m höher verlaufend als die Moränenleiste des Stadiums -1, zeigt eine weitere rechte Ufermoränenleiste an, dass die beiden heute einzeln vorliegenden Gletscher zu Stadium -2 bis auf den Haupttalboden des Tach Garbo Lungpa hinab flossen (Abb. 55; ↓²). Der Gletscher endete währenddessen in 5230 m ü. M. Die zugehörige orographische Schneegrenze verlief - berechnet für den Hauptstrom - in 5570 m ü. M. Die Schneegrenzabsenkung betrug 195 m. Für das Tach Garbo-Flankeneis belaufen sich diese Werte auf 5683 m ü. M. bzw. 172 m.

2.3.2 Der Tach Garbo Lungpa II-Gletscher

Dieser auch in einem orographisch linken tributären Tal des Tach Garbo Lungpa befindliche Firnuldengletscher ist 2260 m lang und 0,99 km² groß (Abb. 1; 15, Abb. 54; 15). Ein höchst gelegener Firnarm des Gletschers strömt nach WSW hin ab und verbreitert sich unterhalb einer mit Flankeneisen versehenen 250 m hohen Nordwand des zweithöchsten Gipfels (6028 m ü. M.) (Abb. 57; ◇) im Einzugsgebiet, so dass der Gletscher ab hier in NNW-Richtung abfließt. Die flach, jedoch mit 220 m sehr breit auslaufende Gletscherzunge weist an ihrer Oberfläche keine Verschuttung auf (Abb. 56; ■). Sie endet in einer Höhe von 5556 m, eingefasst von bis zu 70 m hohen Randmoränenwällen eines noch bis zur Mündungsstufe zum Tach Garbo Lungpa hinabreichenden Gletschervorfelds. Die aktuelle orographische Schneegrenze liegt hiernach in 5737 m ü. M. Im den Gletscher beinhaltenen Tal stehen Quarzite und Schiefer an.

Stadium 1

Die Firste der das Vorfeld umrahmenden Moränenwälle belegen die Eismächtigkeit zu Stadium 1 (Abb. 56; ↙¹ ↘¹). Im Endmoränenbereich zeigen sie teilweise verschüttet durch jüngeres Moränenmaterial die einstige Eisrandlage an (Abb. 57; 1↘ 1). Jene lag zu Gletscherstand in einer Höhe von 5490 m, wonach sich eine einstige orographische Schneegrenze in 5697 m ü. M. errechnet. Die zugehörige Gleichgewichtslinienabsenkung betrug 40 m. Im Gegensatz zu den gelb-braunen älteren Moränendecken des Haupttalbodens treten die Stadium 1-Moränen schwarz-grau in Erscheinung.

Stadium 2

Weitere Randmoränen belegen die Ausdehnung des Tach Garbo Lungpa II-Gletschers zu Stadium 2 (Abb. 56; ↙² ↘², Abb. 57; ↘² ↙²). Im Endmoränenbereich liegen sie als Wall teilweise dem zu Gletscherstand 1 geschütteten Frontwall auf (Abb. 57; ↘² ↙²), während sie einwärtig dem rechten Innenhang der Stadium 1-Moräne anliegend vorliegen (Abb. 56; ↙² ↘²). Ihre subaerisch vorliegenden Komponenten sind ähnlich wie die des Gletscherstandes 1 im Vergleich zu den älteren, vorfeldauswärtigen älteren Moränendecken kaum durch Oxidationsverwitterung gelb-braun verfärbt und treten daher größtenteils grau in Erscheinung. Die Gletscherfrontposition zu Stadium 2 lag in 5500 m ü. M. Es errechnet sich ein damaliger orographischer Schneegrenzverlauf in 5702 m ü. M. Die Schneegrenzabsenkung zu diesem Gletscherstand belief sich auf 35 m.

Aktuelles Verhalten und Stadium 4

Wegen des flachen Auslaufens der Mitte Mai des Jahres 2008 fotografierten Gletscherzunge ist es wahrscheinlich, dass die Front des Tach Garbo Lungpa II-Gletschers im Rückzug begriffen ist.

Eine linke Laterofrontalmoränenleiste, die dem Innenhang der Stadium 1-Moräne anlagert und vor einem kleinen im Gletschervorfeld liegenden See zum Talboden hinabzieht, weist auf Stadium 4 in 5540 m ü. M. hin (Abb. 56; ↘⁴ ↙⁴ ↘⁴). Der rechte Eisrand hat den Fuß der rechten Gletschervorfeld-einfassung zu diesem jüngsten Gletscherstand nicht mehr erreicht. Das Gletscherende wird hier durch einsetzende glazifluviale Schotter (Abb. 56; ◇), sowie rechten Uferwallresten (Abb. 56; ↘⁴) nachvollziehbar (Abb. 56; ↘⁴). Die damalige Schneegrenze befand sich in einem Niveau von 5729 m. Der zugehörige Absenkungsbetrag belief sich auf 8 m.

Stadium -1

Eine oberhalb des Firstes von Gletscherstand 1 am orographisch linken Hang liegende Ufermoränenleiste zeichnet die Eisausdehnung zu Stadium -1 nach (Abb. 56; ↘⁻¹). Der zugehörige einstige Eisrand und ein damaliger Schneegrenzverlauf können nicht bestimmt werden.

2.3.3 Der Tach Garbo Lungpa I-Gletscher

Den Talschluss des Tach Garbo Lungpa bildet ein in taleinwärtiger Richtung nach SE hin umbiegender Ursprung, dessen Einfassungen aus tonnläßig WSW einfallenden Schieferserien aufgebaut sind. Hierin liegt der Tach Garbo Lungpa I-Gletscher, der vom Fuß einer in 6038 m ü. M. kulminierenden, ebenfalls aus jenen Schiefern bestehenden Steilwand NW-wärts abfließt (Abb. 1; 16, Abb. 54; 16, Abb. 58; ○). Die schutfreie Oberfläche dieses Firnfeldgletschers misst bei einer Fläche von 0,35 km² zwischen Bergschrund und aktuellem Eisrand eine Länge von 700 m. Die mit 135 m verhältnismäßig breit angelegte Gletscherfront nähert sich mit ihrer Oberfläche flach den Sedimenten des Talbodenniveaus an und kommt in einer Höhe von 5604 m ü. M. zu liegen (Abb. 58; ○). Hieraus sowie der mittleren Einzugsbereichshöhe errechnet sich ein aktuelles orographisches Schneegrenzniveau in 5744 m ü. M.

Stadium 1

Das Gletschervorfeld wird beschlossen von einem bis zu 20 m hohen Endmoränenbogen, der sich durch seine graue Färbung deutlich gegenüber auswärtig stärker oxidationsverwitterten Moränenoberflächen unterscheidet. Mittig wurde er durch den Schmelzwasserabfluss zweigeteilt (Abb. 58; 1). Einwärtig zeigt eine rechte Uferleiste (Abb. 58; 1↘) als auch ein linker Uferwall (Abb. 58; 1↙) die Gletschermächtigkeit zu Stadium 1 an. Das einstige durch den Frontwall belegte Gletscherende lag in einer Höhe von 5540 m. Somit ergibt sich für Stadium 1 ein orographisches Schneegrenzniveau in 5706 m ü. M. Die zugehörige Schneegrenzdepression betrug 38 m.

Stadium 2

Von der orographisch rechten Taleinfassung zieht eine Laterofrontalmoränenleiste zur Tiefenlinie hinab (Abb. 58; 2↘). Sie geht in einen 50 m einwärtig des Stadiums 1-Frontwalls gelegenen Endmoränenwall über, um hier die Eisrandlage zu Gletscherstand 2 anzuzeigen (Abb. 58; 2). Diese lag in einer Höhe von 5552 m, wonach sich eine einstige orographische Schneegrenze in 5712 m ü. M. bestimmen lässt. Die Gleichgewichtslinienabsenkung betrug währenddessen 32 m.

Stadium 4

Das flache Auslaufen der Mitte Mai des Jahres 2008 fotografierten Gletscherzunge macht wahrscheinlich, dass sich der Gletscher im Rückzug befindet (Abb. 58; ○).

Frischer Ablationsmoränenschutt schließt sich abwärts an die Gletscherstirn an. Sein Aussetzen in Kombination mit einem rechten bis zu 5 m hohen Laterofrontalmoränenwall (Abb. 58; ⁴↘) markiert den Eisrand während des jüngsten Gletscherstandes 4. Die zugehörige Gletscherfront befand sich in einer Höhe von 5593 m (Abb. 58; 4). Es errechnet sich ein damaliger orographischer Schneegrenzverlauf in 5738 m ü. M. und eine Schneegrenzabsenkung von 6 m.

Stadium -1

Über eine rechte Lateralmoränenleiste kann auswärts des Gletschervorfelds ein Stadium -1 nachgewiesen werden. Jene Leiste ist wegen des aus dem darüberliegenden Hang solifluidal abwärts wandernden und die Leiste überdeckenden bzw. zerstörenden Schutts nur noch partiell erkennbar (Abb. 58; ⁻¹↘), belegt aber eine einstige Gletscherausdehnung, zu welcher das Zungenende in 5510 m ü. M. zu liegen kam. Die orographische Schneegrenzlinie zu Stadium -1 verlief in 5686 m ü. M. Die damalige Schneegrenzdepression betrug 58 m.

Stadium -2

Der rechte Eisrand zu Stadium -2 lässt sich an einer orographisch rechten Ufermoränenleiste nachvollziehen, die 30 m oberhalb des Endmoränenwalls des Stadiums 1 verläuft (Abb. 58; ⁻²↘ ⁻²↘). Sie belegt eine einstige Eisrandlage in 5490 m ü. M. Es errechnet sich ein damaliger orographischer Schneegrenzverlauf in 5676 m ü. M. Die Schneegrenzabsenkung betrug 68 m.

2.3.4 Zusammenfassung der jüngeren Gletschergeschichte im Tach Garbo Lungpa

Drei frische Gletschervorfelder werden analog zu den Vorfeldern des Unbekannten Tals und dem orographisch rechten Nebental des Cha Lungpa umrahmt von großen Randmoränen (Abb. 55; ¹↘ ¹↘ 1, Abb. 56; ¹↘ ¹↘, Abb. 57; ¹↘ 1, Abb. 58; ¹↘ 1). Lediglich schmale Schmelzwassereinschnitte haben die auswärtig diese Vorfelder beschließenden und so die Zungenfrontposition zu Stadium 1 anzeigenden Endmoränenwälle zersägt. Im Fall des Tach Garbo-Gletschersystems ordnet KUHLE (1982a S. 111 u. 1982b Abb. 11) diese Moränen dem Stadium VII (Jüngerer Dhaulagiri Stadium) zu. In der später für ganz Hochasien geltend

gemachten Gletscherstandschronologie stellt diese Frontstagnations-/vorstoßphase ein ältestes historisches Gletscherstadium dar (1700-400 vor 1950 AD; siehe Abb. 112) (KUHLE 1986a, S. 454 u. 2001, S. 125). Bezüglich ihres Konsolidierungs- und Verwitterungsgrades besteht zwischen den Stadium 1-Moränen und den auswärtig vorliegenden End- und Uferwällen bzw. Grundmoränendecken ein augenscheinlicher Unterschied. Erste sind - da noch kaum oxidationsverwittert - grau bis schwarz gefärbt, während letztere gelbe bis braune Oberflächen haben. Die Schneegrenzdepressionen zu Stadium 1 lagen zwischen 38 und 79 m. In allen drei Fällen kann ein Stadium 2 rekonstruiert werden (Abb. 55; ↖₂ ↘₂, Abb. 56; ↙² ↘², Abb. 57; ↘₂, Abb. 58; ↙² ↘²). Es handelt sich jeweils um von den Innenhängen der Stadium 1-Randmoränen abzweigende Leisten bzw. Wälle, die unweit der Frontposition zu Gletscherstand 1 die Stirnlage des Gletschers zu Stadium 2 belegen. Ihre oberflächlichen Komponenten sind hinsichtlich ihrer verwitterungsbedingten Verfärbung und ihres Konsolidierungsgrades von denen des Gletscherstandes 1 nicht zu differenzieren. Die Schneegrenzdepressionen variierten zu Stadium 2 von 32 bis 76 m. Für das Tach Garbo-Flankeneis sowie für den -Hauptstrom ist ein weiteres Stadium 3 diagnostizierbar (Abb. 55; ↖₃ ↘₃ ↙³ ↘³). Die zugehörigen Schneegrenzabsenkungen betragen 54 bzw. 32 m.

Ein jüngstes Stadium 4 ist für den Tach Garbo Lungpa I- und den Tach Garbo Lungpa II-Gletscher rekonstruierbar (Abb. 56; ↙₄ ↘₄ ↙₄ ↘₄ ↙₄ ↘₄). Die Schneegrenzdepressionen beliefen sich auf 6 bzw. 15 m. Da die Bereiche nahe der aktuellen Gletscherenden der Tach Garbo-Gletscher nur aus großer Entfernung aufgenommen werden konnten, gelingt der Nachweis eines jüngsten Stadiums hier nicht.

Moränenleisten auswärts der Gletschervorfelder (Stadium -1 und -2) belegen Eismächtigkeiten bzw. Gletscherfrontpositionen, zu denen Schneegrenzabsenkungen zwischen 58 und 195 m gezeitigt wurden (Abb. 55; ↙₋₁ ↘₋₁ ↙₋₂, Abb. 56; ↙₋₁ ↘₋₁, Abb. 58; ↙₋₁ ↘₋₁ ↙₋₂ ↘₋₂).

Ein zwischen den rekonstruierten Eisträndern zu Stadium -1 und Stadium -2 der Tach Garbo-Gletscher liegender Quarzitblock ist mit einem in seiner längsten Ausdehnung 14 cm messenden Flechtenthallus (*Rhizocarpon Geograficum*) bewachsen.

2.4 Die untersuchten Gletscher im Einzugsgebiet des Khangsar Khola

2.4.1 Der Khangsar Khang-Gletscher

Am Fuß der NE-Wand des 7485 m hohen Khangsar Khang (Roc Noir) (Abb. 60; ■, Abb. 61; □) strömt nach NE hin der Khangsar Khang-Gletscher dem Tal (Khangsar Khola) entgegen

(Abb. 60; ○, Abb. 61; ○, Abb. 1; 17, Abb. 59; 17). Mit einer Fläche von 0,88 km² ist er der größte der untersuchten Gletscher. Er ist 7630 m lang und wegen der zum Einzugsgebiet seines Firnfeldgletschers gehörenden ca. 2100 m hohen zum Khangsar Khang Gipfel hinaufziehenden Steilwand (Abb. 60; ■, Abb. 61; □), die eine hohe Steinschlag-, Lawinen- und Eisabbruchfrequenz verursacht, ist sein Ablationsgebiet auf den letzten 2,8 km mit Obermoränenschutt bedeckt (Abb. 60; ○, Abb. 61; ○ [auf beiden Fotos ist die Obermoränenbedeckung aufgrund einer Neuschneedecke nicht besonders gut zu erkennen]). Die Zunge des Khangsar Khang-Gletschers endet in 4150 m ü. M. (Abb. 60; unterhalb von ○; Abb. 61; ←). Es errechnet sich ein aktueller orographischer Schneegrenzverlauf in einer Höhe von 5583 m ü. M. Der Gletscher entlässt sein Schmelzwasser in gebündelter Form durch ein Gletschertor am steilen rechts gelegenen Rand der Eisfront (Abb. 60; unter ○). Weiter links reicht das schuttbedeckte Eis noch ca. 30 m weiter talabwärts. Im Einzugsgebiet des Gletschers stehen Schiefer, Kalke und Sandsteine an (COLCHEN et al 1980).

Stadium 1

Große Randmoränen, deren scharf erhaltene Firste bis zu 60 m höher als der Schmelzwasserabfluss des Khangsar Khang-Gletschers verlaufen, umrahmen das Gletschervorfeld und zeigen so die Ausdehnung der Gletscherzunge zu Stadium 1 an (Abb. 60; ↙¹ ↙¹ ↘¹ ↗¹ 1, Abb. 65; ↘¹ ↘¹). Die Eisfront lag währenddessen in 4030 m ü. M. Die damalige orographische Schneegrenze verlief in 5523 m ü. M. Die zugehörige Schneegrenzdepression betrug 60 m. Im rechten Laterofrontalbereich ist die Stadium 1-Moräne am Außen- wie auch an Innenhang mit bis zu 1,50 m hohem *Betula Utilis* und maximal hüfthohem *Juniperus* bestanden (Abb. 60; ↘). Schmelzwässer des Grande Barriere NE-Gletschers (Abb. 60; ↙, Abb. 61; ●, Abb. 65; ○) vereinigen sich 200 m auswärts der Tilicho Lake Base Camp Lodge (siehe Abb. 1) mit dem gesammelten glazifluvialen Abfluss mehrerer in einem orographisch linken Tributärtal gelegener Gletscher (Abb. 60; ↓). Gemeinsam abfließend sind sie ursächlich für den schlechten Erhaltungszustand der Stadium 1-Moränen wie auch jüngerer Moränenwälle im unteren Bereich des Khangsar Khang-Gletschervorfelds (Abb. 60; □). KUHLE (1982a, S. 100 u. 1982b, Abb. 64) ordnet diese Ablagerungen dem Gletscherstand VII (Jüngeres Dhaulagiri Stadium) zu.

Stadium 2

Ein linker Lateralmoränenwall zweigt wenige m einwärts des Durchbruchs der vom Grande Barriere NE-Gletscher und aus dem orographisch linken Tributärtal herrührenden Schmelzwässer vom First der Stadium 1-Moräne ab (Abb. 60; ↖²). Im unteren Gletschervorfeldbereich ist er gut erhalten (Abb. 60; ↗²) und zeigt in einer Höhe von 4060 m die Zungenfrontposition des Khangsar Khang-Gletschers zu Stadium 2 an (Abb. 60; 2). Rechts ist die korrespondierende Eisrandbildung in Leistenform weit schlechter überliefert (Abb. 60; ↘²).

Der zu Gletscherstand 2 gehörige orographische Schneegrenzverlauf lag in 5539 m ü. M. Die Gleichgewichtslinienabsenkung betrug 44 m. Bei KUHLE (1982a, S. 100 u. 1982b, Abb. 64) repräsentieren diese Ablagerungen den Gletscherstand VIII.

Stadium 3

Über einen an den rechten Ufermoräneninnenhang in Form einer Leiste angeschmiegt und ansonsten als Wall auf dem Vorfeldboden verlaufenden Moränenbogen wird Stadium 3 mit einer Eisrandlagenhöhe in 4092 m ü. M. nachvollziehbar (Abb. 60; ↗³ ↘³ ←³ 3). Einwärtig jener Randmoränen gewachsene Wacholder (*Juniperus*) und Himalajabirken (*Betula Utilis*) kommen in Höhen von bis zu 60 cm vor. Es errechnet sich für Gletscherstand 3 ein orographischer Schneegrenzverlauf in einer Höhe von 5554 m. Die entsprechende Schneegrenzabsenkung betrug 29 m.

Aktuelle Eisrandedynamik und das mindestens von 1977 bis 1980 anhaltende Stadium 4

Zweimal, am 04.10.2007 sowie am 03.05.2008, konnte das Zungenende des Khangsar Khang-Gletschers in Augenschein genommen werden. In den dazwischen liegenden sieben Monaten hatte sich die Lage der Stirn nicht verändert. Eine von KÜNKEL am 21.10.2009 gemachte Aufnahme (unveröffentlicht) zeigt, dass die Position der Gletscherstirn auch mehr als zwei Jahre nach der eigenen Geländebegehung immer noch dieselbe war wie im Oktober 2007.

Durch die aus dem Jahr 1977 stammende Aufnahme KUHLES (1982b, Abb. 65) im Vergleich zu den selbst gemachten Fotos wird die zwischenzeitliche Rückverlegung des Zungenendes des Khangsar Khang-Gletschers ersichtlich. 1977 reichte die Front des Eisstroms vor allem mit ihrem rechten Rand weiter hinab. Die Gletscherstirn fand zu diesem Zeitpunkt komplett schuttüberladen und nicht wie heute teilweise als steil abfallende Blankeisstirn ihr Ende in 4130 m ü. M. (Abb. 60; 4, Abb. 62). Ein weiteres Foto RÖTHLISBERGERS (1986, Abb. 98) aus

dem Jahr 1980 dokumentiert, dass 3 Jahre nach der Aufnahme KUHLES keine Veränderung der Zungenendposition gegenüber 1977 zu verzeichnen war (Abb. 63). Eine rechte Laterofrontalmoränenleiste (Abb. 60; 4→) sowie Ablationsmoräne am linken Stadium 1-Ufermoräneninnenhang (Abb. 60; ←4) zeugen von der Gletschermächtigkeit im Zeitraum um 1977 bis 1980. Wie die von KUHLE (1982b, Abb. 65) und RÖTHLISBERGER (1986, Abb. 98) gemachten Fotos erkennen lassen, lag der Gletscher mit seinem rechten Rand damals an der rechten Uferleiste an (vgl. Abb. 60; 4→ mit Abb. 62; → u. Abb. 63; →) und reichte links mit seiner Oberfläche bis zur Oberkante der heute als Ablationsmoräne am Innenhang der Stadium 1-Moräne abgelegten Ablagerungen (vgl. Abb. 60; ←4 mit Abb. 62; ← u. Abb. 63; ←). Ein frischer Laterofrontalmoränenwall zeigt den damaligen Eisrand im linken Stirnbereich an (Abb. 60; ↑4). Das heutige Vorliegen der Gletscherrandbildungen, dort wo sich der Eisrand 1977 bzw. 1980 befand, belegt, dass im Fall des Khangsar Khang-Gletschers ein jüngstes Stadium 4 ca. von 1977 bis 1980 gezeitigt wurde. Der orographische Schneegrenzverlauf lag zu jenem Gletscherstand in einer Höhe von 5573 m. Die Schneegrenzabsenkung gegenüber heute lag bei 10 m.

Stadium -1

Ca. 200 m abwärts der Tilicho Lake Basecamp Lodge verläuft die linke Ufermoräne zu Stadium -1 (Abb. 60; ↓⁻¹ ↙⁻¹). Einwärtig fiel sie über eine weite Strecke der Schotterakkumulation durch die Schmelzwässer des Grande Barriere NE-Gletschers zum Opfer (Abb. 65; I), ist aber als 300 m langer Rest am Fuß des Außenhangs der Stadium 1-Moräne noch erhalten (Abb. 65; ↘⁻¹). Kurz bevor sie abrupt aussetzt, ist eine Kamesterrasse auf ihren First eingestellt (Abb. 60; ✕). Das gegen die Lateralbildung geschüttete Sediment sind aus dem darüber befindlichen Hang dislozierter Mergelschutt (KUHLE 1982b, Abb. 65), aber auch durch den Schmelzwasserabfluss des Grande Barriere NE-Gletscher bzw. der im orographisch linken Tributärtal (Abb. 60; ◆) gelegenen Gletscher abgelagerte Schotter. Ursächlich für die Zerstörung dieser Ufermoräne talabwärts sind ebenfalls aus Mergelschutt hervorgegangene Schüttungen aus der im Mittel 35° steilen orographisch linken Talflanke des Khangsar Khola (Abb. 60; +). Die Schutthalden sind rezent in Bildung begriffen. Der auf Abb. 60 (←) kaum erkennbare Weg konnte im September 2007 nur auf dem Rückmarsch vom Khangsar Khang-Gletscher zur Siedlung Khangsar begangen werden. Am 01.10.2007 musste der Hinweg weit oberhalb der Haldenhänge nahe der Kammlinie erfolgen. Bis einschließlich des 29.09.2007 schneite es insgesamt fünf Tage lang, so dass durch die infiltrierten

Schneeschnelzwässer, der dem Hang aufliegende Mergelschutt an Stabilität verlor und vermehrter Steinschlag die Folge war. Auch auf dem Rückmarsch musste noch einigen bis zu faustgroßen Geschossen ausgewichen werden.

Der Eisrand zu Stadium -1 kann nur ungefähr über die Verlängerung der orographisch linken Ufermoränenleiste angegeben werden. Eine absolute Höhenangabe der damaligen Zungenendposition ist schwer abschätzbar, da der Gletscher wahrscheinlich bis in einen schluchtartigen im Längsprofil extrem steilen Talabschnitt hinein gereicht hat (Abb. 60; ▼). Er endete ca. in 3980 m ü. M. Die orographische Schneegrenze verlief hiernach bei 5499 m ü. M. oder tiefer. Die Schneegrenzabsenkung betrug 84 m.

Eine auf dem Ufermoränenaußenhang 60 cm mächtige Bodenbildung (Regosol), die durch jüngere Firstrückverlegung vom Ufermoräneninnenhang angeschnitten ist, wurde an ihrer Basis beprobt. Die konventionelle Zählrohranalyse im c/o Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg ergab ein ^{14}C -Alter von 2764 ± 30 Jahren. Kalibriert nach REIMER et al. (2004) leitet sich ein Alter von 3006-2843 vor heute ab. Die betrachtete Stadium -1 anzeigende Ufermoräne wurde folglich vor diesem Zeitraum (3006-2843 v. h.) vom Gletscherrand abgelagert. Genauer ist der Ablagerungszeitrahmen jedoch lediglich auf Basis der ^{14}C -Analyse kaum einzugrenzen. Nicht nur das Unwissen über die Länge des Zeitraums zwischen Moränenakkumulation und einsetzender Bodenbildung steht dem entgegen, auch die nachträgliche Durchmischung des Bodens mit jüngerem organischen Material verfälscht das Ergebnis (WANG & AMUNDSON 1996, S. 285), so dass ungewiss ist, ob die Ablagerung einige Dekaden oder gar Jahrhunderte bis Jahrtausende zuvor stattfand. Hinsichtlich der Betrachtung und Abgrenzung historischer Gletscherstandsschwankungen ist jedoch zunächst entscheidend, dass die beprobte Stadium -1-Ufermoräne dem ^{14}C -Alter nach nicht im historischen Zeitraum (jünger als 1760 v. h.) aufgebaut wurde. Nach KUHLE (2001, S. 125) war in Hochasien die neoglaziale (5500-1700 v. 1950 AD) Schneegrenze zwischen 300 bis 80 m gegenüber den rezenten Verhältnissen abgesenkt (siehe Abb. 112). Im Spätglazial (17.000 bis 10.000 v. 1950 AD) zwischen 1100 bis 700 m. Spätglaziale Stadien wurden von KUHLE (1982a, S. 100 u. 1982b, Abb. 64) weiter talabwärts im Khangsar Khola bzw. Marsyandhi Khola kartiert. Die beprobte Stadium -1-Moräne ist also als während des Neoglazials abgelagert zu erachten.

Stadium -2

Ein abwärts des Khangsar Khang-Gletschervorfelds erhaltener an der orographisch linken Flanke lagernder Ufermoränenrest belegt ein Gletscherstadium -2 (Abb. 60; ↙⁻²). Der Gletscher wird zu jenem Stadium noch deutlich tiefer hinabgereicht haben. Eine Eisrandlagenhöhe kann nicht angegeben werden. Nach KUHLE (1982a, S. 100 u. 1982b, Abb. 64) wurde diese Uferbildung zu Stadium VII (Mittleres Dhaulagiri Stadium) aufgeschoben.

2.4.2 Der Grande Barriere NE-Gletscher

Dieser am Fuß der Grand Barriere gelegene 2,90 km² große Gletscher strömt vor dem Tilicho See von SW nach NE (parallel zum Khangsar Khang-Gletscher) zur Tiefenlinie des Khangsar Khola hin (Abb. 1; 18, Abb. 59; 18, Abb. 64; ○). Er misst zwischen seinem Bergschrund und seinem in 4704 m ü. M. zu liegen kommenden Zungenende (Abb. 64; ◇) eine Länge von 3440 m. Es errechnet sich eine aktuelle orographische Schneegrenze in 5625 m ü. M. Der als im ganzen keilförmig zulaufende Gletscher erfährt, ähnlich wie der benachbarte Khangsar Khang-Gletscher, hohe Eis- und Lawinenzufuhr aus der beinahe gänzlich mit Flankeneis bekleideten Grande Barriere. Der eigentliche Gletscherkörper liegt unterhalb der orographischen Gleichgewichtslinie, die in der hier 1700 m hohen Grande Barriere (Abb. 60; ●, Abb. 64; □) verläuft. Der Gletscher ist folglich als Lawinenkesselgletscher (SCHNEIDER 1962) einzustufen. Seine Oberfläche ist auf den abwärtigsten 680 m, auf denen sie im Verhältnis zur höher anschließenden beinahe horizontalen Gletscheroberfläche mit 17,5° sehr steil abfällt, mit Obermoränenschutt bekleidet (Abb. 64; zwischen ◇ und ○).

Stadium 1

Ein mit seinem First bis zu 40 m oberhalb der Gletschervorfeldtiefenlinie verlaufender linker Laterofrontalmoränenwall zeigt den linken Eisrand des Grande Barriere NE-Gletschers zu Stadium 1 an (Abb. 64; 1↘ 1→). Das zugehörige Zungenende lag in einer Höhe von 4440 m (Abb. 64; 1, Abb. 65; 1, Abb. 61; 1). Am gegenüberliegenden Hang findet sich eine korrespondierende noch auf einer Länge von 250 m erhaltene Moränenleiste (Abb. 65; 1↘, Abb. 61; 1↘). Ihr einwärtig abruptes Aussetzen geht auf ihre Zerstörung durch die Schutthaldendynamik am orographisch rechts oberhalb des Gletschervorfelds gelegenen Moränenhang zurück. Oberhalb des aktuellen Gletscherzungenendes jedoch ist die Uferleiste noch erhalten. Hier verläuft sie 35 m über der aktuellen Gletscheroberfläche (Abb. 64; ↓¹). Jene Uferbildung ordnet KUHLE (1982a, S. 99 u. 1982b Abb. 64) dem Mittleren Dhaulagiri

Stadium (Stadium `VII) zu. Die orographische Schneegrenze verlief zu Stadium 1 in 5493 m ü. M. Die Schneegrenzabsenkung belief sich auf 132 m.

Stadium 2

Ein rechter Laterofrontalmoränenwall macht die Zungenfrontposition des Grande Barriere NE-Gletschers zu Stadium 2 in einer Höhe von 4506 m rekonstruierbar (Abb. 64; ↙² 2). Gegen seinen Außenhang akkumulierte eine Kamesterrasse (Abb. 64; □). Die orographische Schneegrenze verlief während Stadium 2 in 5526 m ü. M. Die Absenkung gegenüber heute betrug somit 99 m.

Stadium 3

Der Eisrand des Gletscherstandes 3 kann mit Hilfe einer rechten zur aktuellen Schmelzwasserabflussbahn hinabziehenden Laterofrontalmoränenleiste rekonstruiert werden (Abb. 64; ↖₃ 3). Der Gletscher endete in einer Höhe von 4571 m. Es errechnet sich ein einstiger orographischer Schneegrenzverlauf in 5558 m ü. M. Die Schneegrenzdepression zu Stadium 3 lag bei 67 m.

Aktuelles Verhalten der Stirn und Stadium 4 (um 1977)

Beim Vergleich der eigenen Aufnahme (Abb. 64) mit dem Foto KUHLES (1982b, Abb. 65) (Abb. 66) aus dem Jahr 1977 zeigt sich, dass die Gletscheroberfläche Anfang Mai 2008 im Zungenendbereich, insbesondere nahe des rechten Randes deutlich flacher zum Zungenende hin abfiel als es 31 Jahre zuvor der Fall war. Gerade vor dem Hintergrund, dass die Aufnahme KUHLES (1982b, Abb. 65) Ende September (22.09.1977) gemacht wurde, das heißt gegen Ende der Hauptablationsperiode, und sich das Zungenende dennoch steiler dem Gletschervorfeldboden annäherte als es bei der eigenen Geländebegehung, die vor Beginn des Sommers stattfand, der Fall war, macht wahrscheinlich, dass sich der Grande Barriere NE-Gletscher aktuell im Rückzug befindet.

Abb. 65 bei KUHLE (1982b) zeigt ebenfalls, dass die Gletscherfrontposition 1977 nur wenige Meter abwärts der 2008 festgestellten lag (Abb. 66). Eine gut erhaltene orographisch rechte zum Gletschervorfeldboden hin abfallende Laterofrontalmoränenleiste (Abb. 64; ↓⁴ ↙⁴) zeugt vom damaligen Pegelniveau, das im Bereich des Gletscherzungenendes demzufolge ca. 20 m über der aktuellen Gletscheroberfläche verlief. Wie auf dem Foto KUHLES erkennbar, lag der Gletscher mit seinem rechten Rand damals an dieser Eisrandbildung an (vgl. Abb. 64; ↙⁴ mit

Abb. 66; ↘), das heißt sie wurde um den Aufnahmezeitpunkt herum abgelagert. Stadium 4 kann zeitlich somit für die Jahre um 1977 festgelegt werden.

Auch wenn sich der Gletscher seit 1977 in der Horizontalen nur geringfügig zurückverlegt hat, so endete aufgrund der großen Steilheit seine Zunge damals doch 13 m tiefer als 2008 (in 4691 m ü. M.). Der einstige orographische Schneegrenzverlauf lag in 5619 m ü. M. Die Schneegrenzdepression zu Gletscherstand 4 betrug 7 m.

Stadium -1

1100 m auswärts der Frontposition des rekonstruierten Stadiums 1 zieht ein Laterofrontalmoränenwall vom Kamm eines zwischen Khangsar Khang-Gletscher und Grande Barriere NE-Gletscher befindlichen Riegels zur Schotterflur hinab und endet in 4241 m ü. M. (Abb. 64; ↗ -1, Abb. 65; ↖ -1). Für das durch diese Form in dieser Höhe belegte einstige Gletscherzungenende (Stadium -1) lässt sich ein damaliger orographischer Schneegrenzverlauf in 5394 m ü. M. und eine Schneegrenzdepression von 232 m errechnen. Eine korrespondierende linke Form liegt nicht vor.

Ca. 40 m taleinwärts des oberen Einsetzens des zu Stadium -1 zusammengeschobenen Laterofrontalmoränenwalls lagert ein die Schotterflur um bis zu 35 m überragender Kamesterrassenrest (Abb. 64; ↙⁻¹, Abb. 65; ↘⁻¹). Die Feinmatrix einer an ihrer Basis genommenen Probe (Probe 20) (Abb. 67; Abb. 59; P20) enthält nur 2,3 % Ton und ist mit einem So von 4,8 verhältnismäßig schlecht sortiert, was hier möglicherweise auch auf die zusätzliche Materialzufuhr des oberhalb anschließenden labilen Moränenhangs zurückzuführen ist. Es ergibt sich eine bimodale Häufigkeitsverteilung auf die Korngrößenklassen, wobei die Maxima mit 15,1 % und 39,2 % im Grobschluff bzw. im Grobsand liegen.

Die Terrassen auswärts des Grande Barriere NE-Gletschervorfelds

Unterhalb des Grande Barriere NE-Gletschervorfelds erstreckt sich eine terrassierte Schotterflur (Abb. 65;). Orographisch links grenzt sie an eine ältere grasbewachsene Grundmoränenoberfläche (Abb. 65; □). Ein Terrassenniveau I ist nahe des unteren Schottersohlenendes orographisch rechts flächenhaft sowie einwärtig noch in Form von kleinen Terrassenresten vorhanden (Abb. 65; I I I ↙^I ↘^I ↙^I). Zwei dieser Reste belegen - da sie einwärts des rekonstruierten Gletscherzungenendes des Stadiums -1 lagern-, dass Terrasse I jünger als jener Gletscherstand ist. Ein Niveau II, das bis zur Sanderwurzel am

Gletschervorfeldausgang (Zungenfrontposition zu Stadium 1) hinauf reicht (Abb. 65; II II), ist nur noch im oberen Drittel der Schotterflur zu finden. Niveau III, weit weniger umfänglich erhalten, findet sich orographisch links, abgesetzt durch eine 5 m hohe Terrassenstirn von Niveau II sowie noch kleinräumiger 180 m auswärts der Eisrandlage zu Stadium 1 (Abb. 65; III ↙^{III}).

2.4.3 Zusammenfassende Betrachtung der jüngeren Gletschergeschichte des Khangsar Khang- und des Grande Barriere NE-Gletschers

Beide Gletscherzungen enden in von großen Randmoränen abgegrenzten Vorfeldern, die ein Stadium 1 anzeigen (Abb. 60; ↙¹ ↙¹ ↘¹ ↗¹ ↘¹, Abb. 65; ↘¹ ↘¹, Abb. 64; ↘¹ ↗¹). Im Fall des Khangsar Khang-Gletschers ordnet KUHLE (1982a, S. 100 u. 1982b, Abb. 64) diese Ablagerungen dem Stadium VII (Jüngerer Dhaulagiri Stadium) zu, das in seiner Gletscherstandschronologie eine erste historische Vorstoß-/Frontstagnationsphase ist (1700-400 v. 1950 AD; siehe Abb. 112) (KUHLE 1986a, S. 454 u. 2001, S. 125). Eine als Stadium 1 zugehörig eingestufte rechte Lateralmoränenleiste im Bereich des aktuellen Gletscherzungenendes ordnet KUHLE (1982a, S. 99 u. 1982b Abb. 64) allerdings dem Stadium VII' zu, das bei ihm später ins späte Neoglazial fällt (2000-1700 v. 1950 AD; siehe Abb. 112) (KUHLE 1986a, S. 454 u. 2001, S. 125). Die Schneegrenzdepressionen zu Stadium 1 betragen 60 bzw. 132 m.

Randmoränen ermöglichen bei beiden Gletschern die Rekonstruktion eines jüngsten Gletscherstandes/Eisstandes (Stadium/Eisstand 4), unweit (wenige Dekameter) der aktuellen Zungenenden (Abb. 60; ↘⁴ ↗⁴, Abb. 65; ↘⁴). Jenes/jener Stadium/Eisstand kann für den Khangsar Khang-Gletscher über Fotografien für den Zeitraum um 1977-1980 und für den Grande Barriere NE-Gletscher für die Jahre um 1977 zeitlich fixiert werden (vgl. Abb. 60; ↘⁴ mit Abb. 62; ↘ u. Abb. 63; ↘ / vgl. Abb. 64; ↘⁴ mit Abb. 66; ↘). Die Schneegrenzdepressionen beliefen sich auf 10 bzw. 7 m. Zwei weitere Gletscherstände 2 bzw. 3 sind zwischen den Stadium 1- und den Stadium/Eisstand 4-Moränen rekonstruierbar (Abb. 60; ↘² ↘² ↘² ↘³ ↘³ ↘³ ↘³, Abb. 64; ↘² ↘³ ↘³). Sie belegen Schneegrenzdepressionen von 44 respektive 29 m für den Khangsar Khang-Gletscher und 99 bzw. 67 m im Fall des Grande Barriere NE-Gletschers. Die Moränen des Gletscherstandes 2 ähneln bezüglich ihrer Erhaltung und ihrer verwitterungsbedingten Verfärbung denen des Stadiums 1 und erweisen sich hinsichtlich ihrer Lagebeziehung zu den übrigen Eisrandlagenindikatoren des

Gletschervorfelds sowie dem aktuellen Zungenende als analog zu den bislang als Gletscherstand 2 ausgewiesenen Moränen.

Bei beiden Gletschern belegen Randmoränen auswärts der Vorfelder einen jeweiligen Gletscherstand -1 mit Schneegrenzabsenkungen von 84 m (Khangsar Khang-Gletscher) bzw. 232 m (Grande Barriere NE-Gletscher) (Abb. 60; ↓⁻¹ ↙⁻¹, Abb. 64; ↗⁻¹ ↘⁻¹; Abb. 65; ↘⁻¹ ↙⁻¹). Mit Hilfe einer ¹⁴C-Analyse konnte für den Stadium -1-Uferwall des Khangsar Khang-Gletschers belegt werden, dass er vor 3006-2843 v. h. aufgeschoben wurde. Da ein spätglaziales Ablagerungsalter ausgeschlossen werden kann, ist seine Genese ins Neoglazial zu stellen. Für den Khangsar Khang-Gletscher ist ein noch älterer Gletscherstand durch einen linken Ufermoränenrest nachzuweisen (Abb. 60; ↙⁻²), der von KUHLE (1982a, S. 100 u. 1982b, Abb. 64) als Stadium VII (Mittleres Dhaulagiri Stadium) eingestuft wurde, welches in der Gletscherstandschronologie Hochasiens ein drittes neoglaziales Stadium ist (2000-1700 v. 1950 AD; siehe Abb. 112) (KUHLE 1986a, S. 454 u. 2001, S. 125).

Drei Terrassenniveaus in glazifluvialen Schottern auswärts des Grande Barriere NE-Gletschervorfelds belegen drei Gletschervorstoßphasen sowie dazwischenliegende bzw. nachher stattgefundene Rückzüge (Abb. 65; I I I ↙^I ↙^I ↙^I II II III ↙^{III}). Der Lagebezug jener Terrassen zur rekonstruierten Zungenfrontposition des Stadiums -1 weist letzteres als älter aus.

2.5 Die Gletscher im Einzugsgebiet des Kone Khola sowie der Mittlere und Westliche Khardung Khang N-Gletscher

2.5.1 Der Shya Gang S-Gletscher

Es sind insgesamt sechs Gletscher, die im Talrund des Lupratse Khola - einem orographisch rechten Tributärtal des Kone Khola - liegen (Abb. 68). Aufgrund der schlechten Zugänglichkeit dieses Nebentals konnte hiervon jedoch lediglich das Vorfeld des 0,65 km² großen Shya Gang S-Gletschers (Abb. 1; 19, Abb. 68; 19) begangen werden. Jener fließt gänzlich obermoränenfrei mit einer Länge von 1250 m an der Südseite des 6032 m hohen Shya Gang ab und endet mit seiner 500 m breiten Blankeisfront in 5376 m ü. M. auf glatt geschliffenen, ebenfalls schutfreien geschiefertem Kalken (Abb. 69; ■), deren Schichten subsequest zur Gletscherfließrichtung verlaufen. Es errechnet sich ein aktueller orographischer Schneegrenzverlauf in 5594 m ü. M.

Im Gletschereinzugsgebiet stehen Quarzite und Kalke der Jomosom Formation an (COLCHEN et al. 1980).

Stadium 1

Das Gletschervorfeld begrenzende, bis zu 60 m hohe Randmoränenwälle zeigen den Eisrand des Shya Gang S-Gletschers zu Stadium 1 an (Abb. 69; $^1 \searrow \leftarrow_1$ 1). Sie enden in 4944 m ü. M. und belegen somit hier die zugehörige Zungenfrontposition (Abb. 69; 1). Talabwärts schließen sich glazifluviale Schotter an (Abb. 69; III). Die einstige orographische Schneegrenze verlief in 5357 m ü. M. Die zugehörige Gleichgewichtslinienabsenkung betrug 237 m.

Stadium 2

Ein linker Laterofrontalmoränenwall belegt Stadium 2 (Abb. 69; \nwarrow_2 2) innerhalb des Gletschervorfelds. Das damalige Zungenende lag in 4968 m ü. M. (Abb. 69; 2). Es errechnet sich ein zugehöriger Schneegrenzverlauf in einer Höhe von 5369 m. Die Schneegrenzdepression belief sich auf 225 m. In aufwärtiger Richtung geht der linke Laterofrontalmoränenwall in einen Uferwall über, der den First der linken Stadium 1-Uferbildung überschüttete (Abb. 69; \leftarrow_2). Auch rechts wurde der Kamm der Stadium 1-Moräne durch die Lateralbildung des Stadiums 2 überdeckt (Abb. 69; $^2 \searrow$).

Da die nähere Umgebung des aktuellen Gletscherzungenendes aufgrund des unterhalb seiner Front steil abfallenden Anstehenden nicht erreichbar war, kann der mögliche Nachweis eines jüngsten Stadium 4 nicht geführt werden. Auch eine Einschätzung zur aktuellen Gletscherstirndynamik ist nicht möglich.

Stadium -1

Orographisch links, auf Höhe der dem Gletschervorfeld angeschlossenen Schotter (Abb. 69; III), lagert eine vorwiegend aus Hangschutt aufgebaute Terrasse (Abb. 69; o). Die Terrassenkante verläuft bis zu 25 m über der Tiefenlinie (Abb. 69; \leftarrow_{-1}). Ihr Umbiegen hin zur Tiefenlinie belegt eine Eisrandlage -1 in einer Höhe von 4840 m ü. M. (Abb. 69; -1). Auch ein rechter, Stadium -1 anzeigender Laterofrontalmoränenwallrest liegt vor (Abb. 69; $^{-1} \searrow$). Die orographische Schneegrenze verlief zu Gletscherstand -1 in 5326 m ü. M., das heißt sie war um 268 m abgesenkt.

Stadium -2

Orographisch rechts, oberhalb der Frontposition zu Gletscherstand 1 lagert ein Ufermoränenrest dem Innenhang eines älteren Lateralmoränenwalls an (Abb. 69; ⁻²↘). Zur Gletscherausdehnung, die ursächlich für die Ablagerung dieser Uferbildung war, gehörte, - wie aus der Verlängerung des Ufermoränenfirstverlaufs in abwärtiger Richtung hervorgeht - eine in ca. 4750 m ü. M. liegende Zungenfront. Die zugehörige orographische Schneegrenze verlief in 5248 m ü. M. Die Schneegrenzabsenkung betrug 346 m.

Auf dem Außenhang des Ufermoränenrestes wurden mehrere mit *Rhizocarpon Geograficum* bewachsene Quarzitblöcke vorgefunden (Abb. 69; +). Die Thalli Durchmesser erreichen hier maximal 9 cm (Abb. 70). Im Bereich der jüngeren Stadien wurden keinerlei Flechten vorgefunden.

Stadium -3

Gletscherstand -3 wird rekonstruierbar über einen Wall, dessen bereits stark abgerundeter First bis zu 90 m über der Tiefenlinie unterhalb des Gletschervorfelds verläuft (Abb. 69; ⁻³↘, Abb. 71; ↙⁻³). Zu Stadium -3 konfluierte der Shya Gang S-Gletscher mit den vier rechts von ihm gelegenen Gletschern, so dass jener Wall als Mittelmoräne gedacht werden muss. Die Zungenfrontposition dieses zusammengesetzten Eisstroms lässt sich durch das Verlängern dieser Mittelmoräne festlegen (Abb. 71; -3). Der Gletscher endete in 4300 m ü. M. Wie über einen weiteren Randmoränenwall erkennbar (Abb. 71; ⁻³↘), lag die Zunge des aus den heutigen vier Gletschern bestehenden Eisstroms zu Stadium -3 dem Zungenende des sechsten im Lupratse Khola liegenden Gletschers an. Unter der Annahme, dass das Eis des Shya Gang S-Gletscher Einzugsgebietes das Zungenende des zusammengesetzten Gletschers erreichte, errechnet sich zu Stadium -3 für den Shya Gang S-Gletscher bei einer Eisrandlage in 4300 m ü. M. eine Schneegrenzabsenkung von 571 m.

Stadium -4 und älter

Zu Stadium -4, das durch einen rechten Ufermoränenwall belegt ist (Abb. 71; ↓⁻⁴ -4) und zu dem die beiden zu Stadium -3 aneinander stoßenden Gletscher miteinander konfluieren, so dass ihre Eismassen gemeinsam noch 800 m talabwärts flossen, lag das Zungenende des Lupratse Khola-Gletschers in 4200 m ü. M. Bei KUHLE (1982b; Abb. 53) stellt dieser Gletscherstand Stadium IV (Sirkung Stadium) dar. Legt man das heutige Zungenende des größten im Lupratse Khola liegenden Gletschers zugrunde, so betrug die

Schneegrenzdepression während jenes Stadiums 675 m (für das Sirkung Stadium gibt KUHLE im Mittel ca. 700 m Schneegrenzdepression an).

Ein weiterer älterer spätglazialer, orographisch rechter Ufermoränenrest der bereits von KUHLE (1982b, Abb. 53) als Stadium III (Dhampu Stadium) erfasst wurde, lagert an der Mündungsstufe des Lupratse Khola zum Kone Khola (Abb. 71; ↓⁻⁵). Höher noch lassen sich nach KUHLE (1982b, Abb. 53) ein noch früherer spätglazialer Gletscherpegel (Abb. 71;) sowie die minimale Mächtigkeit der letzthochglazialen Eisverfüllung des Lupratse Khola (Abb. 71; - - - - -) feststellen. Jener Gletscher mündete zu Stadium -5 und den älteren Gletscherständen in den Kone Khola Gletscher ein (KUHLE 1982a, S. 105 ff).

2.5.2 Die S-lichste der drei Chulu W-Gletscherzungen und der Jinian W-Gletscher

Als Chulu W-Gletscher werden hier die vom Chulu W-Gipfel NW-wärts hinabströmenden Eismassen ausgewiesen (Abb. 1; 20, Abb. 72; 20). Vom jenem Gipfel (6419 m) (Abb. 1; R) zieht ein vergletscherter Sporn N-wärts und begrenzt hiermit das Einzugsgebiet für den betrachteten Gletscher nach oben hin. Dieser insgesamt 4,18 km² große Gletscher entlässt drei Zungen NW-wärts in einen oberhalb des Kone Khona gelegenen Kessel (Abb. 73; ○ ■ □, Abb. 74; ○ ◇ □). Die S-lichste hiervon endet innerhalb von bis zu 80 m hohen Moränenwällen in einer Höhe von 4975 m (Abb. 73; ↖, Abb. 74; ↖, Abb. 75; ○). Von hier bis zum höchsten Eisrand erstreckt sich die Eisoberfläche über eine Länge von 4340 m. Es errechnet sich ein aktueller orographischer Schneegrenzverlauf in 5697 m ü. M. Ist die Gletscheroberfläche im recht flachen Nährgebiet eben und beinahe spaltenlos ausgebildet, so lässt das Hinabfließen über die zum Kesselboden vermittelnde Steilstufe einen 400 m langen Eisbruch entstehen (Abb. 73; ○, Abb. 74; ○). Aktuell erreicht die Gletscherzunge nicht auf voller Breite den Fuß der Steilstufe. Nur ein ca. 80 m breiter Eisfall hält den Kontakt zum Gletscherzungenende aufrecht (Abb. 73; unter ○, Abb. 74; ●). Zusätzlich wirken sich jedoch auch die rechts und links dieses Verbindungsbandes vom Gletscherrand ausgehenden Eislawinen ernährungswirksam für das Gletscherzungenende aus. Seines flachen Firngebietes und seiner drei voneinander separierten Zungen wegen, wird der Chulu W-Gletscher, obwohl alle seine drei Zehrgebiete nach NW hinabfließen, das heißt das Firngebiet nicht wirklich im Zentrum gelegen ist, dem Typ „Zentrale Firnhaube“ zugeordnet (nach SCHNEIDER 1962, S. 278). Im Einzugsgebiet des Gletschers stehen Kalke, Knotenschiefer und Quarzite an (COLCHEN et al. 1980).

Der Jinian W-Gletscher fließt an der Westseite des 6111 m hohen Jinian ab und kommt aktuell mit seiner Zunge in 5061 m ü. M. zu liegen (Abb. 1; 2I, Abb. 72; 2I, Abb. 74; ↘). Er endet eingefasst von bis zu 70 m hohen Randmoränen (Abb. 73; ↖₁ ↑₁, Abb. 74; ↘₁ ↗₁), wobei die linke der beiden Eisrandbildungen auf ihren abwärtigsten 600 m als Mittelmoränenakkumulation zwischen der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers und des Jinian W-Gletschers gedacht werden muss. Der Jinian W-Gletscher setzt sich zusammen aus zwei in 5650 m miteinander konfluierenden Teilströmen. Die Hauptkomponente setzt unterhalb des Jinian Gipfels an. Hier ist die anteilmäßig größte Firngebietsfläche verortet (Abb. 73; ✕). Der Hauptstrom misst in seiner Längserstreckung 3940 m. Die Gesamtgröße des Gletschers beträgt 1,86 km². Seine Eisoberfläche ist auf einer Länge von 2100 m mit Obermoränenschutt bedeckt (Abb. 74; ◆), der zum Großteil auf eine im Norden des Gletschers das Einzugsgebiet umrahmende unvergletscherte 700 m hohe Südwand des Purkhung-Himal zurückgeht. Vor jener Wand fließt der zweite Teilstrom ab. Weitere Eiszufuhr geht von zwei Zungen des Chulu W-Gletschers aus (Abb. 74; □ ◇), die mit ihren Stirnen gerade eben die Schuttbedeckung des Jinian W-Gletschers erreichen. Für den Hauptstrom des Jinian W-Gletschers errechnet sich eine aktuelle orographische Schneegrenzhöhe in 5539 m ü. M.

Gemeinsames Stadium 1 der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers und des Jinian W-Gletschers

Die großen, die beide Eiszungen umgebenden Moränenwälle (Abb. 73; ↖₁ ↑₁ ←₁, Abb. 74; ↘₁ ↗₁ ↖₁, Abb. 75; ↖₁, Abb. 76; ↖₁ ↖₁ ↖₁ ↗₁ ←₁ 1, Abb. 77; ↖₁) zeigen die Gletschermächtigkeiten wie die Ausdehnungen zu Stadium 1 an. Es fällt deutlich ins Auge, dass eine Zäsur besteht zwischen den Oberflächen der Stadium 1-Moränen bzw. der von ihnen eingefassten Gletschervorfelder und den auswärtigen Moränenoberflächen. Letztere sind, abgesehen von Hanglagen, die einer hohen Umlagerungsdynamik unterliegen, mit Mattenvegetation überzogen. Wo dieser Bewuchs fehlt, ist das oberflächliche Material gelbbraun verfärbt, das heißt stärker oxidationsverwittert als die frischeren Wälle des Gletscherstandes 1 (Abb. 73 und Abb. 74). Bei KUHLE (1982a, S. 105 u. 1982b, Abb. 51) sind jene Wälle dem Stadium VII (Jüngerer Dhaulagiri Stadium) zugeordnet. Die rechte Stadium 1-Randmoräne des Jinian W-Gletschers lässt sich durchgehend bis zur aktuellen Tiefenlinie verfolgen und zeigt so die einstige Zungenfrontposition des zusammengesetzten Eisstroms an (Abb. 76; ↗₁ 1). Jene befand sich in einer Höhe von 4811 m ü. M. Wahrscheinlich

entsendeten beide Gletscher Eis bis zur gemeinsamen Gletscherstirn. Für die S-lichste Zunge des Jinian W-Gletschers ergibt sich zu Stadium 1 ein orographischer Schneegrenzverlauf in 5605 m ü. M. Die Schneegrenzdepression betrug 92 m. Die orographische Gleichgewichtslinie des Jinian W-Gletscher verlief zu Gletscherstand 1 in 5403 m. Die zugehörige Schneegrenze war um 136 m abgesenkt.

Gemeinsames Stadium 2 der beiden Gletscher

Der zu Stadium 2 gehörige einstige linke Gletscherrand kann über einen ca. 20 m langen Laterofrontalmoränenrest nachgewiesen werden, der von der Lateralbildung des Stadiums 1 gletschervorfeldseitig abzweigt (Abb. 73; ↖₂, Abb. 76; ↓²). Auch ein entsprechender rechter Laterofrontalmoränenrest liegt vor (Abb. 76; ↗₂, Abb. 73; ←₂). Die Eisfront zu Stadium 2 lag in 4827 m ü. M. (Abb. 76; 2). Die orographische Schneegrenze der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers verlief zu Stadium 2 in 5613 m ü. M. Somit betrug die Depression der Gleichgewichtslinie 84 m. Im Fall des Jinian W-Gletschers lag das orographische Gleichgewichtslinienniveau in 5411 m ü. M. Die Schneegrenze war um 128 m abgesenkt.

Stadium 3 der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers

Eine Laterofrontalmoränenleiste zeigt Stadium 3 der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers an (Abb. 73; ↑₃ rechte 3, Abb. 74; ←₃ rechte 3, Abb. 75; ↖₃, Abb. 76; ↙³). Das zu jenem Gletscherstand gehörige Zungenende lag in einer Höhe von 4867 m. An die einstige Zungenfrontposition schließen sich glazifluviale Schotter an (Abb. 73; IV, Abb. 76; IV). Die orographische Gleichgewichtslinie lag zu Stadium 3 in 5643 m ü. M. Die zugehörige Schneegrenzabsenkung betrug somit 54 m.

Stadium 3 des Jinian W-Gletschers

Eine in ihrer Längserstreckung 580 m messende Satzendoränenakkumulation (Abb. 73; linke 3, Abb. 74; linke 3, Abb. 76; 3), die durch Schmelzwasserabfluss auf eine Breite von 190 m verschmälert wurde, belegt im Fall des Jinian W-Gletschers Stadium 3 in 4905 m ü. M. KUHLE (1982a, S. 105 u. 1982b, Abb. 51) ordnet diese Satzendoränenablagerungen Stadium VIII zu. Es errechnet sich für Stadium 3 ein orographischer Schneegrenzlinienverlauf in 5461 m ü. M. Die zugehörige Schneegrenzdepression lag bei 78 m.

Aktuelles Verhalten der Zungenfront und Stadium 4 (um 1977) für die S-lichste Zunge des Chulu W-Gletschers

Aktuell erstreckt sich die Front der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers halbkreisförmig über eine Breite von ca. 320 m (Abb. 73; ↖, Abb. 74; ↖, Abb. 75; ↖). Das auf glatt geschliffenem Anstehenden zu liegen kommende Zungenende war Anfang Mai 2008 flach ausgebildet. Im Gegensatz dazu zeigt die Aufnahme KUHLES (1982b, Abb. 51) vom 26.09.1977 ein kompaktes und an seiner Stirn steil aufragendes Gletscherende (Abb. 78; ↑). Es ist - da es sich bei der Aufnahme KUHLES um ein Ende September (gegen Ende der Hauptablationsperiode) gemachtes Foto handelt und zu dieser Jahreszeit die Stirn dennoch aufsteilte - wahrscheinlich, dass das im Mai (vor der Hauptablationsperiode) fotografierte flache Zungenende den aktuellen Gletscherrückzug anzeigt.

Dass sich die Stirn in den drei Dekaden bis 2008 zurückverlegt hat, kann ebenfalls über das Panorama KUHLES (1982a, Abb. 51) aus dem Jahr 1977 belegt werden. Der Gletscher überfloss damals noch die gesamte Felspartie, auf der er heute endete, und kam erst in einer Höhe von 4910 m zu liegen (Abb. 78; ↑). Jenes Stadium wird auch über eine Randmoräne rekonstruierbar (Abb. 73; ↗ 4, Abb. 74; rechte 4, Abb. 75; ↗ 4 ↑ 4, Abb. 76; ↗ 4). Es zeigt sich, dass der Gletscher 1977 mit seiner Stirn am vorliegenden Endmoränenwall in 4910 m ü. M. anlag, so dass davon auszugehen ist, dass diese Eisrandbildungen um 1977 herum aufgebaut wurde und somit von einem Gletscherstand (Stadium 4) die Rede sein muss. Die orographische Schneegrenze lag zu Stadium 4 in einer Höhe von 5665 m. Die zugehörige Schneegrenzabsenkung betrug 33 m. Ebenfalls auf der Aufnahme KUHLES (1982a, Abb. 51) wird erkennbar, dass der Gletscher in den 1970er Jahren die Steilstufe, die der Gletscher heute nur noch durch ein 80 m breiten Gletscherbruch überwindet (Abb. 74; ○) noch über eine Breite von ca. 400 m überfloss (Abb. 78; ○).

Aktuelles Verhalten der Zungenfront und Gletscherstand 4 (um 1977) im Fall des Jinian W-Gletschers

Der Obermoränenbedeckung wegen kann bezüglich des aktuellen Verhaltens der Gletscherzunge des Jinian W-Gletscher keine Aussage getroffen werden.

Ein linker Laterofrontalmoränenwall, der heute durch ein bis zu 15 m tiefes Tälchen vom obermoränebedeckten rechten Eisrand separiert ist, belegt ein jüngstes Gletscherstadium (Stadium 4) (Abb. 74; linke 4 ↖⁴). Der Gletscher reichte 1977 bis in eine Höhe von 5033 m.

Das orographische Schneegrenzniveau lag in 5525 m. Es errechnet sich eine Schneegrenzabsenkung von 14 m.

2.5.3 Der Rechte-Nebengletscher des Jinian W-Gletschers

Zwei über 6000 m hohe Gipfel (6305 bzw. 6178 m ü. M.) des Purkhung-Himal. bilden die Rückwand (Abb. 73; ■) eines mit seiner Zunge in 5053 m ü. M. zu liegen kommenden Kargletschers (Abb. 73; ◆, Abb. 77; ◆). Die aktuelle orographische Schneegrenze verläuft in einer Höhe von 5505 m. Das 1570 m lange und 1,04 km² große SW-exponierte Eis ist - obgleich es vor einer 500 m hohen und 1500 m breiten Steilwand abfließt - beinahe obermoränenfrei. Ist das Nährgebiet großräumig ellipsenförmig angelegt, so strömt seine Zunge kanalisiert zum Kesselboden hinab, auf dem auch der Jinian W-Gletscher sowie die S-lichste Zunge des Chulu W-Gletschers enden. Sie erreicht diesen Altflächenrest jedoch aktuell nicht mehr, sondern endet, eingefasst von bis zu 60 m hohen Randmoränenwällen (Abb. 73; ↓¹ ↓¹, Abb. 77; ←₁ ←₁), einige Dekameter oberhalb des Flächenniveaus (Abb. 73; ◆, Abb. 77; ◆).

Während eine Begehung des Gletschervorfelds von Süden her - vorbei an der Zunge des Jinian W-Gletschers - an einem Wetterumschwung scheiterte (Ausgangspunkt war eine Lodge bei Thorung Phedi), wurde das Erreichen der Gletscherzunge aus W-licher Richtung, ausgehend vom Vorfeld des Khardung Khang E-Gletschers (siehe Abb. 1), durch hohe Steinschlagfrequenz in schlecht begehbarem, zerracheltem Diamiktit verunmöglicht. Die folgenden Ausführungen beschränken sich daher auf das auf Satelittenbildaufnahmen Erkennbare und fallen somit im Vergleich zu den anderen Beschreibungen der Vorfeldmorphologien weniger umfänglich aus.

Stadium 1

Die das Vorfeld des Rechten-Nebengletschers des Jinian-W-Gletschers einrahmenden Randmoränen des Gletscherstandes 1 enden in einer Höhe von 4902 m (Abb. 77; 1 ←₁ ←₁, Abb. 73; ↓¹ ↓¹). Auch hier besteht die bereits im Zusammenhang mit dem Jinian W-Gletscher und der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers angesprochene Zäsur zwischen diesen Stadium 1-Moränen und den auswärtigen Moränenoberflächen. Erste sind grau gefärbt, das heißt wenig oxidationsverwittert und im Gegensatz zu letzteren vegetationsfrei (Abb. 77). Nach der Frontposition der einstigen Gletscherzunge (Abb. 77; 1) errechnet sich ein damaliger orographischer Schneegrenzverlauf in 5411 m ü. M. und eine zugehörige

Gleichgewichtslinienabsenkung von 94 m. Bei KUHLE (1982a, S. 105 u. 1982b, Abb. 51) repräsentieren diese Moränenwälle Stadium VII (Jüngerer Dhaulagiri Stadium).

Stadium 2

Nur wenige Meter, bevor die großen, das Zungenbecken bildenden Randmoränen talauswärts zu Ende kommen, zweigen beidseitig zwei Laterofrontalmoränenleisten von ihren Innenhängen ab und streben einander zu (Abb. 77; ↙² ↘²). Sie belegen Gletscherstand 2 in einer Höhe von 4914 m (Abb. 77; 2). Die zugehörige orographische Schneegrenze verlief in 5417 m ü. M. Die Schneegrenzabsenkung zu Stadium 2 betrug 88 m.

Jüngere Gletscherstadien waren ohne Geländebegehung, lediglich auf Satellitenbilddbasis nicht auszuweisen. Eisrandlagenindikatoren hierfür liegen jedoch möglicherweise vor.

2.5.4 Gemeinsames Stadium -1 der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers, des Jinian W-Gletschers sowie seines Rechten-Nebengletschers

Auswärts der Stadium 1-Moränenwälle der drei zuletzt betrachteten Gletscher lagern teilweise mit Vegetation besetzte Ufer- bzw. Mittelmoränenwälle, die bis an die, die Altfläche oberhalb des Kone Khola beschließende Geländekante reichen (Abb. 73; ↓₋₁ ↓₋₁⁻¹↘, Abb. 74; ↙⁻¹ ↘⁻¹, Abb. 77; ←₋₁, Abb. 85; ↙⁻¹ ↘⁻¹ ↙⁻¹). Sie enden hier ohne miteinander zu konvergieren und belegen so, dass ein aus den drei heute separiert vorliegenden Gletschern des Talrunds zusammengesetzter Eisstrom bis in die Steilstufe oberhalb der Schottereinlage bei Thorung Phedi hinab hing. Nach KUHLE (1982a, S. 105 u. 1982b, Abb. 51) handelt es sich bei dieser Gletscherausdehnung um Stadium VII (Mittleres Dhaulagiri Stadium). Der Gletscher endete ca. in einer Höhe von 4693 m. Die Hauptkomponenten dieses zusammengesetzten Stadium -1-Gletschers bildeten die S-lichste Zunge des Chulu W-Gletschers und der Jinian W-Gletscher. Wahrscheinlich reichte Eis aus den Nährgebieten dieser beiden Teilströme bis zur Stirn des Eisstroms hinab. Für die S-lichste Zunge des Chulu W-Gletschers errechnet sich ein einstiges orographisches Gleichgewichtslinienniveau in 5556 m ü. M. sowie eine 141 m betragende Schneegrenzabsenkung. Für den Jinian W-Gletscher sind zu Stadium -1 ein orographisches Schneegrenzniveau in 5355 m ü. M. und eine Schneegrenzdepression von 184 m anzugeben.

Am Fuß des Außenhangs einer der Uferbildungen zu Stadium -1 konnte eine *Rhizocarpon Geograficum* Kolonie auf einem Quarzitblock gefunden werden (Abb. 79). Der größte einzeln vorliegende Flechtenthalli misst im Durchmesser 10 cm.

2.5.5 Gemeinsames Stadium -2 der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers, des Jinian W-Gletschers sowie seines Rechten-Nebengletschers

Ein linker Lateralmoränenrest zeigt die Ausdehnung des zusammengesetzten Gletschers zu Stadium -2 an (Abb. 74; ↙⁻²; Abb. 85; ↙⁻²). Ein zugehöriger Schneegrenzverlauf konnte nicht bestimmt werden.

2.5.6 Der Khardung Khang E-Gletscher

Das Einzugsgebiet des Khardung Khang E-Gletschers (Abb. 1; 23, Abb. 84; 23) kulminiert mit dem 2500 m SSE-lich des Thorung La gelegenen Gipfel des Khardung Khang in einer Höhe von 6484 m. Der 3760 m lange und 1,93 km² große, am Fuß der Ostflanke dieses Berges einsetzende Eisstrom vom Typ Firmulde fließt im Nährgebiet zunächst von W nach E ab, um dann, bedingt durch einen vom 6026 m hohen Shya Ghang nach NE hinabziehenden Riegel, in selbige Richtung umgelenkt zu werden. Er endet eingefasst von bis zu 90 m hohen Randmoränen in 5058 m ü. M. Seine Zunge ist auf den abwärtigsten 1060 m von Obermoränenschutt bedeckt (Abb. 85; ↓). Es errechnet sich ein aktueller orographischer Schneegrenzverlauf in einer Höhe von 5582 m.

Im Gegensatz zur N-lich der Firmulde des Gletschers gelegenen, zur Kammumrahmung vermittelnden, 400 m hohen Steilwand, die aufgrund ihrer Südexposition komplett unvergletschert ist, bedingt der ebenfalls ca. 400 m messende Nordabfall der im Süden gelegenen Kammumrahmung eine hohe Eiszufuhr über eine hier nahezu durchgängig vorhandene Flankenvereisung (Karte 3 u. 4).

Die 50 m breite Stirn des Gletschers fällt an ihrem rechten Rand über 15 m nahezu senkrecht ab und weist einen Gletschermund auf (Abb. 85; ↙, Abb. 87; ○). Der linke Zungenrand des Gletschers, reicht - bedeckt mit Obermoränenschutt - noch 30 m weiter talabwärts (Abb. 85; ○).

Im gesamten Einzugsgebiet des Khardung Khang E-Gletschers stehen Kalke an (COLCHEN et al. 1980).

Stadium 1

Wo die Firste der großen Randmoränen (Abb. 80; \uparrow_1 , \uparrow_1 , Abb. 85; \uparrow_1 , \uparrow_1 , \uparrow_1) bzw. ihre gedachte Verlängerung, die hier in einem beinahe schluchtartigen Querprofil verlaufende Tiefenlinie schneiden, fand die Zunge des Eisstroms während Stadium 1 ihr Ende (Abb. 80; 1). In der Gletscherchronologie KUHLES (1982a, S. 106 u. 1982b; Abb. 50) sind jene Moränenwälle Stadium VII (Jüngeres Dhaulagiri Stadium) zugeordnet. Eine Probe des rechten Stadium 1-Lateralmoränenaußenhangs (Probe 21) ist mit einem So von 11,52 sehr schlecht sortiert (Abb. 81; Abb. 84; P21). Auch der Tonanteil von 18,9 % ist charakteristisch für Moränenmaterial. Eine trimodale Häufigkeitsverteilung auf die Korngrößenklassen ergibt sich durch das relative Tonmaximum, einen Peak in der Mittelschlufffraktion (24,9 %) und einem relativen Maximum im Grobsand (22,6 %).

Die Frontposition des Khardung Khang E-Gletschers lag zu Stadium 1 in einer Höhe von 4730 m. Es errechnet sich eine damalige orographische Schneegrenze in 5401 m und eine zugehörige Schneegrenzabsenkung von 181 m.

Stadium 2

Nur wenige Meter unterhalb des Firstes der höchsten orographisch rechten Ufermoräne verläuft eine Lateralmoränenleiste (Abb. 85; \uparrow_2 , \uparrow_2), die, dort wo sie zur Tiefenlinie hin umbiegt, kaum noch kenntlich ist (Abb. 80; \downarrow^2). Eine komplementäre orographisch linke Laterofrontalmoränenleiste zieht ebenfalls von der Innenseite der Uferbildung des Stadiums 1 zur Tiefenlinie hinab (Abb. 80; \swarrow^2). Die Gletscherfront zu Stadium 2 lag in 4760 m ü. M. (Abb. 80; 2) Die orographische Schneegrenze verlief währenddessen in einer Höhe von 5416 m. Die Schneegrenzabsenkung betrug 166 m.

Nahe des durch das Gletschervorfeld führenden Pfads, unterhalb der auf Gletscherstand 2 zurückgehenden Lateralmoränenleiste, wurde Probe 22 entnommen (Abb. 85; \leftarrow). Die Probe jenes Ufermoräneninnenhangmaterials enthält 15 % Ton, was - genau wie ein Sortierungsgrad von 5,83 % - typisch für Moränenmaterial ist (Abb. 82, Abb. 84; P22). Durch einen Peak in der Feinsandfraktion (24,3 %) ergibt sich eine bimodale Korngrößenhäufigkeitsverteilung. Als „terminal grade“ nach DREIMANIS & VAGNERS (1973) könnte das Feinsandmaximum angesehen werden.

Stadium 3

Gletscherstand 3 lässt sich über eine gut erhaltene orographisch rechte Laterofrontalmoränenleiste rekonstruieren (Abb. 85; ←₃ ³↘). Ausgehend von der Vorfelddiefenlinie zieht die Leiste über 70 m den großen Ufermoräneninnenhang unterhalb des rekonstruierten Stadium 2-Gletscherpegels hinauf, um dann zunächst abrupt zu enden. Weiter in einwärtiger Richtung findet diese Moränenkante jedoch ihre Fortsetzung (Abb. 85; ³↘). Die an dieser Stelle besonders hohe Steilheit des Ufermoräneninnenhangs zeigt sich verantwortlich für das Aussetzen der Leiste. Das hier fehlende Lateralmoränenleistenverbindungsstück liegt - bedingt durch das hohe Gefälle - 20 m weiter hangabwärts als Rutschung vor (Abb. 85; ◇). Hier lagert es Satzendumoränenablagerungen an bzw. auf. KUHLE (1982a, S. 106 u. 1982b, Abb. 50) unterscheidet die Laterofrontalmoränenleiste und die Satzendumoränenablagerungen in die Stadien IX und X. Hier werden die Akkumulation der Satzendumoräne als zu Gletscherstand 3 bzw. als während des nachfolgenden Rückzugs abgelagert gedacht, so dass sie folglich kein weiteres Stadium repräsentieren. Der mit 11,0 % deutliche Peak in der Tonfraktion einer an den Satzendumoränenakkumulationen ergrabenen Proben (Probe 23) ist morärentypisch (Abb. 83, Abb. 84; P23). Der Sortierungsgrad des Materials liegt bei 3,87. Relative Maxima in der Tonfraktion beim Feinsandanteil (23,3 %) und in der Grobsandfraktion (15,9) bedingen eine trimodale Korngrößenhäufigkeitsverteilung.

Die Eisrandlage zu Stadium 3 befand sich in einer Höhe von 4992 m, wonach sich ein einstiger orographischer Schneegrenzverlauf in 5549 m ü. M. errechnen lässt. Die Schneegrenzabsenkung betrug 33 m.

Aktuelles Verhalten des Gletscherzungenendes und Stadium 4 (1977)

Die Gletscherfront konnte sowohl Ende September 2007 als auch Anfang Mai 2008 in Augenschein genommen werden. In diesem Zeitraum ist die Eisfrontposition und die Gestalt des Zungenendes unverändert geblieben. Eine aktuelle Zungendynamik ist aber auf Grundlage dieser relativ dicht aufeinander folgenden Geländebegehungen - zumal zwischen beiden Feldkampagnen nur Monate außerhalb der Hauptablationsperiode lagen - nicht auszuschließen. Die Form der Eisfront liefert ebenfalls keinen klaren Hinweis auf einen stattfindenden Rückzug. Zwar scheint der der steilen Stirn angegliederte und verschuttete linke Frontbereich im Niedertauen begriffen zu sein (Abb. 85; ●), das steile Aufragen der Stirn am rechten Gletscherrand jedoch deutet nicht auf einen Rückzug hin. Während zum

Ende des Massenhaushaltsjahres 2007 ein 2 m breiter Abfluss unter dem Eiskörper hervortrat, führte der subglazial angelegte Tunnel im Mai des darauffolgenden Jahres kein Schmelzwasser. Hier war der Gletschermund mit von den Tunnelwänden bzw. der -decke verstürzten Eisblöcken verfüllt (Abb. 87; ○).

Durch die Aufnahme KUHLES (1982b, Abb. 50) aus dem Jahr 1977, die ebenfalls Ende September (26.09) entstand, ist die damalige Eisfrontposition des Khardung Khang-Gletschers dokumentiert (Abb. 86). Das Zungenende lag in 5040 m ü. M. Es ergibt sich eine orographische Schneegrenze in 5573 m ü. M. Die zugehörige Schneegrenzdepression lag bei 9 m. Heute zeugt frischer Moränenschutt von dieser Gletscherausdehnung (Abb. 85; ←₄ 4). Ein bis zu 3 m hoher, wallartiger Endmoränenrest, der dort lagert, wo sich 1977 das verschuttete rechte Gletscherzungenende befand, belegt, dass um das Jahr 1977 herum ein Gletscherstand (Stadium 4) gezeitigt wurde (vgl. Abb. 86; ↖ mit Abb. 85; 4).

Stadium -1

Einwärtig überlagert von der rechten Stadium 1-Ufermoräne, ist eine Gletscherstand -1 anzeigende rechte Lateralbildung noch auf einer Länge von 300 m oberflächlich als Wall erhalten (Abb. 80; ↙⁻¹). Er endet in der Tiefenlinie des Ufermoränentälchens, das durch die Lateralmoräne des Stadiums 1 und durch einen weiteren Ufermoränenwall (Stadium -2) (Abb. 80; ↖₋₂) gebildet wird. Die zu Stadium -1 gehörige Zunge wird ca. in 4650 m ü. M., im Bereich der unterhalb des Gletschervorfelds liegenden Kone Khola Schlucht zu liegen gekommen sein. Es errechnet sich ein einstiges orographisches Schneegrenzniveau in 5378 m ü. M. Die zugehörige Schneegrenzabsenkung belief sich auf 204 m.

Stadium -2

Die Eisausdehnung zu Gletscherstand -2 wird über die oben bereits beschriebene Uferbildung rekonstruierbar (Abb. 80; ↖₋₂) Ihr Pendant findet sie in einem mit ihrem First WNW/SSE streichenden Ufermoränenrest (Abb. 80; ↘₋₂). Ein genetisch zugehöriger Lateralmoränenrest lagert 500 m hangaufwärts (Abb. 80; ↘₋₂). An das Vorfeld des Khardung Khang E-Gletschers schließt sich ein mehr als 100 m mächtiger Moränenrest an (Abb. 80; ←₋₂), der von KUHLE (1982a, S. 106 u. 107, 1982b, Abb. 51) den Stadien V und VI zugeordnet wird. Hier werden sie als letztmalig zu dem hier rekonstruierten Stadium -2 aufgebaut verstanden. Der Gletscher wird abwärtig der Kone Khola Schlucht, das heißt ca. bei 4550 m ü. M., zu liegen gekommen sein, wonach sich für den Khardung Khang E-Gletscher, der den Hauptstrom des

zusammengesetzten Stadium -2-Gletschers bildete, ein orographischer Schneegrenzverlauf in 5298 m ü. M. errechnet. Die zugehörige Schneegrenzabsenkung betrug 284 m.

2.5.7 Der Mittlere Khardung Khang N-Gletscher

Aktuell erreicht dieser an der Nordabdachung des Khardung Khang abfließende Gletscher den Hangfußbereich nahe der weitläufigen Passhöhe des Thorung La nur noch knapp (Abb. 1; 24, Abb. 88; 24, Abb. 89; o, Abb. 91; o). Seine Stirn endet hier in einem stark übertieften Zungenbecken, dessen Beckenboden bis zu 60 m niedriger als die ihn umrahmenden Firste der Randmoränenbildungen (Abb. 89; 1↗ 1↗ 1, Abb. 91; ↖₁ rechte 1) liegen. Die in S/N-Richtung hinabströmenden Eismassen messen bei einer Ausdehnung von 0,28 km² eine Länge von 1545 m (Gletscherschrund bis zur Stirn) und überwinden hierbei 740 Höhenmeter. Es handelt sich um ein steil verlaufendes Flankeneis, dessen Oberfläche stark spaltendurchsetzt ist (Abb. 89; →). Aus der in 5293 m ü. M. befindlichen Eisrandlage sowie dem mittleren Einzugsgebiet errechnet sich eine aktuelle orographische Schneegrenze in einer Höhe von 5804 m. Die rechnerisch ermittelte Gleichgewichtslinie verläuft somit in der gleichen Höhe, in der der Gletscher an seinem rechten Rand als Eisbalkon oberhalb einer Steilstufe sein Ende findet (Abb. 89; ↑). Nur linksseitig verbindet eine im Mittel 110 m breite Zunge die Stirn des Gletschers mit einem höher gelegenen flacheren Flankenbereich. Keinerlei Obermoräne lagert der Zehrgebietsoberfläche auf.

Im Einzugsgebiet des Mittleren Khardung Khang N-Gletschers stehen Kalke und Schiefer an (COLCHEN et al. 1980)

Stadium 1

Gletscherstand 1 wird belegt durch große das Zungenbecken umrahmende Randmoränenwälle (Abb. 89; 1↗ 1↗ 1, Abb. 91; ↖₁ rechte 1). Die zugehörige Eisrandlage befand sich in 5170 m ü. M. Die einstige orographische Schneegrenze verlief in einer Höhe von 5742 m. Die Schneegrenzdepression lag bei 62 m. KUHLE (1982a, S. 109 u. 1982b, Abb. 46) ordnet jene Moränenwälle dem Stadium VII (Jüngeres Dhaulagiri Stadium) zu. Aus dem vom linken Eisrand zu Stadium 1 abgelagerten Moränenwall rekrutiert sich ein tropfenförmiger Blockgletscher (Abb. 91; ◇). Das relativ flache Auslaufen seiner Stirn macht wahrscheinlich, dass der Fließvorgang im tiefsten Randbereich der Form stagniert (Abb. 91; ↗). Aufwärts die Blockgletscheroberfläche bildende Fließwülste jedoch treten deutlich frischer und steiler in Erscheinung (Abb. 91; →). Hier belegen sie die aktuelle Bewegung des Permafrostindikators.

Von der Zungenfront des damaligen Gletschers, wie auch von der Zunge des E-lichen Khardung Khang N-Gletschers (Gletscherzunge E-lich des Mittleren Khardung Khang N-Gletschers [Abb. 88, Karte 3, Karte 4]) ausgehend, wurde eine Sanderfläche gegen den orographisch rechten Ufermoränenwall des W-lichen Khardung Khang N-Gletschers geschüttet (Abb. 90; II). Das Korngrößendiagramm einer Probe dieses Schotterkörpers (Probe 24) zeigt die typischen Merkmale glazifluvial abgelagerten Materials (Abb. 93, Abb. 88; P24). Der mit 2,2 % geringe Tonanteil ist dem Durchtransport dieser feinsten Fraktion zuzuschreiben. Der Sortierungsgrad von 2,04 weist auf die selektiven Transport- und Ablagerungsbedingungen glazifluvialen Abflusses hin. Die Häufigkeitsverteilung auf die Korngrößeklassen ist wegen des relativen Maximums im Ton und aufgrund eines Grobsandpeaks (43,5 %) bimodal. 82,4 % des gesamten Probenmaterials entfallen auf die Mittelsand- (38,9 %) und die Grobsandfraktion.

Hangaufwärts des durch Probe 24 beprobten Sanders wurde mit Steinstreifen versehene, außerhalb der Gletschervorfelder lagernde und somit vor (zeitlich) Stadium 1 abgelagerte Grundmoräne beprobt (Probe 25) (Abb. 94, Abb. 88; P25). Eine Probe des die in Abständen von 15 bis 25 cm verlaufenden Steinstreifen (diese setzen sich hauptsächlich aus faustgroßen Tonschieferkomponenten zusammen) umgebenden Feinmaterials weist einen Sortierungsgrad von 3,72 auf. Der geringe Tonanteil von 4,5 % ist für Moräne eher untypisch. Ein relatives Maximum im Feinschluff (4,7 %) und ein deutlicher Peak im Grobsand (54,1 %) bedingen die bimodale Häufigkeitsverteilung auf die Korngrößeklassen. Das Grobsandmaximum ist wahrscheinlich, da die Probe aus nur ca. 30 cm unterhalb der Geländeoberfläche stammt, auf die frosthub- sowie nachfolgend gravitativ-bedingte Umlagerung der Fraktionen, die die Anreicherung gröberer bzw. die Abnahme feineren Materials in den obersten Bodenschichten bewirkt, zurückzuführen.

Stadium 2

Am Fuß des das Gletscherzungenbecken beschließenden Endmoränenwallinnenhangs lagern die Zeugen für Gletscherstand 2 (Abb. 89; $2 \nearrow 2 \searrow$, Abb. 91; $2 \nearrow 2$). Es sind Randmoränenleisten, die den damaligen Eisrand rekonstruierbar machen. Das zu Stadium 2 gehörige Gletscherzungenende lag in 5211 m ü. M. Der damalige orographische Schneegrenzverlauf befand sich in einer Höhe von 5763 m. Die Gleichgewichtslinienabsenkung betrug 41 m.

Stadium 3

Über einen bis zu 5 m hohen Endmoränenwall kann die Eisrandlage des Gletschers zu Stadium 3 rekonstruiert werden (Abb. 89; 3, Abb. 91; 3). Der Gletscher endete in 5240 m ü. M. Es errechnet sich eine orographische Schneegrenze in 5777 m ü. M. Die zugehörige Schneegrenzabsenkung betrug 27 m.

Aktuelles Eisrandverhalten und Stadium 4 (1977)

Da die Zungenoberfläche des Mittleren Khardung Khang N-Gletschers auf den letzten Dekametern reliefbedingt extrem steil zur Front abfällt (Abb. 89; ○), wird eine Einschätzung bezüglich ihrer aktuellen Dynamik aufgrund der Form des Gletscherzungenendes hier zusätzlich erschwert und soll daher ausbleiben.

Auch wenn auf der im Jahr 1977 (26.09) von KUHLE (1982b, Abb.46) gemachten Fotografie das Zungenende des Gletschers nicht erkennbar ist (Abb. 92), kann über die gedachte abwärtige Verlängerung des auf jenem Bild auszumachenden linken Eisrands auf die damalige Gletscherfrontposition geschlossen werden. Eine zum Zeitpunkt der eigenen Geländebegehung vom Gletscher linksseitig nur noch stellenweise berührte Felsnase (Abb. 89; □, Abb. 91; □) spaltete den Eiskörper 1977 noch auf, so dass ein Teil des Gletschers eigenständig in W-licher Richtung abfloss, nach 40 m jedoch schon zu liegen kam (Abb. 92; ←). Der linke Rand der damaligen rechten Teilzunge (Abb. 92; ↖) verlief dort, wo heute eine Laterofrontalmoränenleiste durchgängig bis zu einer in der Mitte des Zungenbeckenbodens gelegenen Endmoränenakkumulation erhalten ist (Abb. 89; 4 ←₄ ←₄, Abb. 91; ←₄ 4). Das heißt diese Randmoränen wurden um 1977 herum gebildet. Die Gletscherfront befand sich zu jenem Stadium 4 in einer Höhe von 5264 m. Der einstige orographische Schneegrenzverlauf lag in 5789 m ü. M. Die Schneegrenzabsenkung betrug 15 m.

Zu den vom rezent als Eisbalkon über der Steilstufe endenden Eisrand abgelagerten Moränen talaufwärts

Endet der Gletscher aktuell an seiner rechten Seite oberhalb einer nahezu vertikal abfallenden, 170 m hohen Steilpartie (Abb. 89; ↑), überwand er zu Stadium 1 jene Steilstufe (ob dies auch zu den jüngeren Stadien der Fall war, kann aufgrund fehlender morphologischer Hinweise nicht festgestellt werden, ist aber zumindest für Stadium 2 sehr wahrscheinlich) und entsendete - wie ein in 5562 m ü. M. terminierender Randmoränenbogen belegt (Abb. 91;

linke 1) - eine weitere Gletscherteilzunge bis auf den orographisch linken Talboden unterhalb der Thorung La Einsattelung.

2.5.8 Der W-liche Khardung Khang N-Gletscher

Dieser N-wärts abfließende Gletscher, der mit einer Kegelgletscherzunge (KUHLE 1982b, Bildunterschrift zu Abb.45) ausläuft, misst von seinem an der Nordwand des Khardung Khang in 6165 m ü. M. verlaufenden Bergschrund bis zu seiner mit mächtiger Obermoräne beladenen Stirn (Abb. 90; ✓) in einer Höhe von 4970 m eine Länge von 2700 m (Abb. 1; 25, Abb. 88; 25). Die Eismassen müssen hier - ähnlich wie es beim Mittleren Khardung Khang N-Gletscher der Fall ist - eine 430 m hohen Steilwand überwinden (Abb. 90; linker Bildrand). Dieses Steilstück ist ursächlich für die Zweiteilung des Gletschers. Als bis zu 50 m hoher Eisabbruch setzt das Eis zwischenzeitlich oberhalb einer Steilwandpartie aus und macht nur an seinem linken Rand den Versuch den Wandbereich zu umfließen, erreicht aber den Talbodenbereich nicht, sondern endet hier in 5439 m ü. M (Abb. 90; o). Am Fuß des Steilabfalls sammelt sich ein kegelförmig akkumuliertes Eis-Schuttgemisch (Abb. 90; ◇), um sich als obermoränenbedeckte Eiszunge über 550 m talabwärts fortzusetzen. Insgesamt nimmt der Gletscher eine Fläche von 0,66 km² ein.

An die komplett mit Schutt überzogene Gletscherzunge schließt sich ein Ablationsmoränenfeld an, das eine Vielzahl Kames sowie Toteisreste aufweist (Abb. 90; zwischen ✓ u. 1). Aus der mit dem Khardung Khang in 6484 m ü. M. kulminierenden Kammumrahmung des Nährgebiets und der Gletscherfrontposition in 4970 m ü. M. ermittelt sich ein aktuelles orographisches Schneegrenzniveau in einer Höhe von 5676 m.

Im Einzugsgebiet des W-lichen Khardung Khang N-Gletschers stehen Kalke und Schiefer an (COLCHEN et al. 1980).

Stadium 1

Das oben erwähnte Ablationsmoränenfeld und die aktuelle Gletscherzunge befinden sich innerhalb bis zu 40 m hoher Randmoränenwälle (Abb. 90; 1 ✓¹). KUHLE (1982a, S. 109 u. 1982b, Abb. 45) ordnet jene Moränenwälle dem Stadium VII zu. Der Endmoränenbereich jener Eisrandbildungen belegt ein einstiges Gletscherzungenende einer Höhe von 4872 m (Abb. 90; 1). Die hierzu gehörige orographische Schneegrenze verlief in 5610 m. Die Schneegrenzdepression betrug 66 m. Auch an den First des hier vorliegenden Stadium 1-Endmoränenwalls schließt sich eine Schotterflur an (siehe Abb. 88).

Stadium 2

Eine in gleicher Höhe wie der First der Stadium 1-Ufermoräne verlaufende Moränenleiste belegt die rechtsseitige Gletscherausdehnung im Zungenendbereich zu Stadium 2 (Abb. 90; ↙²). Eine zugehörige Eisrandlage war in dem einer hohen Umlagerungsdynamik unterliegenden Ablationsmoränenfeld zwischen dem aktuellen Zungenende und dem Stadium 1-Endmoränenwall nicht nachweisbar (Abb. 90; zwischen ↙ u. 1). Folglich lässt sich kein entsprechender orographischer Schneegrenzverlauf und auch keine Schneegrenzabsenkung zu Gletscherstand 2 bestimmen.

Obwohl der Thorung La sowohl im September des Jahres 2007 als auch im Mai 2008 begangen wurde, konnte das Vorfeld des E-lichen Khardung Khang N-Gletschers (Gletscherzunge E-lich des Mittleren Khardung Khang N-Gletschers [Abb. 88, Karte 3, Karte 4]) wegen jeweils schlechter Witterung nicht fotografisch festgehalten werden. Über Satellitenbilder wird jedoch deutlich, dass auch vor diesem Eisstrom ein ähnlicher Endmoränenbogen lagert, wie er zu Stadium 1 der beiden W-lich liegenden Gletscher ausgeprägt ist.

2.5.9 Zusammenfassung der jüngeren Glazialgeschichte der Gletscher im Einzugsgebiet des Kone Khola sowie des Mittleren und W-lichen Khardung Khang N-Gletschers

Alle hier betrachteten sieben Gletscher enden mit ihren Zungen in von bis zu 80 m hohen Stadium 1-Moränenwällen eingefassten Vorfeldern (Abb. 69; ¹↘ ←₁ 1, Abb. 73; ↖₁ ↑₁ ←₁ ↓¹ ↓¹, Abb. 74; ¹↘ 1↗ ↖₁, Abb. 75; ↖₁, Abb. 76; ↖₁ ↖₁ ↖₁ 1↗ ←₁ 1, Abb. 77; ↖₁ 1 ←₁ ←₁, Abb. 80; 1 ¹↘ ¹↘, Abb. 85; ¹↘ ¹↘ ¹↘, Abb. 89; 1↗ 1↗ 1, Abb. 91; ↖₁ 1 1, Abb. 90; 1 ↙¹). Außer im Fall des Shya Gang S-Gletschervorfelds werden jene Randmoränen von KUHLE (1982a u. 1982b) dem Stadium VII (Jüngeres Dhaulagiri Stadium) zugeordnet, das in der Gletscherstandschronologie Hochasiens ein erstes historisches Stadium repräsentiert (1700-400 vor 1950 AD; siehe Abb. 112) (KUHLE 1986a, S. 454 u. 2001, S. 125). Auch unterhalb des Shya Gang S-Gletscher wurden jene Stadium 1-Moränen vorgefunden (Abb. 69; ¹↘ ←₁ 1). Die Gletscherstand 1-Randmoränen aller sieben untersuchten Gletscher sind im Verhältnis zu auswärtig vorliegenden Grundmoränenoberflächen und Ufermoränenablagerungen

unkonsolidierter, weniger stark oxidationsverwittert und gänzlich vegetationsfrei. Die Schneegrenzdepressionen zu Stadium 1 variierten zwischen 62 und 237 m.

Die Übereinstimmung zur relativchronologischen Einordnung KUHLES (1982a u. 1982b) ergibt sich hier - wo KUHLE das Gletschervorfeld nicht dokumentiert hat - nicht aus dem Umstand, dass dieselben Moränen als Stadium 1 bzw. Stadium VII (Jüngeres Dhaulagiri Stadium) ausgewiesen wurden, sondern geht aus drei weiteren über Ufermoränen belegten Gletscherstadien (Stadium -1; -2; -3) hervor, die zwischen den, hier dem Gletscherstand 1 zugeordneten Moränen, und einer von KUHLE (1982b, Abb. 53) als Stadium IV ausgewiesenen Lateralmoräne (Abb. 71; ↓⁻⁴ -4) im unteren Lupratse Khola lagern (Abb. 69; ←₋₁ -1 -1↘ -2↘ -3↘, Abb. 71; ↙⁻³ -3↘ -3). Sie müssten in der Einordnung KUHLES den Stadien VII, VI und V zugeordnet werden, so dass für die Stadium 1-Moränen die Ausweisung als Gletscherstand VII bei KUHLE (1982a u. 1982b) zwangsläufig zu fordern ist. In der Gletscherstandschronologie Hochasiens handelt es sich bei den Stadien V, VI und VII um neoglaziale Gletscherstände (5500-1700 v. 1950 AD; siehe Abb. 112) (KUHLE 1986a, S. 454 u. 2001, S. 125).

Das Vorliegen von Eisrandbildungen, dort wo sich - über Fotografien nachweislich - die Gletscherränder 1977 befanden, macht in drei Fällen ein Gletscherstadium 4 als um 1977 herum aufgeschoben zeitlich fixierbar (vgl. Abb. 73; ↗⁴ 4, Abb. 74; rechte 4, Abb. 75; ↗⁴ 4↑ 4, Abb. 76; ↗⁴ 4 mit Abb. 78; ↑, vgl. Abb. 85; ←₄ 4 mit Abb. 86; ↖ u. vgl. Abb. 89; 4 ←₄ ←₄, Abb. 91; ←₄ 4 mit Abb. 92; ↖). Auch für den Jinian W-Gletscher wurde eine morphologisch wie lagebezüglich analoge linke Laterofrontalmoräne diagnostiziert, die folglich dem Stadium 4 zugeordnet wurde (Abb. 74; linke 4 ↙⁴). Das chaotische Ablationsmoränenenvorfeld des W-lichen Khardung Khang N-Gletschers (hier ist auch die Gletscherstirn ausnehmend mächtig obermoränenummantelt) zeigt keine solche Eisrandbildung (Abb. 90; zwischen ↙ u. 1). Den Zungen des Shya Gang S-Gletschers wie des Rechten-Nebengletschers des Jinian W-Gletschers konnte sich für die mögliche Rekonstruktion eines Stadiums 4 nicht hinreichend genähert werden. Die Schneegrenzabsenkungen zu Gletscherstand 4 lagen zwischen 9 und 33 m.

An allen sieben Gletschern wird durch am Innenhang der Stadium 1-Moränenwälle verlaufende Randmoränen ein Gletscherstand 2 evident (Abb. 69; ↖₂ 2 ←₂ 2↘, Abb. 73; ↖₂ ←₂, Abb. 76; ↓² 2, Abb. 77; ↙² ↙² 2, Abb. 80; ↓² ↙² 2, Abb. 85; ↑₂ ↑₂, Abb. 89; ↗² 2↘ 2, Abb. 91; ↗² 2, Abb. 90; ↙²). Die jeweils zugehörigen Gletscherfrontpositionen befanden sich zu diesem Stadium nur wenige Dekameter einwärts der Zungenenden zu Stadium 1. Die Schneegrenzdepressionen zu diesem zweiten Gletscherstand lagen zwischen 41 und 225 m.

In vier Fällen belegen Randmoränen einen weiteren Gletscherstand 3 (Abb. 73; $\uparrow_3 \uparrow_3$, Abb. 76; $\swarrow^3 \uparrow_3$, Abb. 74; $\leftarrow_3 \uparrow_3 \uparrow_3$, Abb. 75; \nwarrow_3). Die Schneegrenzabsenkungen variierten hier von 27 bis 78 m.

Auswärts der Gletschervorfelder belegen ältere Ufermoränenwälle die Eisausdehnungen zu Stadium -1 (Abb. 69; $\nwarrow^{-1} \leftarrow^{-1} \uparrow^{-1}$, Abb. 73; $\downarrow_{-1} \downarrow_{-1} \nwarrow^{-1}$, Abb. 74; $\swarrow^{-1} \swarrow^{-1}$, Abb. 77; \leftarrow^{-1} , Abb. 85; $\swarrow^{-1} \swarrow^{-1} \swarrow^{-1}$ Abb. 80; \swarrow^{-1}). Im Fall der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers sowie des Jinian W-Gletschers und seines Rechten-Nebengletschers ordnet KUHLE (1982a, S. 105 u. 1982b, Abb. 51) diese Moränen dem Stadium VII zu, das bei ihm später ein letzter neoglazialer Gletscherstand ist (2000-1700 v. 1950 AD; siehe Abb. 112). Die Schneegrenzabsenkungen zu Gletscherstand -1 lagen zwischen 141 und 268 m. Für den Khardung Khang E-Gletscher und den Shya Gang S-Gletscher konnte jeweils ein Stadium -2 rekonstruiert werden (Abb. 69; \nwarrow^{-2} , Abb. 80; $\nwarrow_{-2} \nwarrow_{-2} \nwarrow_{-2}$). Beim Khardung Khang E-Gletscher ordnet KUHLE (1982a, S. 106 u. 107, 1982b, Abb. 51) den als zu Stadium -2 abgelegt verstandenen Moränenrest den Stadien V und VI zu, die in der Stadienchronologie Hochasiens ein erster und zweiter neoglazialer Gletscherstand sind (5500-2000 v. 1950 AD; siehe Abb. 112) (KUHLE 1986a, S. 454 u. 2001, S. 125). Die Schneegrenzabsenkungen betragen 346 bzw. 284 m. Auf einem vom Shya Gang S-Gletscher zu Stadium -2 aufgeschobenen Moränenwallaußenhang wurde eine Flechtenkolonie (*Rhizocarpon Geograficum*) gefunden, deren größter Thalli 9 cm in seiner längstens Achse misst (Abb. 70). Auf dem Außenhang einer Randmoräne, die zu Stadium -1 von einem aus der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers sowie Jinian W-Gletscher und seinem Rechten-Nebengletscher zusammengesetzten Eisstrom abgelagert wurde, liegen Flechten vor, deren größte 10 cm Längsachsenausdehnung aufweist (Abb. 79).

3 Allgemeiner Teil

3.1 Zu den Ergebnissen der Sieb- und Pipettanalyse und der Einzelkornmorphoskopie

Sieb- und Pipettanalyse

Auch wenn die statistische Aussagekraft bei 25 genommenen Sedimentproben beschränkt bleibt, so zeigt der Blick auf Abb. 96 doch, dass die Idee von höheren Tongehalten und höheren Sortierungskoeffizienten (So) bei Moränenmaterial im Verhältnis zu glazifluvialen Sedimenten (siehe 1.8.3.1) auch für die beprobten jungen Randmoränen ihre Berechtigung zu haben scheint.

Die Sortierungskoeffizienten der den glazifluvialen Sedimenten entnommenen 15 Proben liegen zwischen 2,0 und 8,9 (Abb. 96). Mit 8,9 liegt hiervon lediglich der So-Wert von Probe 8 deutlich abseitig von allen übrigen, die zwischen 2,0 und 5,4 variieren. Von diesen 14 Proben wiederum weisen 10 So-Werte zwischen 2,0 und 3,4 auf.

Die Streuung der Sortierungskoeffizienten der Moränenproben ist deutlich größer. Hier variieren die So-Werte der insgesamt 9 Proben von 2,9 bis 11,5, wobei 6 Werte zwischen 2,9 und 5,8 liegen und 4 weitere ein Wertepaket zwischen 9,0 und 11,5 bilden (Abb. 96).

Die Schmelzwassersedimentproben weisen Tongehalte zwischen 2,2 und 13 % auf. Wie es auch bei den Sortierungskoeffizienten der Fall ist, ist mit 13 % auch der Tongehalt von Probe 8 deutlich höher als die Tonanteile der übrigen glazifluvialen Proben, welche zwischen 2,2 und 8,7 % liegen (Abb. 96). Demgegenüber steht eine deutlich größere Streuung der Tongehalte bei den 11 Moränenproben. Hier variieren die Anteile der feinsten Korngrößenklasse von 4,5 bis 21 %.

Nicht nur die gegenüber glazifluvialen Sedimenten zumeist höheren Tonanteile und Sortierungsgrade entsprechen der unter 1.8.3.1 erläuterten Vorstellung moränaler Feinmaterialcharakteristik (siehe hierzu KUHLE 1991a, S. 41 ff, 1999 S. 10 ff, 2001, S. 135 ff, u. WINKLER 1996, S. 87 u. 368). Auch die größere Streuung der Tonanteile und Sortierungskoeffizienten bei Moränenmaterial passt zur Auffassung von im Verhältnis zum Schmelzwassermilieu chaotischeren und daher verschiedenartigere Feinmaterialzusammensetzungen hervorbringenden Transport- und Ablagerungsmechanismen unter glazialen Bedingungen.

Ein weiteres für die gletschernahen Schmelzwassersedimente charakteristisches Merkmal sind hohe Anteile in der Mittelsand- und Grobsandfraktion. In 10 von 14 Fällen entfallen mehr als

50 % des Gesamtanteils auf diese beiden Fraktionen. Jener Umstand muss als Folge des unter glazifluvialen Bedingungen mengenmäßig höheren Durchtransports der feineren Fraktionen verstanden werden.

Alle 25 Sedimentproben weisen eine multimodale Häufigkeitsverteilung auf die Korngrößenklassen auf, so dass diese nach DREIMANIS & VAGNERS (1971, S. 244) bei ferntransportierten Grundmoränen vorgefundenen Eigenschaften auch für weniger weit verfrachtete, jüngere Randmoränen gelten können. Da aber auch die glazifluvialen Sedimentproben multimodale Häufigkeitsverteilungen zeigen, grenzen sich die beprobten End- und Ufermoränenwälle durch dieses alleinige Merkmal nicht gegen gletschernah akkumulierte Schmelzwassersedimente ab. Auffällig ist, dass Schmelzwassersedimente zumeist lediglich eine bimodale Verteilung zeigen (bspw. Abb. 25, Abb. 27, Abb. 29 u. Abb. 30), während Moränenproben häufig auch drei oder gar vier Maxima aufweisen (Abb. 10, Abb. 81, Abb. 83). Bei glazifluvialen Sedimenten kommt eine Bimodalität jedoch häufig nur zustande, da neben einem zumeist im Mittel- oder Grobsand auftretenden Peak ein sehr schwach vertretenes relatives Maximum in der Tonfraktion vorliegt, welches geringfügig mehr Anteile hält als die benachbarte Feinschluffklasse (bspw. Abb. 25, Abb. 27, Abb. 29 u. Abb. 30). Bei Moränenmaterial sind die Anteile im zweiten oder - wenn vorhanden - dritten Maximum deutlich höher (Abb. 10, Abb. 24, Abb. 81, Abb. 82, Abb. 83).

„Terminal grades“ im Sinne von DREIMANIS & VAGNERS (1971) lassen sich mit den 10 genommenen Moränenproben nicht nachweisen. Zwar stechen bei einigen dieser Proben Peaks heraus, welche die übrigen Fraktionen deutlich überragen, ob es sich hierbei aber um für die mineralische Zusammensetzung des jeweiligen Diamiktits typische Peaks handelt oder nicht, könnte nur durch eine Vielzahl einem Moränenkomplex entnommener Proben abgesichert werden. Ob dieses Merkmal ferntransportierter Grundmoräne auch für Randmoränen zutrifft, die nahe des aktuellen Gletscherzungenendes abgelagert wurden, bleibt somit offen.

Einzelkornmorphometrie (Quarzkornmorphometrie)

Die Tatsache, dass in den Einzugsgebieten der untersuchten Gletscher überwiegend quarzarme Schiefer- und Sedimentgesteinsserien anstehen, spiegelt sich in den Zusammensetzungen der Proben wider. Sie bestehen zumeist größtenteils aus Biotit-, Muskovit- und Calcitkörnern. Die aufgrund statistischer Signifikanzkriterien für die Durchführung der Methode notwendigen mindestens 200 Quarzkörner (siehe 1.8.3.2) konnten

nur in den Mittelsandfraktionen von 4 Proben gezählt werden. 7 der 25 Sedimentproben enthielten gar keine Quarzkörner der Größe 200-630 μm .

Bezieht man dennoch alle Proben in die Auswertung mit ein, so lassen sich durch sie keine tendenziell unterschiedlichen morphometrischen Charakteristika bei Moränenmaterial im Vergleich zu glazifluvialen Sedimenten feststellen. Bei ersteren schwankt der Anteil glazial gebrochener/frisch verwitterter Quarzkörner zwischen 74,4 und 94,2 %. Die Schmelzwassersedimente enthalten zwischen 71,4 und 92,1 % glazial gebrochenes/frisch verwittertes Material. Den zweitgrößten Anteil an der Gesamtmittelsandfraktionsmenge stellen immer die glazifluvial polierten Körner. Nur in 6 Proben konnten überhaupt äolisch mattierte Körner in der Mittelsandfraktion gefunden werden. Ihre Anteile schwanken hier zwischen 0,45 und 2,0 %. Die bei glazifluvialen Sedimenten und Moränenmaterial gleichermaßen geringen fluvial polierten Anteile werden verständlich über den nur kurzen proglazialen Transportweg, den die beprobten Schmelzwassersedimente zurück gelegt haben (geringe fluvial polierte Anteile in der Mittelsandfraktion von Moränenmaterial sind ohnehin erwartungsgemäß). Das glazifluviale Material wurde in einigen 100 m bis wenigen km Entfernung zum aktuellen Gletscherzungenende entnommen⁹. Den genommenen Proben zufolge scheinen glazifluviale Transportstrecken solcher Größenordnungen für eine bezüglich der Form sichtliche Überprägung der zum Mittelsand gehörigen Quarzkörner nicht auszureichen. Auch bei den Formen der übrigen Körner (zumeist Glimmer und Calcit) sind keine morphometrisch differierenden Ausprägungen zwischen beiden Sedimentarten sichtbar. Es muss darauf hingewiesen werden, dass eine zweifelsfreie Unterscheidung glazifluvialer Sedimente von Moränenmaterial, lediglich aufgrund der hier aufgenommen sedimentologischen Merkmale (Korngrößenverteilung und Morphometrie), nicht möglich ist. Jene können immer nur als weitere Testimplikation zu den geomorphologischen Befunden bzw. zu den aus den Strukturen von Aufschlüssen gewonnenen Erkenntnissen hinzugezogen werden.

⁹ Die jeweilige Entfernung des Probenentnahmestortes zum aktuellen Zungenende entspricht aufgrund anderer früherer Gletscherfrontpositionen zwar nicht der tatsächlichen glazifluvialen Transportstrecke (in den meisten Fällen war sie höchstwahrscheinlich aufgrund während der Sedimentation tiefer hinabreichender Gletscher sogar noch geringer), zeigt aber doch an, dass durchschnittlich nur verhältnismäßig kurzer Schmelzwassertransport stattgefunden hat.

3.2 Die aktuelle klimatische Schneegrenze berechnet nach der Methode VON HÖFER (abgewandelt) und der Methode KUHLE

Bei der Berechnung der klimatischen Schneegrenzverläufe nach VON HÖFER (1879) wurden die stark moränenbedeckten Gletscher nicht mit berücksichtigt. Hierzu zählen der Yamkim Peak N-Gletscher, der Rechte-Nebengletscher des Tongu-Gletschers, der Jinian W-Gletscher sowie der W-lichste der Khardung Khang N-Gletscher. Beim obermoränenbedingten Ablationsschutz handelt es sich um einen vom Klima abgekoppelten Einflussfaktor, der sich auf die berechneten orographischen Schneegrenzhöhen der vier Gletscher vermindern auswirkt. Die Hinzunahme dieser vier Schneegrenzverläufe bei der Bestimmung der klimatischen Schneegrenze wäre daher nicht zweckdienlich.

Unter Berücksichtigung der übrigen 20 Gletscher ergibt sich für das gesamte Arbeitsgebiet ein klimatischer Schneegrenzverlauf in einer Höhe von 5749 m (da sich die untersuchten Gletscher bezüglich ihrer Auslage nicht zu gleichen Anteilen auf die Himmelsrichtungen verteilen, wurden alle hier angegebenen klimatischen Schneegrenzen aus dem Mittel der Schneegrenzen von vier Expositionssektoren [N- bis einschließlich ENE-Auslage; E- bis einschließlich SSE-Auslage; S- bis einschließlich WSW-Auslage; W- bis einschließlich NNW-Auslage] berechnet).

In die Berechnung der aktuellen klimatischen Schneegrenze für das gesamte Untersuchungsgebiet nach der Methode KUHLE (1986b) flossen alle Gletscher mit ein. Dieses Schneegrenzberechnungsverfahren bietet auch für den Fall eines Gletschers, dessen Ablationsgebiet zu mehr als 25 % mit Obermoräne bedeckt ist, die Möglichkeit über einen speziellen FSD-Faktor eine Annäherung an die reale Schneegrenze zu vollführen (siehe 1.8.5.2), so dass die fünf Gletscher, die ihrer starken Schuttummantelung wegen bei der Schneegrenzbestimmungsmethode nach VON HÖFER außen vorbleiben, hier in die Berechnung mit einbezogen werden dürfen. Unter Berücksichtigung der 25 besuchten Gletscher verläuft - nach der Methode KUHLE bestimmt - die aktuelle klimatische Schneegrenze in 5742 m ü. M., das heißt nur 7 m tiefer als selbige berechnet nach VON HÖFER.

Auffällig sind die unterschiedlichen Schneegrenzverläufe zwischen den Gletschern E-lich des Thak Kholo Grabens und den Eisströmen W-lich des Durchbruchtals (siehe Abb. 98 u. Abb. 99). So erhält man auf Basis der Gletscher im Einzugsgebiet des Cha Lungpa sowie des Unbekannten Tals nach VON HÖFER (1879) eine aktuelle klimatische Schneegrenze in 5811 m ü. M., während sich für den E-lich des Kali Gandaki gelegenen Teil des Arbeitsgebietes anhand der hier besuchten Eisströme ein aktueller klimatischer Schneegrenzverlauf in 5604 m

ü. M. errechnet. Nach der Methode KUHLE (1986b) verläuft die aktuelle klimatische Schneegrenze im Arbeitsgebiet W-lich des Kali Gandaki in 5827 m und E-lich des Durchbruchtals in 5600 m ü. M. Das für das E-liche Teilgebiet errechnete Schneegrenzniveau stimmt ca. überein mit dem von KÜNKEL (2008, S. 63) nach der Methode KUHLE für den E-lich ans Untersuchungsgebiet anschließenden und ebenfalls zum Einzugsgebiet des Marsyandhi Khola gehörenden Damodar-Himalaja bestimmten Schneegrenzverlauf in 5623 m ü. M. Jene Berechnung erfolgte auf Basis einer im September 2007 durchgeführten Geländebegehung.

Es zeigt sich, dass sich bei der Verwendung des KUHLSchen Verfahrens auch bei den Berechnungen der klimatischen Schneegrenzen für die beiden Teilgebiete beinahe dieselben Ergebnisse wie nach der Methode VON HÖFERS ergeben. Kann sich die Berücksichtigung des Reliefs durch die Verwendung der Methode KUHLE gegenüber der Berechnung nach VON HÖFER im Einzelfall stark modifizierend auf das Ergebnis auswirken (für den Khangsar Khang-Gletscher bspw. errechnet sich nach der Methode VON HÖFER ein aktueller orographischer Schneegrenzverlauf in 5583 m ü. M.; nach dem Verfahren KUHLE erhält man für selben Gletscher eine aktuelle orographische Schneegrenze in 5380 m ü. M.), so heben sich im Fall des Arbeitsgebietes die aus der Anwendung der beiden Verfahren hervorgehenden Differenzbeträge bei einer Mittelung, wie sie für die Bestimmung der klimatischen Schneegrenzen (für das gesamte Arbeitsgebiet und für die beiden Teilgebiete) durchgeführt wurde, wieder auf. Der sich nach Verwendung beider Methoden ergebende Schneegrenzhöhenunterschied (nach VON HÖFER 207 m; nach KUHLE 227 m) zwischen den beiden Teiluntersuchungsgebieten wird, da in die Berechnungen der beiden aktuellen klimatischen Schneegrenzen Gletscher mit jeweils sehr verschiedenen Winkeldifferenzbeträgen (siehe 1.8.5.2) eingehen, die alle vier Auslagensektoren repräsentieren (N- bis einschließlich ENE-Auslage; E-bis einschließlich SSE-Auslage; S- bis einschließlich WSW-Auslage; W- bis einschließlich NNW-Auslage), folglich nur als Folge unterschiedlicher klimatischer Einflüsse verständlich. Speziell der Umstand, dass auch die Berechnung mittels der Methode KUHLE, die die Neigungsverhältnisse von Nähr- und Zehrgebieten mit einbezieht, einen ähnlichen Unterschied der klimatischen Schneegrenzverläufe zwischen beiden Teilgebieten zum Ergebnis hat, spricht gegen eine reliefinduzierte Ursache.

Manang, in 3540 m ü. M. gelegen, ist die letzte größere Siedlung im Marsyandi Khola (siehe Abb. 1). Hier beträgt der mittlere jährliche Niederschlag 385 mm (nach den Daten des Dept. Of Meteorology, Kathmandu, Nepal, zitiert nach: SCHMELZER 2000, Anhang A). Hiervon

entfallen mehr als 35 % auf die außermossunalen Monate zwischen Anfang Oktober und Ende April. PUTKONEN (2004, S. 245) weist darauf hin, dass der von Oktober bis Mai fallende Niederschlag in der Region auch über 4400 m ü. M. noch mit der Höhe zunimmt¹⁰, so dass im Einzugsgebiet des Marsyandhi Khola von deutlich höheren Jahresniederschlägen in den Gletscherregionen ausgegangen werden muss (über 5000 m ü. M. wahrscheinlich mehr als 600 mm). Im Unbekannten Tal bestimmten FUJITA et al. (2001, S. 33) zwischen dem 1.8.1998 und dem 30.9.1999 in einer Höhe von 5267 m (im Vorfeld des Mukut-Gletschers) eine Jahresniederschlagsmenge von 450 mm. Nach jener Totalisator- wie Kippwaagenmessung fielen hier 97 % des jährlichen Niederschlags von Anfang Mai bis Ende September. Die Repräsentativität dieser Messung bezüglich des mittleren jährlichen Niederschlags im Unbekannten Tal ist jedoch zum einen durch methodische Schwierigkeiten bei der Messung (siehe FUJITA et al. 2001, S. 33) und zum anderen aufgrund fehlender Vergleichsmessungen nicht gesichert. Das beinahe komplette Ausbleiben von Schneefällen während der Trockenzeit stellt sicher auch im W-lichen Teil des Arbeitsgebietes eine Ausnahme dar. So berichtet ein einheimisches Mitglied der eigenen Expeditionen von plötzlich einsetzendem Schneefall aus dem Unbekannten Tal, der in einer Dezembarnacht eine hüfttiefe Schneedecke produzierte, die den Dhampus Pass unpassierbar machte. Hierbei handelt es sich um die gefürchteten Winterschneefälle, die aus Störungen der Westwinddrift resultieren und daher das gesamte Arbeitsgebiet betreffen.

Die Tatsache aber, dass FUJITA et al. (2001, S. 33) im Frühjahr und Herbst, das heißt in der Vor- und Nachmonsunzeit (März, April, Oktober, November) beinahe keine Niederschläge im Unbekannten Tal feststellen konnten, solche jedoch in Manang regelmäßig zu verzeichnen sind (siehe Daten des Dept. Of Meteorology, Kathmandu, Nepal, zitiert aus: SCHMELZER 2000, Anhang A), würde zur Vorstellung passen, dass der E-liche Teil des Arbeitsgebietes durch seine direkte Anbindung zur Feuchtigkeit bereitstellenden Himalajasüdabdachung mehr Niederschläge in den Monaten März bis September erhält als das Einzugsgebiet des Cha Lungpa. Während das Cha Lungpa erst N-lich des Hohen Himalaja Anschluss an das Kali Gandaki findet und sich daher die Monsunbewölkung, insbesondere um ins Unbekannte Tal zu gelangen, ihren Weg über die Einsattelungen und Scharten der Talscheiden bahnen muss und hierbei an Feuchtigkeit verliert (oder wie im August und September 2007 beobachtet häufig sogar gänzlich auflösen [siehe 1.6]), können feuchte Luftmassen durch den Hohen Himalajadurchbruch des Marsyandi Khola bis zu den im Kone- bzw. Khangsar Khola

¹⁰ Die Monsunniederschläge hingegen erreichen nach PUTKONEN (2004, S. 245) ihr Maximum in 3000 m ü. M.

verorteten Gletschern vorstoßen und hier niederschlagswirksam werden. Nicht nur das durch höhere Niederschlagsmengen bedingte Ernährungsplus ist bei der Ursachenklärung der ca. 200 m betragenden Schneegrenzhöhendifferenz zwischen den beiden Teilgebieten zu berücksichtigen. Verfolgt man den eingeschlagenen Erklärungsansatz, ist auch die im Marsyandi Khola durch den auf das Jahr betrachtet höheren Bewölkungsgrad hervorgerufene Verminderung der Einstrahlung und die durch Neuschnee bedingte Erhöhung der Albedo der Gletscher und ihrer Umgebungen mit ins Kalkül zu ziehen. Beide sind als positive Effekte hinsichtlich der Massenbilanz der Gletscher im E-lichen Teil des Arbeitsgebietes zu erachten und daher höchstwahrscheinlich mitverantwortlich für den im Vergleich zum Cha Lungpa Einzugsgebiet aktuell hier tieferen klimatischen Schneegrenzverlauf.

3.3 Zu den rekonstruierten Gletscherständen

3.3.1 Gletscherstadium 4 und seine Ursachen

An neun der untersuchten 25 Gletschern konnte über den Vergleich der Zungenfrontpositionen in den Jahren 2007 und 2008 mit der fotografisch festgehaltenen Situation Mitte bis Ende der 1970er Jahre bzw. 1980 belegt werden, dass ca. im Zeitraum von 1974 bis 1980 ein Gletscherstadium gezeitigt wurde. Heute vorliegende Laterofrontal- und Endmoränen markieren den damaligen Zungenrand (vgl. hierzu KUHLE 1982b, Abb. 12 [Abb. 5; ↘], FUJITA 2001, Fig. 2 u. NAKAWO, (S. 3 o. J.) [Abb. 4; ↓] mit Abb. 3; 4⁴↓ u. Abb. 9; rechte 4⁴↓ / vgl. KUHLE 1982b, Abb. 12 [Abb. 17; ↗] mit Abb. 14; 4, ←₄ u. Abb. 15; ←₄ / vgl. KUHLE 1982b, Abb. 12 [Abb. 17; ↘] mit Abb. 16 4→ 4 / vgl. KUHLE 1982b, Abb. 12 [Abb. 17; ↖] mit Abb. 19; ↖₄ 4 / vgl. KUHLE 1982b, Abb. 64 [Abb. 66; ↘] mit Abb. 64; ↘⁴ ↓⁴ / vgl. KUHLE 1982b, Abb. 65 [Abb. 62; → ←] u. RÖTHLISBERGER 1986, Abb. 98 [→ ←] mit Abb. Abb. 60; 4 4→ ←₄ ↑₄ / vgl. KUHLE 1982b, Abb. 50 [Abb. 78; ↑] mit Abb. 73; 4 4↗, Abb. 75; 4 4↗ u. Abb. 76; 4 4↗ / vgl. KUHLE 1982b, Abb. 50 [Abb. 86; ↖] mit Abb. 85; 4 ←₄ / vgl. KUHLE 1982b, Abb. 46 [Abb. 92; ↖] mit Abb. 89; ←₄ ←₄ 4 u. Abb. 91; 4 ←₄). Die Fotografien belegen somit, dass sie zu einer Zeit gemacht wurden, in der es zum Aufbau dieser Randablagerungen kam, das heißt das Gletscherende entweder die maximale Ausdehnung während eines Vorstoßes erreicht hatte oder aber die Zungenfront während eines andauernden Rückzuges über stagnierte. Ähnlich frische Randmoränen, wie sie über Fotos für diese acht Gletscher als ca. von 1974 bis 1980 abgelagert erkannt werden konnten, lagern vor acht weiteren Gletschern ebenfalls unweit der aktuellen Eisfronten (siehe Abb. 9; 4⁴↘, Abb. 11; ↑₄ 4, Abb. 22; 4⁴↓ ↑₄ 4, Abb. 44; 4 4↗ ↘⁴ ↘⁴ 4, Abb. 45; ↖₄ ↖₄, Abb. 53; 4, Abb. 56; 4⁴↓

⁴↓ ⁴↓ 4, Abb. 58; 4 ⁴↘, Abb. 74; ↙⁴ 4). Diese wurden aufgrund ihrer Nähe zum aktuellen Gletscherrand sowie ihrer ähnlichen Größen und der Tatsache, dass sie ebenfalls kaum verwittert in Erscheinung treten, dem Stadium 4 (ca. 1974 bis 1980) zugeordnet. Für den Hongde Himal I-Gletscher belegt zudem ein Foto EISELINS (1960, Fig. 37), dass der Gletscher 1960 im Bereich der zu Stadium 4 rekonstruierten Eisrandlage endete (vgl. Abb. 12; ↘ mit Abb. 9; 4 ⁴↘ u. Abb. 11; ↑₄ 4). Im Fall des Linken-Nebengletschers des Hongde Himal V-Gletschers, der Tach Garbo-Gletscher (Hauptstrom und Flankeneis), des Shya Gang S-Gletschers sowie des Rechten-Nebengletschers des Jinian W-Gletschers konnten die Gletscherzungen nur aus großer Entfernung bzw. überhaupt nicht betrachtet werden, so dass hier unklar bleibt, ob entsprechende Moränenablagerungen den aktuellen Zungenfronten vorlagern. Wegen der starken Schuttüberfrachtung war am Tukuche Yamkim Peak N-Gletscher (Abb. 31; rechter Bildrand) sowie am W-lichen Khardung Khang N-Gletscher (Abb. 90) weder das aktuelle Gletscherzungenende noch ein Stadium 4 diagnostizierbar. Keine morphologischen Indikatoren für ein Stadium 4 liegen in Eisrandnähe des Rechten-Nebengletschers des Mukut-Gletschers vor.

Es ist also belegt bzw. es kann wahrscheinlich gemacht werden, dass ca. im Zeitraum von 1974 bis 1980 (möglicherweise auch länger andauernd) eine Frontstagnation oder gar ein Vorstoß an 17 von 25 besuchten Gletschern auftrat. In neun Fällen ist dies fotografisch und mittels der heute vorliegenden Randmoränen nachgewiesen, an weiteren acht Gletschern wurden hinsichtlich des Lagebezugs zum aktuellen Eisrand, der Dimensionen sowie des geringen Verwitterungsgrades analoge Indikationen gefunden. Fünf Zungenfronten konnte sich zum Zweck der Formeninventarisierung nicht hinreichend genähert werden. An zwei stark obermoränenbedeckten Gletschern lässt sich Stadium 4 mittels Randmoränen nicht nachweisen und der Rechte-Nebengletscher des Mukut-Gletschers tanzt offenbar aus der Reihe. Zieht man die fünf Gletscher, deren Zungen des schwierigen Geländes wegen nur aus der Ferne oder gar nicht gesichtet wurden, ab, so kann festgehalten werden, dass für 17 von 20 Eisströmen ein Gletscherstadium 4 ca. im Zeitraum von 1974 bis 1980 belegt ist respektive wahrscheinlich gemacht werden kann.

Der Befund eines zu dieser Zeit in der Region stattgefundenen Gletscherstandes stimmt überein mit dem nach ZECH et al. (2001a) für ein ca. 1975 am nur 12 km E-lich des Khangsar Khang-Gletschers gelegenen Annapurna III N-Gletschers gezeitigten Stadiums und passt zu Angaben WANGS (1988, S. 516) für SW-Tibet. Letzterer gibt für den Ausschnitt von 27°10' - 30°10' N/84°50' -91°30' E an, dass in den 1970er Jahren hier 90 % der kleineren Gletscher vorstießen.

Es stellt sich die Frage, welche Ursache jenen gleichzeitigen Gletschervorstößen/-zungenfrontstagnationen zugrunde lag. Verschiedene Proxy- sowie Klimamessdaten liegen für das letzte Jahrhundert aus Nepal bzw. Südtibet vor. Sie belegen übereinstimmend eine 1940/50 einsetzende Unterbrechung einer seit Anfang des 20. Jhr. anhaltenden Erwärmung. Ab ca. 1970 stiegen die Temperaturen wieder an. Diese Phase (1940/50-1970) gleichbleibender respektive sogar geringfügig fallender Temperaturen (die maximale Abkühlung gegenüber der vor dieser Periode erreichten Temperatur betrug ca. $0,3^{\circ}\text{C}$ [SHRESTHA et al. 1999, S. 2784]) fiel zusammen mit einer Periode geringerer Sonnenaktivität, die eine zwischenzeitliche Absenkung der ansonsten seit Beginn des 20. Jahrhunderts beständig ansteigenden Solarkonstante um $0,2\text{-}0,4\text{ W/m}^2$ verursachte (SOLANKI et al. 2002, Fig. 11). Hinweise auf signifikante Niederschlagszunahmen in den Dekaden vor 1974 bis 1980 gibt es keine (SHRESTHA et al. 2000, Fig. 2). Da es in Hochlagen nahe der besuchten Gletscher jedoch keine dauerhaften Klimastationen gibt und Niederschlagsveränderungen räumlich variabler sind als Temperaturveränderungen, kann ein Einfluss verstärkter Niederschläge, der das rekonstruierte Stadium 4 möglicherweise mit zu verantworten hat, nicht gänzlich ausgeschlossen werden. Das lange Andauern der Erwärmung vor 1940/50 (seit Beginn des 20. Jhr.) macht unwahrscheinlich, dass Gletscherstadium 4 durch ein früheres Temperatursignal als das hier genannte verursacht wurde. Die besuchten Gletscher hätten dann „terminus response times“ (Zungenreaktionszeiten auf eine Massenbilanzänderung im Sinne von PATERSON 1969, S. 206) von über 60 Jahren, was für Hochgebirgsgletscher der vorgefundenen Größe, selbst unter der Annahme, dass die Zungenreaktionszeiten aufgrund der langsamen Fließgeschwindigkeiten der subkontinentalen Gletscher (FUJITA et al. [2001, S. 32] maßen am Mukut-Gletscher maximale Fließgeschwindigkeiten von $23\text{-}28\text{ m/a}$) verlängert werden, nicht in Frage kommt (siehe hierzu PATERSON 1969, S. 59, OERLEMANS 2007). Es war also sehr wahrscheinlich die 1940/50 einsetzende und bis ca. 1970 anhaltende Erwärmungsunterbrechung mit einer maximalen Temperaturabnahme von ca. $0,3^{\circ}\text{C}$ (siehe SHRESTHA et al. 1999), die einen Negativtrend bei den Massenbilanzen der Gletscher stoppte und als Ursache für Gletscherstand 4 gelten muss. Die ca. um 1970 einsetzende Erwärmung spiegelt sich in den Rückzugsbeträgen der Gletscher zwischen Stadium 4 und 2007/8 wider (Abb. 100). Wann diese Zungenrückverlegungen einsetzten ist nicht dokumentiert.

Die für Stadium 4 gemachte zeitliche Angabe 1974/80 ist nur ungefährer Art und geht aus den Aufnahmen NAKAWOS (S. 3, o. J.) (Abb. 4) und RÖTHLISBERGERS (1986, Abb. 98) (Abb. 63) von 1974 bzw. 1980 hervor, die im ersten Fall den heute über Stadium 4-Moränen nachweisbaren Zungenrand des Mukut-Gletschers zeigen und im zweiten Fall belegen, dass

der Khangsar Khang-Gletscher noch 1980 an einer rechten Randmoränenleiste anlag, die heute 20 m oberhalb der aktuellen Gletscheroberfläche verläuft. Beide Gletscher endeten - dokumentiert durch Aufnahmen KUHLES (1982b, Abb. 12 [Abb. 3] u. Abb. 64 [Abb. 62]) - auch 1976 (dokumentiert für den Mukut-Gletscher) bzw. 1977 (dokumentiert für den Khangsar Khang-Gletscher) an denselben Stellen wie auf den Fotos von 1974 und 1980 erkennbar. Das heißt vom Mukut-Gletscher wurden die Moränen des Gletscherstandes 4 auf jeden Fall mindestens von 1974 bis 1976 abgelagert und vom Khangsar Khang-Gletscher mindestens von 1977 bis 1980. Für weitere sieben Gletscher konnte mittels der Fotos KUHLES (1982b) gezeigt werden, dass die Zungenränder 1976 bzw. 1977 dort lagen, wo sich heute Laterofrontalmoränenfirste oder -leisten befinden. Wie viele Jahre vor respektive nach den Aufnahmen die Zungenränder die Stadium 4-Positionen schon bzw. noch innehatten, bleibt unklar. Diese Zeitspanne wird in Abhängigkeit der „terminus response time“ eines jeden Gletschers variiert haben.

3.3.2 Zu den Gletscherstadien 1-3

Außer im Fall des Tukuche Yamkim Peak N-Gletschers (siehe 2.1.11) wurden alle jeweils größten Randmoränenwälle der näheren Zungenumgebung, die im Sinne von KINZL (1949) die Gletschervorfelder beschließen, dem in der vorliegenden Arbeit initial am Mukut-Gletscher ausgewiesenen Gletscherstand 1 zugeordnet (Abb. 3; ↙¹ ↙¹ ↙¹ ↓¹ 1 1, Abb. 6; ↙¹ 1 ↓¹, Abb. 9; ↘¹ ↙¹ ←₁ ↗¹ 1 1, Abb. 8; ↘¹, Abb. 31; 1 1 1 1 1 1 ↙¹ ↖₁ ↗¹ ←₁ ↙¹ ↘¹, Abb. 15; ↙¹ ↗¹ ↗¹ ←₁ 1, Abb. 16; ↗¹, Abb. 18; ↘¹ ↖₁ 1 ←₁, Abb. 19; 1 ↓¹ ↑₁ ↖₁ ↖₁, Abb. 22; ↙¹ 1, Abb. 45; 1 ↙¹ ↗¹; Abb. 46; 1 1 ↘¹ ↖₁ ↙¹ ↙¹, Abb. 47; 1 ↓¹, Abb. 53; ↘¹ ↙¹ 1 1, Abb. 55; ↙¹ ↙¹ 1, Abb. 56; ↙¹ ↙¹, Abb. 57; ↘¹ 1, Abb. 58; 1 ↙¹ ↘¹, Abb. 60; ↙¹ ↙¹ ↘¹ ↗¹ 1, Abb. 65; ↘¹ ↘¹ 1, Abb. 64; ↘¹ ↗¹ ↗¹ 1, Abb. 61; 1, ↘¹, Abb. 69; ↘¹ ←₁ 1, Abb. 73; ↖₁ ↑₁ ←₁ ↓¹ ↓¹, Abb. 74; ↘¹ ↗¹ ↖₁, Abb. 75; ↖₁, Abb. 76; ↖₁ ↖₁ ↖₁ ↗¹ ←₁ 1, Abb. 77; ↖₁ 1 ←₁ ←₁, Abb. 80; 1 ↘¹ ↘¹, Abb. 85; ↘¹ ↘¹ ↘¹, Abb. 89; ↗¹ ↗¹ 1, Abb. 91; ↖₁ 1 1, Abb. 90; 1 ↙¹). KUHLE (1982a u. 1982b), der eine bis ins Pleistozän zurückgreifende Gletscherstandschronologie für den Annapurna- und Dhaulagiri-Himalaja liefert, beschreibt in seiner Habilitationsschrift viele der in der vorliegenden Arbeit als Stadium 1 ausgewiesenen Randmoränen und ordnet sie, mit Ausnahme für den Grande Barriere NE-Gletscher (KUHLE 1982b, Abb. 64; `VII), Stadium VII (Jüngerer Dhaulagiri Stadium) zu (KUHLE 1982b, Abb. 12; VII VII VII VII, Abb. 24; VII, VII, Abb. 45; VII, Abb. 46; VII, Abb. 45; VII VII VII VII, Abb. 64 VII). In später folgenden Arbeiten KUHLES (1986a, S. 454 u.

2001, S. 125) stellt dieses Stadium in seiner Gesamthochasien umfassenden Chronologie einen ersten historischen Gletscherstand dar (1700-400 v. 1950 AD; siehe Abb. 112). Bei KUHLE fußt jene zeitlich parallele Einordnung auf Lagebezüglichkeiten zu glazialmorphologischen Kennformen, deren Genese auf die eiszeitliche Vergletscherung sowie gesamtholozäne Gletscherfluktuationen zurückgeht. Die eigene zeitliche Gleichsetzung geht auf weniger morphologische Lagebeziehungen zurück. Sie basiert zunächst - wie oben bereits erwähnt - auf dem immer gleichen Umstand der ausnehmend großen Dimension und gletschervorfeldbeschießenden Eigenschaft der Stadium 1-Ufer- und Endmoränenwälle. Hinzu kommt, dass hinsichtlich der oxidationsverwitterungsbedingten Verfärbung und dem Grad der Konsolidierung eine deutliche Zäsur zwischen den Gletscherstand 1 aufbauenden oberflächlichen Akkumulationen im Vergleich zu den auswärtig anschließenden, der Atmosphäre offenbar weitaus länger ausgesetzten Sedimentoberflächen besteht.

Der Shya Gang S-Gletscher (Abb. 69; ■) ist für die Übereinstimmung der lediglich auf diesem Wege durchgeführten zeitlichen Parallelisierung der Stadium 1-Randmoränen mit der aus einem größeren geomorphologischen Kontext hervorgehenden zeitlichen Gleichsetzung KUHLES ein besonders gutes Beispiel. Ich selbst betrachte zunächst nur den von KUHLE auf seiner Expedition im Jahr 1977 nicht begangenen Quellast des Lupratse Khola (Abb. 69), welcher den Shya Gang S-Gletscher beherbergt. Die hier vorliegenden, im Vergleich zu auswärtigen Moränenrücken wenig verwitterten, vegetationslosen, das Vorfeld beschließenden Ufer- und Endmoränen werden gemäß der eigenen Systematik als Stadium 1 ausgewiesen (Abb. 69; ←1 ←1 1). KUHLE rekonstruiert über die Schliffobergrenze am Talausgang des Lupratse Khola einen hochglazialen Gletscherpegel (KUHLE 1982b, Abb. 53; - - - - - u. Abb. 71; - - - - -), anhand eines orographisch rechten Ufermoränenrestes das Stadium III (Dhampu Stadium; in späteren Arbeiten ein drittes spätglaziales Stadium; 14250-13500 v. 1950 AD; siehe Abb. 112 [KUHLE 1986a, S. 454 u. 2001, S. 125]) (KUHLE 1982b, Abb. 53; III u. Abb. 71; ↓⁵) sowie mit Hilfe eines einwärtig lagernden Ufermoränenrückens das Stadium IV (1982b, Abb. 53; IV und Abb. 71; -4) (Sirkung Stadium; später bei KUHLE [1986a, S. 454 u. 2001, S. 125] ein letzter spätglazialer Gletscherstand; 13500-13000 v. 1950 AD). Diese glazialen Erosions- wie Akkumulationsformen gehen auf einen vorzeitlichen Lupratse Khola-Gletscher zurück, der aus den rezent separiert im Talrund vorliegenden Eisen zusammengesetzt war. Gesetz den Fall auch in diesem Kone Khola Nebental wäre Stadium 1 mit Stadium VII bei KUHLE gleichzusetzen, müssten somit zwischen dem von KUHLE rekonstruierten Stadium IV und den großen Randmoränen drei weitere Stadien (Stadium V, VI und `VII) nachweisbar sein. Jene können im den Shya Gang-Gletscher einfassenden

Quellast über Ufermoränen tatsächlich nachgewiesen werden (Abb. 71; $\swarrow^{-3} = V$, Abb. 69; $\searrow^{-2} = VI$, Abb. 69; $\nearrow^{-1} \leftarrow^{-1} -1 = VII$); wobei der Shya Gang-S-Gletscher zu Stadium -3 Kontakt hatte zur einstigen Zunge seines Rechten-Nachbargletschers (Abb. 71; \searrow^{-3}).

In 18 von 22 Fällen belegen deutlich kleinere Moränenwälle bzw. -leisten ein Stadium 2 (durch insgesamt drei einstige Konfluenzen von jeweils zwei Gletschern war die Anzahl der Eisströme von aktuell 25 auf 22 zu Gletscherstand 2 reduziert). Sie lagern nur wenige Dekameter einwärtig der rekonstruierten Eisrandlagen zu Stadium 1, sind verwitterungsbedingt ähnlich gefärbt wie die jeweils zugehörigen großen Randmoränen und zweigen in der Regel von deren Innenseiten ab (Abb. 3; $\swarrow^2 \swarrow^2 \swarrow^2 2$, Abb. 6; $\downarrow^2 2$, Abb. 8; \nwarrow_2 , Abb. 9; $\nearrow_2 \nearrow_2 \nearrow_2 2$, Abb. 15; 2 , Abb. 22; $2 \searrow_2 \searrow_2 \searrow_2 \leftarrow_2$, Abb. 46; $\searrow_2 \searrow_2 \downarrow^2 \downarrow^2 2 2$, Abb. 53; $\searrow_2 \searrow_2 \swarrow^2 \swarrow^2 \swarrow^2 2$, Abb. 45; $2 \nearrow_2$, Abb. 47; 2 , Abb. 55; $\nwarrow_2 \searrow_2 2$, Abb. 56; $\swarrow^2 \swarrow^2$, Abb. 57; $\searrow_2 2$, Abb. 58; $\swarrow^2 2$, Abb. 60; $2 \nearrow_2 \nwarrow_2 \swarrow^2$, Abb. 64; $2 \swarrow^2$, Abb. 69; $\nwarrow_2 2 \leftarrow_2 \searrow_2$, Abb. 73; $\nwarrow_2 \leftarrow_2$, Abb. 76; $\downarrow^2 2$, Abb. 77; $\swarrow^2 \swarrow^2 2$, Abb. 80; $\downarrow^2 \swarrow^2 2$, Abb. 85; $\uparrow_2 \uparrow_2$, Abb. 89; $\nearrow_2 \searrow_2 2$, Abb. 91; $\nearrow_2 2$, Abb. 90; \swarrow^2).

In 10 von 23 Fällen (hier ist die Anzahl der Gletscher durch einstige Konfluenzen von jeweils zwei Gletschern von aktuell 25 auf damals 23 reduziert) wird innerhalb der Gletschervorfelder ein weiteres Stadium 3 rekonstruierbar. Zumeist nur 3-8 m hohe Wälle, die deutlich frischer sind, das heißt weniger stark verwittert bzw. konsolidiert als die Moränenwälle bzw. -leisten der Gletscherstände 2 und 1, zeigen jenen/jene Vorstoß/Frontstagnation an (Abb. 3; $\swarrow^3 \searrow_3 3$, Abb. 6; $3 \searrow_3 \searrow_3$, Abb. 45; 3 , Abb. 46; 3 , Abb. 47; 3 , Abb. 53; $\searrow_3 3$, Abb. 55; $3 3 \searrow_3 \swarrow^3$, Abb. 60; $3 \nearrow_3 \searrow_3 \leftarrow_3$, Abb. 64; $3 \nwarrow_3$, Abb. 73; $3 3 \uparrow_3 \uparrow_3$, Abb. 76; $\swarrow^3 3$, Abb. 74; $\leftarrow_3 3 3$, Abb. 75; \nwarrow_3).

3.3.3 Ältere Gletscherstände (-1, -2 und älter)

Die in der näheren Umgebung auswärts der Gletschervorfelder (auswärts der Stadium 1-Moränen) vorgefundenen Randmoränen wurden ebenfalls beschrieben und kartiert (Abb. 31; $\swarrow^{-1} -2 -2 \swarrow^{-2} -3 \swarrow^{-3}$, Abb. 46; $\leftarrow^{-1} \swarrow^{-1}$, Abb. 55; $\downarrow^{-1} \downarrow^{-1} \downarrow^{-2}$, Abb. 56; \nwarrow^{-1} , Abb. 58; $\nwarrow^{-1} \searrow^{-2} \searrow^{-2}$, Abb. 60; $\downarrow^{-1} \swarrow^{-1} \swarrow^{-2}$, Abb. 64; $\nearrow^{-1} -1$, Abb. 65; $\nwarrow^{-1} \nwarrow^{-1} -1$, Abb. 69; $\searrow^{-2} \nwarrow^{-1} \leftarrow^{-1} -1$, Abb. 73; $\downarrow^{-1} \downarrow^{-1} \nwarrow^{-1}$, Abb. 74; $\swarrow^{-1} \swarrow^{-1}$, Abb. 77; \leftarrow^{-1} , Abb. 85; $\swarrow^{-1} \swarrow^{-1} \swarrow^{-1}$, Abb. 80; $\swarrow^{-1} \nwarrow^{-2} \searrow^{-2} \downarrow^{-2}$). Sie sind zumeist bewachsen und ihr oberflächliches Material ist weit stärker verwittert als das der großen Randmoränen. Ihre Firste weisen sich im Vergleich zu den scharfen Firstverläufen der Stadium 1-Wälle durch deutlich fortgeschrittenere Verschneidung aus und ihre Hänge - vor allem ihre Innenhänge - fallen flacher ein. Nach KUHLE (1982a u. 1982b)

handelt es sich bei diesen End- und Ufermoränen um Indikatoren für das Gletscherstadium `VII (Mittleres Dhaulagiri Stadium) und für ältere Vorstöße/Frontstagnationen (VI = Älteres Dhaulagiri Stadium, V = Nauri Stadium). In seinen späteren Arbeiten fallen jene drei Stadien ins Neoglazial (5500-1700 v. 1950 AD; siehe Abb. 112) (KUHLE 2001, S. 125). Zu einer Zuordnung ins Neoglazial passt auch das mittels ¹⁴C-Methode am Khangsar Khang-Gletscher gewonnene Mindestalter einer Stadium -1-Moräne. Ihr zu Folge hat die Ablagerung dieses Walls vor 3006-2843 v. h. stattgefunden (siehe 2.4.1). Auch andere Autoren stellen in dem Arbeitsgebiet benachbarten Himalajaregionen Moränen dieser Gestalt und mit ähnlichen Lagebeziehungen zu den aktuellen Zungenenden ins Neoglazial (KÜNKEL 2008, SHIRAIWA & WATANABE, 1991, JACOBSEN 1990, ZECH et al. 2001a, 2001b u. 2003).

3.3.4 Die Schneegrenzdepressionen zu den rekonstruierten Gletscherständen

Die Schneegrenzabsenkungen zu Gletscherstand 4 schwankten bei den untersuchten Gletschern von -15 bis 33 m. Im Mittel lag die Schneegrenzdepression bei 11 m. Zu Stadium 3 lag sie zwischen 24 und 78 m. Hier lag die mittlere Depression bei 42 m. Während Gletscherstand 2 war die Schneegrenze bei einer Schwankungsbreite von 30 bis 225 m durchschnittlich um 79 m abgesenkt. 89 m betrug die mittlere Depression zu Stadium 1. Die Absenkungen schwankten hier zwischen 38 und 237 m.¹¹

Zu Gletscherstand -1 (Stadium `VII bei KUHLE [1982a u. 1982b]) variierte die Schneegrenzabsenkung zwischen 58 und 268 m. Im Mittel lag sie bei 154 m. Zu Stadium -2 (Stadium VI bei KUHLE [1982a u. 1982b]) betrug die Schneegrenzdepression im Mittel 196 m und sie schwankte bei den einzelnen Gletschern zwischen 68 und 346 m. Während in die Berechnungen der mittleren Schneegrenzdepressionen für die Stadien 4 bis -1 alle vier Expositionssektoren (N- bis einschließlich ENE-Auslage; E- bis einschließlich SSE-Auslage; S- bis einschließlich WSW-Auslage; W- bis einschließlich NNW-Auslage) eingingen, standen für die klimatische Schneegrenzdepressionsbestimmung zu Gletscherstand -2 keine untersuchten Gletscher der N- bis einschließlich ENE-Auslage zur Verfügung.

Auch wenn die mittleren Absenkungsbeträge zu den bis hierher aufgrund morphologischer, insbesondere lagebezoglicher Kriterien differenzierten Gletscherstadien mit 11 m für Stadium 4, mit 42 m für Stadium 3, mit 79 m für Stadium 2, mit 89 m für Stadium 1, mit 154 m für Stadium -1 und mit 196 m für Stadium -2 sich einigermaßen unterscheiden, so ergeben sich

¹¹ In den Tälern N-lich des Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaja gibt KUHLE (1982a, S. 165) auf der Basis von 30 Gletschern für Stadium 1 (bei ihm Stadium VII) eine Schneegrenzabsenkung von 96 m gegenüber den Verhältnissen 1976/77 an.

teilweise deutliche Überlappungen der Schwankungsbreiten der Schneegrenzdepressionen zwischen den einzelnen Stadien (bspw. Stadium 3: 24 bis 78 m im Vergleich zu Stadium 2: 30 bis 225 m). Auch bei der Verwendung der Methode KUHLE (1986b) resultieren hohe Schwankungsbreiten der Schneegrenzdepressionen. Für Stadium 1 wurde das Verfahren exemplarisch durchgeführt. Die Schneegrenzabsenkungen variierten hiernach zu diesem Gletscherstand zwischen 15 und 265 m (Abb. 102)¹². Als weitere stützende Testimplikation in Bezug auf die morphologische Differenzierung bzw. Parallelisierung der in der vorliegenden Arbeit rekonstruierten Gletscherstadien, zu denen nur einige Dekameter bis wenige 100 m Schneegrenzdepression eintraten, scheinen offenbar die in dieser Arbeit errechneten Absenkungsbeträge ungeeignet.

Auch wenn durch die Wahl des Arbeitsgebietes Einflüsse, wie Schneegrenzverläufe in hohen und steilen Gletscherrückwänden und extreme Schuttmächtigkeiten, die hinsichtlich der Kausa Klimasignal-Gletscherlängenveränderung als Störfaktoren anzusehen sind, minimiert werden konnten (an einigen untersuchten Gletschern treten sie dennoch auf) und anhand morphologischer Kriterien die Synchronisierung¹³ von Gletscherstadien gelingt, so fielen die für die Berechnungen der jeweiligen orographischen Schneegrenzabsenkungen maßgeblichen Eisrandlagenabsenkungsbeträge (gegenüber heute), zu zeitlich als parallel erkannten Stadien offenbar sehr unterschiedlich aus. Als hierfür ursächlich kommen neben den Neigungsverhältnissen von Nähr- und Zehrgebieten prinzipiell viele weitere gletschergeometrisch bedingte Einflüsse, wie die Breite des Gletschers im Schneegrenzniveau

¹² Dass auch das Verfahren KUHLE (1986b) hier keine einheitlicheren Werte hervorbringt, ist wenig verwunderlich. KUHLE (1987b, S. 205) zieht als Beispiel, bei welchem seine Methode bessere Vergleichbarkeit liefert wegen ihrer morphologischen Ähnlichkeit zeitlich zu parallelisierende Gletscherstandsindikatoren im Animachin-Massiv (E-Kuen Lun [siehe 3.4.2.2]) und an der Everest S-Seite (siehe 3.4.1.1) heran. Im ersten Fall erhält er nach der VON HÖFERSchen Methode (1879) für das rekonstruierte Nauri Stadium (Stadium V; 5500-4000 v. 1950 AD [KUHLE 2001, S. 125] [siehe Abb. 112]) eine Schneegrenzabsenkung von 240 m; im zweiten Fall sind es, ebenfalls für Stadium V, 560 m. KUHLE (1987b, S. 205) schreibt: „Es gab bisher keine Schneegrenzrekonstruktionsmethode, die den Reliefcharakteristika verschiedener Gletschertypen Rechnung trägt. Eine solche ist für den überregionalen Vergleich aber notwendig.“ Im Hinblick auf diese Unzulänglichkeit entwickelt KUHLE (1986b) seine Schneegrenzberechnung und kommt zu dem Schluss, dass es mit dieser Methode möglich ist „(...) die Schneegrenze von Gletschern unterschiedlicher und zeitlich variabler Reliefparameter überregional vergleichbar zu machen.“ (KUHLE 1987b, S. 208). Es wird deutlich, dass die Methode KUHLE (1986b) nicht für die Differenzierung bzw. Parallelisierung von sich bezüglich der Schneegrenzabsenkung im Mittel nur um wenige Dekameter unterscheidenden Gletscherständen eines hinsichtlich des Reliefs eher einheitlichen Gebietes gedacht ist, sondern für einen überregionalen Vergleich zwischen Gebieten mit gegensätzlichen Reliefmerkmalen und somit auch sehr unterschiedlichen morphologischen Gletschertypen, wie er mit dem Vergleichsbeispiel zwischen Animachin-Massiv und der Mount Everest S-Seite skizziert wurde.

¹³ Mit synchron oder zeitlich parallel ist immer gemeint, dass die einem selben Stadium zugeordneten Randmoränen der verschiedenen Gletscher als Folge eines selben Klimasignals zu verstehen sind und daher ungefähr synchron abgelagert wurden. Die genauen Zeitspannen der jeweils an den Gletschern eingetretenen Vorstoß-/frontstagnationsphasen werden in Abhängigkeit von den jeweiligen „terminus response times“ um einige Jahre variiert haben.

oder der Kanalisierungsgrad des Gletscherzungenendes in Frage. Ein die Schneegrenzabsenkungen modifizierender topografischer Umstand ist jedoch seines regelhaften Auftretens wegen herauszugreifen. Es zeigt sich, dass an Gletschern, deren Vorfelder gering geneigt sind, auch nur geringe Schneegrenzdepressionen (berechnet nach VON HÖFER [1879] [abgewandelt]) zu Stadium 1 zu verzeichnen sind. Beispielsweise lag die Schneegrenzabsenkung zu Stadium 1 beim Hongde Himal III-Gletscher, dessen Vorfeldebereich mit $4,9^\circ$ abfällt, bei 50 m. Die Schneegrenze des Tach Garbo Lungpa II-Gletschers war während Gletscherstand 1 um 40 m abgesenkt; Neigung des Vorfeldebereichs: $5,8^\circ$. SGD St. 1 Tach Garbo Lungpa I-Gletscher: 38 m; Neigung d. V.: $4,4^\circ$. SGD St. 1 Khangsar Khang-Gletscher: 60 m; Neigung d. V.: $6,5^\circ$. Demgegenüber stehen z. B. Depressionsbeträge zu Stadium 1 von 132 m beim Grande Barriere NE-Gletscher; Neigung d. V.: $16,2^\circ$, von 237 m beim Shya Gang S-Gletscher; Neigung d. V.: $21,7^\circ$, 181 m beim Khardung Khang E-Gletscher; Neigung d. V.: 16° und 119 m beim Cha Lungpa Peak-Gletscher; Neigung d. V.: $13,4^\circ$.¹⁴

Verständlich wird der Umstand geringer rechnerischer¹⁵ Schneegrenzdepressionen im Fall flacher Gletschervorfelder sowie hoher rechnerischer Schneegrenzabsenkungen bei steilen Vorfeldern, betrachtet man jenes Zusammenfallen vor dem Hintergrund der Zeit und unter der Annahme, dass Stadium 1 im Arbeitsgebiet auf klimainduzierte Vorstöße zurückgeht. Die Höhe der rechnerischen Schneegrenzabsenkung hängt in erster Linie ab vom vertikalen Vorstoßbetrag des Gletscherzungenendes. Gletscherzungen, die in Folge eines Klimasignals ins Steilrelief vorstoßen, können hier in kurzer Zeit viele Höhenmeter überwinden. An Eisströmen hingegen, die in flache Talbodenbereiche vordringen treten zwar ebenfalls Längenänderungen auf, aufgrund des flachen Geländes jedoch ist die Überwindung vieler Höhenmeter in so kurzer Zeit, wie es bei Gletschern passiert, die ins Steilrelief vordringen, nicht möglich. Damit an ihnen ähnliche Vertikalbeträge von den Zungenenden überwunden werden können, ist mehr Zeit nötig (hierbei spielt die Selbstaufhöhung der Gletscheroberfläche eine wesentliche Rolle). Die Tatsache, dass sich die Schneegrenzabsenkungen im Arbeitsgebiet bspw. für Stadium 1 im aufgezeigten Sinne

¹⁴ In Einzelfällen leistet die Berechnung mittels der Methode KUHLE (1986b) eine Annäherung an die mittlere Schneegrenzdepression des jeweiligen Stadiums (siehe Abb. 102; Khardung Khang E-Gletscher u. Cha Lungpa Peak-Gletscher), an einigen Gletschern jedoch wird die Abweichung hiervon noch größer (vgl. Abb. 101; Spalte SGD zu Stadium 1 mit Abb. 102; Spalte SGD zu Stadium 1 im Fall des Tach Garbo Lungpa I- und Tach Garbo Lungpa II-Gletscher). Die Streuung der Schneegrenzdepressionsbeträge zu den einzelnen Stadien wird nicht minimiert.

¹⁵ Der Zusatz „rechnerisch“ weist darauf hin, dass nur die rechnerische nicht aber die tatsächliche Schneegrenzabsenkung von den angesprochenen Reliefverhältnissen modifiziert wird. Die tatsächliche Schneegrenzdepression ist vom Relief völlig unabhängig.

unterscheiden, liegt daher wahrscheinlich begründet in der zeitlichen Limitierung der für die Vorstöße verantwortlichen Klimasignale.

3.3.5 Schneegrenzdepressionen der Stadien 2, 3 und 4 in Relation zum jeweiligen Stadium 1

Wie oben ausgeführt, ist die große Varianz der Schneegrenzabsenkungsbeträge und die daraus resultierenden Überlappungen der Schwankungsbreiten der Schneegrenzdepressionen zwischen den ausgewiesenen Stadien (bspw. Stadium 3: 24 bis 79 m SGD im Vergleich zu Stadium 2: 30 bis 225 m SGD) gletscherindividuellen Faktoren bzw. unterschiedlichen Reliefsituationen zuzuschreiben (Abb. 103). Um jene Individualität zu eliminieren, können die Schneegrenzdepressionen der einzelnen rekonstruierten Stadien in Relation zu den Absenkungsbeträgen des jeweiligen morphologisch am markantesten ausgebildeten Stadium 1 gesetzt werden (Abb. 104).

Der Makel des hier gemachten Versuchs, die sich auf jegliche Schneegrenzverläufe und somit auch -depressionen auswirkenden Gletscherindividualitäten durch die Verhältnisbildungen zum jeweiligen Stadium 1 auszuschalten, besteht in dem Umstand, dass sich die betrachteten Gletscher aufgrund der Längenreduktionen von Stadium zu Stadium veränderten und daher hier Zustände miteinander verglichen werden, zu denen Gestalt und Ausdehnung eines Gletschers zwangsläufig - wenn auch möglicherweise nur geringfügig - unterschiedlich war. Die Streuung der im genannten Sinne berechneten relativen Schneegrenzabsenkungsbeträge zu den einzelnen Stadien fällt dennoch deutlich geringer aus als die der bloßen Schneegrenzdepressionen. Dass die Stadien 2, 3 und 4 auch hierüber voneinander abgegrenzt erscheinen, spricht für die Richtigkeit der über morphologische Kriterien ausgewiesenen Relativchronologie (Abb. 104). Für Stadium 4 schwanken die sich aus dieser Verhältnisbildung ergebenden Werte zwischen 0 und 0,35, wobei die S-lichste Zunge des Chulu W-Gletschers mit 0,35 hier deutlich aus dem Rahmen fällt. Die übrigen 16 Werte liegen zwischen 0 und 0,24. Im Fall des Gletscherstandes 3 variieren die Werte zwischen 0,18 und 0,68. 9 der insgesamt 11 Werte liegen hier zwischen 0,42 und 0,68. Für Stadium 2 ergibt sich eine Schwankungsbreite von 0,60 bis 0,95, wobei 15 der 18 Werte auf den Bereich von 0,72 bis 0,95 entfallen (Abb. 104). Mindestens 78 % der Werte entfallen somit jeweils auf die Intervalle 0-0,24 (Stadium 4; in diesem Fall sogar 96 %), 0,42-0,68 (Stadium 3) und 0,72-0,95 (hier sind es tatsächlich 83%).

3.3.6 Zu den Flechtenfunden

Generell wurden auf den gletschernahen Moränen nur wenige Landkartenflechten gesichtet. Innerhalb der Gletschervorfelder, das heißt einwärtig der Stadium 1-Moränen konnten keinerlei Flechten gefunden werden. Am Fuß des Außenhangs des Stadium 1-Endmoränenwalls des Tongu-Gletschers und seines Rechten-Nebengletschers liegen Landkartenflechten vor, deren größte 3 cm im Durchmesser aufweist (Abb. 43, Abb. 48). Ansonsten sind *Rhizocarpon Geograficum*-funde lediglich auf Stadium -1- und Stadium -2-Moränen oder auswärtig hiervon zu verzeichnen. Unterhalb der Tach Garbo-Gletscher konnten zwischen den rekonstruierten Gletscherausdehnungen zu Stadium -1 und Stadium -2 Landkartenflechten mit maximalem Durchmesser von 14 cm gefunden werden (Abb. 54). Auf dem Außenhang einer rechten Stadium -2-Randmoräne des Shya Gang S-Gletschers weist das größte gefundene Exemplar 9 cm im Durchmesser auf (Abb. 68, Abb. 69; †, Abb. 70). Jener beträgt 10 cm bei einem *Rhizocarpon Geograficum*-thallus auf einem linken Stadium -1-Ufermoränenwall der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers (Abb. 72, Abb. 79). Die größte im Firstbereich der Stadium A-Randmoräne (wahrscheinlich Stadium -1) des Tukuche Yamkim Peak N-Gletschers gefundene Landkartenflechte misst 15,5 cm (im Durchmesser) (Abb. 35).

Auch wenn das Flechtenwachstum in den Talschaften des Arbeitsgebietes nicht geeicht wurde, passen die Größen der *Rhizocarpon Geograficum*-funde zur über die Morphologie und verwitterungsbedingten Verfärbung festgestellten Zäsur zwischen den Stadium 1-Moränen bzw. den Gletschervorfeldern und den auswärtig abgelagerten Stadium -1- und -2-Moränen. Während auf Blöcken letzterer (Stadium -1- und -2-Moränen) Landkartenflechten mit maximalen Längserstreckungen von 9 bis 14 cm vorliegen (zieht man Stadium A des Tukuche Yamkim Peak N-Gletschers hinzu bis 15,5 cm), kommen innerhalb der Gletschervorfelder keine und auf einem Stadium 1-Endmoränenaußenhang eine 3 cm im Durchmesser betragende Flechte vor.

Das Heranziehen von Flechtenaltern anderer Gebiete ermöglicht zwar keine genauen Datierungen der gefundenen Exemplare, macht ihre Alter aber eingrenzbar. KUHLE (1986a, S. 437 ff, 1987b, S. 200 ff, 2005, 2006), der Stadium VII-, Stadium VII- und Stadium VI-Moränen am Ngozumpa-Gletscher im Khumbu-Himalaja über ¹⁴C-Datierungen als im historischen (Stadium VII; <1700 v. 1950 AD) bzw. neoglazialen (Stadien VI-`VII; 4000-1700 v. 1950 AD) Zeitraum abgelagert einordnen kann (siehe Abb. 112), findet hier an jenen Moränen Flechten (*Rhizocarpon Geograficum*), deren Durchmesser 0,9-3,2 cm auf Stadium

VII-Moränen, maximal 11 cm auf Stadium `VII-Moränen und bis 25 cm auf Eisrandbildungen des Stadiums VI betragen. Sich auf eine freundliche mündliche Mitteilung des Flechtenexperten Prof. G. Follmans (26.3.1982) berufend, nimmt KUHLE (1986a, Fig. 7, 2005, S. 292) für die im Durchmesser 0,9-3,2 cm großen Flechten eine Wachstumsgeschwindigkeit von $60 \text{ cm}^2/\text{Jahr}$ an. Hiernach ergeben sich für sie Alter zwischen 38 und 482 Jahren¹⁶ ($\pi r^2 * 60$). Für die 25 cm große Flechte auf der Stadium VI-Moräne gibt KUHLE (2005, Foto 127) erneut der Einschätzung G. Follmanns wegen ein Alter von 3000-4000 Jahren an. Nach der Rechnung $\pi r^2 * 60$ würde man für sie ein Alter von 29.452 Jahren erhalten, was laut KUHLE (2005, Foto 127) ca. um das 10 fache zu hoch wäre. Es zeigt sich, dass die Berechnung von Flechtenaltern mittels einer auf das Flächenwachstum bezogenen Wachstumsrate weniger gut geeignet scheint, da die ermittelten Alter so mit zunehmender Flechtengröße exponentiell ansteigen. Um die Alter größerer Flechten anhand deren Durchmesser bestimmen zu können, bestimmt BESCHEL (1950), als Begründer der Lichenometrie, Wachstumsraten für die Durchmesser von Flechten auf Moränen, deren Alter bekannt sind (siehe auch INNES 1985 u. O'NEAL & SCHÖNEBERGER 2003). Verfolgt man diesen Ansatz im Fall der von KUHLE (1986a, Fig. 7, 2005, S. 292) auf den Stadium V-VII-Moränen gefundenen Flechten am Ngozumpa-Gletscher und nimmt für die Stadium VII-Moränen mit den bis zu 3,2 cm großen Flechten ein ungefähr mittelalterliches Ablagerungsalter (ca. 1500 AD) an, auf welches die ¹⁴C-Datierungen hinweisen (Mindestalter 440 ± 80 [KUHLE 1986a, S. 442 u. 1987b, S. 205] [siehe 3.4.1.1]), so errechnet sich für die Stadium `VII-Moräne ein Alter von 1657 v. h. $(482/3,2 * 11)^{17}$ und für die Stadium VI-Moräne ein Alter von 3766 Jahren $(482/3,2 * 25)$. Die so gewonnenen Alter passen zu der Alterseinordnung von Stadium `VII und VI in KUHLES (2001, S. 125) Stadienchronologie

¹⁶ KUHLE (1986a, Fig. 7) errechnet für die im Durchmesser 3,2 cm großen Flechten ein Alter von 482 Jahren. Da ¹⁴C-Analysen für jene Stadium VII-Moräne ein Mindestalter von 440 ± 80 ergeben (KUHLE 1986a, S. 442, Fig. 7 u. 1987b, S. 205), sieht er durch den Flechtenfund ein mittelalterliches Ablagerungsalter bestätigt. In KUHLE (2005, S. 292 f) werden mit der gleichen Wachstumsrate ($60 \text{ cm}^2/\text{Jahr}$) die Alter derselben 0,9-3,2 cm großen Flechten bestimmt. Die hier angegebene Formel sowie die Rechnungen „(...) $r^2 * 60 = 3.14159 * 0,9^2 * 60 = 3.14159 * 0,81 * 60 = 2.5446879 * 60 = 152.681274$; $3.14159 * 3,2 * 60 = 10.053088 * 60 = 603.18528$ (...)“ (KUHLE 2005, S. 292 f) sind jedoch fehlerhaft. 1. Die der Rechnung zugrunde liegende Formel wird mit $r^2 * 60$ angegeben. Richtig wäre $\pi r^2 * 60$. Da aber entgegen dieser falsch angegebenen Formel in den beiden nachfolgenden Rechnungen π als Faktor richtigerweise mit eingeht, ergibt sich hieraus kein Fehler, der sich auf das Ergebnis niederschlägt. 2. Anstelle des Radius geht bei beiden Rechnungen der Durchmesser als Faktor ein, das heißt anstatt 0,45 und 1,6 cm 0,9 und 3,2 cm. 3. In der zweiten Rechnung wird der anstatt des Radius als Faktor auftretende Durchmesser 3,2 nicht quadriert. Die von KUHLE (2005, S. 292 f) errechneten Flechtenaltersangaben von 153-603 Jahren sind daher auf 38-482 Jahre zu korrigieren. Der Wert von 482 Jahren als Altersangabe der 3,2 cm großen Flechten findet sich ja ohnehin bereits in KUHLE (1986a, Fig. 7).

¹⁷ Der Wert 482 ergibt sich, da KUHLE seine Feldforschungen im Khumbu Himalaja im Jahr 1982 durchführte (1982 - 1500 = 482).

(siehe Abb. 112). Stadium VII wird hier als zwischen 2000 und 1700 v. 1950 AD und Stadium VI als zwischen 4000 und 2000 v. 1950 AD abgelagert eingeordnet.

MANN et al. (1996, S. 273 ff) beschreiben *Rhizocarpon Geograficum*-Kolonien auf Randmoränen des auf der Mount Everest-Nordseite gelegenen Rongbuk-Gletschers (28°07'N/86°51'E). Jene befinden sich auf Moränen, die mittels ¹⁴C-Analyse ins Neoglazial gestellt werden. Ihre Durchmesser variieren von 15 bis 20 cm. Auf ebenfalls aufgrund von ¹⁴C-Analysen in die „Kleine Eiszeit“ (1400-1900 AD¹⁸) gestellten Moränen finden MANN et al. (1996, S. 273 ff) keine Flechten.

Die Ergebnisse der genannten Autoren sind ein weiterer Hinweis darauf, dass es sich bei den Stadium -1- und -2-Moränen im Arbeitsgebiet um deutlich ältere Ablagerungen als bei den Stadium 1-Moränen handelt. Flechtengrößen, wie sie auf ihnen vorgefunden wurden, kommen offenbar weder auf historischen Randmoränen im Umfeld des Ngozumpa-Gletschers, noch auf solchen des Rongbuk-Gletschers vor. Der Umstand, dass an den Stadium 1-Moränen gar keine bzw. in einem Fall Flechten von bis zu 3 cm im Durchmesser gefunden wurden, deutet vor dem Hintergrund der Arbeiten von KUHLE (1986a, 1987b, 2005, 2006) und MANN et al. (1996), darauf hin, dass sie in der Tat um einiges jünger als die neoglazialen (siehe Kapitel 3.3.3) Stadium -1 und -2-Moränen sind und erst im jüngeren historischen Zeitraum akkumuliert wurden.

3.3.7 Zusammenfassung

Durch den fotografischen bzw. morphologischen Nachweis des einheitlichen (insgesamt in 17 von 20 Fällen, bei denen sich der Zunge zum möglichen Nachweis hinreichend genähert werden konnte [siehe 3.3.1]) Auftretens von Gletscherstadium 4 (mittlere Schneegrenzdepression nach VON HÖFER: 11 m), welches ca. von 1974 bis 1980 gezeitigt wurde, konnte eine weitgehende Übereinstimmung der Gletscherzungenreaktionen belegt werden, dessen Ursache höchstwahrscheinlich eine 1940/50 einsetzende Unterbrechung der zuvor anhaltenden Erwärmung war¹⁹ (SHRESTHA et al. 1999, THOMPSON et al. 2000, COOK et al. 2003). Die ab ca. 1970 wieder einsetzende Erwärmung drückt sich in den Rückzugsbeträgen seit jenem Stadium 4 aus (siehe Abb. 100).

¹⁸ Nach YAO et al. (1997) setzte in Hochasien eine Abkühlungsphase bereits Anfang des 15. Jhr. ein, so dass der Begriff „Kleine Eiszeit“ im Folgenden, sofern nicht im Zusammenhang mit anderen Autoren anders angegeben, für den Zeitraum von 1400-1900 AD gedacht ist.

¹⁹ Nach SHRESTHA et al. (1999, S. 2784) betrug die maximale Abkühlung gegenüber der vor dieser Periode erreichten Temperatur ca. 0,3° C.

Die morphologisch und über Verwitterungszustände zwangsläufige zeitliche Parallelisierung der die Vorfelder beschließenden Stadium 1-Moränen (mittlere Schneegrenzdepression nach VON HÖFER: 89 m) steht in Übereinstimmung mit der im Arbeitsgebiet von KUHLE (1982a u. 1982b) für selbige Moränen vorgenommenen Synchronisierung. Letztere basiert auf Lagebeziehungen zu glazialen und glazifluvialen Kennformen, die bis ins Pleistozän zurückgreifen. In der Gletscherstandschronologie Hochasiens stellt jener Gletscherstand (Stadium VII; Jüngerer Dhaulagiri Stadium) ein frühestes historisches Stadium (1700-400 v. 1950 AD) dar (KUHLE 1986a, S. 454 u. 2001, S. 125) (siehe Abb. 112).

Ein Stadium 2 (mittlere Schneegrenzdepression nach VON HÖFER: 79 m) in Form von unweit einwärtig der Eisfrontposition zu Gletscherstand 1 terminierenden Randmoränen war in über 80 % der Fälle nachweisbar, ein weiterer Gletscherstand 3 (mittlere Schneegrenzdepression nach VON HÖFER: 42 m) hingegen, der zumeist ca. in der Mitte des Gletschervorfelds über 5 bis 10 m hohe Randmoränen rekonstruiert werden konnte, trat nur an 43 % der untersuchten Gletscher auf. Die Richtigkeit der über morphologische, vor allem lagebezügliche Kriterien sowie Fotos vorgenommenen Differenzierung in die Stadien 2, 3 und 4 wird gestützt durch die Schneegrenzdepressionen dieser Gletscherstände in Relation zur Schneegrenzabsenkung zum jeweiligen Stadium 1 (siehe 3.3.5).

Die eingangs der Arbeit formulierte Hypothese (1.2), dass im betrachteten Zeitrahmen Längenänderungen an den untersuchten Gletschern sehr ähnlich ausfielen und daher als relativ ungedämpfte Folgen von Klimasignalen anzusehen sind, welche sich in besonders gut übereinstimmenden Randmoränenabfolgen ausdrücken, sieht sich nach den hier (in Kapitel 3.3) zusammengefassten Befunden verifiziert.

Dass die lagebezüglich sowie vom Verwitterungsgrad und Vegetationsbesatz her augenscheinlich älteren Stadien -1 und -2 zugeordneten Moränenwälle nicht im historischen (<~1760 vor heute) sondern neoglazialen Zeitraum (5500-1700 vor 1950 AD) aufgeschoben wurden, wird gestützt durch ein mittels ^{14}C -Analyse gewonnenes Datum eines linken Stadium -1-Moränenwalls des Khangsar Khang-Gletschers, nach dem jene Randmoräne ein Mindestalter von 3006-2843 Jahren (bezogen auf 2010) hat. Auch die Flechtenfunde sprechen dafür, dass die Stadium 1-Moränen, auf denen nur in einem Fall ein *Rhizocarpon Geograficum*exemplar von maximal 3 cm gefunden werden konnte im historischen Zeitraum abgelagert wurden und die Stadium -1- und -2-Randmoränen mit bis zu 14 oder gar 15,5 cm großen Landkartenflechten um einiges älter sind (siehe 3.3.6).

3.4 Die rekonstruierten Gletscherstandsschwankungen im Untersuchungsgebiet verglichen mit hierzu bestehender Literatur Gesamthochasiens

3.4.1 Forschungsstand zu historischen bis neoglazialen Gletscherstandsschwankungen im Himalaja

Der Forschungsstand zu historischen bis neoglazialen Gletscherfluktuationen im Arbeitsgebiet bzw. in der Annapurna- und Dhaulagiri-Himalaja N-Abdachung wurde bereits unter 1.7 abgehandelt.

3.4.1.1 Khumbu-Himalaja (S-Abdachung des Hohen Himalaja, siehe Abb. 113, 1)

HEUBERGER (1956, S. 352 f) beschreibt am Nangpa-Gletscher (27°59'N/86°36'E) Randmoränen in einer Höhe von 4400 m. Sie entsprechen ihm zu Folge den 1850er End- und Ufermoränen der Alpen. Er findet Landkartenflechten (*Rhizocarpon Geograficum*), die fast doppelt so groß sind wie auf 1850er Moränen der Ostalpen, ordnet sie aber dennoch mit Hinweis auf das seiner Meinung nach das Flechtenwachstum beschleunigende Monsunklima zeitlich gleich ein wie die großen Randmoränen der Alpen (HEUBERGER 1956, S. 352 f).

In einem orographisch rechten Ufertälchen oberhalb des Zusammenflusses vom Khumbu-Gletscher-Hauptstrom (27°57'N/86°49'E) und dem von der Pumori Westseite hinabströmenden Eis, datiert MÜLLER (1958, S. 210 f) (GFELLER et al. 1961, S. 16) zwei Böden in alluvialen Sanden des Gorakshep Sees. Jener See bestand zwischen einer den Gletscher heute rechts einfassenden Lateralmoräne, die MÜLLER zunächst als um 1850 AD gebildet einordnet und einer gletscherabseitigeren Ufermoräne, die MÜLLER vorab als um 1600 AD aufgeschoben vermutet. Den Datierungen nach wurden beide jedoch vor 1600 AD abgelagert. Für die äußere macht er ein ¹⁴C-Mindestalter von 1150 ± 80 fest²⁰; für die innere Ufermoräne ergibt sich ein ¹⁴C-Mindestalter von 480 ± 80 (GFELLER et al. 1961, S. 16).

BENEDICT (1976; 177 f) bestätigt ebenfalls über ¹⁴C-Analysen diese Mindestalter der beiden rechten Moränenrücken des Khumbu-Gletschers.

FUSHIMI (1977) datiert mittels ¹⁴C-Analyse am dem Khumbu-Gletscher nahe gelegenen Kyuwo-Gletscher die eisrandnächste Ufermoräne auf älter als 410 ± 100. und einen nächst auswärtigeren Moränenwall auf älter als 1200 ± 100 Jahre vor 1950 AD.

²⁰ Alle ¹⁴C-Alter in Kapitel 3.4 sind auf 1950 AD bezogen. In diesem Fall fand die Ablagerung also mindestens 1150 ± 80 Jahre vor 1950 AD statt.

RÖTHLISBERGER (1986, S. 151) findet an Lateralmoränen im Khumbu-Himalaja bei gleich fünf Gletschern (Khumbu-, Lhotse-, Lhotse Shar-, Lhotse Nup-, Nuptse-Gletscher) überschüttete Bodenhorizonte, die er zur ^{14}C -Datierung heranzieht. Hierauf postuliert er bei allen Gletschern Vorstöße zwischen 1700 v. h. und 1200 v. h. und bei Khumbu- und Lhotse-Gletscher auch zwischen 1025-950 v. h. Aufgrund der überschütteten Bodenhorizonte erweisen sich viele der untersuchten gletschernächsten Lateralmoränen als polyphasische Ablagerungen, deren Firste in ihren Endmoränenbereichen zuletzt während der „Kleinen Eiszeit“ (1400-1900 AD) überschüttet wurden. Schneegrenzdepressionsbeträge gibt er für die einzelnen Vorstöße nicht an.

KUHLE (1986a, 1987b, 2005, 2006), der in den 1980er Jahren im Dhaulagiri-und Annapurna-Himalaja (siehe 1.7) sowie auch anderen Gebirgen Hochasiens dreizehn Rückzugsstadien (Stadien I-XII, siehe Abb. 112) seit dem letzten Hochglazial (Würm) rekonstruiert (KUHLE 1980, 1982a, 1982b, 1983, 1984, 2001), belegt über Moränen des Ngozumpa-Gletschers sowie weiterer Gletscher seiner Umgebung jene Stadienabfolge und kann die Ablagerung der Eisrandbildungen über ^{14}C -Alter und lichenometrisch (siehe hierzu 3.3.6) absolut-zeitlich einordnen. Er weist daraufhin, dass es sich bei den ^{14}C -Daten um Eisrandlagenmindestalter handelt zu denen die Besiedlungszeit der Pioniervegetation gerechnet werden muss.

Über das ^{14}C -Alter von 4165 ± 150 eines sauren alpinen Moorbodens an einer Stadium V-Endmoräne (Nauri Stadium, siehe Abb. 112) des im Nebental von Dole (orographisch rechtes Nebental ca. 6 km S-lich des rezenten Gletscherzungenendes des Ngozumpa-Gletschers ins Ngozumpa Tal einmündet) liegenden Gletschers kann KUHLE (1986a, S. 441 u. 1987b, S. 203) die Ablagerungszeitpunkte jener Stadium V-Endmoräne und der abwärtig vorliegenden Stadium IV-Moräne (Sirkung Stadium, siehe Abb. 112) eingrenzen. Stadium IV und somit auch Gletscherstand III (Dhampu-Stadium) müssen demnach vor jenem Datum gezeitigt worden sein, während KUHLE (1986a, S. 443 u. 1987b, S. 205) Stadium V als um ca. 4165 vor 1950 AD abgelagert einordnen kann. Ebenfalls unterhalb des im Nebental von Dole gelegenen Gletschers datiert KUHLE (1986a, S. 441 u. 1987b, S. 203) Bodenmaterial auf einer Stadium VI-Endmoräne (Älteres Dhaulagiri Stadium) bzw. Torf in einem sich einwärtig anschließenden Zungenbecken. Anhand der ^{14}C -Alter von 2050 ± 105 im erstgenannten und 2400 ± 140 im zweiten Fall leitet KUHLE (1986a, S. 442, Fig. 5 u. 1987b, S. 205) für den Stadium VI-Endmoränenwall einen Ablagerungszeitraum zwischen ca. 2050 und 2400 v. 1950 ab. In einer Ufermulde eines Stadium VII-Moränenwalls (Jüngeres Dhaulagiri Stadium) (siehe Abb. 112) eines orographisch rechten Nebentalgletschers des Ngozumpa-Gletschers findet KUHLE (1986a, S. 441 u. 1987b, S. 203) Wurzelholz von *Rhodiola*. Zwei ^{14}C -Analysen

jenes Materials ergeben Alter von 290 ± 70 und 440 ± 80 v. 1950 AD. Stadium VII wird von KUHLE (1986a, S. 442 u. 1987b, S. 205) als vor 440 v. 1950 AD abgelagert eingeordnet. Aufgrund eines ^{14}C -Alters von 320 ± 130 , das von einer Torfprobe eines in einem Stadium VIII befindlichen Schwemmbodens im Arabtsen Tal ($27^{\circ}49'20''\text{N}/86^{\circ}36'35''\text{E}$), einem orographisch rechten Nebental des Nangpa Dzangpo Tals, gewonnen wurde, versteht KUHLE (1986a, S. 442 ff u. 1987b, S. 203 ff) Stadium VIII als um 320 v. 1950 AD abgelagert. Die Stadien IX und X sind folglich jünger. Die mittleren Schneegrenzabsenkungen (berechnet nach VON HÖFER [1879]) der mittelgroßen Gletscher im Ngozumpa Tal lagen zum Nauri Stadium (Stadium V, siehe Abb. 112) bei 560 m, zum Älteren Dhaulagiri Stadium (Stadium VI) bei 467 m, zum Mittleren Dhaulagiri Stadium (Stadium VII) bei 277 m, zum Jüngeren Dhaulagiri Stadium (Stadium VIII) bei 147 m, zu Stadium IX bei 77 m und zu Stadium X bei 52 m.

In den Gletscherumgebungen der dem Ngozumpa Tal E-lich benachbarten Täler des Khumbu-Himalaja (Bothe Koshi Tal, Dudh Koshi Tal, Imja Khola) findet KUHLE (2005, Fig. 3, S. 303 u. Fotos 61-68, Fotos 162-173) den Randmoränen im Ngozumpa Tal entsprechende Moränensequenzen, so dass er aufgrund der Lagebeziehungen sowie Formerhaltung auch für jene die Zuordnung zu den neoglazialen Stadien (V-VII) sowie den historischen Stadien (Stadium VII und jünger, siehe Abb. 112) vornehmen kann.

Es ist auffällig, dass die jüngeren historischen Stadien (jünger als Stadium VII [KUHLE 2005]) in Vorfeldern mittlerer und kleinerer Nachbargletscher morphologisch ausdifferenzierbar sind, während die Zungen großer Dammgletscher wie bspw. die des Ngozumpa-Gletschers und des Khumbu-Gletschers nahe offensichtlich polyphasisch aufgebauter Ufer- und Endmoränenkomplexe zu liegen kommen (RÖTHLISBERGER 1986, S. 151 u. KUHLE 2005, S. 217 ff).

Auch der rezente Gletscherschwund drückt sich an den Dammgletschern vielfach nur in einer Mächtigungsabnahme, jedoch kaum im Gletscherrückzug aus (RÖTHLISBERGER 1986, S. 151 und KUHLE 2005, S. 279), während an kleineren Gletschern rezente Längenverluste nachgewiesen werden können (der Longbuche-Gletscher schmolz nach KUHLE [2005, S. 279] zwischen 1955 und 2005 1 km zurück).

RICHARDS et al. (2000) datieren Moränen im Khumbu-Himalaja mittels OSL-Altersbestimmung (Optisch stimulierte Lumineszenz-Datierung). Das Pheriche Stadium, ein durch Randmoränenwälle ca. 1,5 km S-lich der Siedlung Pheriche nachgezeichneter Gletscherstand, hat ihren Datierungen nach ein Alter von 18.000-25.000 v. h. Für jenes Stadium, das eine Gletscherzungenendposition 5,5 km auswärts des rezenten Zungenendes

des Khumbu-Gletschers und ca. 4,5 km auswärts der Gletscherfront des Tsola-Gletschers nachzeichnet, geben sie eine Schneegrenzabsenkung von 200-300 m an (RICHARDS et al. 2000, S. 1629). RICHARDS et al. (2000, S. 1621 ff) finden im Gegensatz zu KUHLE (1998, S. 85 f, 2005, 2006) keine Spuren vorzeitlicher Vergletscherung talabwärts. KUHLE (2005, Fig. 3, Foto 78-80) ordnet das Pheriche Stadium des Lagebezugs zu einwärtigen wie auswärtigen Eisrandlagenindikatoren dem Nauri-Stadium (Stadium V; 5500-4000 v. 1950, siehe Abb. 112) zu. Er legt in Form von Fotografien glazialgeomorphologische Befunde vor, die belegen, dass der Imja-Dudh-Koshi-Gletscher letztglazial (60.000-18.000 v. h., siehe Abb. 112) bis zur Einmündung des Inkhu Khola auf 900 m ü. M. (27°28'30"N/86°43'20"E) hinabreichte (KUHLE 2005, S. 315, Fotos 66, 77, 83-84, 87-96, 98-99, 101-105, 143, 148-154, 156-160, 211, 221-233). FINKEL et al. (2003, S. 562) erhalten über kosmogene Nukliddatierungen (Berillium 10-Datierungen) für das Pheriche Stadium Alter von 23.000 ± 3000 v. h. (Pheriche I) und von 16.000 ± 2000 v. h. (Pheriche II). Sie finden in 4500 m ü. M., einwärtig des Pheriche Stadiums glaziale Ablagerungen, die ihren Berillium 10-Datierungen nach auf Eisvorstöße um 35.000 ± 3000 v. h. (Thyangboche I) bzw. 86.000 ± 6.000 v. h. (Thyangboche II) hindeuten (FINKEL et al. 2003, S. 562). Wo sich die zugehörige Eisrandlage befand, können sie nicht rekonstruieren, da sie zu diesen Moränen keine korrespondierenden Formen finden, die tiefer als das Pheriche Stadium talabwärts reichen²¹. Die von KUHLE (1986a, 1987a, 1987b, 1988c, 1998, 2005, 2006) vorgelegten Befunde wurden wie KUHLE & KUHLE (2010, S. 113 f) anmerken, von FINKEL et al. (2003) nicht zur Kenntnis genommen bzw. im Gelände offenbar nicht gesehen

3.4.1.2 Das Obere Barun Nadi, Südseite des Makalu-Massivs (S-Abdachung des Hohen Himalaja, siehe Abb. 113, 1)

KUHLE (2005, Fig. 3, S. 214, Fotos 1-14) findet im Oberen Barun Nadi unterhalb des Barun-Gletschers (27°50'N/87°05'E) und in der Umgebung kleinerer an den Flanken des Barun Nadi verorteten Gletscher die historischen Stadien VII-X (<1700 v. 1950 AD) sowie die neoglazialen Gletscherstände V-VII (5500-1700 v. 1950, siehe Abb. 112). Er weist hier insbesondere auf die unterhalb des Hängegletschers der Makalu S-Flanke (27°52'N/87°06'E)

²¹ KUHLE & KUHLE (2010, S. 113) machen im Zusammenhang mit diesen nach FINKEL et al. (2003, S. 562) in 4500 m ü. M. befindlichen Ablagerungen auf einen Widerspruch aufmerksam, der sich aus der Datierung der angegebenen Fundhöhe sowie der Lagebeziehung jener Moränen zur von FINKEL et al. (2003, S. 562) angenommenen Altersstellung des Pheriche Stadiums ergibt. Wenn jene Moränen tatsächlich in 4500 m ü. M. taleinwärtig des Pheriche Stadiums lagern würden, hätten sie zum Pheriche Stadium vom Eis überfahren werden müssen und könnten somit folglich nicht älter sein als selbiges (KUHLE & KUHLE 2010, S. 113).

einen See aufstauende Stadium X-Moräne hin (KUHLE 2005, S. 214 u. Foto 7), die er als zwischen 1820 und 1900 AD abgelagert erachtet. Einwärtig stauen die Moränen des Stadium XI einen weiteren See auf (KUHLE 2005, S. 214 u. Foto 7).

3.4.1.3 Kangchendzönga-Himalaja (S-Abdachung des Hohen Himalaja, siehe Abb. 113, 2)

Im Kangchendzönga-Himalaja rekonstruiert KUHLE (1990b) neoglaziale und historische Gletscherstände. Viele der hier befindlichen Gletscher sind zu mehr als 2/3 mit Obermoräne bedeckt (Kangchendzönga-Gletscher [27°47'N/88°05'E], Yamatari-Gletscher [27°38'N/88°03'E], Jannu-Gl. [27°46'N/88°05'E] ...) (KUHLE 1990b, Fig. 9). Im Fall des Kangchendzönga-Gletschers belegt KUHLE (1990b, Fig. 1) einen LIA-Gletscherpegel und gliedert ein Stadium IX aus. Ein weiterer auswärtiger Wall wird als zu den neoglazialen bzw. historischen Stadien V-VIII abgelagert eingeordnet. Auch am Jannu- und Ramthang-Gletscher (27°43'N/88°05'E) findet KUHLE (1990b, Fig. 9) einen gletschernahen Moränenwall, den er den neoglazialen/historischen Stadien VI-VIII zuweist. Für den Jannu-Gletscher weist er darauf hin, dass jene Moränenwälle auch während des „Little Ice Age“ aufgebaut wurden (KUHLE 1990b, Fig. 3 u. Fig. 9).

MEINERS (1999) findet ebenfalls die von KUHLE (1990b, Fig. 1) beschriebenen gletschernahen großen Randmoränen im Kangchendzönga Himalaja (Kangchendzönga-Gl, Jannu-Gl., Yamatari Gl.). Sie ordnet sie, wie KUHLE (1990b, Fig. 1) in dessen Chronologie den neoglazialen/historischen Stadien VI-VIII zu. Die zugehörige Schneegrenzdepression lag nach MEINERS (1999, S. 370) bei 180-290 m. KÖNIG (2002, S. 121) versteht diese Moränen als historische Moränen und stellt heraus, dass sie häufig im niedrigen Dekameterbereich untergliedert sind, was auf kleinere Gletscherzungenschwankungen hinweist. Nach KÖNIG (2002, S. 130) betrug die Schneegrenzdepression zu jenem historischen Stadium ca. 20-100 m.

Vergleicht man die Arbeit ASAHIS & WATANABES (2000) mit der Gletscherchronologie KUHLES (1990b) sowie den von MEINERS (1999) und KÖNIG (1999, 2002, 2004) publizierten Befunden zur Gletschergeschichte des Kangchendzönga-Himalaja, fallen erhebliche Unterschiede auf. ASAHI & WATANABE (2000, Fig.3 u. S. 484) weisen ebenfalls auf historische/„Little Ice Age“-Gletscherschwankungen hin, die ihnen zu Folge an zungennahen Randmoränen der Gletscher ablesbar werden. Am Kangchendzönga-Gletscher rekonstruieren sie eine historische/„Little Ice Age“-Eisrandlage ca. 600 m auswärts des rezenten Zungenendes, weitere ca. 700 m auswärts eine holozäne Eisrandlage und ca. 1500 m

abwärts der rezenten Eisrandlage befand sich nach ASAHI & WATANABE (2000, Fig. 3) das Gletscherzungenende während des Letzten Glazialen Maximums/zur Jüngerer Dryas. Am Jannu-Gletscher rekonstruieren sie die Eisrandlage zum Letzten Glazialen Maximum/zur Jüngerer Dryas ebenfalls ca. 1,5 km talauswärts der rezenten Gletscherstirn (ASAHI & WATANABE 2000, Fig. 3). In den zuvor veröffentlichten Arbeiten von KUHLE (1990b) und MEINERS (1999) stellen diese von ASAHI & WATANABE (2000) dem Letzten Glazialen Maximum/der Jüngerer Dryas zugeordneten Moränenwälle neoglaziale Eisrandlagen dar (5500-1700 v. 1950 AD, siehe Abb. 112). Die unterschiedlichen zeitlichen Zuordnungen ergeben sich, da ASAHI & WATANABE (2000, S. 482) Spuren einstiger Gletscheranwesenheit im Kangchendzönga-Himalaja nur bis zur im Ghunsa Khola gelegenen Siedlung Gyabla in 2730 m ü. M. finden. Hier befindliche Moränen sprechen sie als im Marinen Isotopenstadium 4 (MIS 4) abgelagert an (ASAHI & WATANABE 2000, Fig. 3). KUHLE (1990b, Fig. 8) findet Vergletscherungsspuren im Tamur Khola bis auf 890 m ü. M. (nahe der Siedlung Thuma, ca. 15 km auswärts von Gyabla). Anhand von in Fig. 8 in KUHLE (1990b) abgebildeten Randmoränen innerhalb eines Zungenbeckens errechnet er eine Schneegrenzabsenkung zum Letzten Glazialen Maximum (während der Würmeiszeit) von 1660 m. KÖNIG (1999), S. 375 u. 2002, S. 120 f) rekonstruiert im Tamur Khola ein noch tiefer gelegenes eiszeitliches Gletscherende. Er findet auswärts der Siedlung Thuma erratische Blöcke, Flankenpolituren und glaziäre Dreiecksflächen (KÖNIG 2002 S. 120 u. Foto 178), die ihn veranlassen, das würmzeitliche Gletscherende im Tamur Tal 6 km talabwärts der von KUHLE (1990b) angegebenen Eisrandlage zu rekonstruieren.

ASAHI & WATANABE (2000, S. 482) gehen auf die Befunde KUHLES (1990b) und MEINERS (1999)²² mit den Sätzen „KUHLE (1990b) and MEINERS (1999) believe the existence of the glacial landforms in the lower reaches below Gyabla, such as lateral moraines, roche moutonnées, and subglacial potholes. However, we were not able to find in the field any such landforms but only fluvial terraces and deposits, except potholes (at 1,400 m). These potholes are located on the past undercut slope near the present riverbed, showing that they were formed just by a surface stream but not by subglacial processes“ ein. Die glazialen Landformen, die eine tiefer als bis zur Siedlung Gyabla hinabreichende Vergletscherung rekonstruierbar machen, sind jedoch in der Arbeit KUHLES (1990b, Fig. 5-8) abgebildet und in einer Karte (Fig. 9) verzeichnet, so dass ASAHI & WATANABE (2000) bspw. die tiefste Eisrandlagenlokalität hätten aufsuchen können (KUHLE 1990b, Fig. 8). Die Tatsache, dass sie

²² Die Arbeit KÖNIGS (1999) wird von ASAHI & WATANABE (2000) nicht zitiert.

jene nicht finden konnten lässt die Schlüsse zu, dass sie entweder nicht an der genauen Lokalität waren oder aber hier tatsächlich keine Endmoräne und kein Zungenbecken gefunden haben. In zweitem Fall würde sich die Frage stellen, was - wenn keine Endmoräne und kein Zungenbecken - im von KUHLE (1990b) in Fig. 9 mit (0) bezeichneten Talabschnitt nahe der Siedlung Thuma vorliegt. Hierüber geben ASAHI & WATANABE (2000) keine Auskunft.

Aus dem Umstand, dass ASAHI & WATANABE (2000) das Gletscherende zum MIS 4 nahe der Siedlung Gyabla rekonstruieren ergibt sich, dass einwärtige Moränen bspw. am Jannu-Gletscher der Jüngeren Dryas/dem Letzten Glazialen Maximum zugeordnet werden. Hierunter fallen z. B. die am Jannu-Gletscher von KUHLE (1990b, Fig. 9) und MEINERS (1999, Fig. 3) als zu Stadium V (Nauri Stadium, 5500-4000 v. 1950 AD) abgelagert eingeordneten Randmoränen, welche eine Schneegrenzdepression von ca. 180 m ([vorzeitliches Gletscherende - rezentes Gletscherende]/2) belegen.

3.4.1.4 Rolwaling-Himalaja (Himalaja S-Abdachung, siehe Abb. 113, 1)

Auch im Rolwaling-Himalaja beschreibt MEINERS (1999, S. 367) große polyphasisch aufgebaute Randmoränen, die sie den Stadien VI-X nach KUHLE (1986a, S. 454 u. 2001, S. 125, siehe Abb. 112) zuordnet, was eine historisch/spät-neoglaziale Ablagerung bedeutet. Sie gibt für diese Moränen eine zugehörige Schneegrenzdepression von 50-150 m an. Eine ^{14}C -Analyse am ca. 16 km langen und über die abwärtigsten 5 km schuttbedeckten Trakarding-Gletscher (27°49'N/86°31'E) ergibt ein ^{14}C -Alter von 2220 ± 79 (MEINERS 1999, S. 367). Das für die Altersbestimmung notwendige organische Material entstammt einem kleinen Moränenrest, der der den Tsho Rolpa einfassenden größten Randmoräne vorgelagert ist. Bei KÖNIG (2002) finden sich diese Moränen als historisches Stadium wieder. Zu ihrer Ablagerung war die Schneegrenze nach KÖNIG (2002, S. 124) im Mittel um 20-100 m abgesenkt.

Am Beispiel des kleinen schutfreien Yalung Ri-Gletschers (27°51'N/86°25'E) macht MEINERS (1999, Foto 5) auf die unterschiedlichen Merkmale einer neoglazialen Ufermoräne im Vergleich zu einer historischen Moräne unweit des Gletscherendes aufmerksam. Letztere endet völlig vegetationslos weniger als 1 km auswärts des rezenten Gletscherendes, während die neoglaziale, bewachsene Lateralmoräne deutlich tiefer hinabreicht.

3.4.1.5 Langtang-Himalaja (S-Abdachung des Hohen Himalaja, Abb. 113, 3)

HEUBERGER et al. (1984, Fig. 9) rekonstruieren im Langtang Tal neoglaziale Gletscherstände

am Lirung-Gletscher (28°14'N/85°33'E), am Tyangbu-Gletscher, am Phrul Rhangjen-Gletscher (28°14'N/85°38'E), am Langtang-Gletscher (28°14'N/85°42'E) und am Trupaiku-Gletscher (28°11'N/85°41'E). Zu jenem als Lirung Stage bezeichneten Stadium war nach HEUBERGER et al. (1984, S. 358) die Schneegrenze nicht mehr als 400 m abgesenkt. Die Gletscher erreichten teilweise noch den Haupttalboden.

SHIRAIWA & WATANABE (1991) postulieren über die morphologische Ausweisung von Moränenkomplexen sowie ¹⁴C Daten vor den bis zu 17 km langen Gletschern im Langtang Tal (Lirung- [28°14'N/85°33'E], Khymiung- [28°15'N/85°34'E], Yala- [28°14'N/85°37'E], Langtang-, Shalbachum- [Phrul Rhangjen-Gletscher bei HEUBERGER et al. (1984, Fig. 9) u. Langshisha-Gletscher [Trupaiku-Gletscher bei HEUBERGER et al. (1984, Fig. 9)]), die, mit Ausnahme des Yala-Gletschers, alle sehr stark verschuttet sind, drei oder vier neoglaziale/historische Vorstöße zwischen 2800 und 550 v. 1950 AD. Sie entsprechen dem Lirung Stage bei HEUBERGER et al. (1984, Fig. 9). Weiterhin rekonstruieren sie anhand des größten Moränenkomplexes nahe der Eisränder der Gletscher zwei Stadien zur bzw. nach der „Kleinen Eiszeit“ (jünger als 550 v. 1950 AD) (Yala Stage I und Yala Stage II) (SHIRAIWA & WATANABE, S. 415), wovon letzteres über ein ¹⁴C-Datum auf Anfang des letzten Jahrhunderts datiert wird. Ihren Kartierungen nach lag die Schneegrenzabsenkung während des Lirung Stadiums bei ca. 150 m. Die Moränen des Yala Stage I und II liegen nach den Autoren nahe der Eisfronten der stark schuttbedeckten Gletscher (SHIRAIWA & WATANABE 1991, Fig. 1). Ihre Zungen oszillierten offenbar während der „Kleinen Eiszeit“ (1400-1900 AD) und danach, ähnlich wie die großen und obermoränenbedeckten Gletscher im Khumbu Himalaja, kaum. Die größte postglaziale Vergletscherungsausdehnung im Langtang Tal, zu der bspw. der Lirung-Gletscher bis zur Siedlung Langtang gereicht hat (d. h. er war ca. 5-6 km länger als heute), datieren SHIRAIWA & WATANABE (1991, S. 415) mittels ¹⁴C-Analysen auf 3650-3000 vor heute.

BÄUMLER et al. (1996, S. 80) kommen nach Untersuchungen am Lirung-Gletscher zu ähnlichen Ergebnissen wie SHIRAIWA & WATANABE (1991).

3.4.1.6 Manaslu-Himalaja (S-Abdachung des Hohen Himalaja, siehe Abb. 113, 4)

In der die gesamte rekonstruierbare Vergletscherungsgeschichte des Manaslu-Himalaja zum Inhalt habenden Arbeit JACOBSENS (1990), beschreibt jener Stadium VII-Moränen nach KUHLE (1982a u. 1982b, 2001, S. 125) (siehe Abb. 112). Er errechnet zu diesem Gletscherstand eine mittlere Schneegrenzdepression von 100 m. In den zwischen den Stadium

VII-Moränen und den Gletscherzungenenden vorhandenen Vorfeldern gelingt ihm in einigen Fällen auch die Rekonstruktion jüngerer Stadien (nach KUHLE [1982a u. 1982b, 2001, S. 125] handelt es sich um die Stadien VIII-X [siehe Abb. 112]). An größeren und stark schuttummantelten Gletschern kartiert er jedoch die Stadien VII und `VII nahe der aktuellen Zungenenden (z. B. Surkikhola-Gletscher [28°28'N/84°30'E] und Himlung S-Gletscher [28°31'N/84°30'E]) und differenziert keine jüngeren Stadien aus. Es fällt auf, dass JACOBSEN (1990, S. 69) neben Stadium VII auch Stadium `VII, das nach KUHLE (1986a, S. 454 u. 2001, S. 125) ein letzter neoglazialer Gletscherstand ist (2000 bis 1700 v. 1950 AD) , „(...) im weiteren Sinne dem ‚little Ice Age‘ (...)“ zuordnet. Welche Zeitspanne er hiermit genau meint, bleibt unklar.

ZECH et al. (2003, S. 2257) beschreiben unterhalb des Machha Khol-Gletschers (28°22'N/84°45'E) (ein 2 km langer Firnfeldgletscher) einen unbewachsenen Moränenwall, der von JACOBSEN (1990, siehe beiliegende Karte) Stadium VII der Gletscherchronologie KUHLES (1986a, S. 454 u. 2001, S. 125) zugeordnet wurde. Sie sprechen ihn in Übereinstimmung mit JACOBSEN (1990) als zur „Kleinen Eiszeit“ abgelagert an und errechnen eine zugehörige Schneegrenzdepression von 215 m. Wie auch JACOBSEN (1990, beiliegende Karte) stellen sie deutlich auswärtig lagernde und bewachsene Moränenwälle, basierend auf TCN-Datierungen, Schneegrenzberechnungen und Bodenentwicklung ins Neoglazial. Die Schneegrenzberechnung zu jenem neoglazialen Gletscherstand lag den Autoren nach bei 550 m (ZECH et al. 2003, S. 2258).

3.4.1.7 Annapurna S-Abdachung (S-Abdachung des Hohen Himalaja, siehe Abb. 113, 5)

ZECH et al (2001, S. 159) machen über unterschiedliche Bodenentwicklungsphasen an zuvor unterschiedenen Moränenwällen des Annapurna I-Gletschers (28°32'N/83°53'E) (Firnesselgletscher mit starker Obermoränenbedeckung des Ablationsgebietes) zwei Gletschervorstöße zwischen 16. und 20. Jahrhundert aus. Sie liegen innerhalb großer das ca. 2 km lange Gletschervorfeld umrahmenden Randmoränen, die sie aufgrund fortgeschrittener Bodenentwicklung und übereinstimmenden Schneegrenzdepressionsbeträgen zu KUHLES (2001, S. 125) neoglazialen Schneegrenzniveaus ins Neoglazial stellen (Schneegrenzdepression: 175 m).

3.4.1.8 Dhaulagiri W-, S- und E-Abdachung (Hoher Himalaja, siehe Abb. 113, 5)

KUHLE (1982a, 1982b u. 1983) beschreibt vor den Zungen des Dhaulagiri W- ($28^{\circ}41'N/83^{\circ}26'E$), des Dhaulagiri S- ($28^{\circ}39'N/83^{\circ}31'E$) und des Dhaulagiri E-Gletschers ($28^{\circ}43'N/83^{\circ}35'E$) Gletscherstadien, die in seiner späteren Chronologie ins Neoglazial (Stadium V-`VII, 5500-1700 vor 1950) bzw. in den historischen Zeitraum (Stadium VII-X; <1700 v. 1950) fallen (KUHLE 2001, S. 125) (Abb. 112).

Unterhalb des Dhaulagiri W-Lawinenkegelgletschers findet KUHLE (1982 a, S. 94 u. 1982b, Abb. 184) Stadium V-IX-Moränen. Hinsichtlich der Stadium VII-Moränen schreibt er (KUHLE 1982a, S. 94): „Diese Moränen ähneln denen von 1850 in den Alpen“. Wenigstens zwei jüngste Gletscherschwankungen werden durch Moränenreste belegt, die dem Innenhang der Stadium VII-Moräne aufgeschoben vorliegen (Stadium VIII u. IX). Bezüglich jener Eisrandbildungen äußert sich KUHLE (1982a, S. 94) wie folgt: „Dem Beschauer drängt sich die Ähnlichkeit mit alpinen Moränen der Jahre 1870 und 1900 (bzw. 1913 oder 1920) auf.“

Stadium V-VII Moränen findet KUHLE (1982b, Abb. 110 u. Abb. 184) unterhalb des Dhaulagiri S-Gletschers.

In Abb. 82 in KUHLE (1982b) sind die Eisrandlagen der Stadien V-VII des Dhaulagiri E-Gletschers gekennzeichnet. Die Stadien IX u. X am rezenten rechten Rand des Dhaulagiri E-Gletschers sind in Abb. 184 (KUHLE 1982b) ausgewiesen.

Unter Berücksichtigung der drei angeführten Gletscher errechnet KUHLE (1982a, S. 165) für die Dhaulagiri S-Abdachung zu Stadium VII eine Schneegrenzdepression von 31 m, weist allerdings, da vor allem nach Süden abfließende Gletscher in die Berechnung eingehen, daraufhin, dass die S-Auslage überrepräsentiert ist.

3.4.1.9 Garhwal-Himalaja (S-Abdachung des Hohen Himalaja, siehe Abb. 113, 6)

In der Zungenumgebung des mit ca. 30 km längsten Himalaja-Gletschers (Firmuldengletscher), dem Gangotri-Gletscher ($30^{\circ}52'N/79^{\circ}05'N$), finden sich nach einer von AUDEN (1937) und TEWARI (1975) überarbeiteten Karte sechs Moränenwälle (zitiert aus: RÖTHLISBERGER 1986, S. 124), von denen der äußerste der größte ist. Der jüngste Wall stammt nachweislich aus dem letzten, der nächstältere, ebenfalls dokumentiert, aus dem vorletzten Jahrhundert (1850 AD) und die vier gletscherabwärtigsten haben laut RÖTHLISBERGER (1986, S. 124, der den Gletscher 1980 besuchte, wahrscheinlich früh-historisches Alter (älter als „Kleine Eiszeit“ [1400-1900 AD])). Zwischen 1850 und 1980 hat

sich der Gangotri-Gletscher annähernd um 1,2-1,5 km zurückgezogen (RÖTHLISBERGER 1986, S. 124). Angaben zu Schneegrenzdepressionen liegen nicht vor.

CHAUJAR (2009, S. 703 f) rekonstruiert über eine große, bewachsene Randmoräne (Abb. 107; ↘) ein Gletscherstadium für den heute einwärtig von Kedarnath endenden Chorabari-Gletscher (30°45'N/79°04'E) (Abb. 107; □), welches er mittels lichenometrischer Datierungen als Maximalstand zur „Kleinen Eiszeit“ (ca. 258 vor heute) ausweist. Anhand kleinerer, ebenfalls bewachsener Randmoränenwälle rekonstruiert er weitere Rückzugsstadien, die er auf 240, 179, und 137 v. h. datiert. Im März und April 2004 nahm ich an einer von Prof. M. Kuhle durchgeführten Exkursion in den Garhwal-Himalaja teil. Hierbei wurde der Chorabari-Gletscher und sein Vorfeld aufgesucht. Der von CHAUJAR (2009, S. 703 f) als „Kleine Eiszeit-“ Maximum ausgewiesene Gletscherstand wurde hier von M. Kuhle dem Neoglazial (5500-1700 v. 1950 AD) zugeordnet (freundliche mündliche Mitteilung). Hierzu passt, dass der Gletscher zu jenem Stadium, wie auch zu zwei der einwärtig nachgewiesenen Rückzugsstadien, talabwärtig des nachweislich vor 3000 v. h. erbauten Kedarnath Tempels endete (siehe hierzu CHAUJAR 2009, S. 705). Wären die drei unterhalb des Tempels lagernden Moränenwälle tatsächlich zur „Kleinen Eiszeit“ (1400-1900 AD) aufgeschüttet worden, so hätte der Chorabari-Gletscher den Kedarnath Tempel mit einer Mächtigkeit von bis zu 150 m (nachweisbar über die Firstverläufe der Randmoränen) überfahren. Der Umstand, dass der Tempel heute noch steht, wie auch andere Hinweise, bspw. eine Schneegrenzdepression von mehr als 338 m für das nach CHAUJAR [2009, S. 703 f] angegebene „Kleine Eiszeit-“ Maximum, sprechen dafür, dass es sich bei den drei älteren der vier rekonstruierten Gletscherstände um neoglaziale Stadien handelt (siehe hierzu ACHENBACH 2010a, S. 599). Der Chorabari-Gletscher ist ein Lawinenkesselgletscher, dessen Zunge mit mächtiger Obermoränenbedeckung versehen ist (Abb. 107; □). Seine Zunge endet ähnlich wie die der angeführten großen Gletscher im Khumbu- und Langtang-Himalaja nahe des Endmoränenbereichs unbewachsener Randmoränenwälle (siehe Abb. 107; ↗). Hier ist davon auszugehen, dass die Gletscherzunge insbesondere bedingt durch eine in der Wand verlaufende Schneegrenze sowie der umfänglichen Schuttauflage innerhalb des historischen Zeitraums sehr träge verhalten hat und das Gletscherzungenende daher auch heute noch kurz hinter dem Frontalbereich einer wahrscheinlich polyphasisch aufgebauten Randmoräne liegt, die einwärtig des Kedarnath-Tempels einen historischen (<~1760 v. h.) Maximalstand anzeigt.

3.4.1.10 Kiar Nala Tal (Kashmir; S-Abdachung der Himalajahauptachse, siehe Abb. 113, 7)

Ca. 40 km S-lich des Nun Kun entwässert das Kiar Nala Tal die Hauptachse des hier bis 6574 m ü. M. hinaufreichenden Himalajabogens in SW-wärtiger Richtung. RÖTHLISBERGER (1986, S. 111 ff) schreibt, dass vor allen von orographisch links ins Kiar Nala Tal einmündenden Firnmulden- bzw. Firnkesselgletschern (Prul- oder Malmandu- [33°36'N/75°56'E], Resela- [33°37'N/76°00'E], Garm Bazar- [33°37'N/76°02'E], Uaumazar- [33°38'N/76°03'E], Sarbal- [33°38'N/76°05'E], Wakbal- [33°39'N/76°07'E] und Bukmala-Gletscher [33°41'N/76°11'E]), deren Ablationsgebiete teilweise beträchtlich mit Obermoräne bedeckt sind, „neuzeitliche“ (1550-1860 AD) Moränen vorhanden sind. Am 6 km auswärts der Siedlung Sarbal endenden Resela-Gletscher zeigen ¹⁴C-Daten eines fossilen Bodens innerhalb einer Ufermoräne, dass sich jener Boden zwischen 3660 ± 185 und 3210 ± 80 (¹⁴C-Jahre) entwickelt hat und ein Gletschervorstoß nach 3210 vor 1950 AD stattgefunden hat, der die „neuzeitlichen“ Ausmaße wenig übertraf. Innerhalb der bis maximal 1 km tiefer als die rezenten Zungenenden hinabreichenden „neuzeitlichen“ Gletschervorfelder findet RÖTHLISBERGER (1986, S. 115) ein bis zwei Wälle, die er auf Gletscherstadien zurückführt, die nach 1875 AD eintraten.

3.4.1.11 Kolahoi-Gruppe S-Abdachung (S-Abdachung der Himalajahauptachse, siehe Abb. 113, 7)

Die Kolahoi Gruppe ist zwischen Nanga Parbat und Nun Kun gelegen. An der W-Flanke des 5425 m hohen Kolahoi fließt der obermoränenfreie und ca. 6 km lange Kolahoi-Gletscher (34°09'N/75°18'E) vom Typ Firnmulde N-wärts ab. Sein Gletschervorfeld wird umrahmt von dreigliedrigen bis 1,3 km tiefer als das rezente Zungenende hinabreichenden Moränenwällen (RÖTHLISBERGER 1986, S. 107 u. Fig. 31). Nach RÖTHLISBERGER (1986, S. 110) zeigen die beiden inneren Wälle „neuzeitliche“ (1550-1860 AD) Gletscherausdehnungen an (der Innerste wird als im 19. Jahrhundert abgelagert erachtet), während der Äußere älter sein muss. Über ¹⁴C-Alter eines fossilen Bodens (2440 ± 80 - 2190 ± 60) am Innenhang der vorfeldabschließenden Ufermoräne macht RÖTHLISBERGER (1986, S. 110) einen Gletschervorstoß nach 2200 vor 1950 AD fest, zu dem der Gletscher ähnliche Ausmaße wie zur „Neuzeit“ erreichte. Innerhalb des Gletschervorfelds lagern drei kleinere Moränenwälle, die nach RÖTHLISBERGER (1986, S. 110) auf Unterbrüche des Gletscherschwundes nach 1860 zurückzuführen sind.

3.4.1.12 Punjab-Himalaja (Himalajahauptachse, siehe Abb. 113, 7)

Der 28 km langen Bara Shigri-Gletscher ($32^{\circ}16'N/77^{\circ}40'E$) mündet von SE-her in das Tal des Chandra Flusses. Dieser als Firnmuldengletscher zu typisierende Gletscher ist auf seinen abwärtigsten 5 km gänzlich mit Obermoräne bedeckt. In seinem Vorfeld differenziert RÖTHLISBERGER (1986, S. 117 ff) mehrere „neuzeitliche“ (1550-1850 AD) Gletscherstände. In der rechten Karte der Fig. 33 bei RÖTHLISBERGER (1986) sind die zu jenen drei Stadien aufgeschütteten Moränenwälle kartiert. Der Karte nach reichte der Gletscher zum „neuzeitlichen“ (1550-1860 AD) Maximalstand mindestens 850 m weiter auswärts als das rezente Gletscherzungenende. Der Vergleich mit einem von PASCOE im Jahr 1906 aufgenommenen Foto (WALKER & PASCOE 1907) (Abb. 85 u. Abb. 86 in RÖTHLISBERGER [1986]) zeigt, dass der Gletscher zu diesem Zeitpunkt noch bedeutend länger war als im Jahr 1980 (in diesem Jahr fand die Geländebegehung durch RÖTHLISBERGER statt) und mit seiner moränenbedeckten Oberfläche noch beinahe bis nahe an den „neuzeitlichen“ Maximalstand heranreichte.

Drei prä-„neuzeitliche“ Moränenwälle findet RÖTHLISBERGER (1986, S. 118) rechts des Bara Shigri-Gletschers. Ein ^{14}C -Datum (3770 ± 575) stützt hier die Zuordnung zum Neoglazial.

3.4.1.13 Nanga Parbat-Massiv (siehe Abb. 113, 8)

Hinsichtlich der Fragestellung eiszeitlicher und postglazialer Vergletscherungsausdehnungen kartiert KUHLE (1997, Fig. 28) die glazialgeomorphologischen Phänomene am Nanga Parbat-Massiv. Zuzüglich der glazialgeomorphologischen Inventarisierung nimmt er in Bezug auf historische Gletscherstandsschwankungen in den Zungenumgebungen des Chungpa Gah-Gletschers ($35^{\circ}15'N/74^{\circ}43'E$) und des Bazhin-Gletschers ($35^{\circ}12'N/74^{\circ}39'E$) Proben zur ^{14}C -Datierung. Als teilweise noch Eiskontakt habend beschreibt KUHLE (1997, Foto 79) neoglaziale bis historische Randmoränen (Stadien V-XI; 5500 v. 1950 AD-1950 AD) am Bazhin-Gletscher, einem typischen an der Rakhiot S-Flanke abfließenden Dammgletscher (siehe auch KUHLE 1991a, S. 58). Eine dem Außenhang einer markanten gletscherbegleitenden Ufermoräne entnommene Holzprobe hat ein ^{14}C -Alter von 125 ± 60 . KUHLE (1997, Foto 79) ordnet den Lateralmoränenwall Gletscherstand X (180-30 v. 1950 AD, siehe Abb. 112) zu.

In der Umgebung des ebenfalls als Dammgletscher einzustufenden Chungpa Gah-Gletschers findet KUHLE (1997, Fotos 82, 83) Moränen, die er auf neoglaziale und historische

Gletscherausdehnungen zurückführt. Eine große den Gletscher orographisch links begleitende Ufermoräne datiert er mittels zweier ^{14}C -Altersbestimmungen von Holzproben auf vor $215 \pm 75 - 255 \pm 115$ v. 1950 AD abgelagert. Er ordnet sie den historischen Stadien IX und X (300 - 30 v. 1950 AD) zu.

Wie am Bazhin- und am Chungpa Gah-Gletscher endet auch die stark obermoränenbedeckte Zunge des Sachen-Gletschers (Typus Dammgletscher) ($35^{\circ}20'N/74^{\circ}46'E$) an einer großen Randmoräne. KUHLE (1997, Foto 84) ordnet jene Moräne sowie auswärts lagernde Ufer- und Endmoränen als historisch bis spätglazial (Stadien III-XI, 14.250 v. 1950 AD - 1950 AD) ein. Nach KUHLE (1991a, Foto 8, 1997, Foto 84) zeigt der Vergleich der am 10.9.1987 gemachten Aufnahme mit einem von A. SCHLAGINTWEIT am 11.9.1856 gemalten Bild, dass ein von einer Teilzunge des Sachen-Gletschers aufgestauter See zu beiden Zeitpunkten ähnliche Gestalt hatte, das heißt jene Teilgletscherzunge offenbar bereits 1856 mit annähernd der gleichen Morphologie wie 131 Jahre später die Seebildung bedingt haben muss. KICK (1962, S. 227) weist daraufhin, dass sich die Lage der Sachen-Gletscherstirn zwischen 1934 und 1958 nicht verändert hat. Wie die nicht zu differenzierenden, nahe der rezenten Gletscherzunge lagernden historischen Moränen, weist auch dieser Umstand darauf hin, dass die Stirnposition des Sachen-Gletschers in historischer Zeit nur wenig oszillierte. KUHLE (1997, Foto 84) führt dieses Phänomen auf das sich in der steilen E-Flanke des Chongra-Peaks (6830 m ü. M.) befindliche Schneegrenzniveau zurück. Die klimatischen Schneegrenzhöhenveränderungen von einigen Dekametern bis 100 m, wie sie für den historischen Zeitraum zu veranschlagen sind, haben sich nur im Bereich dieser Steilwand abgespielt und daher keine großen Veränderungen der Nährgebiets- bzw. Zehrgebietsgrößen herbeigeführt, so dass nur geringe Massenbilanzveränderungen auftraten, die kaum Zungenoszillationen bewirkten (KUHLE 1997, Foto 84) (vgl. Chorabari-Gletscher, 3.4.1.9 u. Abb. 107). Zudem ist die sich verzögernd auf die Gletscherzungendynamik auswirkende Obermoränenummantelung als Mitursache für die offenbar träge Gletscherstirn anzusehen.

Auch als Dammgletscher einzustufen ist der 6 km lange vom Mazeno Peak (7120 m ü. M.) S-wärts ins Rupal Tal abfließende Shaigiri-Gletscher ($35^{\circ}11'N/74^{\circ}35'E$). Eine von SHRODER et al. (2000, S. 27) auf Moränenresten durchgeführte ^{14}C -Datierung organischen Materials jenseits des Rupal Flusses, an der dem Gletscher gegenüberliegenden Talflanke, ergibt ein Alter von 170 ± 200 vor heute. SHRODER et al. (2000, S. 27) schlussfolgern daher, dass der Shaigiri-Gletscher zur „Kleinen Eiszeit“ vorstieß und hierbei den Rupal Fluss aufstaute.

Der ca. 15 km lange Rakhiot-Gletscher ($35^{\circ}20'N/74^{\circ}35'E$) fließt von der NE-Flanke des Nanga Parbat (8125 m ü. M.) ab. Sein obermoränenbedecktes Zungenende wird umrahmt von

Lateral- bzw. ursprünglich als Mittelmoränen zwischen Rakhiot- und benachbartem Rakhiot W-Gletscher aufgeschütteten Moränen. KUHLE (1997, Foto 97, Foto 99) ordnet diese Moränenwälle den neoglazialen Stadien V-`VII (5500-1700 v. 1950 AD) zu. Eine dicht am rezenten Eisrand verlaufende linke Ufermoräne des Rakhiot W-Gletschers stuft er als zu den Stadien V-XI (5500 v. 1950 AD- 1950 AD) (siehe Abb. 112) aufgebaut ein (KUHLE 1997, Foto 99).

PILLEWITZER (1956) vergleicht die eigene 1954 vorgenommene Vermessung der Zunge des Rakhiot-Gletscher mit den Messbildern FINSTERWALDERS (1937) aus dem Jahr 1934. Er stellt fest, dass sich der Eisstrom von 1934 bis 1954 um 450 m zurückgezogen hat, der Eisverlust in jenen 20 Jahren aber durch erhöhten Nachschub aus den Rakhiot Peak- und Nanga Parbat-Firngebieten wieder eingeholt wurde. PILLEWITZER (1956, S. 192) hält es aber für verfrüht des festgestellten erhöhten Eisnachschubs wegen ein Nachlassen des vorabgegangenen Rückzugs prognostizieren zu können. GARDNER (1986, S. 528) weist aber daraufhin, dass auf einer vom Botaniker Dr. G. Repp im Jahr 1959 gemachten Aufnahme die Zungenfrontposition annähernd dieselbe war wie fünf Jahre zuvor. Nach GARDNER (1986, S. 529) stieß das Rakhiot-Gletscherzungenende zwischen der 1954er Vermessung PILLEWITZERS (1956) und 1985 um 200 m vor. Der Vergleich der Aufnahme GARDNERS (1986, S. 529) mit Satelittenbildern aus den Jahren 1992, 1998, 2001, 2002 und 2007 belegt, dass sich die Form des Zungenendes nach 1985 zwar immer wieder änderte, die Eisrandlagenposition und -höhe in diesem Zeitraum aber relativ stabil war (SCHMIDT & NÜSSER 2009, S. 957).

3.4.2 Forschungsstand zu historischen bis neoglazialen Gletscherstandsschwankungen in Tibet

3.4.2.1 Mount Everest Nordseite (S-Tibet, siehe Abb. 113; 1)

Im Vorfeld des verschütteten Ablationsgebietes des Rongbuk-Gletschers (28°07'N/86°51'E) findet KUHLE (1988c, Fig. 58) die in der Gletscherchronologie Hochasiens als historische Rückzugsstadien ausgewiesenen Gletscherstände VII bis X (1700-30 v. 1950 AD) zwischen rezenter Zungenposition und Stadium VI (4000-2000 v. 1950 AD, siehe Abb. 112). Die geringen historischen sowie neoglazialen Schneegrenzdepressionen (max. 25 m) führt er auf die im Verhältnis zur Himalajasüdbachung starke glazialisostatische Hebung während des Holozäns zurück.

Zwischen der Laterofrontalmoräne des Stadiums VII (1700-400 v. 1950 AD) und dem aktuellen Zungenende liegt ein ca. 1,5 bis 2 km langes Gletschervorfeld. Auch wenn der

Rongbuk-Gletscher zwar eine hohe Schuttfracht mit sich führt, so verläuft die Schneegrenze hier jedoch durch ausgedehnte Firmulden (Schneegrenzniveau: 5910 m ü. M. [KUHLE 1988c, S. 494]), so dass historische Schneegrenzniveauanhebungen/-absenkungen im Gegensatz zu den großen Eiseisen im Khumbu Himalaja auch bedeutende Nährgebietsreduktionen/-erweiterungen bedingten, die trotz der starken Obermoränenbedeckung offenbar Längenveränderungen hervorriefen. Diese geben sich durch im Gletschervorfeld ausdifferenzierbare Randmoränen zu erkennen, die KUHLE (1988c, Fig. 58) den Stadien VII bis X zuordnet.

Die von KUHLE (1988c) den Stadien VI und VII (4000-1700 v. 1950 AD) (siehe Abb. 112) zugeordneten Moränen werden auch von anderen Autoren ins Neoglazial gestellt (ZHENG 1988, 1989, BURBANK & KANG 1991, MANN et al. 1996, OWEN et al. 2009). Jene Autoren rekonstruieren jedoch im Gegensatz zu KUHLE (1988c) eine eiszeitliche Maximalvergletscherung, die auf das Rongbuk Tal beschränkt blieb. Auf die aus dem Dzakar Chu und Rongbuk Tal vorgestellten Befunden, die KUHLE (1988c, S. 493 ff, 1991b, 200 ff) als weitere Indikationen für ein eiszeitliches tibetisches Inlandeis vorlegt, wird nicht eingegangen (siehe hierzu auch KUHLE & KUHLE 2010, S. 115). Es ergeben sich den verschiedenen Autoren nach folgende Schneegrenzdepressionen zum LGM (Letzten Glazialen Maximum). Nach ZHENG (1988, S. 528 f) endete der Rongbuk-Gletscher während des späten Pleistozäns, womit er einen ähnlichen Zeitrahmen wie die Riss- und Würmkaltzeit meint, in 4780 m ü. M. nahe des Jilong Tempels. Bei einem rezenten Zungenende in 5180 m ü. M. errechnet sich für dieses Stadium eine ungefähre Schneegrenzabsenkung ($[\text{rezente Eisrandlage} - \text{vorzeitliche Eisrandlage}]/2$) von 200 m. BURBANK & KANG (1991, S. 12) geben an, dass der eiszeitliche Rongbuk-Gletscher nahe des Rongbuk-Tempels, 200 Höhenmeter tiefer als das rezente Zungenende, zu liegen kam. Sie errechnen eine zugehörige Schneegrenzdepression von $<400 \pm 100 \text{ m}^{23}$. KUHLE & KUHLE (2010, S. 115) bemerken, dass dieser Wert, ob der Tatsache, dass nur 200 Höhenmeter zwischen einstigem und heutigem Zungenende liegen, deutlich zu hoch ist und eine Schneegrenzabsenkung von 100 - 150 m zu diesem Stadium realistisch ist. MANN et al. (1996) berechnen keine Schneegrenzabsenkung zum LGM. Ihre LGM-Eisrandlage jedoch ist dieselbe wie die ZHENGs (1988), so dass sich nach der Formel (rezente Eisrandlage

23 $<400 \pm 100 \text{ m}$ Schneegrenzabsenkung erhalten BURBANK & KANG (1991, S. 12) indem sie die heutige Schneegrenze mit verschiedenen Methoden und die eiszeitliche Schneegrenze mittels der AAR-Methode berechnen: „ELA was estimated by several methods: (1) the highest altitude of medial and lateral moraines; (2) the altitude of the change in glacier surface contours from concave to convex (...) and (3) the altitude below which lies 35% of the glacierized area (assumes an accumulation-area ratio (AAR) of 0.65). Former ELA's were estimated based on the AAR (...)” (BURBANK & KANG 1991, S. 5 f).

- vorzeitliche Eisrandlage)/2 auch nach ihren Befunden eine letzteiszeitliche Schneegrenzdepression von 200 m errechnet. OWEN et al (2009, Table 6), die die gleiche Eisrandlage mittels TCN auf 24.300 ± 3.800 v. h. datieren, geben für selbiges Stadium eine Schneegrenzabsenkung von 150 m an.

3.4.2.2 Nimaling Berge (Zanskar Kette, siehe Abb. 113, 9)

In den in Ladakh gelegenen Nimaling Bergen rekonstruiert DAMM (1997, S. 141 f u. S. 145) Gletscherstadien anhand unbewachsener und unkonsolidierter Moränenwälle in den direkten Umgebungen der heutigen Gletscher. Zu jenen Stadien errechnet er Schneegrenzdepressionen zwischen 10 und 70 m. Die von DAMM (1997) kartierten Vorfelder sind bis zu 2 km lang und befinden sich vor schutfreien bis zu 7 km langen Gletschern. In einem gemeinsamen Vorfeld des Gapo Ri- ($33^{\circ}42'N/77^{\circ}36'E$) und Tasken Ri-Gletschers ($33^{\circ}43'N/77^{\circ}35'E$), das von großen und frischen Moränenwällen (Gapo Ri I-Eisrandlage) beschlossen wird, findet er mindestens zwei jüngere (Gapo Ri II u. III bzw. Tasken Ri II u. III) Randmoränen, so dass insgesamt drei nach DAMM (1997, S. S. 145) wahrscheinlich „neuzeitliche“ Gletscherstände diagnostiziert wurden²⁴. Analoge Moränenkomplexe findet er am Fuß der Eisflanken von Shaldor Ri und Konga Ri und im Vorfeld des Regoni Mallai-Gletschers. Vor dem von der Kang Yatze NE-Wand hinabfließenden Gletscher kann er einen solchen auch hier befindlichen Moränenkomplex nicht näher untersuchen. Zwei von mir im Sommer 2005 gemachte Fotografien zeigen aber, dass auch hier noch zwei weitere Randmoränen ausdifferenzierbar sind (siehe Abb. 108 u. 109).

Zu den beiden im Nimaling Tal rekonstruierten Gletscherständen Nimaling I und II gibt DAMM (1997, S. 146) Schneegrenzdepressionen von 350-400 m an. Er stellt diese Vergletscherungsausdehnungen in den spät- bis postglazialen Zeitraum (DAMM 1997, Tab. 1).

3.4.2.3 Mount Kailash (S-Tibet, siehe Abb. 113, 10)

Unterhalb des Kailash NE-Gletschers ($31^{\circ}06'20"N/81^{\circ}16'20"E$) rekonstruiert KUHLE (1999, Fotos 174, 175) anhand von Endmoränenresten einige 100 m auswärts des rezenten partiell mit Obermoräne bedeckten Zungenendes ein Gletscherstadium X (180-30 Jahre vor 1950 AD, siehe Abb. 112). Zwischen Zungenfront und jenem Gletscherstand beschreibt KUHLE (1999,

²⁴ In einer jüngeren die Vergletscherungsgeschichte der Nimaling Berge und des Markhatals zum Inhalt habenden Arbeit DAMMS (2006, S. 96) werden diese Moränen zeitlich weit weniger eng gefasst als historisch bis neoglazial abgelagert verstanden. Worin sich diese von der Originalarbeit (DAMM 1997) abweichende Interpretation begründet, ist dem Text nicht zu entnehmen.

Foto 174) eine Gletschertorschotterflur, deren Schüttung er auf Stadium XI (1920-1950 AD) zurückführt. Der Firstverlauf einer am besten im Bereich des aktuellen Gletscherzungenendes erhaltenen orographisch linken Ufermoräne zeigt nach KUHLE (1999, Fotos 174, 175) das Gletscherpegelniveau zu Stadium VII (Jüngeres Dhaulagiri Stadium; 1700-400 v. 1950 AD) an. Im Kailash N-Tal ($31^{\circ}07'10''\text{N}/81^{\circ}15'50''\text{E}$) findet er eine Stadium X-Moräne (KUHLE 1999, Foto 174). In jenem historischen Zeitrahmen betragen die Gletscherlängenänderungen hier einige 100 m bis wenige km (1-3 km). Ihre frischen Formenhinterlassenschaften beschränken sich daher auf die Gletscherzungenumgebungen und sind deutlich scheidbar von den in diesem Bereich des tibetischen Hochplateaus von KUHLE (1999, S. 37 ff) vorgelegten glazialgeomorphologischen Befunden, die für eine eiszeitliche tibetische Inlandvereisung sowie eine im Vergleich zur historischen und neoglazialen Vergletscherung deutlich umfänglichere spätglaziale Gletscherausdehnung sprechen.

3.4.2.4 Shakhang Khang-Massiv (Zentraltibet, siehe Abb. 113, 11)

An einer vom bis zu 6815 m ü. M. hinaufreichendem Shakhang Khang-Massiv ($31^{\circ}42'\text{N}/85^{\circ}03'\text{E}$) E-wärts abfließenden Gletscherzunge findet KUHLE (1999, Foto 81) eine Stadium X-Moräne (Ablagerungszeitraum: 180-30 vor 1950 AD, siehe Abb. 112). In einem Zungenbecken vor einer weiter S-wärts gelegenen Gletscherzunge rekonstruiert er die neoglazialen bis historischen Gletscherstände V bis X (5500-30 v. 1950. AD). Im Gegensatz zur neoglazialen und historischen Vergletscherung griff die hoch- wie spätglaziale Eisausdehnung über die Talausgangsbereiche der Shakhang Khang-Massiv E-Abdachung hinaus (KUHLE 1999, S. 125 ff). KUHLE (1999, S. 125 ff) legt aus diesem Gebiet Evidenzen für eine hochglaziale tibetische Inlandvereisung sowie spätglaziale Rückzugsstadien vor. Die Eisrandlagen letzterer findet er im E-lichen Vorlandbereich des Shakhang Khang-Massivs.

3.4.2.5 Tanggula Shan (Zentraltibet, siehe Abb. 113, 12)

Vor einem W-wärts vom Gelaidangdong Massiv abwärts fließenden Gletscher ($33^{\circ}21'\text{N}/91^{\circ}10'\text{E}$) wird ein proglazialer See durch einen Randmoränenwall aufgestaut (KUHLE 1991b, Foto 3). Jener Moränenwall wird von KUHLE (1991b, Foto 3) unter Vorbehalt einem Gletscherstand um 1850 AD zugeordnet. Eine ca. 700 m auswärtig lagernde Endmoräne weist er als historisch abgelagert aus (KUHLE 1991b, Foto 3). In größerer Entfernung zum rezenten Gletscherende findet KUHLE (1991b, Foto 5 u. 6, Fig. 43) auch neoglaziale Gletscherstände.

Zwei Kilometer auswärts des rezenten in 5280 m ü. M. liegenden Zungenendes des Tanggula Shan-Gletschers (32°50'N/91°58'E) datieren COLGAN et al. (2006, S. 338) (¹⁰Be-Datierung) in einer Höhe von ca. 5220 m eine glazial überschiffene Felsfläche, die zu einem Gletscherstadium, das in 5150 m Höhe seine Eisrandlage hatte, noch überflossen worden sein muss. „The youngest 10Be age comes from a striated outcrop about 2 km from the modern terminus of Tanggula Glacier (Fig. 2). This outcrop shows evidence of glacial abrasion (striae and grooves) and plucking along joint blocks. The sample was taken from the abraded top of the outcrop. The age of 16,100 ± 1700 10Be yr suggests that the outcrop has been ice-free at least that long. The outcrop has a relief of about 2 m and it is unlikely that it was covered by till since it was eroded and abraded by ice” (COLGAN et al. 2006, S. 338). Der Datierung nach hat sich am Tanggula Shan-Gletscher somit seit ca. 16.100 Jahren keine Schneegrenzdepression von mehr als ca. 65 m $([5280-5150]/2)$ ereignet. Jenes Ergebnis ist insbesondere bemerkenswert vor dem Hintergrund der an der Probenlokalität in 5220 m ü. M. vorgefundenen Gletscherschrammen. Die Autoren erklären nicht, wie unabgedeckte Gletscherschrammen über 16 Jahrtausende in einem derart frostwechselintensiven Milieu überdauern können. OWEN et al. (2009, S. 1417) berechnen bspw. für Datierungen am Rongbuk-Gletscher nach dem Verfahren von LAL (1991) eine durchschnittliche Blockerosionsrate von 2,5 mm/1000 Jahre^{23a}. SMALL et al. (1997, S. 413) geben für alpine Gebiete Nordamerikas Erosionsraten im Anstehenden von 2-19 mm/1000 Jahre an^{23b}. Es wird deutlich, dass eine in derartigem Klima über 16.100 Jahre unabgedeckte Felsoberfläche unmöglich Gletscherschrammen aufweisen kann. Im vorliegenden Fall wären jene längst der Verwitterung zum Opfer gefallen. Wie die geringe vertikale und horizontale Distanz der Datierungslokalität zum rezenten Zungenende (80 bzw. 2000 m) bereits nahe legen, muss die von COLGAN et al. (2006, S. 338) datierte, mit Gletscherschrammen versehene Oberfläche deutlich jünger sein. Sollte der anstehende Fels tatsächlich nach der Freigabe durch das Eis nicht noch über längere Zeit mit Moräne bedeckt gewesen sein, so ist die betrachtete Stelle wahrscheinlich noch in historischer Zeit vom Eis überflossen worden.

3.4.2.6 Nyainquentanglha Shan (Zentraltibet, siehe Abb. 113, 13)

An der Nyainquentanglha Shan SE-Abdachung (30°20'30"N/90°35'E) datiert KUHLE (1991b, Fig. 43, 1997, Tab. 3) mittels ¹⁴C-Analyse einer in 5200 m ü. M. entnommenen Torfprobe einen glazifluvialen Schotterkörper, der sich an eine Endmoräne anschließt, auf ein Mindestakkumulationsalter von 165 ± 90 vor 1950 AD. Er ordnet die genetisch

^{23a} Im Prüfungsexemplar der vorliegenden Dissertation stand an dieser Stelle fälschlicherweise 2,5 cm/1000 Jahre. Dieser Fehler wurde erst nach Abschluss des Promotionsverfahrens, d. h. am 1.3.2011 richtig gestellt. 139

^{23b} Im Prüfungsexemplar der vorliegenden Dissertation stand an dieser Stelle fälschlicherweise 1-19 cm/1000 Jahre. Dieser Fehler wurde erst nach Abschluss des Promotionsverfahrens, d. h. am 1.3.2011

zusammengehörige Randmoräne dem Stadium X (180-30 v. 1950 AD, siehe Abb. 112) zu (KUHLE 1997, Tab. 3).

Im Einzugsgebiet des den Nyainquentanglha Shan N-wärts entwässernden Xuequ Flusses kartieren BRÄUNING & LEHMKUHL (1996, S. 350 ff, Abb. 6) unterhalb zweier auf ihren letzten km mit Obermoräne ummantelten Firnmuldengletscher (30°40'N/94°43'E) mehrere Moränenwälle der „Kleinen Eiszeit“. Die vorfeldbeschließenden, unbewachsenen Moränen werden von BRÄUNING & LEHMKUHL (1996, S. 351) als „Kleine Eiszeit“-Maximalstand ausgewiesen. Innerhalb jener Wälle rekonstruieren sie drei weitere einstige Eisrandlagen. Eine dem äußersten Wall vorgelagerte, stärker erodierte und bewachsene Randmoräne wird von den Autoren als wahrscheinlich neoglazialen Alters eingestuft. Die Schneegrenzdepressionen zum „Kleine Eiszeit“-Maximalstand betragen den Autoren nach 30 bzw. 40 m (berechnet nach LOUIS 1954/1955) (BRÄUNING & LEHMKUHL 1996, S. 351 f).

3.4.2.7 Namche Bawar W-Abdachung (SE-Tibet, siehe Abb. 113, 14)

¹⁴C-Datierungen zweier von KUHLE (1991b, Fig. 43, 1997, Tab. 3) einer Randmoräne entnommenen Baumstammproben unterhalb einer Gletscherzunge an der Namche Bawar W-Abdachung (29°37'N/95°00'E) ergeben Alter von 215 ± 65 , 265 ± 65 und 200 ± 70 vor 1950 AD. KUHLE (1997, Tab. 3) ordnet die beprobte Eisrandbildung Stadium IX (300-180 v. 1950 AD) (siehe Abb. 112) zu. Letztere Probe entstammt der Moräne 140 Höhenmeter unterhalb des rezenten Gletscherzungenendes, das heißt jener Wall reicht mindestens 140 Höhenmeter tiefer als der Gletscher heute. Es errechnet sich also für Stadium IX eine Schneegrenzabsenkung von wenigstens 70 m (rezentes Zungenende - Probenlokalität [140 m]/2). Die ¹⁴C-Analyse eines einwärtig der Stadium IX-Eisrandlage in einer weiteren Randmoräne gefundenen Baumstammes hat ein Alter von 60 ± 60 zum Ergebnis. KUHLE (1991b, Fig. 43, 1997, Tab. 3) ordnet diese Randmoräne als zu Stadium X-XI (80 v. 1950 - 1950 AD) (siehe Abb. 112) abgelagert ein.

3.4.2.8 Zayu-Einzugsgebiet (Namche Bawar, siehe Abb. 113, 14)

Am im Einzugsgebiet des Zayu Flusses gelegenen Arza-Gletscher (29°10'N/96°04'E) finden WANG & FAN (1987) Moränenwälle nahe des rezenten Gletscherzungenendes. Insgesamt sind es fünf Randmoränen, die sie dendrochronologisch an diesem 20 km langen und nahezu obermoränenfreien Firnmuldengletscher mittels ¹⁴C-Analyse zeitlich einordnen. Der dem Gletscher nächstgelegene Wall wurde nach WANG & FAN (1987, S. 55 f u. Fig. 7) vor 1960

AD abgelagert, der nächst auswärtige Wall wird einem Vorstoß in einer Kaltphase von 1884-1908 AD zugeschrieben, die dritte Moräne wird von den Autoren mit einer Kaltphase von 1813 bis 1852 AD korreliert und eine ^{14}C -Datierung eines in der vierten Moräne begrabenen Astes ergibt ein Ablagerungsdatum von 1820 ± 100 AD. Die Datierung der fünften Moräne hat ein ^{14}C -Alter von 2980 ± 150 Jahren zum Ergebnis. WANG & FAN (1987, S. 56) geben für die Region um Arza anhand von Karen, die zur „Kleinen Eiszeit“ vergletschert waren für jenen Zeitraum eine Schneegrenzabsenkung von im Mittel 100 m an.

3.4.2.9 Chola Shan (SE-Tibet, siehe Abb. 113, 15)

Taleinwärts des an der Chola Shan N-Abdachung gelegenen Lhamcoka Sees kommen zwei Gletscherzungen zu liegen ($31^{\circ}48'\text{N}/99^{\circ}04'\text{E}$). BRÄUNING & LEHMKUHL (1996) und BRÄUNING (2006) kartieren Moränen unterhalb jener beinahe gänzlich obermoränenfreien Firnuldengletscher. Sie differenzieren jeweils vier Moränenwälle in den Gletschervorfeldern. Dendrochronologischen Datierungen nach wurden die die Gletschervorfelder umrahmenden Wälle zwischen 1730 und 1770 AD abgelagert (BRÄUNING 2006, S. 373 f). Die jüngeren einwärtig nachweisbaren Gletscherstände korreliert BRÄUNING (2006, S. 373 f) mit über Jahrringe abgeleiteten Kaltphasen von 1790-1820 AD, um 1870 AD und Anfang des 20. Jhr. Einige 100 m den unbewachsenen Vorfeldern vorgelagert, lassen sich ältere Eisrandlagen anhand von dicht bewachsenen Moränenwällen nachweisen. Nach BRÄUNING & LEHMKUHL (1996, S. 344) betragen die Schneegrenzdepressionen (berechnet nach LOUIS 1954/1955) zum „Kleine Eiszeit“- Maximalstand (1730-1770 AD) an den beiden untersuchten Gletschern 30 bzw. 90 m.

3.4.2.10 Gongga Shan (SE-Tibet, 16)

SU & SHI (2002, Fig. 2) kartieren am Hailuogu-Gletscher ($29^{\circ}34'\text{N}/101^{\circ}56'\text{E}$), dem größten vom 7556 m hohen Mynia Gonka E-wärts ausgelegten Firnkesselgletscher, dessen Oberfläche extrem zerklüftet und partiell mit Obermoräne bedeckt ist, drei Randmoränenwälle (Abb. 106). Sie beschreiben, dass der äußerste Moränenwall stellenweise vom mittleren überschüttet wurde. Ein von der äußersten Randmoräne begrabenes Stück Holz hat einer ^{14}C -Datierung nach ein Alter von 540 ± 70 vor heute, während die Datierung eines zwischen innerster und mittlerer Moräne gefundenen Holzes ein Alter von 150 ± 60 v. h. ergibt. SU & SHI (2002, S. 125) korrelieren die drei rekonstruierten Gletscherstände mit nach YAO et al. (2000) am Dunde Eisbohrkern (Qilian Shan) ablesbaren Kaltphasen im 15., 17. und 19. Jhr. Die durch

den tiefstgelegenen Endmoränenwall belegte Schneegrenzdepression ([rezente Eisrandlagenhöhe - rekonstruierte Eisrandlagenhöhe]/2) betrug ca. 70 m.

3.4.2.11 Animachin Berge (E-Kuen Lun, siehe Abb. 113, 17)

KUHLE (1986a, 1987b, 1987c) rekonstruiert die Gletschergeschichte in der Animachin Massiv NE-Abdachung. Auswärts der hier bis zu 6 km langen nahezu obermoränenfreien (im Bereich der Gletscherzungenenden tritt zwischen Firneispyramiden stellenweise Obermoräne zu Tage) Firnkessel- bzw. Firmuldengletscher findet er Randmoränen, die er den neoglazialen Stadien V-VII (5500-1700 v. 1950 AD) sowie den historischen Gletscherständen VII-IX (1700-180 v. 1950 AD, siehe Abb. 112) zuordnen kann. Die einzelnen Gletscherstadien lassen sich hier (unterhalb des Halong 1- [34°44'N/99°33'E] und des Halong 2-Gletschers [34°45'N/99°31'E], des Wejgele-Gletschers [34°51'N/99°27'E] und weiterer kleinerer Eise) in Form von deutlich voneinander abgesetzten Moränenwällen differenzieren (KUHLE 1986a, Fig. 3 u. Fig. 15, 1987b, Fig. 3, 1987c, S. 222 f u. Fig. 29). Auf dem zweitjüngsten ausweisbaren Moränenwall im Vorfeld des Halong 2-Gletschers findet KUHLE (1987c, S. 223, Fig. 29, Fig. 30) *Rhizocarpon Geographicum*exemplare bis 2,5 cm² Größe. Bezugnehmend auf den Flechtenexperten Prof. G. Follmann legt er für jene Flechten eine Wachstumsgeschwindigkeit von 1 cm²/60 Jahre zugrunde, so dass sich für die betrachtete Randmoräne aufgrund der 2,5 cm² großen Landkartenflechten (*Rhizocarpon Geographicum*) ein Ablagerungszeitpunkt um 1830 AD errechnet. In Fig. 3 in KUHLE (1986a) ist diese Moräne Stadium VIII zugeordnet. Der Innenhang einer einwärtig vorliegenden und jüngsten Randmoräne ist toteisunterlagert (KUHLE 1987c, S. 222, Fig. 29). Die Schneegrenzdepression - berechnet nach der Methode VON HÖFER (1879) - lag zu Stadium VIII am Halong 2-Gletscher bei 70-95 m (KUHLE 1987c, S. 223) und zu Gletscherstand V (berechnet für die gesamte Animachin NE-Abdachung) bei 240 m (KUHLE 1987b, S. 205). Auswärts der ins Neoglazial gestellten Moränen rekonstruiert KUHLE (1986a, Fig. 3, 1987b, Fig. 3) anhand von bis ins Qiumuqu Flusstal hinabreichenden Randmoränen auch die spätglazialen Gletscherstadien I-IV. Die spätglaziale Vergletscherungsausdehnung tritt nach Fig. 3 bei KUHLE (1986a, 1987b) deutlich zurück gegenüber der eiszeitlichen Vergletscherung, welche durch ein im Qiumuqu Flusstal eingezeichnetes U-Tals, das noch wenigstens 16 km talabwärts der spätglazialen Eisrandlage vorliegt (hier liegt der Kartenrand von Fig. 3 in KUHLE [1986a, 1987b]; das eingezeichnete Trogprofil setzt sich aber noch weiter S-lich fort), nachvollziehbar wird. Dieser eiszeitliche Gletscher erhielt nicht nur Eiszufuhr durch die Animachin NE-Abdachung, sondern wie an

eingezeichneten Trögen, die von orographisch links ins Qiumuqu Flusstal einmünden (siehe KUHLE 1986a, Fig. 3, 1987b, Fig. 3) ersichtlich, auch durch eine N-lich das Tal einfassende weniger hohe Gebirgsgruppe.

Ein von der Umweltschutzorganisation Greenpeace im Internet bereitgestellter Fotovergleich ([http://www.greenpeace.org/international/en/multimedia/Fotos/top-picture-composite picture/](http://www.greenpeace.org/international/en/multimedia/Fotos/top-picture-composite-picture/); Zugriff: 3.9.2010) zeigt eine Aufnahme des Halong 2-Gletschers von Prof. M. KUHLE aus dem Jahr 1981 sowie ein vom selben Standpunkt in selbe Richtung aufgenommenes Foto von 2005 (Abb. 110). Der Vergleich zeigt, dass der Gletscher innerhalb der zwischen den Aufnahmezeitpunkten vergangenen 14 Jahre um einige Dekameter bis 100 m zurückgewichen ist. Der rechte Eisrand im Zungenendbereich verlief 1981 noch 20 bis 30 m höher als 2005. Jener Eisrandverlauf ist auf der Aufnahme jüngeren Datums nachgezeichnet durch eine rechte am Innenhang einer Ufermoräne verlaufende Lateralmoränenleiste. Über den Fotovergleich wird also deutlich, dass die Moränenleiste um 1981 herum gebildet wurde. Hierzu passt, dass dieser Gletscher von KUHLE (1987c, Fig. 29) wegen seines damaligen (1981) steilen, konvexen Zungenendes als im Vorstoß begriffen erkannt wird.

3.4.2.12 W-licher Quilian Shan (siehe Abb. 113, 18)

An mehreren Auslassgletscherzungen des Dunde-Gletschers (38°05'N/96°27'E) kartiert KUHLE (1986a, Fig. 4, 1987c) historische (Stadien VII-IX) und neoglaziale (Stadien V-VII) Gletscherstände (siehe Abb. 112). ¹⁴C-Daten einer einige Dekameter auswärts eines Stadium V-Moränenwalls (siehe KUHLE 1986a, Fig. 4, 11/12) genommenen Moorprobe ergeben, dass jene Stelle (1,7 km auswärts des rezenten Gletscherzungenendes) seit 8660 ± 130 vor 1950 AD nicht mehr vom Eis erreicht wurde, das heißt die Schneegrenzederession seither nicht mehr als 120 m betrug. Auswärts der beprobten Stelle rekonstruiert KUHLE (1986a, Fig. 4 u. 1987c, S. 227 f) spätglaziale Gletscherstadien, wobei die Moränen des Stadium IV (Sirkung Stadium, 13500-13000 v. 1950 AD) in ca. 6 km Entfernung zum rezenten Gletscherende lagern. Jene müssen den ¹⁴C-Daten nach älter als 9400 ± 185 v. 1950 AD sein. Für das Kakitu-Massiv gibt KUHLE (1987c, S. 311) zu Stadium IV eine Schneegrezederession von 215 m an.

Ein Vergleich mit einem bei SUN (1982) zu findenden Luftbild aus dem Jahr 1966 belegt den subrezentem Rückzug der „Gletscherzunge 5“ des Dunde-Gletschers (KUHLE, 1987c, S. 227 u. Fig. 17). Zwischen 1966 und 1981 hat sich jene um 80 m zurückverlegt. Die zugehörige Schneegrenzanhebung betrug 6m (KUHLE 1987c, S. 227 u. Fig. 17).

LIU et al. (2003) berichten von jeweils drei „Little Ice Age“-Moränen vor Gletschern aus den Tributärtälern des Shulehe und Danghe Flusstals, des Beidahe Flusstals und des N-lichen Hala See Tals (ca. 39°30'N/96°E) (siehe Abb. 105). Anhand der die Gletschervorfelder beschließenden Randmoränen ermitteln Sie für die „Kleine Eiszeit“ eine mittlere maximale Schneegrenzdepression von 46 m. Bezugnehmend auf Eisbohrkerndaten und historische Dokumente (YAO et al. 1990, ZHANG & WANG 1995) nehmen sie an, dass der Maximalstand zur „Kleinen Eiszeit“ in einer besonders kalten und phasenweise feuchteren Periode von 1622-1740 AD gezeitigt wurde.

3.4.2.13 Kuen Lun W-Gebirge (NW-Tibet, siehe Abb. 113, 19)

LI & SHI (1992, S. 81) beschreiben drei „Kleine Eiszeit“-Moränen vor dem an der Kuen Lun-Südabdachung gelegenen Chongoe-Gletscher (35°12'N/81°11'E; 12 km N-lich des Gouzha Sees). 200 m auswärts dieser Moränenwälle kartieren sie eine neoglaziale Randmoräne, die sie nach zwei ¹⁴C-Datierungen (3983 ± 120 vor heute und 3522 ± 117 v. h.) als um 4000 v. h. abgelagert verstehen. Schneegrenzdepressionen werden von den Autoren für jene Stadien nicht angegeben. Fig. 3 in LI & SHI (1992) zeigt an, dass die als „Kleine Eiszeit“-Moränen ausgewiesenen Wälle nur ca. 20-30 Höhenmeter unterhalb des rezenten Zungenendes abgelagert wurden und sich somit für diese Stadien Schneegrenzdepressionen von ca. 10-15 m errechnen lassen ($[\text{rezente Eisrandlagenhöhe} - \text{rekonstruierte Eisrandlagenhöhe}]/2$). Diese geringen Werte haben topographische Gründe. Der Chongoe-Gletscher endet rezent an einem Talausgang hin zu einem flachen Gebirgsvorlandbereich. Am Zungenende fehlt ihm daher die Kanalisierung durch die Talflanken, so dass der Gletscher sich hier auch heute noch gegenüber dem kanalisierten Zungenabschnitt verbreitert. Der Verlauf der von LI & SHI (1992, Fig. 3) als „Kleine Eiszeit“-Moränen ausgewiesenen Wälle zeigt an, dass der Gletscher zur „Kleinen Eiszeit“ an seinem Zungenende noch deutlich breiter war, das heißt, dass der flächenmäßige Gletscherzungenzuwachs als Folge des zu dieser Zeit eingetretenen Klimasignals somit nicht wie bei kanalisierten Talgletschern vornehmlich in eine Richtung, nämlich proglazial erfolgte, sondern auch seitlich (im Zungenendbereich), so dass sich nur ein verhältnismäßig geringer vertikaler Vorstoßbetrag ergab, was sich in einer relativ geringen rechnerischen Schneegrenzabsenkung ausdrückt.

KUHLE (1994, S. 151, Fig. 21, 138) rekonstruiert in einer Talkammer an der Kuen Lun-Nordabdachung (36°32'N/77°17'E) historische und neoglaziale Eisrandlagen. Unterhalb eines obermoränenarmen Firmuldengletschers, der nach KUHLE (1994, S. 151) 1986 im Vorstoß

begriffen war, differenziert er die Stadien IX, X (historisch; ca. 300-30 vor 1950 AD) und VI (neoglazial; 4000-2000 v. 1950 AD). Anhand von Endmoränen, die von Kargletschern an Hängetalausgängen der orographisch rechten Taleinfassung hinterlassen wurden, errechnet er für die beiden historischen Stadien und Stadium VI Schneegrenzdepressionen von 100-200 m (KUHLE 1994, S. 151). Talabwärts rekonstruiert KUHLE (1994, S. 151, Fig. 21, 53, 138) das frühe neoglaziale Stadium V (5500-4000 v. 1950 AD) sowie die spätglazialen Eisrandlagen III und IV (ca. 14.250-13.000 v. 1950 AD). Die Schneegrenzabsenkungen zu den Gletscherständen III bis V betragen 300-400 m (KUHLE 1994, S. 151).

In die Kuen Lun-Südabdachung entwässernden Tributärtälern des Yarkand Tals findet KUHLE (1994, Tab. 2, Fig. 138, S. 244) indirekte glazifluviale Schottergenerationen, die er mittels ^{14}C -Analyse datiert und historischen bzw. neoglazialen Gletscherstadien zuordnet. In einem 4 km W-lich der Militärstation Mazar von orographisch rechts ins Yarkand Tal einmündenden Tals sind es in 3800 m ü. M. genetisch auf die historischen Stadien X bzw. IX zurückgehende Schotter ($36^{\circ}27'20''\text{N}/76^{\circ}57'45''\text{E}$), die KUHLE (1994, Tab. 2, Fig. 138) auf älter als 40 ± 80 respektive 155 ± 65 vor 1950 AD datiert. Im Yarkand Tal weiter auswärts dieser Probenlokalität ordnet KUHLE (1994, Tab. 2, Fig. 138, S. 244) indirekte glazifluviale Schotter, die der ^{14}C -Analyse nach älter als 110 ± 60 v. 1950 AD sein müssen dem Stadium IX zu. S-lich des Kudi Tals, oberhalb Mazar datiert er in 3740 m ü. M. mit dem Mittleren Dhaulagiri-Stadium (Stadium VII; ca. 2000-1700 v. 1950 AD), siehe Abb. 112) korrelierte Schotter ($36^{\circ}40'25''\text{N}/77^{\circ}04'05''\text{E}$) auf älter als 1610 ± 90 v. 1950 AD (KUHLE 1994, Tab. 2, Fig. 138, S. 237). Diese in den Tributärtälern lagernden bzw. ins Yarkand Tal geschütteten glazifluvialen Schotter belegen die Diskrepanz der mit ihnen korrelierbaren neoglazialen bzw. historischen Vergletscherungsumfänglichkeiten im Verhältnis zur hier unter anderem über die Trogtalform des Yarkand Tals erkennbaren spätglazialen und hocheiszeitlichen Vergletscherung. Letztere rekonstruiert KUHLE (1994, S. 254 ff, S. 266 ff) als Teil des tibetischen Inlandeises, welches am NW-Rand Tibets eine letzhochglaziale (würmzeitliche) Schneegrenzabsenkung von 1300 m belegt.

3.4.2.14 Aghil-Gebirge (NW-Tibet, siehe Abb. 113, 20)

Für einen in 4720 m ü. M. im Surukwat Tal, N-lich des Aghil-Passes verorteten indirekten Kegelsander ($36^{\circ}12'10''\text{N}/76^{\circ}30'30''\text{E}$) erhält KUHLE (1994, Tab. 2, Fig. 138, S. 242) mittels ^{14}C -Analyse eines Bodenhorizontes ein Mindestalter von 1655 ± 180 v. 1950 AD. Er ordnet jenen glazifluvialen Kegel dem Dhaulagiri Stadium (Stadium VI; ca. 4000-2000 v. 1950 AD,

siehe Abb. 112) zu. Weitere ^{14}C -Analysen ergeben für im Surukwat Tal in 4630 m ü. M. befindliche Kegelsander ($36^{\circ}13'05''\text{N}/76^{\circ}36'\text{E}$) Mindestalter von 355 ± 80 und 6250 ± 145 v. 1950 AD (KUHLE 1994, Tab. 2, Fig. 138, S. 243). Sie werden von KUHLE (1994, Tab. 2, Fig. 138) genetisch mit dem spätglazialen Sirkung Stadium (Stadium IV; ca. 13500-13000 v. 1950 AD) bzw. mit dem Jüngeren Dhaulagiri Stadium (Stadium VII; 1700-440 v. 1950 AD, siehe Abb. 112) verknüpft. Das ^{14}C -Alter von 6250 ± 145 zeigt an, dass das Surukwat Tal mindestens seit dieser Zeit unterhalb der Probenlokalität in 4630 m ü. M. eisfrei war, das heißt die neoglazialen und historischen Gletscherausdehnungen deutlich geringer ausfielen als die von KUHLE nachgewiesene spätglaziale und hochglaziale Vergletscherung, welche (hochglaziale Vergletscherung) er auch hier als Teil des tibetischen Inlandeises rekonstruiert (würmzeitliche Schneegrenzabsenkung: 1300 m) (KUHLE 1994, S. 254 ff, S. 266 ff).

3.4.3 Forschungsstand zu historischen bis neoglazialen Gletscherstandsschwankungen im Karakorum, im E-Pamir und im Tien Shan

3.4.3.1 K2-Nordseite (E-Karakorum, siehe Abb. 113, 21)

Nach KUHLE (1994, S. 140) zog sich der K2-Gletscher ($35^{\circ}55'45''\text{N}/76^{\circ}29'04''\text{E}$), erkennbar über den Vergleich zum eingezeichneten Gletscherende auf der „Spender Map 1:250.000“ (siehe Kartenverzeichnis), die auf Basis einer im Jahr 1937 durchgeführten Geländebegehung entstand, zwischen 1937 und 1986 1,8 km zurück. Einen Vorstoß des K2-Gletschers von ca. 1983 bis mindestens 1986 macht KUHLE (1994, S. 140, Fig. 23, Fig. 23a) an der im Jahr 1986 konvex ausgebildeten und steil abfallenden Gletscherstirn fest. Wie eine „Google Earth“-Aufnahme (siehe Abb. 111) aus dem Jahr 2009 belegt, fand dieser Zungenvorstoß in jüngster Zeit nicht mehr statt. Das in Abb. 111 um einen Gletschermund herum ausgebuchtete und im Vergleich zu 1986 flacher abfallende Zungenende legt nahe, dass sich der Gletscher 2009 im Rückzug befand. In 4060 m ü. M., 2,2 km abwärts der rezenten Stirn kartiert KUHLE (1994, S. 143, Fig. 30a, Fig. 138) konvergierende Randmoränen, die eine einstige Eisrandlage des K2-Gletschers belegen. Talabwärts macht er anhand von Ufermoränenterrassen die neoglazialen Stadien VI (Älteres Dhaulagiri Stadium; 4000-2000 v. 1950 AD) und V (Nauri Stadium; 5500-4000 v. 1950 AD, siehe Abb. 112) aus (KUHLE 1994, S. 143, Fig. 32a). Der in einem orographisch rechten Nebental des K2-Gletschers liegende Skyang Kangri-Gletscher ($36^{\circ}00'\text{N}/76^{\circ}32'\text{E}$) erreichte 1986 den rechten Eisrand des K2-Gletschers nicht mehr (KUHLE 1994, Fig. 30). Auf einer Luftbildaufnahme aus dem Jahr 1976 wird ersichtlich, dass jene Konfluenz zu diesem Zeitpunkt noch Bestand hatte (KUHLE 1994, Fig. 30a). Auch in der

Zungenumgebung des Skyang Kangri-Gletschers findet KUHLE (1994, Fig. 30a) junge historische Moränen, die er den Stadien XI und XII (1920-1980 AD) zuordnet. Für den neoglazialen bis historischen Zeitrahmen gibt KUHLE (1994, S. 143) hier Schneegrenzdepressionsbeträge von ca. 100 m an. Mittels frischer Flankenpolituren und -abrasionen ordnet er eine einstige Konfluenz des K2-Gletschers mit dem W-lich benachbarten Skamri-Gletscher (36°03'N/76°14'E), der 1986 im Rückzug begriffen war, zeitlich der „Kleinen Eiszeit“ zu (KUHLE 1994, S. 143).

Jener Skamri-Gletscher zog sich zwischen den Jahren 1937 (Geländebegehung für die „SPENDER Map“) und den 1970er Jahren (Datenaufnahme für die Chinese Topographical Maps 1:50.000, Sheet 9-43-J, 1956-1972 [siehe Kartenverzeichnis]) um 0,9 km zurück. Die neoglazialen bzw. historischen Stadien VII bis IX (2000-180 v. 1950 AD, siehe Abb. 112) rekonstruiert KUHLE (1994, S. 149, Fig. 36) 1,5-1,7 km auswärts des rezenten Gletscherzungenendes. Für den sich 1986 rückverlegenden Sarpo Lago-Gletscher (35°54'N/76°18'E) belegt KUHLE (1994, S. 148, Fig. 44, Fig. 46), ebenfalls über den Vergleich mit der auf die Verhältnisse im Jahr 1937 zurückgehenden „SPENDER Map 1:250.000“, dass sich der aktive Eisrand in den beinahe 5 Dekaden von 1937 bis 1986 4,8-5,0 km zurückgezogen hat. Gegenüber den auf der „Chinese Topographical Maps 1:50.000, Sheet 9-43-J, 1956-1972“ festgehaltenen Situation ist das Zungenende um 2 km und 100 Höhenmeter zurückgewichen (KUHLE 1994, S. 147, siehe auch KUHLE 2004b, S. 19). An den Innenhängen, 100-300 m hoher Ufermoränenterrassen auf beiden Seiten des Sarpo Lago-Gletschers lassen sich 10-13 Moränenleisten differenzieren, die auf eine hohe Oszillationsfrequenz des Zungenendes hinweisen. KUHLE (1994, S. 148, Fig. 34, Fig. 36) ordnet jene Eisrandbildungen den Stadien VII bis IX (1700-180 v. 1950 AD) sowie den neoglazialen Gletscherständen V-VII (5500-1700 v. 1950 AD) zu. Bis zum Älteren Dhaulagiri Stadium (Stadium VI, 4000-2000 v. 1950 AD) rekonstruiert KUHLE (1994, S. 148) eine Konfluenz des Sarpo Lago-Gletschers mit dem Skamri-Gletscher.

Von den drei genannten großen dendritischen teils über direkten Niederschlag teils über Lawinen ernährten Gletschersystemen (K2-Gletscher, Sarpo Lago-Gletscher und Skamri-Gletscher [47 km Länge]) an der K2-Nordseite war der K2-Gletscher 1986 im Vorstoßen begriffen. Hinweise für positive Massenbilanzen in der Mitte der 1980er Jahre findet KUHLE (1994, S. 140) hier auch an 50 jeweils nur ein paar km² großen Hängegletschern. Ihre Zungen stießen 1986 vor (KUHLE 1994, S. 140).

3.4.3.2 Zentrales Karakorum (siehe Abb. 113, 22)

An der Hispar-Karakorum S-Abdachung fließt der ca. 60 km lange Biafo-Gletscher ($36^{\circ}45'N/75^{\circ}45'E$) in NW-SE-Richtung bis auf 3150 m ü. M. hinab. ITURRIZAGA (2007, S. 263) klassifiziert ihn trotz einiger an seinen Hauptstrom angeschlossener Firnkessel als Firnuldengletscher. Die Biafo-Gletscherzunge kommt schuttbedeckt in der Konfluenz von Biafo und Braldu Tal zu liegen. KUHLE (2001, S. 126) nimmt für Stadium VII (siehe Abb. 112) auch am Biafo-Gletscher eine Schneegrenzdepression von 60-80 m an. Für Stadium VIII errechnet er eine Schneegrenzabsenkung von 50 m (KUHLE 2001, Foto 72). Für den Biafo-Gletscher, wie auch für den Hispar-Gletscher ($36^{\circ}07'N/75^{\circ}11'E$) und die an anderer Stelle erwähnten Sarpo Lago-, Batura- und Chogolungma-Gletscher schreibt KUHLE (2004b, S. 19), dass sie seit dem letzten Ufermoränenaufbau vor 180 bis 80 Jahren an ihren Zungenenden zurückgeschmolzen sind und zwischen 30-100 m an Mächtigkeit verloren haben. Die Oszillationen der Biafo-Gletscherzunge der letzten 150 Jahre werden von ITURRIZAGA (2007, S. 264) mittels Aufarbeitung älterer Expeditionsliteratur zusammengefasst. Nach FEATHERSTONE 1926 (zitiert nach: ITURRIZAGA 2007 S. 264) zog sich der Biafo-Gletscher Ende des 19. Jahrhunderts mit einer Rate von 36 Fuß pro Tag zurück. Das Zungenende befand sich 1892 AD 400 m von der linken Braldu Talflanke entfernt (CONWAY 1894, zitiert nach: ITURRIZAGA 2007, S. 264). Anfang des 20. Jahrhunderts stieß die Zunge bis beinahe an die linke Braldu Talflanke vor (PFANL 1904, zitiert nach ITURRIZAGA 2007, S. 264). HEWITT (1989, S. 104) schreibt, dass sich das Zungenende zwischen 1910 und 1970 kontinuierlich zurückverlegte um von 1975 bis 1985 AD wieder um einen Kilometer vorzustößen.

Im Talschluss des die Mango Range N-Abdachung entwässernden Teste Tals fließen mehrere Firnfeld- und kleinere Hängegletscher ($35^{\circ}35'N/75^{\circ}49'E$) abwärts. An jenen Gletschern rekonstruiert KUHLE (2001, S. 126 u. Foto 80) die neoglazialen und historischen Stadien V bis XI (5500 v. 1950 AD-1950 AD, Schneegrenzdepression: 150-60 m, siehe Abb. 112). Die zu diesen Gletscherständen abgelegten Moränen finden sich in der nahen Umgebung der rezenten Zungenenden.

Der 45 km lange NW-SE abfließende Chogolungma-Gletscher ($35^{\circ}51'N/75^{\circ}13'E$) wird von ITURRIZAGA (2007, S. 154) als Übergangstyp vom Firnkessel- zum Firnstromgletscher beschrieben. Seine Zunge reicht bis auf 2800 m ü. M. hinunter und ist über weite Strecken nur wenig verschuttet (ITURRIZAGA 2007, S. 154). KUHLE (2001, S. 130 u. Foto 113) macht an den Talflanken seitlich des Gletschers Unterschneidungen aus, die er auf größere Gletscherausdehnungen zu den neoglazialen Stadien (V-`VII; 5500-1700 v. 1950 AD, siehe

Abb. 112) zurückführt (Schneegrenzdepression: 300-80 m). Für die historischen Stadien VII-IX (1700-180 v. 1950 AD) rekonstruiert KUHLE (2001, S. 132 u. Fotos 106-107) noch eine Konfluenz des Chogolungma-Gletschers mit dem Byen Gang-Gletscher, einem orographisch linken Nachbargletscher. ITURRIZAGA (2007, S. 170) fasst mittels älterer Literatur die Fluktuationen des Chogolungma-Gletschers seit Anfang des 19. Jahrhunderts zusammen. Nach VIGNE (1842, S. 285, zitiert nach: ITURRIZAGA 2007, S. 170) stieß die Zunge in den 1830er Jahren vor. 1861 AD lag sie nur noch 365 m vom Arandu entfernt (GODWIN AUSTEN 1864, S. 49 f, zitiert nach: ITURRIZAGA 2007, S. 170). 1902 zeigte der Gletscher Rückzugstendenzen (OESTREICH 1911, S. 29, zitiert nach: ITURRIZAGA 2007, S. 170) während er 1913 Felder unter sich begrub (DE FILIPPI 1932, S. 88, zitiert aus: ITURRIZAGA 2007, S. 170). Aufgrund des über die Arbeit KICKS (1956) möglichen Vergleichs mit der Situation 1954 schreibt ITURRIZAGA (2007, S. 170), dass das damalige Gletscherende heute durch einen 600-800 m langen Toteissaum umkränzt wird.

S-lich des zu seinem Einzugsgebiet gehörenden K2 fließt der 60 km lange Baltoro-Gletscher ($36^{\circ}45'N/76^{\circ}30'E$) in E-W Richtung ab. Er erfährt Ernährung durch insgesamt 17 Teilströme, die bis zu 20 km lang sind. ITURRIZAGA (2007, S. 258) stuft den in 3500 m ü. M. mit schuttüberladener Zunge zu Ende kommenden Eisstrom als dendritisch zusammengesetzten Firnkesselgletscher ein. Von orographisch links, ca. 8 km einwärts des rezenten Gletscherendes, mündet der Trango-Strom in den Hauptstrom ein. An jener Einmündung findet KUHLE (2001, Foto 40) neoglaziale bis historische Randmoränen der Stadien V-VIII (5500-300 v. 1950 AD, siehe Abb. 112). Weitere Anzeichen neoglazialer und historisch höher gelegener Gletscherpegel sieht er in an den Talflanken seitlich des Gletschers vorliegenden Unterschneidungen und hierdurch bedingten Nachbrüchen (KUHLE 2001, Foto 44). Vor dem rezenten Zungenende des Baltoro-Gletschers lassen sich offenbar keine Eisrandlagenindikatoren differenzieren (siehe KUHLE 2001, Fotos 48-50). Seit Anfang des 20. Jahrhunderts hat sich das Baltoro-Gletscherzungenende relativ lagestabil verhalten (GODWIN AUSTEN 1864, CONWAY 1894, PFANNL 1904, DE FILIPPI 1911, alle zitiert aus: ITURRIZAGA 2001, S. 261). Mit dem Verweis auf eine Fotografie in DE FILIPPI (1912, S. 214) hat sich laut ITURRIZAGA (2001, S. 261) die Gletscherzungenoberfläche des Baltoro-Gletschers im letzten Jahrhundert allerdings erheblich abgesenkt.

3.4.3.3 Batura Muztagh (NW-Karakorum, siehe Abb. 113, 23)

In den Arbeiten von MEINERS (1995a, 1995b, 1996, 1997, 1998, 2001) wird der Frage der rezenten, historischen und postglazialen Eisrandfluktuationen an mehreren Gletschern im NW-Karakorum nachgegangen. Jene werden zunächst untereinander und abschließend mit der ebenfalls von MEINERS (1995a, 1995b, 1996, 1997, 1998) im Tien Shan rekonstruierten holozänen Gletschergeschichte verglichen.

Im Einzugsgebiet des die S-Abdachung der Karakorum Hauptkette entwässernden Hassanabad-Tals beschreibt MEINERS (1995a, S. 121-133, 1995b, Fotos 92-94) die neoglaziale und historische Vergletscherungsgeschichte für den 15 km langen Shispar-Gletscher ($36^{\circ}22'50''\text{N}/74^{\circ}36'15''\text{E}$) und den W-lich benachbarten Muchinal-Gletscher ($36^{\circ}23'10''\text{N}/74^{\circ}30'50''\text{E}$). Die schuttbedeckten Zungenenden beider dem Lawinenkesselgletschertyp zuzuordnenden Ströme konfluieren miteinander und kamen 1992 in 2440 m ü. M. zu liegen (MEINERS 1995a, S. 121, 1995b, Fotos 92- 94). MEINERS (1995a, S. 132, 1995b, Foto 90) rekonstruiert anhand einer Ufermoräne ein neoglaziales Gletscherstadium, zu welchem sie eine Eisrandlage in 2150 m ü. M. und eine Schneegrenzdepression von 145 m^{25} angibt. Eine in dieser Höhe vorliegende Stirnmoräne nimmt sie als zu jener Zeit erstmalig aufgeschoben an. Anhand von Moränenresten sowie über die zusammenfassende Auswertung früherer Forschungsberichte legt MEINERS (1995a, S. 128-133, 1996, S. 103 f) die jüngste Glazialgeschichte im Hassanabad Tal dar. Bedingt durch einen „Surge“ wurde im Zeitraum von 1893-1925 ein Gletscherstadium gezeitigt, zu welchem das Zungenende die gleiche Stirnposition wie zu der von ihr für den neoglazialen Gletscherstand rekonstruierten Eisrandlage in 2150 m ü. M. einnahm (ABDUL GAFFAR für 1893, WORKMANS für 1908, HAYDEN für 1906, 1908, MASON für 1913, VISSER für 1925, alle zitiert nach: MEINERS 1995a, S. 129²⁶). 1889 noch, also vier Jahre vor 1893, endeten der Shispar- wie auch der Muchinal-Gletscher getrennt voneinander beide ca. 7 km einwärts dieser Lokalität (AHMAD ALI KHAN aus MASON 1930, S. 233, zitiert nach MEINERS 1995a, S. 130). Auf die bis 1925 eingenommene Eisausdehnung erfolgte ein Rückzug auf 2570 m, so dass sich die Konfluenz der beiden Teilströme erneut auflöste (siehe eingetragene Eisrandlage 1954 in Fig. 10 bei MEINERS 1995a). Nach GOUDIE et al. (1984, S. 430) stießen die Gletscher

²⁵ MEINERS (1995a, Anhang III) berechnet jene Schneegrenzdepression nach der Formel: (rezentes Zungenende - einstiges Zungenende)/2, das heißt $(2440-2150)/2$. Alle der im folgenden aus der Arbeit MEINERS (1995a) angeführten Schneegrenzabsenkungen wurden soweit nicht anders angegeben mit dieser Formel errechnet.

²⁶ Die in dieser Klammer angegebenen Jahreszahlen meinen die Jahre für die das Gletscherzungenende von den jeweiligen Personen dokumentiert wurde. Mit Ausnahme der Angabe VISSERS, die nach MEINERS (1995a, S.

1979/80 bis auf 2350 m ü. M. vor, wobei sie sich abermals vereinigten. Der lateroglaziale Sedimentformenschatz des Shispar-Gletschers ist unter Berücksichtigung seiner dokumentierten Fluktuationsgeschichte in der Arbeit ITURRIZAGAS (2007, S. 92-98) beschrieben.

Auf Grundlage ihrer glazialgeomorphologischen Feldbefunde sowie unter Berücksichtigung der bereits vorhandenen Literatur fasst MEINERS (1995a, S. 146-161, Fig. 13, 1995b, Fotos 111-119) die nachweisbaren neoglazialen und historischen Eisrandlagenschwankungen des Batura-Gletschers ($36^{\circ}35'N/74^{\circ}30'E$) zusammen. Bezugnehmend auf die Typologie SCHNEIDERS (1962) wird dieser 58 km lange dendritische Eisstrom, dessen Ablationsgebiet mit mächtiger Obermoräne bedeckt ist, von MEINERS (1995a, S. 148) als eher dem Firnmulden- als dem Firnkesselgletschertyp nahestehend eingestuft. Randmoränen 2,8 km auswärts des rezenten Zungenendes werden von der BATURA INVESTIGATION GROUP (1979, S. 936) ins frühe Neoglazial gestellt und von DERBYSHIRE et al. (1984, S. 491) auf 3000 v. h. datiert. MEINERS (1995a, S. 160) stellt sie zeitlich ins Neoglazial (3000 v. h.) oder aber in Anlehnung an die Stadienchronologie KUHLES (2001, S. 125) in den historischen Zeitraum (1700-400 v. 1950 AD, siehe Abb. 112). Zu diesem Stadium errechnet sich eine Schneegrenzdepression von 70 m (MEINERS 1995a, S. 160). Gelblich verwitterte Moränen zwischen rezentem Gletscherende und dem Hunza Fluss werden von der BATURA INVESTIGATION GROUP (1979, S. 965) auf 200-350 Jahre vor 1975 datiert. Kleinere Vorstöße traten nach DERBYSHIRE et al. (1984, S. 492) im 19. und 20. Jahrhundert auf. Die deutlichste in diesem Zeitraum aufgeschobene Ufermoräne ist nach MEINERS (1995a, S. 160) zwischen 1885-1930 abgelagert worden. Während sich der Batura-Gletscher von 1930 bis 1960 zurückzog, konnte ein erneuter Zungenvorstoß von 90 m zwischen 1966 und 1974 registriert werden (BATURA INVESTIGATION GROUP 1979, S. 965, siehe KUHLE 2004b, S.19). Detaillierte Beschreibungen zur Genese und Morphodynamik der nahe des rezenten Batura-Eisrands vorliegenden Formen finden sich bei ITURRIZAGA (1999, S. 95 f, 2007, S. 60-79).

Aus orographisch rechten Nebentälern münden der Ghulkin- ($36^{\circ}24'N/74^{\circ}53'E$) und der Gulmit-Gletscher ($36^{\circ}23'N/74^{\circ}50'E$) ins Hunza Tal ein. VISSER (1938, S. 157) ordnet den 15 km langen Ghulkin-Gletscher, dessen Zungenende vollkommen schuttbedeckt ist, dem Firnkesselgletschertyp zu. Nach VISSERS (1938, S. 157) und MASON (1930, S. 235-236) stieß der Ghulkin-Gletscher bis 1913 vor, um sich darauffolgend bis 1925 um 600 m zurückzuverlegen. Nach ZHANG (1984, S. 45) zog sich der Gletscher zwischen 1966 und 1974

129) aus seiner Arbeit aus dem Jahr 1928 stammt, ist in MEINERS (1995a) nicht mit angegeben in welchen

um 180 m zurück. Für das Jahr 1980 berichten GOUDIE et al. (1984, S. 439) wiederum von einem Vorstoß. DERBYSHIRE (1984, S. 483 ff) beschreibt, dass sowohl Gulmit- als auch der Ghulkin-Gletscher äußerste Ufermoränen im Neoglazial aufschütteten, jene Moränen aber von jüngerem Material überlagert werden, dass auf einen Gletscherstand 200-300 Jahre vor heute sowie einen letzten Hochstand des 20. Jahrhunderts zurückzuführen ist. MEINERS (1995a, S. 163) gibt für diese historisch („Kleine Eiszeit“) bis postglaziale Eisrandlage eine Schneegrenzdepression von 50 m an. Eine eingehende Darstellung der Eisrandtalmorphologien des Ghulkin- und Gulmit-Gletschers wird von ITURRIZAGA (2007, S. 86-91) geliefert.

3.4.3.4 Rakaposhi- und Haramosh-Massiv (NW-Karakorum, siehe Abb. 113, 23)

Im Jaglot Tal, an der Rakaposhi Westseite, untersucht MEINERS (1995a, S. 135-145, Fig. 11) die morphologischen Implikationen für Gletscherstandsschwankungen des Biro-Gletschers (36°07'44"N/74°24'46"E), des Kunti-Gletschers (36°05'45"N/74°24'48"E) und des Seitengletschers (36°05'60"N/74°25'51"E). Der mit 7 km längste der drei Eisströme wird von MEINERS (1995a, S. 135 ff) als firnfeldloser, über Lawinen ernährter Gletscher beschrieben, den Kunti-Gletscher stuft sie als Übergangstyp von Lawinenkessel- zu Firnkesselgletscher ein (der Seitengletscher wird von MEINERS 1995 nicht typisiert). Die Ablationsgebiete aller drei von ihr besuchten Gletscher haben aufgrund ihrer hohen Lawinenernährung mächtige Obermoränenummantelungen. In 1-1,5 km Entfernung der rezenten Gletscherenden findet MEINERS (1995a, S. 145, 1995b, Fotos 98-107) Moränen, die sie dem Stadium VII (1700- 400 v. .1950 AD) der Gletscherstandschronologie KUHLES (2001, S. 125) (siehe Abb. 112) zuordnet. Durch moränenbedeckte Toteissäume, die unmittelbar in das rezente Zungenende übergehen weist sie jüngere Gletscherstände des 20. Jahrhunderts nach. Für den Biro-Gletscher errechnet sie zum historischen Maximalstand (Stadium VII nach KUHLE [2001, S. 125], 1700-440 v. 1950 AD) eine Schneegrenzdepression von 75 m.

Mittels ¹⁴C-Datierung bestimmt KUHLE (1997, Tab. 2) am an der Rakaposhi Nordseite abströmenden Minapin-Gletscher (36°12'N/74°34'E) das Mindestablagerungsalter einer orographisch linken Ufermoräne. Die Analyse eines *Juniperus*stammes, der aufgrund rezenter Gletscherbewegung aus jener Eisrandbildung zurück auf den Gletscher befördert wurde, ergibt ein Alter von 280 ± 50 v. 1950 AD KUHLE (1997, Tab. 2) ordnet den Moränenwall Stadium IX (300-180 v. 1950 AD, siehe Abb. 112) zu.

RÖTHLISBERGER (1986, S. 89-97, siehe auch RÖTHLISBERGER & GEYH 1985, S. 240) macht anhand von Randmoränen neoglaziale und historische Gletschervorstöße am im Bagrot Tal (Rakaposhi Massiv S-Abdachung) verorteten S-exponierten Barche-Gletscher (36°01'N/74°40'E) aus. Eine Holzkohlenprobe in einer rechten Ufermoräne liefert ein ^{14}C -Alter von 3620 ± 130 . Hieraus schlussfolgert RÖTHLISBERGER (1986, S. 96 f) einen Gletschervorstoß, der deutlich diejenigen der „Kleinen Eiszeit“ übertraf. Die ^{14}C -Analyse totaler organischer Substanz eines fossilen Bodens in einer dem Gletscher vorgelagerten Stirnmoräne liefert ein Alter von 585 ± 80 v. 1950 AD. Die Huminsäureanalyse jenes Bodens ergibt ein ^{14}C -Alter von 190 ± 85 . RÖTHLISBERGER (1986, S. 96 f) leitet hieraus ab, dass das unter dem Boden lagernde Material der Stirnmoräne vor 600 v. h. abgelagert wurde. Sowohl am Barche- als auch am W-lich benachbarten Hinarche-Gletscher (36°04'N/74°34'E) macht er Gletschervorstöße nach 200 v. h. aus. Am Barche-Gletscher ordnet HASERODT (1989) am Innensaum der Hauptufermoräne lagernde Randmoränen als zwischen 1880 und 1920 AD abgelagert ein. Über den Vergleich der Situation im Jahr 1980 mit Kartierungen bzw. Fotografien von CONWAY (1894) aus dem Jahr 1892 und HAYDEN (1907) von 1906 zeigt sich, dass der Hinarche-Gletscher zwischen 1892 und 1906 vorstieß und sich in den darauffolgenden 74 Jahren um 100 m rückverlegte (RÖTHLISBERGER 1986, S. 96 f). Den im Verhältnis zum Volumenverlust verhältnismäßig geringen Rückzugsbetrag für das letzte Jahrhundert führt RÖTHLISBERGER (1986, S. 97) beim Barche- wie auch beim Hinarche-Gletscher auf die starke Verschuttung der beiden Zungen zurück.

ITURRIZAGA (2007, S. 269-274) beschreibt und kartiert die lateroglazialen Sedimente im Bagrot Tal. Am Hinarche-Gletscher differenziert sie sieben Gletscherstadien in einem links der rezenten Zunge liegenden Filialzungenbecken (ITURRIZAGA 2007, S. 277).

MEINERS (2001) weist neoglaziale und historische Gletscherstände an in Tributärtälern des N-S verlaufenden Haramosh Tals gelegenen Lawinenkesselgletschern aus. Unterhalb des 9 km langen Puparash-Gletschers (35°59'N/74°47'E), des 8,8 km langen Baska-Gletschers (35°56'N/74°52'E) und des 11 km langen Mani-Gletschers (35°53'N/74°51'E) macht sie in Anlehnung an die Stadienchronologie KUHLES (2001, S. 125) neoglaziale Gletscherstadien (Stadien VI-VII; 4000-400 v. 1950 AD, siehe Abb. 112) aus. Die Schneegrenzdepressionen zu diesen Stadien lagen zwischen 75 und 250 m (MEINERS 2001, S. 431). Talabwärts kartiert MEINERS (2001, Fig. 1) jeweils auch einen älteren neoglazialen Gletscherstand (Stadium V nach KUHLE [2001, S. 125], 5500-4000 v. 1950 AD).

3.4.3.5 Hispar Muztagh (NW-Karakorum, siehe Abb. 113, 24)

Der 12,5 km lange Lupghar-Gletscher (36°24'N/75°02'E) liegt in einem orographisch linken Nebental (Lupghar-Tal) des Shimshal Tals (siehe MEINERS, 1995a, Fig. 14, 1995b, Fotos 122-130). Nach MEINERS (1995a, S. 173) handelt es sich bei diesem Eisstrom, dessen Ablationsgebiet weitestgehend verschuttet ist, um einen Gletscher im Übergang vom Lawinenkessel- zum Firnkesseltyp. MEINERS (1995a, S. 173, Fig. 14) schreibt, dass das 1992 vorgefundene Gletscherende im Vergleich zur von VISSER (1938) für das Jahr 1925 angegebenen und durch eine Stirnmoräne gekennzeichneten Eisrandlage, 300 Höhenmeter höher liegt, so dass sie eine zwischenzeitliche Schneegrenzanhebung von 150 m ermittelt. Im Bereich des rezenten Zungenendes findet MEINERS (1995b, Foto 130) ca. 4 ehemalige Moränenniveaus, wovon sie das höchste als jungspätglazial einstuft. Für das ältere Neoglazial gibt sie eine Schneegrenzabsenkung von 300 m an (MEINERS 1995a, S. 173). Die deutlichste Ufermoräne wird von MEINERS (1996, S. 137) als zuletzt während der „Kleinen Eiszeit“ (400-50 v. 1950 AD) , frühestens jedoch bereits zum Neoglazial, abgelagert verstanden. Die ¹⁴C-Datierung eines von ITURRIZAGA (2007, S. 231) jener Moräne entnommenen Holzstrunks weist auf einen Aufbau zwischen 1215 und 1280 AD hin.

In einem Paralleltal des Lupghar-Tals fließt der Momhil-Gletscher (36°22'N/75°04'E) bei einer Gesamtlänge von 30 km von der Hispar Muztagh-Karakorum Hauptkette Richtung Shimshal Tal. MEINERS (1995a, S. 174) beschreibt diesen im Zehrgebiet verschutteten Eisstrom als Firnkessel- bis Firmuldengletscher. Sie kartiert in ca. 2,4 km Entfernung zum rezenten Zungenende eine Eisrandlage, die sie beziehungsweise auf die Stadienchronologie KUHLES (2001, S. 125) (siehe Abb. 112) einem Gletscherstand zwischen 180 und 30 v. 1950 AD zuordnet. Die zugehörige Schneegrenzabsenkung gibt sie mit 25 m an. Für ein über Uferbildungen am Momhil-Gletscher rekonstruiertes Stadium `VII (2000-1700 v. 1950 AD) gibt MEINERS (1995a, S. 179) durch Übertragung eines am benachbarten Ambarin Sar-Gletschers belegten Schneegrenzdepressionsbetrags von 140 m auch für den Momhil-Gletscher jene Gleichgewichtslinienabsenkung an. Die Datierung eines jener Ufermoräne entnommenen fossilen Holzes, das in einen dunklen verwitterten Bodenhorizont eingebettet war, ergibt ein ¹⁴C-Alter von 1495 ± 45 (ITURRIZAGA 2007, S. 223), welches als Mindestalter zu verstehen ist. MEINERS (1995a, S. 179) belegt über den Vergleich mit den Angaben VISSERS (1938, S. 157), dass der Momhil-Gletscher 1925 ca. dort endete, wo sein Eisrand auch 1992 lag.

18,5 km shimshaltaleinwärts der Momhil-Gletscherstirn endet der Malangutti-Gletscher (36°23'N/75°14'E) im Ausgang eines orographisch rechten NE-exponierten Tributärtal des Shimshal Tals (siehe MEINERS, 1995a, Fig. 16, 17, 1995b, Fotos 146-155). MEINERS (1995a, S. 182, Fig. 16, 1995b, Foto 150) ordnet den 20 km langen, nur auf den abwärtigsten ca. 2 km mit Obermoräne bedeckten Gletscher dem Firnmuldentyp zu. Während Randmoränen seitlich des rezenten Gletscherzungenendes historische und neoglaziale Gletscherpegelschwankungen belegen, sind Hinweise von Gletscherlängenänderungen nicht gegeben. Zu beiden Seiten des Gletschers dokumentiert sie bis zu 120 m hoch aufragende Ufermoränenwälle, die sie als zwischen 400-180 v. 1950 AD abgelagert versteht. Die Akkumulation einer im Bereich des Gletscherendes in ihrer größten Vertikalerstreckung 170 m erreichenden Ufermoräne, wird von MEINERS (1995a, S. 189, Fig. 17) ins mittlere bis jüngere Neoglazial gestellt. Zwischen der neoglazialen und der als historisch beschriebenen Moräne belegen weitere Moränenwälle zwei Gletscherstände. MEINERS (1995a, S. 188, Fig. 17) deutet jene als Zwischenstadien der „Kleinen Eiszeit“ oder Rückzugsstadien des neoglazialen Gletscherstandes. Der Vergleich mit Angaben VISSERS (1938, S. 159) und MASONS (1930, S. 244-246) für das ausgehende 19. bzw. für das frühe 20. Jahrhundert ermöglicht MEINERS (1995a, S. 186) die Feststellung, dass sich das Malangutti-Gletscherende zwischen 1892 und 1992 nur um Meter im 10er Bereich vor- und zurückverlegt hat. Die Genese der glazial induzierten Formen nahe der rezenten Malangutti-Gletscherzunge, insbesondere die Bildung von lateroglazialen Filialzungenbecken, wird von ITURRIZAGA (2007, S. 206-216) eingehend beschrieben.

Mit einer Länge von 30 km mündet der hammerkopfförmig endende Yazghil-Gletscher (36°18'N/75°20'E) 21 km talaufwärts des Malangutti-Gletschers ins Shimshal Tal ein (MEINERS 1995a, S. 190, 1995b, Foto 159). MEINERS (1995a, S. 193) beschreibt den Yazghil-Gletscher, dessen Zungenende im Blankeis ausgebildet ist, als dem Firnmuldentyp zugehörig. Anhand eines Ufermoränensaums seitlich des rezenten Gletschers rekonstruiert sie historisch bis neoglaziale Stadien, zu denen die Zungenendposition kaum variierte (MEINERS 1995a, S. 193, Fig. 18). Die äußerste dem Talhang anliegende Moräneneinfassung ordnet sie in Anlehnung an die Stadienchronologie KUHLES (2001, S. 125) dem Neoglazial zu (5500-1700 v. 1950 AD, siehe Abb. 112). Sie setzt sich deutlich von einem jüngeren (400-180 v. 1950 AD) Moränenwall ab. (MEINERS 1995b, Foto 164). Für die „Kleine Eiszeit“ errechnet MEINERS (1995a, S. 200) eine Schneegrenzabsenkung von 40 m. Eine jüngste, hoch aufgeschüttete Moräne spricht MEINERS (1995a, S. 199) als im 20. Jahrhundert abgelagert an. Endeten die Teilzungen des Yazghil-Gletschers 1992 diesseits des Shimshal-Flusses

(MEINERS 1995b, Foto 159), so reichten 1925 beide bis an die gegenüberliegende Haupttalflanke (VISSER 1938, S. 160).

Vor dem ebenfalls im Shimshaltal, unweit der Yazghil-Gletscherstirn liegenden, verschütteten Zungenendes des Khurdopin- und des Yukshin Gardan Sar-Gletschers differenziert MEINERS (1995a, Fig. 18, 1995b, Foto 159) anhand von analog zu den Eisrandbildungen des Yazghil-Gletschers vorliegenden Moränen einen neoglazialen und einen historischen (400-180 v. 1950 AD) Gletscherstand.

Detailreiche Beschreibungen der eisrandnahen Sedimentationsumfelder des Yazghil-Gletschers, des Khurdopin- sowie des Yukshin Gardan Sar-Gletschers, vor allem im Hinblick auf das von jenen Gletschern in Form von Gletscherseebildungen ausgehende Gefährdungspotential, liefert ITURRIZAGA (1994, 1996, 1997, 1998, 2007, S. 80-205).

Der Shuwert Yaz-Gletscher (36°27'N/75°40'E) fließt im NE-lichen Einzugsbereich des Shimshal Tals, in einem die Ghujerabkette S-wärts entwässernden Tal ab (MEINERS 1995a, Fig. 19, 1995b, Foto 172). MEINERS (1995a, S. 210) stuft diesen 8,7 km langen und aus sechs Teilgebieten zusammengesetzten Gletscher als dem Firnmuldentyp zugehörig ein. Nur auf den letzten ca. 400 m zeigt der Shuwert Yaz-Gletscher eine Obermoränenbedeckung. Anhand einer in geringem Abstand zur rezenten Eisrandlage lagernden Satzendumoräne macht MEINERS (1995a, S. 210, 1995b, Foto 172) ein historisches Stadium (400-180 v. 1950 AD) aus, zu welchem sie eine Schneegrenzabsenkung von 112 m ermittelt. Einen 3,7 km abwärts der Satzendumoräne erhaltener Endmoränenrest weist sie in Anlehnung an die Chronologie KUHLES (2001, S. 125) als neoglazialen Gletscherstand aus (5500-1700 v. 1950 AD, siehe Abb. 112). Die zugehörige Schneegrenzdepression zu diesem Stadium gibt MEINERS (1995a, S. 211, 1995b, Foto 172) mit ca. 210 m an.

3.4.3.6 Ghujerab-Gebirge (NW-Karakorum, siehe Abb. 113, 24)

Unmittelbar W-lich der Passhöhe des Khunjerab Passes (36°51'N/75°28'E) liegt der S-exponierte Khunjerab-Gletscher Nr. 1 (MEINERS 1995a, S. 212, 1995b, Foto 172). Es handelt sich um einen 5 km langen Firnmuldengletscher mit Blankeiszunge, von dem ZHANG (1984, S. 39) berichtet, dass sein Zungenende zwischen 1966 und 1978 um 320 m Horizontalabstand und 118 Höhenmeter vorstieß. Im selben Zeitraum zog sich der N-exponierte Khunjerab-Gletscher Nr. 2, der in einem auf der orographisch linken Pässeite einmündenden Nebental liegt um 90 Höhenmeter zurück (ZHANG 1984, S. 41). ZHANG (1984, S. 41) rekonstruiert für den Khunjerab-Gletscher Nr. 2 anhand von Moränenwällen zwischen dem in 4980 m ü. M.

gelegenen Zungenende im Jahr 1978 und einer Endmoräne in 4650 m Höhe zwei weitere Gletscherstände. MEINERS (1995a, S. 213) gibt für die einstige Eisrandlage in 4650 m ü. M. eine Schneegrenzdepression von 165 m an. Sie weist sie in Anlehnung an KUHLES (2001, S. 125) Stadienchronologie als historisches Stadium aus (1700-400 v. 1950 AD oder 400-180 v. 1950 AD, siehe Abb. 112). Nahe des Khunjerab-Gletschers Nr. 1 befindliche Randmoränen werden von MEINERS (1995b, Foto 175) als in der „Kleinen Eiszeit“ (400-180 v. 1950 AD) abgelagert verstanden. Sie grenzen sich deutlich ab gegen auswärts lagernde, abgerundete vermutlich neoglaziale Moränenwälle (MEINERS 1995b, Foto 175).

3.4.3.7 E-Pamir (siehe Abb. 113, 25)

Unterhalb des vom 6634 m hohen Karakorum Baktor abfließenden Oyttag-Gletschers (38°52'N/75°08'E) rekonstruiert KUHLE (1997, S. 91, Foto 2) die historischen Stadien IX-XI (300 vor 1950 AD-1950 AD, siehe Abb. 112). Für Stadium IX errechnet er (KUHLE, 1997, S. 91) eine Schneegrenzabsenkung von 100 m. In 2400 m ü. M. findet KUHLE (1997, S. 91, Foto 4) ein Zungenbecken, das er als zu den neoglazialen Gletscherständen V (Nauri Stadium; 5500-4000 v. 1950 AD) und VII (Mittleres Dhaulagiri Stadium, 2000-1700 v. 1950 AD) abgelagert einordnet. Die zugehörige Schneegrenzabsenkung betrug nach KUHLE (1997, S. 91) 175 m.

Am bis 7830 m ü. M. hinaufreichenden Kongur-Massiv (38°33'N/75°18'E) liegen analoge Hinweise für historische Gletscherstände vor. Im oberen Gez Tal, in einer Höhe von 3150 m ü. M., nahe des Konfluenzbereichs des Karakol Tals und des Mujii Beckens (38°44'N/75°03'E) hält KUHLE (1997, Foto 39) einen offensichtlich eiszeitlich geglätteten Sporn Gipfel des Kongur-Massivs fotografisch fest, an dessen Fuß Randmoränenmaterial lagert, das ehemals von einem rezent einwärtig liegenden und mit meterdicker Obermoräne bedeckten Gletscherzungenende geschüttet wurde (KUHLE 1997, Foto 40). KUHLE (1997, Foto 39) spricht diesen Moränenwall als zu Stadium VI-IX (4000-180 v. 1950 AD) abgelagert an. Für den Aufbau dieser Moräne muss die Gletscherzunge 150-250 m tiefer hinabgereicht haben als zur Zeit der Geländebegehung KUHLES im Jahr 1992 (KUHLE 1997, Foto 39). Es lassen sich somit für die an der Ablagerung beteiligten neoglazialen und historischen Gletscherstände ungefähre Schneegrenzabsenkungsbeträge von 75-125 m angeben ($[(\text{rezente Eisrandlagenhöhe} - \text{einstige Eisrandlagenhöhe})/2]$, das heißt $[150-250]/2 = 75-125$ m). Für das Zungenende jenes Gletschers nimmt KUHLE (1997, Foto 40) an, dass es ob seiner mächtigen Moränenummantelung eine stabile Position seit 1950 AD einnimmt. An der W-Abdachung

des Kongur Massivs findet er (KUHLE 1997, Foto 43) Beispiele für historisch abgelagerte Randmoränen. Zu den Stadien IX-XI (300 v. 1950 AD-1950 AD) zugeordneten Gletscherstadien gibt KUHLE (1997, Foto 43) Schneegrenzabsenkungsbeträge von 40 bis 20 m an.

Auch vom Muztagh Ata ($38^{\circ}11'N/75^{\circ}02'E$) legt KUHLE (1997, Foto 53 - 57) Befunde für historische und neoglaziale Gletscherstände vor. Unterhalb des Mustagh Ata-Plateaugletschers kann er hier die Stadien V-XII (5500 v. 1950 AD-1980 AD, siehe Abb. 112) differenzieren. Jene historischen und neoglazialen auf lokale Vergletscherungsausdehnungen hinweisenden Eisrandlagenindikatorensequenzen, die sich einige Dekameter bis wenige 100 m unter den rezenten Plateauauslassgletscherzungenenden befinden, setzen sich morphologisch klar ab von den erratischen Blöcken und Grundmoränenakkumulationen, anhand derer KUHLE (1997, S. 88 ff) die hochglaziale Vergletscherung rekonstruiert. Hierbei handelte es sich um eine flächendeckende Vereisung des E-Pamir-Plateaus, die nach KUHLE (1997, S. 95) eine Schneegrenzdepression von 820-1250 m belegt.

3.4.3.8 Dankova-Massiv (siehe Abb. 113, 26)

Der Dankova NE-Gletscher ($41^{\circ}07'N/77^{\circ}45'E$) fließt vom bis zu 5982 m ü. M. aufragenden zur Kok Schaal-Tau-Kette gehörenden Dankova Massiv NE-ausgelegt ab (MEINERS 1995a, Fig. 4, 1995b, Fotos 17-21c). Seine Zunge endet im auf das Usengegush Flusstal eingestellten Tschon Turasu Tal. Nach MEINERS (1995a, S. 41) handelt es sich beim Dankova NE-Gletscher um einen Firnuldengletscher mit im Durchmesser 5 km großem Firnfeld. In ca. 3600 m ü. M. liegt der Dankova N-Gletscher, ein kleinerer Lawinenkesselgletscher, mit seinem rechten Eisrand dem linken Eisrand des Dankova NE-Gletschers an. In der Umgebung der rezenten Eisrandlagen rekonstruiert MEINERS (1995a, S. 45) vier Gletscherstadien. Als Hilfestellung zur zeitlichen Einordnung berücksichtigt sie die Tiefen von durch Einlösung in Kalkblöcken der vorgefundenen Moränen entstandenen Näpfen (Korrosionsformen). MEINERS (1995a, S. 47) unterscheidet ein jüngstes Stadium I, zu dem eine Schneegrenzabsenkung von 10 m eintrat, ein Stadium II (Schneegrenzdepression: 100 m), einen Gletscherstand III (Schneegrenzdepression: 170 m) und ein Stadium IV (Schneegrenzdepression: 170 m). Sie ordnet die Moränen des Stadiums I als subrezent aufgeschoben ein. Die Gletscherstände II, III und IV werden von MEINERS (1995a, S. 47) in Anlehnung an die Chronologie KUHLES (2001, S. 125) (siehe Abb. 112) als zwischen 1700

und 400 v. 1950 AD (Stadium II), als von 4000-2000 v. 1950 AD (Stadium III) und als zwischen 5500-4000 v. 1950 AD (Stadium IV) abgelagert verstanden. Die von MEINERS (1995a, S. 47) als Stadien II, III und IV bezeichneten Gletscherstände entsprechen somit in der Stadienabfolge KUHLES (2001, S. 125) (siehe Abb. 112) den historischen bzw. neoglazialen Gletscherständen VII, VI und V.

Im W-lich des Tschon Turasu Tals das Dankova Massiv N-wärts entwässernden Djurek Tal fließt der Dankova NW-Gletscher (41°03'N/77°40'E) ab (MEINERS 1995a, Fig. 4, 5, 1995b, Fotos 22-26). Zum Zeitpunkt der Geländearbeiten von MEINERS (1995a, S. 50) im Jahr 1991 lag vor dem schuttbedeckten Zungenende des aus zwei Gletscherkomponenten zusammengesetzten Dankova NW-Gletschers eine Toteiszone, die mit einer Endmoräne in 3520 m ü. M. aussetzt. MEINERS (1995a, S. 51) ordnet den durch diese Moräne rekonstruierbaren Gletscherstand in Anlehnung an die Gletscherstandschronologie KUHLES (2001, S. 125) einem jüngeren historischen Stadium (180-30 v. 1950 AD, siehe Abb. 112) zu. Sie errechnet eine zugehörige Schneegrenzdepression von 55 m. Jener Eisrandbildung unmittelbar vorgelagert ist eine weitere, größere Satzendumoräne, die MEINERS (1995a, S. 50, 1995b, Foto 22) als während der „Kleinen Eiszeit“ abgelagert versteht. Zu diesem Stadium gibt sie eine Schneegrenzabsenkung von 75 m an (MEINERS 1995a, S. 52). Anhand von Ufer- und Stirnmoränenresten 160-180 m unterhalb des rezenten Gletscherendes errechnet sich eine einstige Schneegrenzdepression von 80-90 m. MEINERS (1995a, S. 52) versteht diese Eisrandlagenindikatoren als während des mittleren bis jüngeren Neoglazials akkumuliert (4000-1700 v. 1950 AD).

3.4.3.9 Das Ak Schirak-Gebirgsmassiv im Zentralen Tien Shan (siehe Abb. 113, 27)

An der W-Seite des zentralen Ak Schirak mündet der W-exponierte Petroff-Gletscher (41°50'N/78°09'E) in den Hochtalboden des Kumtor Tales ein (siehe MEINERS 1995a, Fig. 7, Karte 1, 1995b, Fotos 1-4). Dieser von MEINERS (1995a, S. 17) als Firnmuldengletscher eingestufte 9 km lange Eisstrom setzt sich aus 4 Firngebieten zusammen. Sein Ablationsgebiet weist nur eine geringe Obermoränenbedeckung auf. Mit einer 1,7 km breiten Front brach der Gletscher während der Feldforschungen MEINERS (1995a, S. 19) im Jahr 1991 in einen von Endmoränen aufgestauten See ab. In der Umgebung des Petroff-Gletscherzungenendes lassen sich zwei Endmoränen unterscheiden. Sie stauen einen proglazialen See auf (MEINERS 1995a, S. 21). MEINERS (1995a, S. 22) errechnet für das äußere der beiden Satzendumoränenstadien eine Schneegrenzdepression von 75 m. Sie

verweist auf eine mündliche Mitteilung des Glaziologen Prof. M. DYURGEROV, wonach diese Moräne beprobt wurde und sich ein ^{14}C -Alter von 3000 ergab. MEINERS (1995a, S. 24) stellt der errechneten Schneegrenzabsenkung und der ^{14}C -Datierung wegen die äußere Satzendoräne in Anlehnung an die Stadienchronologie KUHLES (2001, S. 125) ins Neoglazial (Stadium VI; 4000-2000 v. 1950 AD, siehe Abb. 112). Die sich einwärtig anschließende, jüngere Moräne ordnet sie der „Kleinen Eiszeit“ (400-180 v. 1950 AD, Stadium VIII-IX nach KUHLE 2001, S. 125) zu. Für diesen Gletscherstand errechnet MEINERS (1995a, S. 24) eine Schneegrenzabsenkung von 50 m. Zwischen 1943 und 1991 hat sich die Lage der Petroff-Gletscherstirn kaum verändert. Seine Oberfläche sank von 1943-1977 um 3,4 m ein (MEINERS 1995a, S. 24 f).

Der Sary Tor-Gletscher ($41^{\circ}50'N/78^{\circ}11'E$) liegt in einem W-exponierten Nebental, welches 8 km S-lich des Tals in dem der Petroff-Gletscher endet ins Kumtor-Tal einmündet (MEINERS 1995a, Karte 1, 1995b, Fotos 7, 8). Sein Gletscherende befand sich zur Feldkampagne MEINERS (1995a, S. 25) im Jahr 1991 3 km einwärts der Haupttaleinmündung. Jene rekonstruiert in der Umgebung des Sary Tor-Gletscherendes ein historisches Stadium (1700-400 v. 1950 AD [Stadium VII nach KUHLE 2001, S. 125]), zu dem sie eine Schneegrenzabsenkung von 40 m ermittelt sowie einen jüngeren Gletscherstand (180-30 v. 1950 AD) 200 m von der rezenten Stirnposition entfernt. Ca. 250 m auswärts der von MEINERS (1995a, Karte 1) markierten historischen Maximalausdehnung kartiert sie eine neoglaziale Eisrandlage. Zwischen 1943 und 1991 hat sich die Eisrandlage kaum verändert, obwohl die Gletscheroberfläche von 1943 bis 1977 um 19 m einsank (MEINERS 1995a, S. 27). Ebenfalls in einem Tributärtal des Kumtor Tals gelegen, fließt der Bordu-Gletscher ($41^{\circ}49'N/75^{\circ}10'05''E$) mit einer Länge von 4,8 km als S-licher Nachbargletscher des Sary Tor-Gletschers bis auf 2,5 km einwärts der Haupttaleinmündung hinab (MEINERS 1995a, Karte 1, 1995 b, Foto 9). KOTLYAKOV et al. (1991, S. 6) datieren mittels Flechten eine in 800 m auswärts des rezenten Zungenendes gelegene Satzendoräne als im 9.-10. Jahrhundert abgelagert. Jene geht in eine Ufermoräne über an der sich insgesamt drei Moränenleisten differenzieren lassen, die auf unterschiedliche historische Eispegel hinweisen (MEINERS 1995a, S. 32, 1995b, Foto 9). Im Gegensatz zum Petroff- und zum Sary Tor-Gletscher stieß der Bordu-Gletscher zwischen 1943 und 1977 um 160 m vor (MEINERS 1995a, S. 32).

NW-lich des Sary Tor-Gletschers fließt der Davidoff-Gletscher ($41^{\circ}50'N/78^{\circ}10'05''E$) NW-exponiert dem Kumtor Tal entgegen (MEINERS 1995a, Karte 1, 1995b, Fotos 10, 11). Abgesehen von einer 80-100 m breiten Mittelmoräne ist dieser 12 km² große von MEINERS (1995a, S. 33) als dem Firnmuldentyp zugehörig klassifizierte Gletscher schutfrei. Eine 1 km

auswärts des rezenten Zungenendes lagernde Satzendmoräne ordnet MEINERS (1995a, S. 34 f), obwohl eine zugehörige Schneegrenzdepression von 25 m in Anlehnung an die Stadienchronologie KUHLES (2001, S. 125) für die Zuordnung zu einem jüngeren Stadium sprechen würde (180-30 v. 1950 AD, siehe Abb. 112), einem neoglazialen Gletscherstand zu (Stadium VI; 4000-2000 v. 1950 AD). Als ausschlaggebend hierfür gibt sie den Vegetationsbestand, den Beflechtungsgrad, die ausgeprägte solifluidale Überprägung sowie eine durch eine mündliche Mitteilung von M. DYURGEROV im Jahr 1991 an sie übermitteltes ¹⁴C-Alter dieser Moräne, von 3000 an. Eine dieser äußeren Moräne einwärtig anliegende Randmoräne versteht MEINERS (1995a, S. 35) als zu einem historischen Stadium (180-30 v. 1950 AD) abgelagert. Für diesen Gletscherstand errechnet sie ebenfalls eine Schneegrenzabsenkung von 25 m. Nach der Karte „Veränderungen der Gletscher am Ak Schirak von 1943-1977, hrsg. vom Geographischen Institut der russischen Akademie der Wissenschaften, Moskau (1990), M 1:50.000“ zog sich der Davidoff-Gletscher zwischen 1943 und 1977 um 380 m zurück (zitiert nach: MEINERS 1995a, S. 35).

3.4.3.10 Terskei Ala Tau und Suyok-Kette (siehe Abb. 113, 27)

In einem orographisch rechten Nebental des ins Rotwasser Tal einmündenden Karabatkat Tals (42°11'43"N/78°15'40"E) findet MEINERS (1995a, S. 80, Fig. 6, 1995b, Foto 68) einen kleinen Hängegletscher in NW-Exposition. Anhand eines unterhalb jenes Gletschers lagernden Stirnmoränenwalls rekonstruiert sie in Anlehnung an die Gletscherstandschronologie KUHLES (2001, S. 125) ein jüngeres neoglaziales Stadium (Stadium VII, 2000-1700 v. 1950 AD, siehe Abb. 112), zu dem die Schneegrenzabsenkung 125 m betrug. Jenseits des das betrachtete Nebental in 3960 m ü. M. abschließenden Artschatoa Passes endet ein Gletscher in einer Höhe von 3400 m. Mittels einer diesem Gletscher vorgelagerten Stirnmoräne weist MEINERS (1995a, S. 80) einen Gletscherstand der „Kleinen Eiszeit“ (400-180 v. 1950 AD) aus. Die zugehörige Schneegrenzdepression betrug 50-75 m. Ein in 2 km auswärts des Karabatkak-Gletscherendes befindliches Zungenbecken ordnet MEINERS (1995a, S. 81) einem neoglazialen Stadium (5500-2000 v. 1950 AD) zu. Hierfür errechnet sie eine Schneegrenzabsenkung von 175 m (MEINERS 1995a, S. 81).

In einer Höhe von 3754 m leitet der Barskaun Pass (41°55'N/77°41'E) vom über 35 km langen den Terskei Alau Tau N-wärts entwässernden Barskaun Tal, dessen Erosionsbasis der Issyk Kul darstellt, ins Arabell Hochtal über, das im Süden durch die Suyok Kette begrenzt wird (siehe MEINERS 1995a, Fig. 7). An der E-exponierten Flanke des Barskaun Passes fließt

ein Hängegletscher, dessen im Blankeis ausgebildete Zunge in 3950 m ü. M. endet (MEINERS 1995a, S.82, 1995b, Foto 70). Über das abwärtige Ende einer orographisch linken Ufermoräne rekonstruiert MEINERS (1995a, S. 82) ein historisches Gletscherstadium (1700-400 v. 1950 AD, siehe Abb. 112) zu dem sie eine Schneegrenzabsenkung von 75 m berechnet. Der von der Suyok-Kette NE-exponierte zum Arabell Tal hin abfließende E-liche Suyok-Gletscher (41°47'N/77°48'E) endet in 4000 m ü. M. Seinem Zungenende lagert eine Stirnmoräne vor, die MEINERS (1995a, S. 84, 1995b, Foto 71) einem historischen Stadium (1700-400 v. 1950 AD) zuordnet. Die zugehörige Schneegrenzabsenkung berechnet sie auf 60 m (MEINERS 1995a, S. 84).

3.4.3.11 Der Inyltschek-Gletscher (siehe Abb. 113, 28)

Die Hauptkomponente des an der N-Abdachung der Kok Schal Tau Kette von E nach W abfließenden Inyltschek-Gletschers (42°10'N/80°00'E) misst eine Länge von 61 km und ist auf den letzten 15 km obermoränenummantelt (MEINERS 1995a, Karte 3). Zum aus mehreren Firnsammelbecken bestehenden Einzugsgebiet des in 2950 m ü. M. zu liegen kommenden Inyltschek-Gletschers gehört mit eine Gipfelhöhe von 7439 m ü. M. der Pik Pobedy. MEINERS (1995a, S. 72, 1995b, Foto 45) rekonstruiert mittels eines Ufermoränenniveaus einen jüngsten Hochstand, zu dem die Gletscheroberfläche bis maximal 120 m höher verlief als 1991. Nach MEINERS (1995a, S. 73) handelt es sich bei diesem Gletscherstand wahrscheinlich um ein Stadium der „Kleinen Eiszeit“ (400-300 v. 1950 AD). Anhand von Nebentalgletschern errechnet sie eine zugehörige Schneegrenzabsenkung von 75-120 m (MEINERS 1995a, S. 76). Ältere Gletscheroberflächenniveaus rekonstruiert MEINERS (1995a, S. 70-76, 1995b, Foto 40, 58, 66) mittels höher gelegenen Ufermoränenleisten, deren Ablagerung sie zeitlich gleich setzt (5500-1700 v. 1950 AD, siehe Abb. 112) mit an kleineren Hängegletschern auswärts des Inyltschek-Gletschers nachweisbaren Stadien (Schneegrenzabsenkung: 125-220 m).

3.4.3.12 Das Einzugsgebiet des Ala Artscha Tales, N-Abdachung des Kirgisen Shan (siehe Abb. 113, 29)

Der Talschluss des von orographisch rechts her ins Ala Artscha Tal einmündenden Ak Sai-Tals wird durch den in 3200 m ü. M. mit einer schuttbedeckten Zunge endenden Ak Sai-Gletscher (42°32'N/74°33'E) ausgefüllt (siehe MEINERS 1995a, Karte 4, 1995b, Foto 73). MEINERS (1995a, S. 94, Foto 75) weist über eine bis 2650 m ü. M. hinabreichende Randmoräne ein älteres historisches bis jüngeres neoglaziales Gletscherstadium aus (400-

2000 v. 1950 AD). Die zu diesem Gletscherstand gehörige Schneegrenzabsenkung berechnet sie auf 275 m. Zu einem jüngeren über eine Randmoräne belegten Stadium gibt MEINERS (1995a, S. 95, Foto 75, 77) eine Schneegrenzabsenkung von 118-236 m an. Wegen auf jenem Moränenwall vorgefundenen im Durchmesser maximal 2 cm großen Flechten sowie aufgrund der Vegetationslosigkeit und Toteisunterlagerung nimmt sie an, dass es sich hierbei um einen letzten Hochstand des 19. Jahrhunderts handelt.

Von orographisch rechts her mündet das Golubin Gletschertal in das Ala Artscha-Haupttal ein. Der hier in 3260 m ü. M. obermoränenfrei endende Golubin-Gletscher (42°27'N/74°30'E) wird von MEINERS (1995a, S. 96, Karte 4, 1995b, Foto 78) als Firmuldengletscher angesprochen. MEINERS (1995a, S. 96, Karte 4) kartiert drei historische Ufermoränen nahe der rezenten Gletscherzunge. E-lich zum Golubin-Gletschertal verläuft eine ebenfalls ins Ala Artscha-Haupttal einmündendes Paralleltal, das den auch als Firmuldengletscher auszuweisenden Tujuk-Gletscher beherbergt (MEINERS 1995a, Karte 4, 1995b, Fotos 80, 81). Jener endet mit seiner Blankeiszunge in 3380 m ü. M. Hier weist MEINERS (1995a, S. 99) zwei Blockgletscherstadien aus. Zum älteren Stadium, welches sie in Anlehnung an KUHLES (2001, S. 125) Stadienabfolge als im jüngeren Neoglazial (2000-1700 v. 1950 AD, siehe Abb. 112) oder in historischer Zeit (1700-400 v. 1950 AD) abgelagert erachtet, errechnet sie eine Schneegrenzabsenkung von 87 m. Zum jüngeren Gletscherstand, den sie der „Kleinen Eiszeit“ zuordnet, gibt MEINERS (1995a, S. 99) eine Schneegrenzdepression von 87 m an.

3.4.3.13 Zailiyskiy Ala Tau (siehe Abb. 113, 30)

Vom Zailiyskiy Ala Tau, der N-lichsten Randkette des russischen Tien Shan entwässert das Mayala Almatinka-Tal nach N hin. Jenes Tal endet mit einem mehrere Gletscher beinhaltenden Kessel vor der Nordabdachung des Zailiyskiy Ala Tau. Als größter von acht Eisströmen kommt in einer Höhe von 3400 m die blankeisige Zunge des 3,5 km langen N-exponierten Tsentralny Tujuksu-Gletscher zu liegen (43°N/77°06'E) (siehe MEINERS 1995a, Fig. 1, Karte 5, 1995b, Foto 83). MEINERS (1995a, S. 106) rekonstruiert für diesen Gletscher in Anlehnung an die Stadienabfolge KUHLES (2001, S. 125) (siehe Abb. 112) einen Gletscherstand für den Zeitraum 400-180 v. 1950 AD. Sie errechnet hierfür eine Schneegrenzabsenkung von maximal 52 m²⁷. Frühere (früher als historisch)

²⁷ MEINERS (1995a, S. 106) berechnet den Schneegrenzabsenkungsbetrag in diesem Fall nicht wie bei ihren übrigen in der vorliegenden Arbeit erwähnten Schneegrenzdepressionsberechnungen durch die Formel (rezentes

Gletscherausdehnungen erkennt MEINERS (1995a, S. 106) an talabwärts lagernden Ufermoränenleisten. Gegenüber der von SIMON et al. (1961, Tafel 30) gemachten Positionsangabe des Tsentralny Tujuksu-Gletscherzungenendes gibt MEINERS (1995a, S. 105) eine Gletscherrückzug um 120 m in der Horizontalen und 30 m in der Vertikalen an.

3.4.3.14 Gletscherrückzug im Tien Shan seit der „Kleinen Eiszeit“ nach SOLOMINA et al. (2004)

SOLOMINA et al. (2004, S. 205-215) erkennen mittels Luftbildern an 293 Gletschern im Tien Shan den Zungenenden vorgelagerte, vegetationslose Moränenwälle, die sie zeitlich der „Kleinen Eiszeit“ zuweisen. Sie geben an, dass sich diese Gletscher in der Horizontalen im Mittel um 989 ± 540 m und in der Vertikalen um 151 ± 105 m zurückgezogen haben. Lichenometrisch bestimmen sie für die meisten Talschaften einen „Kleine Eiszeit“-Maximalstand zwischen Ende des 17. und Mitte des 19. Jahrhunderts. Die seit jenem Gletscherstand eingetretene Schneegrenzanhebung geben SOLOMINA et al. (2004, S. 213) mit 75-100 m an.

3.4.4 Die eigenen rekonstruierten Gletscherstadien vor dem Hintergrund des Forschungsstandes

Die Wahl des Arbeitsgebietes hing mit der Überlegung zusammen Gletscher zu untersuchen, deren Zungenenden hinsichtlich Längenveränderungen möglichst ungedämpft und daher auch ähnlich auf Klimavariationen reagieren. Diese Annahme konnte der Arbeitshypothese gemäß (siehe 1.2) über das übereinstimmend diagnostizierte und für ca. 1974 bis 1980 zeitlich fixierte Stadium 4, als auch durch übereinstimmende Randmoränenabfolgen der Zungenumgebungen verifiziert werden (siehe 3.3.7). Problematisch war eine zu den übrigen Gletschern ähnliche Stadienrekonstruktion beim Tukuiche Yamkim Peak NE-Gletscher (Abb. 1; 9, Abb. 35; 9, Abb. 31; ■, Abb. 36, Abb. 37) sowie beim W-lichen Khardung Khang N-Gletscher (Abb. 1; 25, Abb. 88; 25, Abb. 90). Dieser Umstand passt zur Überlegung, dass anteilmäßig hohe Lawinenernährung das Ursachen-Wirkungsgefüge Klimaveränderung-Gletscherlängenänderung stören, so dass hierin der Grund für die Probleme bei der relativchronologischen Zuordnung der in beiden genannten Fällen vorgefundenen Gletscherstände zu sehen ist. Die jüngere Gletschergeschichte des über relativ lange Strecken

Zungenende - einstiges Zungenende)/2, sondern wendet, da sich von historisch zu rezent starke Winkeldifferenzänderungen (siehe 1.8.5.2) ergaben, das KUHLSche (1986b) Verfahren an.

verschütteten Khangsar Khang- (Abb. 1; 17, Abb. 59; 17, Abb. 60; ○, Abb. 61; ○) und des Jinian W-Gletschers (Abb. 1; 21, Abb. 72; 21, Abb. 74; ↘) kann jedoch in Einklang mit den verbleibenden 23 Eisströmen gebracht werden. Hier zeigt sich, dass die Moränensequenzen derartiger Gletscher nicht unbedingt aus dem Rahmen fallen müssen. Die genannte Literatur macht aber deutlich, dass insbesondere, große und oder anteilmäßig stärker über Lawinen ernährte und daher stark verschüttete Gletscher häufig hinter gletschernahen, polyphasisch aufgebauten Randmoränen oder Satzendoränen enden, von denen ausgehend in einwärtiger Richtung keine weiteren Eisrandlagenindikatoren mehr vorliegen (u. a. 3.4.1.1 u. Abb. 123: Ngozumpa-Gl., Khumbu-Gl., Nuptse-Gl., Dablang-Gl.; KUHLE 2005, Fig. 3 / 3.4.1.3 u. Abb. 123: Yalung-Gl., Jannu-Gl., Rhamtang-Gl.; KUHLE 1990b, Fig. 9 / 3.4.1.4, MEINERS 1999, S. 367 / 3.4.1.13, KUHLE 1997, Fotos 84 u. 99 / 3.4.2.2 u. Abb. 107; ↗ / 3.4.3.5 u. Abb. 123: Malangutti-Gl., Khurdopin Yukshin Gardan Sar-Gl.; MEINERS, 1995a, Fig. 16, 17, 18 1995b, Fotos 146-155, 159, ITURRIZAGA 2007, S. 206-216 / 3.4.3.7, KUHLE 1997, Fotos 39 u. 40).

In verhältnismäßig ausgedehnten Vorfeldern von Gletschern im Himalaja, Tibets und des Tien Shan hingegen, die typologisch (im morphologischen Sinne) denen des Untersuchungsgebietes ähneln, lassen sich zumeist weitere Wälle differenzieren, die von ihren Lagebezügen an die selbst rekonstruierten Stadien 2 und jünger erinnern (3.4.1.1, KUHLE 1986a, S. 437 ff u. 1987b, S. 200 ff, 2005, Fig. 3, 19 / 3.4.1.4, JACOBSEN 1990, siehe beiliegende Karte / 3.4.1.10-3.4.1.12, RÖTHLISBERGER 1986, S. 110 ff, Abb. 108, 109 / 3.4.2.2, DAMM 1997, S. 141 f, 2006 / 3.4.2.3, KUHLE 1999, Fotos 174, 175 / 3.4.2.4, KUHLE 1999, Foto 81 / 3.4.2.5, KUHLE 1991b, Fotos 3, 5, 6, Fig. 43 / 3.4.2.6, BRÄUNING & LEHMKUHL 1996, S. 351 / 3.4.2.7, KUHLE 1991b, Fig. 43, 1997, Tab. 3 / 3.4.2.8, WANG & FAN, S. 50 ff / 3.4.2.9, BRÄUNING & LEHMKUHL 1996, S. 341 ff, BRÄUNING 2006, S. 369 ff / 3.4.2.10, Abb. 106, SU & SHI 2002, S. 123 ff / 3.4.2.11, KUHLE 1986a, Fig. 3 u. Fig. 15, 1987b, Fig. 3, 1987c, S. 222 f u. Fig. 29 / 3.4.2.12, Abb. 105, LIU et al. 2003, S.117 ff, KUHLE 1986a, Fig. 4 / 3.4.2.13, LI & SHI 1992, S. 81, KUHLE 1994, S. 151, Fig. 21, 138 / 3.4.3.8 MEINERS 1995a, S. 45).

Auch weist die angeführte Literatur darauf hin, dass die Zungenenden großer bzw. verschütteter Gletscher im letzten Jahrhundert oft relativ lagestabil waren (siehe 3.4.1.1, RÖTHLISBERGER 1986, S. 151, KUHLE 2005, S. 279 / 3.4.1.13, KICK 1962, S. 227, KUHLE 1991a, Foto 8, 1997, Foto 84 / 3.4.3.4, RÖTHLISBERGER 1986, S. 97 / 3.4.3.5, MEINERS 1995a, S. 179, ITURRIZAGA 2007, S. 261). So schreibt ITURRIZAGA (2007, S. 261), dass für die Gletscherzungen längerer Karakorumgletscher ein lagekonstantes Verhalten während der letzten 150 Jahre typisch ist. RÖTHLISBERGER (1986, S. 151) und KUHLE (2005, S. 279) geben

für den Khumbu-Himalaja an, dass sich der rezente Gletscherschwund an den Dammgletschern vielfach nur in einer Mächtigungsabnahme, jedoch kaum im Gletscherrückzug ausdrückt, während an kleineren Gletschern rezente Längenverluste nachgewiesen werden können (der Longbuche-Gletscher schmolz nach KUHLE 2005, S. 279 zwischen 1955 und 2005 1 km zurück).

Jene Beispiele machen sehr wahrscheinlich, dass die Verifikation der Hypothese, das heißt die Diagnose sehr ähnlicher spätholozäner Zungenfluktuationen (belegt über besonders gut übereinstimmende Randmoränenabfolgen in den heutigen Zungenumgebungen und das synchrone Auftreten von Stadium 4) nicht zufällig ist, sondern tatsächlich darauf zurück geht, dass die unter 1.2 als störend bzw. verzögernd für die Ursachenwirkungskette Klima-Gletscherlängenveränderung beschriebenen Gletschereigenschaften an den Eisströmen des Arbeitsgebietes kaum oder gar nicht vorhanden sind. Während die gedämpften Zungenreaktionen an den größeren bzw. verschütteten Eisströmen mit Schneegrenzverläufen in den die Gletschernährgebiete einfassenden Steilwänden oft nur schlecht oder gar nicht morphologisch scheidbare Moränenkomplexe produzierten, denen sie häufig heute noch anliegen, hinterließen offenbar Gletscher, die morphologisch denen des Arbeitsgebietes nahe kommen, auch in anderen Regionen Hochasiens ein differenzierteres Bild in Form von innerhalb der Gletschervorfelder lagernden Moränensequenzen.

Das mittels ^{14}C -Analyse für den Stadium -1-Moränenwall des Khangsar Khang-Gletschers gewonnene Mindestalter von 3006-2843 Jahren, wie auch die Flechtenfunde (siehe 3.3.6) sprechen dafür, dass es sich bei den Stadium -1 und -2-Randmoränen nicht um historische sondern um neoglaziale (Stadium VI und VII nach KUHLE 2001, S. 125, 4000-1700 v. 1950 AD) Ablagerungen handelt (siehe Abb. 112). Dass der letztmalige Aufbau der nach KUHLE (1982a, 1982b u. 1986a, S. 454 u. 2001, S. 125) zwischen 1700 und 400 v. 1950 AD abgelagerten Stadium 1-Randmoränen deutlich nach der Akkumulation dieser auswärtig lagernden, zumeist bewachsenen Moränenwälle (Stadium -1 und -2) stattfand, geht aus ihren jeweiligen im empirischen Teil (Kapitel 2) beschriebenen morphologischen Merkmalen (siehe auch 3.3.2 und 3.3.3) sowie der Tatsache, dass nur in einem Fall auf den Stadium 1-Moränen bis zu 3 cm im Durchmesser betragende Flechten gefunden werden konnten hervor (siehe 3.3.6).

Die neoglazialen Stadien -1 und -2 wurden zusätzlich zu den historischen Gletscherständen rekonstruiert, um den Zusammenhang zur gesamtholozänen Gletschergeschichte herstellen zu können. Die zusammengefasste Literatur (3.4.1-3.4.3) sowie der Vergleich von Abb. 114a/b mit den Abbildungen 115-123 zeigen, dass auch in vielen anderen Gebieten Hochasiens

historische und neoglaziale Gletscherstände auftraten, zu denen die Eisränder um größenordnungsmäßig ähnliche Distanzen vorgeschoben waren wie im Arbeitsgebiet. Im Untersuchungsgebiet betrug die maximale historische Längendifferenz gegenüber heute 2100 m (durchschnittlich 1245 m). Zu den rekonstruierten neoglazialen Stadien -1 und -2, die nach der Stadienchronologie KUHLES (2001, S. 125) den Gletscherständen VII und VI (4000-1700 v. 1950 AD) entsprechen, betrug der Längenunterschied zu den heutigen Verhältnissen maximal 6600 m. Jener für den Mukut-Gletscher (Abb. 1; I, Abb. 2; I, Abb. 3; ◇, Abb. 9; ○, Abb. 31; ○) bestimmte Wert fällt im Vergleich zu den neoglazialen Längenänderungen an den übrigen 25 betrachteten Gletschern ausnehmend hoch aus (siehe Abb. 114a/b). Diese im Verhältnis zum historischen Zeitraum große Längenänderung wird verständlich durch den Umstand, dass der Mukut-Gletscher im Neoglazial im Gegensatz zum historischen Zeitraum zusätzliche Eisinjektionen durch mehrere im Oberen Unbekannten Tal abfließende Gletscher erfuhr. Im Mittel waren die Gletscher im Untersuchungsgebiet zu Stadium -2 2645 m länger als 2007 und 2008.

Die aufgearbeitete Literatur sowie die eigenen Ergebnisse belegen, dass in Hochasien die historisch bis neoglazialen Eisrandlagenindikatoren in den näheren Umgebungen der heutigen Gletscher vorliegen und somit für diese Zeiträume zwar im quantitativen Sinne von unterschiedlichen Phasen der Vergletscherung gesprochen werden kann, nicht aber in einem qualitativen, gletschertypologischen Zusammenhang. In den betrachteten Zeiträumen handelte es sich offenbar jederzeit um Talvergletscherungen oder kleinere Plateauvereisungen (bspw. der Dunde-Gletscher [siehe 3.4.2.12]), deren Größen je nach klimatischen Bedingungen variierten. Die gegenüber den rezenten Verhältnissen eingetretenen Schneegrenzabsenkungen zu historischen und neoglazialen Gletscherständen Gesamthochasiens sind für einzelne Beispiele den Kapiteln 3.4.1 bis 3.4.3 und überblickshalber der Abbildung 112 (aus KUHLE 2001, S. 125) zu entnehmen. Sie bewegen sich mit 20 bis 80 m für den historischen (<1700 v. 1950 AD) sowie 80 bis 300 m für den neoglazialen (5500-1700 v. 1950 AD) Zeitrahmen in Größenordnungen ähnlich derer des Arbeitsgebietes (siehe Abb. 101). Die generelle Gleichzeitig- wie Gleichläufigkeit²⁸ der Gletscherstandsschwankungen im dargelegten Sinn in einem solch großen Gebiet wie Hochasien (siehe Abb. 112), in welchem verschiedene Niederschlagsregime bezüglich ihrer Intensität regional unterschiedlich ausfallen (Monson,

²⁸ Hier sind mit Gleichzeitig- und Gleichläufigkeit der Gletscherstandsschwankungen die sich herauskristallisierenden zeitlich übereinstimmenden Vorstoßphasen (wie z. B. die „Kleine Eiszeit“) gemeint. Ihre Längenänderungen werden an dieser Stelle als generell ähnlich bezeichnet, da sie immer einige 100 m bis wenige km betragen. Die Übereinstimmungen in diesem Sinne sind nicht gleich zu setzen mit dem in der Arbeit postulierten besonders synchronen Verhalten der Gletscher im Arbeitsgebiet.

Westwinddrift), spricht dafür, dass es in erster Linie großräumige Klimasignale, wie z. B. die „Kleine Eiszeit“ (siehe unten) waren, die die historischen und neoglazialen Gletschervorstoßphasen hervorriefen²⁹³⁰.

Um die Relationen der neoglazialen und historischen Gletscherfluktuationen zu spätglazialen (17.000-13.000 v. h., siehe Abb. 112) und letzteiszeitlichen, das heißt zur LGP- (Last Glacial Period, 60.000-18.000 v. h., siehe Abb. 112) Vergletscherung im Blick zu behalten, wurden die hierfür (LGP bis spätglaziale Vergletscherung) vorliegenden glazialgeomorphologischen Befunde für das Arbeitsgebiet (siehe 1.7) sowie beispielhaft für andere Regionen Tibets und seiner Randgebirge aus der Literatur heraus vorgestellt (siehe 3.4.1.1, 3.4.2.1, 3.4.2.3, 3.4.2.4, 3.4.2.11, 3.4.2.13, 3.4.2.14 u. 3.4.3.7). Die an jenen Stellen angeführten glazialgeomorphologischen und quartärgeologischen Indizien, welche dergestalt noch in einer Vielzahl weiterer Arbeiten (siehe u. a. KUHLE 1982a, 1982b, 1987b, 1987c, 1988c, 1991b, 1995, 1997, 1998, 1999, 2001, 2004a, 2005, 2006, 2007, JACOBSEN 1990, KÖNIG 1999, 2002, 2004, ACHENBACH 2008, 2010b) für Hochasien beschrieben sind, sprechen für die nach KUHLE (1985) postulierte tibetische Inlandvereisung sowie für an jenes Inlandeis angeschlossene Eisstromnetze in den Randgebirgen Tibets. Viele dieser die hochglaziale Eisstromnetz- bzw. Plateauvergletscherung sowie auch die spätglazialen Vergletscherungsphasen anzeigenden Formen sind naturgemäß großräumig, bspw. in Form von weitläufigen Grundmoränenablagerungen (siehe bspw. KUHLE 1999, Fotos 53-63) oder dekalimeterlangen Flankenabrasionen (siehe z. B. KUHLE 2001, Fotos 48 u. 49) vorhanden (hinzu kommen eine Vielzahl erratischer Blöcke, z. B. KUHLE 1997, Fotos 136-140). Die zugehörigen Eisrandlagenindikatoren (z. B. KUHLE 2004a, Fig. 40) liegen im Vergleich zu den historische und neoglaziale Stadien anzeigenden gletschernahen Randmoränen in einem weit fortgeschrittenen Überformungszustand vor. Zur letzteiszeitlichen Maximalvergletscherung gibt KUHLE (2001, S. 125) eine Schneegrenzdepression von ca. 1300 m an (siehe Abb. 112). Während des Spätglazials war nach KUHLE (2001, S. 125) die Schneegrenze um 700-1100 m abgesenkt.

²⁹ Für untergeordnete Gletschervorstöße kommen als Ursache natürlich auch regionale Niederschlagszunahmen, wie jene Monsunintensitätssteigerung Anfang des 20. Jahrhunderts mit in Frage (siehe unten).

³⁰ Das Ergebnis gleichzeitiger Gletscherschwankungen über ein derart großes Gebiet bestärkt den Synchronitätsansatz in der Gletscherstandsforschung. In diesem Zusammenhang sei auf das Buch 10.000 Jahre Gletschergeschichte der Erde von F. RÖTHLISBERGER (1986) verwiesen, der am Ende seiner Arbeit, in der er Gletscherstadien weltweit vergleicht, nicht nur für den Himalaja und das Karakorum, sondern für alle Regionen der Erde zu dem Schluss kommt: „Im näher untersuchten Zeitraum der letzten 10000 Jahre traten Klimaveränderungen und Gletscherschwankungen gleichzeitig und in vergleichbaren Klimaregionen auch gleichläufig auf“ (RÖTHLISBERGER 1986, S. 315).

Stellenweise wurde für einige Gebiete (siehe 3.4.1.1, 3.4.1.3, 3.4.2.1, 3.4.2.5) auf Literatur hingewiesen, in der für Hochasien auf sehr viel weniger umfangreiche eiszeitliche Vergletscherungsausdehnungen geschlossen wird. Den genannten Arbeiten (RICHARDS et al. 2000, FINKEL et al. 2003, ASAHI & WATANABE 2000, ZHENG 1988, 1989, BURBANK & KANG 1991, COLGAN et al. 2006, OWEN et al. 2009) ist gemein, dass in ihnen LGM-Gletscherstände rekonstruiert werden, zu denen die Eise nur einige km länger waren als heute. Zu jenen Stadien errechnen sich Schneegrenzdepressionen von 100-300 m. Das Zustandekommen dieser Ergebnisse aufgrund der „Nicht zur Kenntnisnahme“ von Befunden, die für eine ausgedehntere Vereisung sprechen, bzw. der Anwendung von TCN- und OSL-Datierungen wurde in den entsprechenden Kapiteln (3.4.1.1, 3.4.1.3, 3.4.2.1, 3.4.2.5) nur kurz angerissen und kann nicht Inhalt der vorliegenden Abhandlung sein. Für einen weitergehenden Einblick in diese Problematik sei auf den Aufsatz KUHLE & KUHLE (2010) verwiesen. Hier soll in diesem Zusammenhang jedoch nochmal darauf aufmerksam werden, dass Gletscherstände in Hochasien, zu denen Längenunterschiede gegenüber heute von wenigen km (siehe Abb. 112-123) und Schneegrenzdepressionen von 100-300 m eintraten (siehe 3.4.1-3.4.3), der übrigen zusammengefassten Literatur und der eigenen Arbeit nach, deren beider Ergebnisse auf glazialgeomorphologischen Befunden sowie der Hinzunahme verschiedener Datierungstechniken, wie z. B. der Radiokarbondatierung und der Lichenometrie fußen, dem Neoglazial (5500-1700 v. 1950 AD) oder gar dem historischen Zeitraum (<1700 v. 1950 AD) zuzuordnen sind und nichts mit der Vergletscherungsausdehnung des Letzten Glazialen Maximums zu tun haben (siehe hierzu auch MEINERS 1996, S. 183).

Die Gletscher des Arbeitsgebietes weisen Vorfelder auf, deren Längserstreckungen zwischen 305 und 2100 m messen (durchschnittlich 1245 m). In diesen Vorfeldausdehnungen drückt sich die Klimaveränderung nach Gletscherstand 1 aus. Nach der Klimarekonstruktion, mittels des bei 28°23'N/85°43'E (180 km E-lich des Arbeitsgebietes) gezogenen Dasuopu-Eisbohrkerns (siehe YAO et al. 2002, Fig. 1b), traten drei Kaltphasen während der letzten 2000 Jahre ein. Die ersten beiden, deren maximale Abkühlungen ähnlich stark ausfielen, traten ca. zwischen 400-600 AD und 1000-1200 AD auf. Die dritte Kälteperiode, zu der nach YAO et al. (2002, Fig. 1b) die Temperaturen zwischen 1600 und 1800 AD am stärksten abgesenkt waren, stellt die „Kleine Eiszeit“ dar. Auch der bei 35°17'N/81°29'E gezogene Guliya Eisbohrkern (YAO et al. 1997, Fig. 6a) zeigt für die „Kleine Eiszeit“ diesen maximalen Abkühlungszeitraum an. Da die Stadien -1 und -2-Moränen nicht in historischer Zeit abgelagert wurden (siehe oben) und zwischen den Stadium -1-Moränen und den vorfeldbeschließenden Randmoränen keine weiteren Hinweise auf Gletscherstände vorliegen,

kommen für die mit diesen Kälteperioden in Verbindung zu bringenden Gletscherstände nur die Stadium 1-3 Moränen in Frage. Weil den oben genannten Eisbohrkerndaten nach die kälteste Phase die „Kleine Eiszeit“ darstellt, ist davon auszugehen, dass die Gletscher des Arbeitsgebietes hier Moränen der früheren beiden Kältephasen überschüttet haben³¹. Dies scheint zudem wahrscheinlich, bedenkt man, dass die durch die vorabgegangenen historischen Vorstöße aufgeschütteten Ufermoränen für den „Kleine Eiszeit“-Vorstoß kanalisierend wirkten. Auch die großen Dimensionen der vorgefundenen Stadium 1-Moränen weisen darauf hin, dass es sich bei ihnen wahrscheinlich um polyphasisch aufgebaute Wälle handelt (innerhalb derer - belegt über die Stadien 2, 3 und 4 - jedoch noch weitere jüngere Gletscherstände gezeitigt wurden). Möglicherweise beinhalten sie gar einen prä-historischen Kern. Für wenigstens einen weiteren Gletscherstand, der sich aufgrund des jüngeren Stadiums 1 nicht in Form eigenständiger Moränenwälle abbildet, sprechen auch die vorliegenden glazifluvialen Schotter (siehe Abb. 13, Abb. 59). Da die Schottergeneration IV genetisch Stadium 3 zuzuordnen ist, ergibt sich für die Schotter III, dass sie zu Gletscherstand 2 abgelagert wurden und für die Schotter II, dass sie auf Stadium 1 zurückgehen. Weil die glazifluvialen Terrassen der Generation I im Oberen Unbekannten Tal sowie unterhalb des Grande Barriere NE-Gletschers auch einwärtig der rekonstruierten Eisrandlagen des Stadiums -1 vorliegen (siehe Abb. 13, Abb. 59), müssen sie folglich jünger als jenes sein. Als Ursache für die jeweilige Akkumulation der Schottergeneration I kommt also - da zwischen Stadium 1 und -1 in beiden genannten Fällen keine weiteren Eisrandlagenindikatoren auffindbar sind - nur ein Gletscherstand in Frage, zu dem der Eisrand maximal so weit vorgeschoben war wie zu Stadium 1.

Für die zu Stadium 1 gehörige und somit dem „Kleinen Eiszeit“-Maximum (ca. 1600-1800 AD) zuzuschreibenden Schneegrenzdepression von 89 m errechnet sich unter der Voraussetzung gleichbleibender Niederschlagsbedingungen bei einem Gradienten von 0,6-0,7°C/100 m (siehe KUHLE & JACOBSEN 1988, S. 611 u. KUHLE 2007, S. 127) eine Absenkung der Sommertemperaturen von 0,53-0,62°C.

Auch die Ergebnisse der genannten Literatur deuten daraufhin, dass Moränen ähnlich denen der Stadium 1-Randmoränen im Arbeitsgebiet mit der „Kleinen Eiszeit“ in Zusammenhang zu bringen sind. Wie oben im Kontext der Verifikation der Arbeitshypothese schon dargelegt, erinnern die vorgefundenen Vorfelddimensionen bzw. Randmoränenabfolgen an jene typologisch (im morphologischen Sinne) ähnlicher Gletscher im Himalaja (3.4.1.1, KUHLE

³¹Nach RÖTHLISBERGER (1986, S. 151) wurden die großen Randmoränen im Khumbu Himalaja auch ca. zu jenen

1986a, S. 437 ff u. 1987b, S. 200 ff, 2005, Fig. 3, 19 / 3.4.1.4, JACOBSEN 1990, siehe beiliegende Karte / 3.4.1.10-3.4.1.12, RÖTHLISBERGER 1986, S. 110 ff), Tibets (Abb. 108, 109, 3.4.2.2, DAMM 1997, S. 141 f, 2006 / 3.4.2.3, KUHLE 1999, Fotos 174, 175 / 3.4.2.4, KUHLE 1999, Foto 81 / 3.4.2.5, KUHLE 1991b, Fotos 3, 5, 6, Fig. 43 / 3.4.2.6, BRÄUNING & LEHMKUHL 1996, S. 351 / 3.4.2.7, KUHLE 1991b, Fig. 43, 1997, Tab. 3 / 3.4.2.8, WANG & FAN, S. 50 ff / 3.4.2.9, BRÄUNING & LEHMKUHL 1996, S. 341 ff, BRÄUNING 2006, S. 369 ff / 3.4.2.10, Abb. 106, SU & SHI 2002, S. 123 ff / 3.4.2.11, KUHLE 1986a, Fig. 3 u. Fig. 15, 1987b, Fig. 3, 1987c, S. 222 f u. Fig. 29 / 3.4.2.12, Abb. 105, LIU et al. 2003, S.117 ff, KUHLE 1986a, Fig. 4 / 3.4.2.13, LI & SHI 1992, S. 81, KUHLE 1994, S. 151, Fig. 21, 138) und im Tien Shan (3.4.3.8 MEINERS 1995a, S. 45). Die lagebezüglich und vom Erhaltungszustand den Stadium 1-Moränen entsprechenden Wälle werden von den Autoren zumeist der „Kleinen Eiszeit“ oder zumindest einem die „Kleine Eiszeit“ partiell mit einbegreifenden Zeitraum (1700-400 v. 1950 AD in der Stadienchronologie KUHLES 2001, S. 125, siehe Abb. 112) zugewiesen.

Die Stadien 2 und 3 müssen folglich nach dem Maximum der „Kleinen Eiszeit“ eingetreten sein. In der Literatur wird häufig von Gletschervorstoßtendenzen oder Gletscherständen im 19. Jahrhundert (insbesondere in der ersten Hälfte des 19. Jhr.) berichtet (Stadium X bei KUHLE 1982-2007; siehe Abb. 112 / 1.7, ZECH et al. 2001a / 3.4.1.1, KUHLE 2005, S. 214, Foto 7 / 3.4.1.5, SHIRAIWA & WATANABE 1991 / 3.4.1.8, KUHLE 1982a, S. 94 u. 1982b, Abb. 184 / 3.4.1.9-3.4.1.12, RÖTHLISBERGER 1986, S. 97 ff / 3.4.2.5, KUHLE 1991b, Foto 3 / 3.4.2.6, KUHLE 1991b, Fig. 43, 1997, Tab. 3 / 3.4.2.8, WANG & FAN 1987 / 3.4.2.9, BRÄUNING 2006 / 3.4.2.10, SU & SHI 2002 / 3.4.2.11, KUHLE 1987c, S. 223, Fig. 29, 30 / 3.4.3.2, VIGNE 1842, S. 285, zitiert nach: ITURRIZAGA 2007, S. 170 / 3.4.3.3, DERBYSHIRE 1984, S. 483 ff, S. 492 / 3.4.3.5, MEINERS 1995a, S. 179). Hierzu passt, dass verschiedenen Klimaproxydaten nach in Tibet und im Himalaja eine Kälteperiode in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts eintrat (ZECH et al. 2003, Fig. 8, BRÄUNING 1994, S.94, WU & LIN 1987, YAO et al. 1997, Fig. 5, 6).

In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts setzte im Himalaja, in SE-Tibet und im Karakorum ein allgemeiner Gletscherrückzug ein, bevor dann viele Gletscher insbesondere des Karakorums zu Anfang des 20. Jahrhunderts wieder vorstießen bzw. Vorstoßmerkmale zeigten (Stadium XI bei KUHLE 1982-2007; siehe Abb. 112, 3.4.1.5, SHIRAIWA & WATANABE 1991 / 3.4.2.8, WANG & FAN 1987 / 3.4.2.9, BRÄUNING 2006 / 3.4.3.2, PFANNL 1904, zitiert nach: ITURRIZAGA 2007, S. 264, DE FILIPPI 1932, S. 88 zitiert nach: ITURRIZAGA 2007, S. 170

den Eisbohrkerndaten nach kälteren Perioden in historischer Zeit mitaufgebaut (siehe 3.4.1.1)

/ 3.4.3.3, WORKMANS für 1908, HAYDEN für 1906, 1908, MASON für 1913, VISSER für 1925, alle zitiert nach: MEINERS 1995a, S. 129, MEINERS 1995a, S. 160, VISSER 1938, S. 157, MASON 1930, S. 235-236 / 3.4.3.4, RÖTHLISBERGER 1986, S. 96 f, HASERODT 1989 / MAYEWSKI & JESCHKE 1979, MAYEWSKI et al. 1980). Die von MAYEWSKI & JESCHKE (1980, Fig. 5) nach den Daten von LAMB & JOHNSON (1966, S. 94) bzw. PARTHASARATHY & MOOLEY (1978, S. 773) dargestellte Intensität des indischen Monsuns zeigt an, dass zwischen den Jahren 1840 und 1960 AD die deutlichst stärkste Monsunaktivität von ca. 1890 bis 1910 herrschte. MAYEWSKI & JESCHKE (1980, S. 171) bringen die Vorstoßtendenzen Anfang des 20. Jahrhunderts im Karakorum hiermit in Verbindung. Auch für Tibet und den Himalaja zeigen meteorologische Messungen (LIN & WU 1984, WU & LIN 1987) bzw. dendrochronologische Proxydaten (ZECH et al. 2003, Fig. 8) an, dass es im ersten Jahrzehnt des 20. Jahrhunderts vergleichsweise feucht und auch kälter war.

Die innerhalb der das „Kleine-Eiszeit“-Maximum anzeigenden Stadium 1-Moränen lagernden Randmoränen der Gletscherstände 2 und 3 sollen daher jenen Phasen, für die sowohl vermehrt Vorstoßtendenzen als auch kältere bzw. feuchtere Bedingungen dokumentiert sind, zugeordnet werden. Für die Stadium 2-Moränen wird folglich angenommen, dass sie in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts abgelagert wurden und Stadium 3 wird zeitlich an den Anfang des 20. Jahrhunderts gestellt.

Die Ursachen des von ca. 1974 bis 1980 im Arbeitsgebiet eingetretenen Stadiums 4 wurden bereits unter 3.3.1 beleuchtet. Hier konnte eine Übereinstimmung zu von WANG (1988) für SW-Tibet beschriebenen Vorstoßtendenzen sowie zu einem am Annapurna III-N-Gletscher um das Jahr 1975 diagnostizierten Gletscherstand festgestellt werden. Nach Stadium 4 ist an den besuchten Gletschern ein genereller Rückzug zu konstatieren, der an den Distanzen zu den damals abgelegten Moränenwällen ablesbar wird (Abb. 100) und zur offenbar in der Region vorherrschenden Erwärmung passt (3.3.1). Aus dem Untersuchungsgebiet entfernteren Regionen Hochasiens liegen ebenfalls stellenweise Hinweise auf einen Vorstoß in diesem Zeitraum vor. KUHLE (1987c, Fig. 29) erkennt den Halong 2-Gletscher wegen seines damaligen (1981) steilen, konvexen Zungenendes als im Vorstoß begriffen (3.4.2.11, E-Kuen Lun). Im Tien Shan stieß der Bordu-Gletscher zwischen 1943 und 1977 um 160 m vor (3.4.3.9, MEINERS 1995a, S. 32). Nach GARDNER (1986, S. 529) stieß das am Nanga Parbat Massiv befindliche Rakhiot-Gletscherzungenende zwischen 1954 und 1985 um 200 m vor (3.4.1.13) und HEWITT (1989, S. 104) schreibt, dass das Zungenende des im Zentralen Karakorum gelegenen Biafo-Gletschers von 1975 bis 1985 AD vorrückte (3.4.3.2). Der Muchinal- und der Shispar-Gletscher waren 1979/80 im vorstoßen begriffen (GOUDIE et al.

1984, S. 430). Von einem zwischen 1966 und 1974 am Batura-Gletscher (3.4.3.3, Batura Muztagh) aufgetretenen Zungenvorstoß von 90 m wird von der BATURA INVESTIGATION GROUP (1979, S. 965) berichtet. Der Ghulkin-Gletscher (NW-Karakorum) zeigte nach GOUDIE et al. (1984, S. 439) im Jahr 1980 Vorstoßtendenzen (3.4.3.3). ZHANG (1984, S. 39) berichtet, dass das Khunjerab-Gletscher Nr. 1 Zungenende zwischen 1966 und 1978 um 320 m Horizontaldistanz und 118 Höhenmeter vorstieß (3.4.3.6, NW-Karakorum).

Stadium 4, als zwischen ca. 1974 und 1980 aufgetretener Gletscherstand soll aber der geringen Anzahl von hier aufgezählten Übereinstimmungen nicht als überregional charakteristisch verstanden werden. Vorstöße oder Frontstagnationen solcher Art sind aus verschiedensten Gebieten Hochasiens immer mal wieder vereinzelt überliefert. Das diesbezüglich heterogene Bild wird verständlich als das Ergebnis des Zusammenspiels klimatischer Phänomene und differierender Reliefsituationen, das gerade das Gletscherlängenänderungsverhalten auf schwache und kurze Klimasignale bedeutend modifizieren kann (KUHLE 1994, S. 140 [siehe Abb. 111], siehe hierzu KUHLE 2004b, HEWITT 2005).

Insgesamt gesehen muss für das letzte Jahrhundert bis heute für die besuchten Gletscher und ganz Hochasien von einem Gletscherschwund die Rede sein. Die sich hier hinsichtlich der Längenveränderung häufig ausnehmenden stark verschutteten Gletscher (siehe oben) sowie auch die vereinzelt an anderen Gletschern phasenweise festzustellenden gegenläufigen Tendenzen (Stadium 4 [3.3.1], KUHLE 2004b, HEWITT 2005) weisen jedoch auf die gebotene Vorsicht bei der Prognose von regionalen Gletscherschwundsszenarien hin, die unter der Annahme einer anhaltenden globalen Klimaerwärmung aufgestellt werden.

4 Kurzzusammenfassung

Hier werden - der Überschrift entsprechend - die Hauptergebnisse tatsächlich nur in aller Kürze zusammengerafft wiedergegeben. Als ausgedehntere Zusammenfassung versteht sich das vorabgegangene Kapitel (3.4.4).

Ziel der vorliegenden Arbeit war die Erstellung einer historischen (<~1760 v. h.) Gletscherstandschronologie für den untersuchten Ausschnitt des Himalaja.

Durch die Aufnahme des glazialgeomorphologischen Inventars in der Umgebung der aktuellen Gletscherzungen gelang die Ausdifferenzierung mehrerer Gletscherstadien. Als zu einem Stadium 1 abgelagert, wurden große, die Vorfelder beschließende Randmoränen ausgewiesen, die eine mittlere Schneegrenzdepression von 89 m belegen. Nach KUHLE (1982a u. 1982b) handelt es sich hierbei um das Jüngere Dhaulagiri Stadium (Stadium VII, siehe Abb. 112). Zwischen jenen Wällen, die sehr wahrscheinlich durch zwei bis drei historische Vorstöße aufgebaut wurden, und dem aktuellen Zungenende, waren drei weitere Gletscherstadien (2, 3 u. 4) rekonstruierbar, so dass von insgesamt 5-6 historischen Vorstößen/Frontstagnationen auszugehen ist. Stadium 1 repräsentiert die historische Maximalausdehnung, für die ein letztmaliger Aufbau während des „Kleinen Eiszeit“-Maximums (1600-1800 AD) postuliert wird. Zur maximalen historischen Vereisung nahm die vergletscherte Fläche im Arbeitsgebiet ca. 145 km² ein. Sie war somit gegenüber den aktuellen Verhältnissen (ca. 107 km²) um das 1,35-fache vergrößert. Die Stadien 2 und 3, die mittlere Schneegrenzdepressionen von 79 und 42 m nachweisen, traten folglich später als Gletscherstand 1 ein. Sie gehen vermutlich auf kältere bzw. feuchtere Phasen in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts (Stadium 2) sowie zu Beginn des 20. Jahrhunderts (Stadium 3) zurück. Stadium 4 war über die kombinierte Auswertung von Fotomaterial und heute vorliegenden Randmoränenwällen oder Laterofrontalmoränenleisten auf den Zeitraum von ca. 1974 bis 1980 datierbar. Jener Gletscherstand ist mit einer ca. 1940/50 einsetzenden Unterbrechung der zuvor anhaltenden Erwärmung (max. Temperaturabsenkung von ca. 0,3°C) in Verbindung zu bringen. Die für das Arbeitsgebiet diagnostizierten Gletscherlängenreduktionen seit Stadium 4 werden als Folge der seit ca. Anfang der 1970er Jahre wieder einsetzenden Erwärmung verständlich.

Ältere, auswärts der Stadium 1-Moränen lagernde Wälle konnten dem Neoglazial (5500-1700 v. 1950 AD) zugeordnet werden. Die mittleren Schneegrenzabsenkungen zu diesen Gletscherständen (Stadien -1 u. -2) lagen bei 154 bzw. 196 m. Sie wurden, obwohl das

Neoglazial laut Titel der Arbeit nicht in den betrachteten Zeitrahmen fällt, rekonstruiert, um die Abgrenzung zwischen historischen und älteren Stadien herauszuarbeiten.

Die eigenen Ergebnisse fügen sich insofern in das Bild der hinsichtlich historischer wie neoglazialer Vergletscherungsausdehnungen bestehenden Literatur ein, als dass sie für diese Zeiträume Gletscherstände belegen, zu denen die Eistränder immer in den Umgebungen der rezenten Vereisungsgrenzen verblieben. Auch die den rekonstruierten Stadien 4 bis -2 zuzuordnenden Schneegrenzdepressionen passen zu denen im Mittel für Hochasien für den historischen wie neoglazialen Zeitrahmen angegebenen Werten (siehe Abb. 112). Der diese Vereisungsumfänglichkeiten wie Schneegrenzabsenkungsbeträge anzeigende Formenschatz ist von seinem Erhaltungszustand her und aufgrund seiner räumlichen Beschränktheit leicht zu differenzieren von spät- und hochglazialen Vergletscherungsindikatoren. Letztere belegen nach KUHLE (2004a, siehe 3.4.4) für Tibet eine eiszeitliche Inlandeisvergletscherung bzw. an jenes Inlandeis angeschlossene Eisstromnetze für seine Randgebirge. Gegenüber den rezenten Verhältnissen muss hier also, im Gegensatz zum historisch/neoglazialen Zeitraum, von einem gletschertypologischen Qualitätssprung die Rede sein.

Die durch die Aufarbeitung der bestehenden Literatur (siehe 3.4.1-3.4.3) und aufgrund der eigenen Untersuchungen deutlich gewordene zeitliche Parallelität von Gletscherstandsschwankungen im historischen und auch neoglazialen Zeitfenster weist darauf hin, dass es vornehmlich großräumige Klimasignale waren, die diese Gletscherfluktuationsphasen in Hochasien bewirkten.

Die vorgefundenen auffällig gut übereinstimmenden Randmoränensequenzen der Gletscherzungenumgebungen sowie das durch Stadium 4 belegte synchrone Zungenverhalten belegen, dass die Längenänderungen an den kleinen, verhältnismäßig wenig über Lawinen ernährten Gletschern im Arbeitsgebiet sehr ähnlich ausfielen und daher als relativ ungedämpfte Reaktionen auf Klimasignale anzusehen sind. Der eingangs der Arbeit formulierten Arbeitshypothese (siehe 1.2), in der den Gletschern des Untersuchungsgebietes eben jene, sich in ähnlichen Randmoränenabfolgen im Bereich der Zungenumgebungen abbildende, störungsarme Kausalität unterstellt wurde, ist daher stattzugeben. Sie wird zusätzlich gestützt durch die Auswertung der in den Kapiteln 3.4.1-3.4.3 zusammengefassten Literatur.

5 Literaturverzeichnis

- Achenbach, H.** (2008): Rekonstruktion der hochglazialen Vergletscherung für drei am Oberen Indus gelegene Täler der Ladakh Range. In: *Schriften zur Geomorphologie*, Vol. 1 (hrsg. von König, O., Wagner, M.), Göttingen, S. 1-57.
- Achenbach, H.** (2010a): Correspondence to "Climate change and its impact on the Himalayan glaciers - a case study on the Chorabari glacier, Garhwal Himalaya", by Ravinder Kumar Chaujar. In: *Current Science*, Vol. 98 (5), S. 599.
- Achenbach, H.** (2010b): New Findings concerning the Pleistocene glaciation of the Leh Basin. In: *Journal of Mountain Science*, Vol. 7 (4), S. 367-374.
- Ageta, Y. & Higuchi, K.** (1984): Estimation of Mass Balance Components of a Summer-Accumulation Type Glacier in the Nepal Himalaya. In: *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, Vol. 66 (3), S. 249-255.
- Asahi, K., Watanabe, T.,** (2000): Past and recent glacier fluctuations in Kanchenjunga Himal, Nepal. In: *Journal of Nepal Geological Society*, Vol. 22, S. 481-490.
- Auden, J. B.** (1937): The snout of the Gangotri Glacier, Tehri Garhwal. In: *Records of the geological survey of India*, Vol. 68, Part 4, S. 400-413.
- Batura Investigation Group** (1979): The Batura Glacier in the Karakoram Mountains and its Variations. In: *Scientia Sinica*, Vol. XXII (8), S. 958-974.
- Bäumler, R., Kemp-Oberhettinger, M., Zech, W.** (1996): Bodengenetische Untersuchungen zur Moränenstratigraphie im Langtang-Tal (Zentralnepal) und im Solu/Khumbu (Ostnepal). *Bayreuther Bodenkundliche Berichte*, Vol. 51: S. 1-91.
- Benedict, J. B.** (1976): Khumbu Glacier Series, Nepal. In: *Radiocarbon*, Vol. 18, S. 177-178.
- Bennett, M. R. & Glasser, N. F.** (1996): *Glacial Geology, Ice Sheets and Landforms*. Wiley, Chichester, S. 1-364.
- Beschel, R. E.** (1950): Flechten als Altersmaßstab rezenter Moränen. In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Vol. 1, S. 152-161.
- Bordet, P., Colchen, M., Krummenacher, D., Le Fort, P., Mouterde, R., Remy, M.** (1971): *Recherches géologiques dans l' Himalaya du Népal, région de la Thakkola*. In: *Cahiers Nepalais*, CNRS, Paris.
- Bräuning** (1994): Dendrochronology for the last 1400 years in Eastern Tibet. In: *GeoJournal*, Vol. 34 (1), S. 75-95.
- Bräuning, A. & Lehmkuhl, F.** (1996): Glazialmorphologische und dendrochronologische Untersuchungen neuzeitlicher Eisrandlagen Ost- und Sudtibets. In: *Erdkunde*, Vol. 50, S. 341-359.
- Bräuning, A.** (2006): Tree-ring evidence of 'Little Ice Age' glacier advances in Southern Tibet. In: *The Holocene*, Vol. 16 (3), S. 369-380.
- Burbank, D. W. & Kang, J. C.** (1991): Relative dating of Quaternary moraines, Rongbuk valley, Mount Everest, Tibet: Implications for an ice sheet on the Tibetan Plateau. In: *Quaternary Research*, Vol. 36 (1), S. 1-18.
- Cailleux, A.** (1952): Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. In: *Geologische Rundschau*, Vol. 40, S. 11-19.

- Chaujar, R. K.** (2009): Climate change and its impact on the Himalayan glaciers – a case study on the Chorabari glacier, Garhwal Himalaya, India. In: *Current Science*, Vol. 96, No. 5, S. 703-708.
- Colgan, P. M., Munroe, J. S., Zhou, S.** (2006): Cosmogenic Radionuclide Evidence for the Limited Extent of Last Glacial Maximum Glaciers in the Tanggula Shan of the Central Tibetan Plateau. In: *Quaternary Research*, Vol. 65, S. 336-339.
- Conway, W. M.** (1894): *Climbing and Exploration in the Karakoram-Himalaya*. 3 Vols, New York, Appleton.
- Cook, R. E., Krusic, P. J., Jones, P. D.** (2003): Dendroclimatic signals in long tree-ring chronologies from the Himalaya of Nepal. In: *Int. Journal of Climatology*, Vol. 23, S. 707-732.
- Damm, B.** (1997): Vorzeitliche und aktuelle Vergletscherung des Markhatales und der Nördlichen Nimaling-Berge, Ladakh (Nordindien). In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Vol. 33 (2), S. 133-148.
- Damm, B.** (2006): Late Quaternary glacier advances in the upper catchment area of the Indus River (Ladakh and Western Tibet). In: *Quaternary International*, Vol. 154/155, S. 87-99.
- Derbyshire, E., Li, J., Perrot, F. A., Xu, S. & Waters, R. S.** (1984): Quaternary glacial history of the Hunza valley Karakoram Mountains, Pakistan. In: *The International Karakoram Project* (hrsg. von Miller, K. J.), Vol. 2, Cambridge, Cambridge University Press, S. 456-495.
- Dreimanis, A. & Vagner, U. J.** (1971): Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal tills. In: *Till: a symposium*. Ohio State University Press, S. 237-250.
- Egger, J., Bajrachaya, S., Egger, U., Heinrich, R., Shakya, P., Wendt, H. and Wirth, V.** (1998): Diurnal winds in the Himalayan Kali Gandaki valley. Part I: Observations. *Monthly weather Review*, Vol. 128. S. 1106-1122.
- Eiselin, M.** (1960). *Erfolg am Dhaulagiri*, Füssli, Zürich, S. 1-204.
- Engelhardt, W. V.** (1973): Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. In: *Sediment-Petrologie*. Vol. III. (hrsg. von Engelhardt, W. V., Füchtbauer, H., Müller, G.) Schweizerbart, Stuttgart, S. 1-378.
- Featherstone, B. K.** (1926): The Biafo Glacier. In: *The Geographical Journal*, Vol. 67, London, S. 351-354.
- Filippi, F. de** (1911): The Expedition of H.R.H. the Duke of the Abruzzi to the Karakoram Himalayas. In: *Geographical Journal*, Vol. 37, S. 19-30.
- Filippi, F. de** (1912): *Karakorum and Western Himalaya*, London.
- 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.
- Finkel, R. C., Owen, L. A., Barnard, P. L., Caffee, M. W.** (2003): Beryllium-10 Dating of Mount Everest Moraines Indicates A Strong Monsoon Influence and Glacial Synchronicity throughout the Himalaya. In: *Geology*, Vol. 31, S. 561-564.
- Flohn, H.** (1970): Beiträge zur Meteorologie des Himalaya. In: *Khumbu Himal*, Vol. 7, S. 25-45.
- Fort, M.** (1985): Contribution to sedimentary and geomorphic data to the knowledge of paleoclimates in the Nepal Himalayas. In: *Current Trends in Geology*, Vol. 4, S. 159-189.

- Fuchs, G.** (1967): Zum Bau des Himalaya. In: Österreichische Akademie der Wissenschaften, Math. nat. wiss. Kl. 113 (Denkschrift), S. 1-211.
- Fujii, Y., Nakawo, M., Shrestha, M. L.** (1976): Mass balance studies of the glaciers in the Hidden Valley, Mukut Himal. In: Seppyo, Journal of Japanese Society of Snow and Ice, Vol. 38 (Part I), Special Issue, S. 17-21.
- Fujii, Y., Fujita, K., Paudyal, P.** (1996): Glaciological research in Hidden Valley, Mukut Himal in 1994. Bulletin of Glacier Research, Vol. 14, S. 7-11.
- Fujita, K., Nakawo, M., Fujii, Y., Paudyal, P.** (1997): Changes in glaciers in Hidden Valley, Mukut Himal, Nepal Himalayas, from 1974 to 1994. In: Journal of Glaciology, 42, S. 583-588.
- Fujita, K., Nakazawa, F., Rana, B.** (2001): Glaciological observations on Rikha Samba Glacier in Hidden Valley, Nepal Himalayas, 1998 and 1999. In: Bull. Glaciol. Res., Vol. 18, S. 31-35.
- Fushimi, H.** (1977): Glaciations in the Khumbu Himal. In: Seppyo, Vol. 39, S. 60-67.
- Gardner, J. S.** (1986): Recent fluctuations of Rakhiot Glacier, Nanga Parbat, Punjab Himalaya, Pakistan. In: Journal of Glaciology, Vol. 32 (112), S. 527-529.
- Garzanti, E.** (1999): Stratigraphy and sedimentary history of the Nepal Tethys Himalaya passive margin. In: Journal of Asian Earth Sciences, Vol. 17 (5-6), S. 805-827.
- Gfeller, C., Oeschger, H., Schwarz, U.** (1961): Bern radiocarbon dates II. In: Radiocarbon, Vol. 3, S.15-25.
- Gross, G., Kerschner, H., Patzelt, G.** (1977): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. In: Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Vol. 17, S. 233-251.
- Godin, L.** (2003): Structural evolution of the Thetyan sedimentary sequence in the Annapurna Area, central Nepal Himalaya. In: Journal of Asian Earth Science, Vol. 22, S. 307-328.
- Godwin Austen, H. H.** (1864): On the Glaciers of the Muztagh Range. In: Proceedings of the Royal Geographical Society, Vol. 34, S. 19-56.
- 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 & Whalley, W. B.** (1984): The geomorphology of the Hunza Valley, Karakoram mountains, Pakistan. In: The International Karakoram Project (hrsg. von Miller, K. J.), Vol. 2, Cambridge, Cambridge University Press, S. 359-410.
- Hagen, T.** (1968): Report on the geological survey of Nepal: fieldwork carried out under appointment of the United Nations Programme of Technical Assistance. Geology of the Thakkhola including adjacent areas. In: Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft (hrsg. von der Denkschriftenkommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft), 86,2, Komm.-Verlag Fretz, Zürich, S. 1-160.
- Hagen, T.** (1969): Preliminary reconnaissance. Report on the geological survey of Nepal. In: Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft (hrsg. von der Denkschriftenkommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft), 86,1, Komm.-Verlag Fretz, Zürich.

- Haserodt, K.** (1989): Zur pleistozänen und postglazialen Vergletscherung zwischen Hindukusch, Karakorum und Westhimalaya. In: Beiträge und Materialien zur Regionalen Geographie, Vol. 2, S. 182-233.
- Hayden, H. H.** (1907): Notes on certain glaciers in Northwest Kashmir. In: Records of the Geological Survey of India, Vol. 35, S. 127-137.
- Herzog, M.** (1950): Annapurna - Erster Achttausender, S. 1.-319.
- Heuberger, H.** (1956): Beobachtungen über die heutige und eiszeitliche Vergletscherung in Ostnepal. In: Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Vol. 3, S. 349-364.
- Heuberger, H., Masch, L., Preuss, E., Schlöcker, A.** (1984): Quaternary landslides and rock fusion in central Nepal and in the Tyrolean Alps. In: Mountain Research and Development 4, S. 345-362.
- Hewitt, K.** (1989): The altitudinal organisation of Karakoram geomorphic processes and depositional environments. In: Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband, Vol. 76, S. 9-32.
- Hewitt, K.** (2005): The Karakoram Anomaly? Glacier Expansion and the 'Elevation Effect,' Karakoram Himalaya. In: Mountain Research and Development, Vol. 25 (4), S. 332-340.
- Höfer, H. v.** (1879): Gletscher und Eiszeitstudien. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Mathematisch- Naturwissenschaftliche Klasse, Vol. 1 (79), S. 33-367.
- Innes, J. L.** (1985): Lichenometry. In: Progress of Physical Geography, Vol. 9 (2), S. 187-254.
- Iturrizaga, L.** (1994): Das Naturgefahrenpotential in der Talschaft Shimshal, NW-Karakorum. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Göttingen, 2 Bände, S. 1-210.
- Iturrizaga, L.** (1996): Über das Naturgefahrenpotential für die Hochgebirgssiedlung Shimshal (3080m), Nord-West-Karakorum. In: Die Erde, Vol. 127 (3), S. 205-220.
- Iturrizaga, L.** (1997): Glacier outburst floods threatening the settlement Shimshal (North-West-Karakorum). In: People of the Himalayas (hrsg. von Mahanta, K.C.). Journal of Human Ecology, Special Issue, Vol. 6, S. 69-76.
- Iturrizaga, L.** (1999): Die Schuttkörper in Hochasien. Eine geomorphologische Bestandsaufnahme und Typologie postglazialer Hochgebirgsschuttkörper im Hindukusch, Karakorum und Himalaya. In: Göttinger Geographische Abhandlungen, Vol. 106, S. 1-326.
- Iturrizaga, L.** (2007): Die Eisrandtäler im Karakorum: Verbreitung, Genese und Morphodynamik des lateroglazialen Sedimentformenschatzes. In: Geography International, Vol. 2 (hrsg. von Kuhle, M.), Shaker Verlag, Aachen, S. 1-389.
- Iwata, S.** (1984): Geomorphology of the Thakkhola-Muktinath region, Central Nepal, and its late quaternary history. In: Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, Vol. 19, S. 25-42.
- Jacobsen, J. P.** (1990): Die Vergletscherungsgeschichte des Manaslu Himalayas und ihre klimatische Ausdeutung. Geo Aktuell, Vol. 1, S. 1-81.
- Kick, W.** (1956): Der Chogo-Lungma-Gletscher im Karakorum. In: Zeitschrift für Gletscherkunde, Vol. 3, S. 335-347.
- Kick, W.** (1962): Variations of some central Aisatic Glaciers. In: Variations of the regime of existing glaciers. Commission of Snow and Ice. IAHS Publication, Vol. 58, S. 223-229.

- Kinzl, H.** (1949): Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpenglletscher. In: Veröffentlichungen des Museums Ferdinandeum (Innsbruck), Vol. 26/29, S. 61-82.
- Kitamura, S.** (1955): Flowering plants and ferns. In: Fauna and flora of Nepal Himalaya (hrsg. von Kihara, H.). Kyoto: Fauna and Flora Research Society, S. 73-290.
- Kleinert, C.** (1973): Haus- und Siedlungsformen im Nepal Himalaya unter Berücksichtigung klimatischer Faktoren. In: Hochgebirgsforschung 4, München.
- König, O.** (1999): Preliminary results on the last highglacial glaciation of the Rolwaling Himal and the Kangchenjunga Himal (Nepal, East-Himalaya). In: GeoJournal, Vol. 47 (1-2) (hrsg. von Kuhle, M.), Results of Investigations into High Mountain Geomorphology, Paleoglaciology and Climatology of the Pleistocene, Tibet and High Asia (V), S. 373-384.
- König, O.** (2002): Zur Vergletscherungsgeschichte des Rolwaling Himalaja und des Kangchenjunga Himal (Nepal, Himalaya Südabdachung). Dissertation zur Erlangung des Dokortitels, Georg-August-Universität Göttingen, Mathematisch-naturwissenschaftliche Fakultäten. S. 1-154.
- König, O.** (2004): The glaciation of the Rolwaling Himal and the Kangchenjunga Himal during the Last Glacial Maximum. In: Development in Quaternary Science 2, Quaternary Glaciation -Extent and Chronology (hrsg. von Ehlers, J., Gibbard, P. L.), Part III: South America, Asia, Africa, Australia, Antarctica: S. 279-284.
- Kotlyakov, V. M., Serebryanni, L. R., Solomina, O. N.** (1991): Climate Change and Glacier fluctuations during the last 1000 Years in the souther mountains of the UDSSR. In: Mountain Research and Development, Vol. 11 (1), S. 1-12.
- Kraus, H.** (1967): Klima von Nepal. In: Khumbu Himal 1, S. 301-321.
- Kuhle, M.** (1980): Klimageomorphologische Untersuchungen in der Dhaulagiri und Annapurna-Gruppe (Zentraler Himalaya). In: Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen des 43. Deutschen Geographentag Göttingen. Steiner, Wiesbaden, S. 244-247.
- Kuhle, M.** (1982a): Der Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaya. Ein Beitrag zur Geomorphologie extremer Hochgebirge. In: Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement, Vol. 41, Gebrüder Bornträger, Berlin-Stuttgart, Band I (Text), S. 1-229.
- Kuhle, M.** (1982b): Der Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaya. Ein Beitrag zur Geomorphologie extremer Hochgebirge. In: Zeitschrift für Geomorphologie Supplement, Vol. 41, Gebrüder Bornträger, Berlin-Stuttgart, Band II (Abb.), S. 1-183.
- Kuhle, M.** (1983): Der Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaya. Ein Beitrag zur Geomorphologie extremer Hochgebirge. Empirische Grundlage; Ergänzungsbd. III. In: Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Vol. 41; Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart: S. 1-383.
- Kuhle, M.** (1984): Former Glacier Stades in Mountain Area Surrounding Tibet. In: 25. Congres International de Geographie Paris 1984 (27.-31.08.84), Abstracts, Caen, France, S. 51-52.
- Kuhle, M.** (1985): Ein subtropisches Inlandeis als Eiszeitauslöser. Südtibet- und Mt. Everest-Expedition 1984. In: Georgia Augusta, Nachrichten aus der Universität Göttingen, Vol. 42, S. 35-51.
- Kuhle, M.** (1986a): Former glacial stades in the mountain areas surrounding Tibet - In the Himalayas (27-29°N: Dhaulagiri-, Annapurna-, Cho Qyu-, Gyachung Kang-areas) in the south and in the Kuen Lun and Quilian Shan (34-38°N: Animachin, Kakitu) in the north. In:

Nepal-Himalaya - Geo-Ecological Perspectives (hrsg. von Joshi, S. C., Haigh, M. J., Pangtey, Y. P. S., Joshi, D. R., Dani, D. D.: Himalayan Research Group), S. 437-473.

Kuhle, M. (1986b): Schneegrenzberechnung und typologische Klassifikation von Gletschern anhand spezifischer Reliefparameter. In: Petermanns Geographische Mitteilungen 130, S. 41-51.

Kuhle, M. (1987a): Subtropical Mountain- and Highland-Glaciation as Ice Age Triggers and the Waning of the Glacial Periods in the Pleistocene. In: GeoJournal, Vol. 14 (4), S. 393-421.

Kuhle, M. (1987b): Absolute Datierungen zur jüngeren Gletschergeschichte im Mt Everest-Gebiet und die mathematische Korrektur von Schneegrenzberechnungen. In: Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen des 45. Deutschen Geographentages Berlin 1985 (hrsg. von Hütteroth, W.-D.), Steiner, Stuttgart, S. 200-208.

Kuhle, M. (1987c): Glacial, Nival and Periglacial Environments in Northeastern Quinghai-Xizang-Plateau. In: Reports on the Northeastern part of the Quinhai-Xizang (Tibet)-Plateau by the Sino-West-German Scientific Expedition 1981. (hrsg. von Hövermann, J., Wang, W.) Science Press, Beijing, China, S. 176-244.

Kuhle, M. (1988a): The Pleistocene Glaciation of Tibet and the Onset of Ice Ages- An Autocycle Hypothesis. In: GeoJournal 17 (4) (hrsg. von Kuhle, M., Wang, W.): Tibet and High-Asia, Results of the Sino-German Joint Expeditions (I), S. 581-596.

Kuhle, M. (1988b): Eine reliefspezifische Eiszeittheorie. Nachweis einer tibetischen Inlandvereisung und ihrer energetischen Konsequenzen. In: Die Geowissenschaften, Vol. 6 (5), S. 142-150.

Kuhle, M. (1988c): Geomorphological Findings on the Build-up of Pleistocene Glaciation in Southern Tibet, and on the Problem of Inland Ice. Results of the Shisha Pangma and Mt. Everest Expedition 1984. In: GeoJournal 17 (4) (hrsg. von Kuhle, M., Wang, W.), Tibet and High-Asia, Results of the Sino-German Joint Expeditions (I), S. 457-513.

Kuhle, M. & Jacobsen, J. P. (1988): On the Geoecology of Southern Tibet - Measurements of Climate Parameters including Surface- and Soil-Temperatures in Debris, Rock, Snow, Firn and Ice during the South Tibet- and Mt. Everest Expedition in 1984. In: GeoJournal, Vol. 17 (4), Tibet and High-Asia, Results of the Sino-German Joint Expeditions (I) (hrsg. von Kuhle, M., Wang, W.), S. 597-615.

Kuhle, M. (1989): Die Inlandvereisung Tibets als Basis einer in der Globalstrahlungsgeometrie fußenden, reliefspezifischen Eiszeittheorie. In: Petermanns Geographische Mitteilungen, Vol. 133 (4), S. 265-285.

Kuhle, M. (1990a): The Probability of Proof in Geomorphology - an Example of the Application of Information Theory to a New Kind of Glacigenic Morphological Type, the Ice-marginal Ramp (Bortensander). In: GeoJournal 21 (3), S. 195-222.

Kuhle, M. (1990b): New Data on the Pleistocene Glacial Cover of the Southern Border of Tibet: The Glaciation of the Kangchendzönga Massif (8585m, E-Himalaya). In: GeoJournal, Vol. 20, S. 415-421.

Kuhle, M. (1991a): Glazialgeomorphologie. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, S. 1-213.

Kuhle, M. (1991b): Observations Supporting the Pleistocene Inland Glaciation of High Asia. In: GeoJournal 25 (2/3), Tibet and High Asia, Results of the Sino-German Joint Expeditions (II) (hrsg. von Kuhle, M., Xu, D.), S. 133-233.

Kuhle, M. (1993): The Pleistocene Glaciation of the Himalaya and Tibet and its Impact on the Global Climate: A Relief-specific Ice Age Theory. In: Journal of the Nepal Research Center (JNRC), Vol. 9, S. 101-140.

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 (2/3) (hrsg. von Kuhle, M.), Tibet and High Asia, Results of the Sino-German and Russian-German Joint Expeditions, S. 133-272.

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) (hrsg. von Kuhle, M.), Tibet and High Asia. Results of Investigations into High Mountain Geomorphology, Paleo-Glaciology and Climatology of the Pleistocene (Ice Age Research) IV, S. 87-257.

Kuhle, M. (1998): Reconstruction of the 2.4 Million km² Late Pleistocene Ice Sheet on the Tibetan Plateau and its Impact on the Global Climate. In: Quaternary International, Vol. 45/46, S. 71-108.

Kuhle, M. (1999): Reconstruction of an approximately complete Quaternary Tibetan Inland Glaciation between the Mt. Everest- and Cho Oyu Massifs and the Aksai Chin. - A new glaciogeomorphological southeast-northwest diagonal profile through Tibet and its consequences for the glacial isostasy and Ice Age cycle. In: GeoJournal, Vol. 47 (1-2) (hrsg. von Kuhle, M.), Results of Investigations into High Mountain Geomorphology, Paleo-Glaciology and Climatology of the Pleistocene, Tibet and High Asia (V), S. 3-276.

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, Vol. 54 (1-4) 55 (1) (hrsg. von Kuhle, M.), (Glaciogeomorphology and Prehistoric Glaciation in the Karakorum and Himalaya). Tibet and High Asia (VI), S. 109-396.

Kuhle, M. (2002): A relief-specific model of the ice age on the basis of uplift-controlled glacier areas in Tibet and the corresponding albedo increase as well as their positive climatological feedback by means of the global radiation geometry. In: Climate Research, Vol. 20, S. 1-7.

Kuhle, M. (2004a): The High Glacial (Last Ice Age and LGM) ice cover in High and Central Asia. In: Development in Quaternary Science 2, Quaternary Glaciation -Extent and Chronology (hrsg. von Ehlers, J., Gibbard, P. L.), Part III: South America, Asia, Africa, Australia, Antarctica: S. 175-199.

Kuhle, M. (2004b): Aktuelle Gletscherdynamik in Hochasien - Fallstudien. In: Geographie und Schule, Aulis-Verlag Köln., Vol. 26 (148), S. 16-20.

Kuhle, M. (2005): The maximum Ice Age (Wurmian, Last Ice Age, LGM) Glaciation of the Himalaya - a glaciogeomorphological investigation of glacier trimlines, ice thicknesses, lowest former ice margin positions and snow-line depression in the Mt. Everest-Makalu-Cho Oyu Massifs (Khumbu- and Khumbakarna Himal) including informations on late-glacial, neoglacial and historical glacier stages, their snow-line depressions and ages. GeoJournal 62 (3-4), Tibet and High Asia VII) (hrsg. von Kuhle, M.): Glaciogeomorphology and former Glaciation in the Himalaya and Karakorum, S. 191-650.

- Kuhle, M.** (2006): Reconstruction of the Ice Age Glaciation in the Southern Slopes of Mt. Everest, Cho Oyu, Lhotse and Makalu (Himalaya) (Part 1+2). In: *Journal of Mountain Science*, Vol. 3 (2+3), S. 91-124+191-27.
- Kuhle, M.** (2007): The Past Ice Stream Network in the Himalayas and the Tibetan Ice Sheet during the Last Glacial Period and its glacial isostatic, eustatic and climatic consequences. In: *Tectonophysics* 445 (1-2), S. 116-144.
- Kuhle, M. & Kuhle, S.** (2010): Review on Dating methods: Numerical Dating in the Quaternary of High Asia. In: *Journal of Mountain Science* (2010), Vol. 7, S. 105-122.
- Künkkel, H.** (2008): Beobachtungen und Ergebnisse zur geomorphologischen Höhenstufung im Damodar Himalaya unter Berücksichtigung der zeitlichen Gletschermindestfreiheit, Band I S. 1-94, Band II, S. 1-28. (unveröffentlichte Diplomarbeit)
- Lal, D.** (1991): Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. In: *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 104 (2-4), S. 424-439.
- Lamb, H. H. & Johnson, A. I.** (1966): Secular Variations of the Atmospheric Circulation since 1750. In: *Geophysical Memoirs*, No. 10, Vol. XIV, London, Meteorological Office, S. 1-125.
- Li, S. & Shi, Y.** (1992): Glacial lake fluctuations in the area of the west Kunlun mountains during the last 45000 years. In: *Annals of Glaciology*, Vol. 16, S. 79-84.
- Lin, Z. & Wu, X.** (1984): The climate of Lhasa in the early 20th century. In: *Plateau Meteorology*, Vol. 3 (4), S. 14-20.
- Liu, S., Su, W., Shen, Y., Li, G.** (2003): Glacier changes since the Little Ice Age maximum in the western Qilian Shan, northwest China, and consequences of glacier runoff for water supply. In: *Journal of Glaciology*, Vol. 49 (164), S. 117-124.
- Louis, H.** (1954/1955): Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. In: *Geographisches Taschenbuch*. S. 414-418.
- Mahaney, W. C.** (1995): Glacial crushing, weathering and diagenetic histories of quartz grains inferred from scanning electron microscopy. In: Menzies, J. (ed), *Modern Glacial Environments. Processes, Dynamics and Sediments*, Vol. 1, S. 487-506.
- Mann, D. H., Sletten, R. S., Reanier, R. E.** (1996): Quaternary glaciations of the Rongbuk Valley, Tibet. In: *Journal of Quaternary Science*, Vol. 11, S. 267-280.
- Marcus, G. M. & Brazel, A. J.** (1996): Environmental effects on radiation fluxes during the pre-monsoon, 4170-5520 m, Annapurna Region, Nepal. In: *Mountain Research and Development*, Vol. 16 (3), S. 221-234.
- Mason, K.** (1930): The Glaciers of the Karakorum and neighbourhood. In: *Records Geological Survey of India*, Vol. 63, S. 214-278.
- Matthews, J. A.** (2005): 'Little Ice Age' glacier variations in Jotunheimen, southern Norway: a study in regionally controlled lichenometric dating of recessional moraines with implications for climate change and lichen growth rates. In: *The Holocene*, Vol. 15, S. 1-19.
- Mayewski, P. A. & Jeschke, P. A.** (1979): Himalayan and Trans-Himalayan glacier fluctuations since AD 1812. In: *Arctic and Alpine Research*, Vol. 11, S. 267-287.
- Mayewski, P. A., Pregent, G. P., Jeschke, P. A. & Ahmad, N.** (1980): Himalayan and Trans-Himalayan glacier fluctuations and the south Asian monsoon record. In: *Arctic and Alpine Research*, Vol. 12, 171-182.

- Meier, M. F., Post, A. S.** (1962): Recent variations in mass net budgets of glaciers in western North America. In: Commission of Snow and Ice Symposium of Obergurgl 1962, Louvain, IASH Publication, Vol. 58, S. 63-77.
- Meiners, S.** (1995a): Zur rezenten, historischen und postglazialen Vergletscherung an ausgewählten Beispielen des Tien Shan und des Nord-West-Karakorum. Göttingen, Univ., Diss., Hauptwerk, S. 1-246 + 6 Karten.
- Meiners, S.** (1995b): Zur rezenten, historischen und postglazialen Vergletscherung an ausgewählten Beispielen des Tien Shan und des Nord-West-Karakorum. Göttingen, Univ., Diss., Fotodokumentation, S. 1-160.
- Meiners, S.** (1996): Zur Rezenten, Historischen und Postglazialen Vergletscherung an ausgewählten Beispielen des Tien Shan und des Nord-West-Karakorum. In: GeoAktuell, Vol. 2, S. 1-200.
- 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, Vol. 42 (2-3), Tibet and High Asia (hrsg. von Kuhle, M.), Results of Investigations into High Mountain Geomorphology, Paleo-Glaciology and Climatology of the Pleistocene (Ice Age Research IV), S. 259-302.
- Meiners, S.** (1998): Beobachtungen zur jüngeren Vergletscherungsgeschichte im Nordwestkarakorum und zentralen Tienschan. In: Petermanns Geographische Mitteilungen, Vol. 142 (3/4), S. 227-232.
- Meiners, S.** (1999): The history of glaciation of the Rolwaling and Kangchenjunga Himalayas. In: GeoJournal, Vol. 47 (1/2): Tibet and High Asia (V) (hrsg. von Kuhle, M.), S. 341-372.
- Meiners, S.** (2001): The post to late glacial valley reconstruction on the Haramosh north side (Mani, Baska, Phuparash valleys). In: GeoJournal, Vol. 54 (1-4), (Tibet and High Asia VI, Glacio-geomorphology and prehistoric Glaciation in the Karakoram and Himalaya) (hrsg. von Kuhle, M.), S. 323-344.
- Mercer, J. H.** (1975): Karakoram. In: Mountain glaciers of the northern hemisphere (hrsg. von Field, W. O.). Cold regions research and engineering laboratory, Hanover, USA, S. 411-448.
- Meurer, M.** (1982): Geoökologische Untersuchungen im nepalesischen Kali-Gandaki-Tal: Die Klimatische Differenzierung eines Himalaya-Durchbruchtales in dreidimensionaler Sicht. In: Gießener Beiträge zur Entwicklungsforschung, Reihe I 8 (Tropische Gebirge: Ökologie und Agrarwirtschaft), S. 163-186.
- Miehe, G.** (1982): Vegetationsgeographische Untersuchungen im Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaya. In: Dissertationes Botanicae, Vol. 66, S. 1-224.
- Miehe, G.** (1991): Der Himalaya - eine multizonale Gebirgsregion. In: Ökologie der Erde Bd. 4 (hrsg. von Walter, H. & Breckle, S. W.): Spezielle Ökologie der Gemäßigten und Arktischen Zonen außerhalb Euro-Nordasiens. Stuttgart, S. 181-230.
- Müller, F.** (1958): Acht Monate Gletscher- und Bodenforschung im Everest-Gebiet. In: Berge der Welt (hrsg. von der schweizerischen Stiftung für alpine Forschungen), S. 199-216.
- Nakawo, M., Fujii, Y., Shrestha, M. L.** (1976): Flow glaciers in Hidden Valley, Mukut Himal. In: Seppyo, Journal of Japanese Society of Snow and Ice, Vol. 38 (Part I), Special Issue, S. 39-43.

- Nakawo, M.** (o. J.): Glacier studies in a greater context: the shrinkage of summer-accumulation glaciers in Asia and a consideration of human life downstream. In: http://mri.scnatweb.ch/index2.php?option=com_docman&task=doc_view&gid=287&Itemid=20 (Zugriff: 22.06.2010), S. 1-39.
- Oerlemans, J.** (2007): Estimating response times of Vadret da Morteratsch, Vadret da Palue, Briksdalsbreen and Nigardsbreen from their length records. In: *Journal of Glaciology*, Vol. 53 (182), S. 257-362.
- Oestreich, K.** (1911): Der Tschochogletscher in Baltistan. In: *Zeitschrift für Gletscherkunde*, Vol. 6, S. 1-30.
- O'Neal, M. A. & Schöneberger, K. R.** (2003): A *Rhizocarpon geographicum* growth curve for the Cascade Range of Washington and northern Oregon, USA. In: *Quaternary Research*, Vol. 60, S. 233-241.
- Orombelli, G. & Porter, S. C.** (1983): Lichen growth curves for the southern flank of the Mont Blanc Massif in the western Italian Alps. In: *Arctic and Alpine Research*, Vol. 15, S. 193-200.
- Owen, L. A., Robinson, R., Benn, D. I., Finkel, R. C., Davis, N. K., Yi, C., Putkonen, J., Li, D., Murray, A. S.** (2009): Quaternary glaciation of Mount Everest. In: *Quaternary Science Reviews*, Vol. 28 (15-16), S. 1412-1433.
- Pachur, H.** (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. In: *Berliner Geographische Abhandlungen* 4.
- Parthasarathy, B. & Mooley, D. A.** (1978): Some features of a long homogenous series of Indian summer monsoon rainfall. In: *Monthly Weather Review*, Vol. 106, S. 771-781.
- Paterson, W. S. B.** (1969): *The Physics of glaciers*. Pergamon, Oxford, S. 1-250.
- Penck, A. & Brückner, E.** (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter* (1-3). Leipzig, S. 1-1199.
- Pfannl, H.** (1904): Von meiner Reise zum K2 in den Bergen Baltistans. In: *Mitteilungen der Königl. Kaiserl. Geographischen Gesellschaft in Wien*, Band 47, S. 247-260.
- Pillewitzer** (1956): Der Rakhiot-Gletscher am Nanga Parbat im Jahre 1954. In: *Zeitschrift für Gletscherkunde*, Vol. III/2, S. 181-194.
- Putkonen, J. K.** (2004): Continuous Snow and Rain Data at 500 to 4400 m Altitude near Annapurna, Nepal, 1999–2001. In: *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, Vol. 36 (2), S. 244-248.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hogg, A. G., Hughen, K. H., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C. E.** (2004). "IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0–26 cal kyr BP". In: *Radiocarbon*, Vol. 46 (3), S. 1029-1059.
- Richards, B. W. M., Benn, D. I., Owen, L. A., Edward, J. R., Spencer, J. Q.** (2000): In: *Geological Society American Bulletin*, 2000, Vol. 112 (10), S. 1621-1632.
- Röthlisberger, F. & Geyh, M. A.** (1985): Glacier variations in Himalayas and Karakorum. In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Band 21, S. 237-249.

- Röthlisberger, F.** (1986): 10.000 Jahre Gletschergeschichte der Erde. Teil I, Sauerländer, Aarau, S. 1-315.
- Schlichting, E., Blume, H. P., Stahr, K.** (1995): Bodenkundliches Praktikum. Parey Studentexte 81. Blackwell Wissenschaftsverlag, Wien, S. 1-295.
- Schmelzer, R.** (2000): Massenbewegungen im Hochgebirge: Talzus Schub und Bergsturz im Annapurna Himal, Manang District, West Nepal. In: Akademická nakladatelství CERM, Brno, Czech Republic. S. 1-249.
- Schmidt, S. & Nüsser, M.** (2009): Fluctuations of Raikot Glacier during the last 70 years: a case study from the Nanga Parbat Massif, Northern Pakistan. In: Journal of Glaciology, Vol. 55 (194), S. 949-959.
- Schneider, H. J.** (1962): Die Gletschertypen. Versuch im Sinne einer einheitlichen Terminologie. Geogr. Tb. 1962/63, S. 276-283.
- Shi, Y., & Zhang, X.** (1984): Some studies of the Batura glacier in the Karakoram Mountains. In: The International Karakoram Project, Vol. I (hrsg. von Miller, K. J.), Cambridge, Cambridge University Press, S. 51-63.
- Shi, Y. & Liu, S.** (2000): Estimation on the response of glaciers in China to the global warming in the 21st century. In: Chinese Science Bulletin, Vol. 45 (7), S. 668-672.
- Shiraiwa, T. & Watanabe, T.** (1991): Late Quaternary Glacial Fluctuations in the Langtang Valley, Nepal Himalaya, Reconstructed by relative Datings Methods. In: Arctic and Alpine Research, Vol. 23 (4), S. 404-416.
- Shrestha, M. L., Fujii, Y., Nakawo, M.** (1976): Climate of Hidden Valley, Mukut Himal during the monsoon in 1974. In: Seppyo, Journal of Japanese Society of Snow and Ice, Vol. 38 (Part I), Special Issue, S. 105-108.
- Shrestha, A. B., Wake C. P., Mayewski, P. A., Dibb, J. E.** (1999): Maximum temperature trends in the Himalaya and its vicinity: an analysis based on temperature records from Nepal for the period 1971-94. In: Journal of Climate, Vol. 12, S. 2775-2786.
- Shrestha, A. B., Wake, C. P., Dibb, J. E., Mayewski, P. A.** (2000): Precipitation fluctuations in the Nepal Himalaya and its vicinity and relationship with some large scale climatological parameters. In: International Journal of Climatology, Vol. 20, S. 317-327.
- Shroder, J. F., Bishop, M. P., Copland, L., Sloan, V. F.** (2000): Debris-covered Glaciers and Rock Glaciers in the Nanga Parbat Himalaya, Pakistan. In: Geografiska Annaler, Vol. 82a, S. 17-31.
- Simon, M., Töppler, J., Pillewitzer, W.** (1961): Zur kartographischen Aufnahme des Gletschergebietes Tujuksu. In: Petermanns Geographische Mitteilungen, Vol. 105 (4), S. 309-317.
- Small, E. E., Anderson, R. S., Repka, J. L., Finkel, R.** (1997): Erosion rates of alpine bedrock summit surfaces deduced from in situ ¹⁰Be and ²⁶Al. In: Earth and Planetary Science Letters, Vol. 150 (3-4), S. 413-425.
- Solanki, S. K.** (2002): Solar variability and climate change: is there a link? In: Astronomy & Geophysics, Vol, 43 (5), S. 5.09-5.13.
- Solomina, O., Barry, R., Bodnya, M.** (2004): The Retreat of Tien Shan Glaciers (Kyrgyzstan) Since the Little Ice Age Estimated from Aerial Photographs, Lichenometric and Historical Data. In: Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, Vol. 86 (2), S. 205-215.

- Stainton, J. D. A.** (1972): Forests of Nepal. Haffner, New York, S. 1-174.
- Su, Z. & Shi, Y.** (2002): Response of monsoonal temperate glaciers to global warming since the Little Ice Age. In: Quaternary International, Vol. 97-98, S. 123-131.
- Sun, Z.** (1982): Flat-top Glacier in Qilian Shan. In: B. W. G., Sonderheft 6, S. 16-18.
- Takeuchi, Y., Kayastha, R. B., Nakawo, M.** (2000): Characteristics of ablation and heat balance in debris-free and debris-covered areas on Khumbu Glacier, Nepal Himalayas, in the pre-monsoon season. In: Debris-Covered Glaciers (hrsg. von Nakawo, M., Raymond, C. F., Fountain, A.), S. 53-69.
- Tewari, A. P.** (1975): Study of the Gangotri Glacier, Uttarkashi District (Central Himalaya), Uttar Pradesh. In: Geological Survey of India, Vol. 106, S. 248-256.
- Thompson, L. G., Yao, T., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Henderson, K. A., Lin, P. N.** (2000): A high-resolution millennial record of the south Asian monsoon from Himalayan ice cores. In: Science, Vol. 289, S. 1916-1919.
- Tilman, H. W.** (1951): Explorations in the Nepal-Himalayas. Geographical Journal, Vol. 117, S. 263-272.
- Tilman, H. W.** (1952): Nepal Himalaya.
- 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 oberen Indus. In: Zeitschrift für Gletscherkunde, Band XVI, S. 169-229.
- Visser, P. C.** (1938): Glaciologie. Wissenschaftliche Ergebnisse der niederländischen Expeditionen in den Karakorum und angrenzenden Gebieten, 1922, 1925, 1929/30 und 1935, Vol. 2 (hrsg. von Visser, P. C. & Visser-Hooft, J.), Brill, S. 1-216.
- Wagner, J.** (1976): Physische Geographie und Nachbarwissenschaften. HARMS Handbuch der Geographie. 7. Auflage, München, S. 1-424.
- Wagner, M.** (2005 (erschienen 08. 2006)): Geomorphological and pedological investigations on the glacial history of the Kali Gandaki (Nepal Himalaya). In: GeoJournal, Vol. 63 (1-4) (Tibet and High Asia (VII) (hrsg. von Kuhle, M.), Glaciogeomorphology and former Glaciation in the Himalaya and Karakorum, S. 91-113.
- Wagner, M.** (2007): Zur pedologischen Relativdatierung glazialgeomorphologischer Befunde aus dem Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaja im Einzugsgebiet des Kali Gandaki (Zentral-Nepal). Pedological relative dating of glaciogeomorphological features from the Dhaulagiri and Annapurna Himalaya along the catchment of the Kali Gandaki (central Nepal). In: Geography International 1 (hrsg. von Kuhle, M.), Shaker Verlag, Aachen, S. 1-410.
- Wagner, M.** (2009): Paläoklimaforschung im Himalaja – Synchronisation der Glazialgeschichte entlang eines meridionalen Himalayatranssekts mittels Schneegrenzberechnungen und pedologischer Methoden. In: Hartmann, Biodiversität und Naturlausstattung im Himalaya III (hrsg. von Hartmann, M. & Weipert, J.), Verein der Freunde und Förderer des Naturkundemuseums Erfurt e.V., Erfurt, S. 7-23.
- Walker, H., & Pascoe, E. H.** (1907): Notes on certain glaciers in Lahoul. In: Records of the geological survey of India, Vol. 35 (4), S. 139-147.

- Wang, F. & Fan, C. Y.** (1987): Climatic changes in the Qinghai Xizang (Tibetan) region of China during the Holocene. In *Quaternary Research*, Vol. 28, S. 50-60.
- Wang, Y. & Amundson, R.** (1996): Radiocarbon Dating of Soil Organic Matter. In: *Quaternary Research*, Vol. 45, S. 282-288.
- Winkler, S.** (1996): Frührezente und rezente Gletscherstandsschwankungen in Ostalpen und West-/Zentralnorwegen - ein regionaler Vergleich von Chronologie, Ursachen und glazialmorphologischen Auswirkungen. In: *Trierer Geographische Studien*, Vol. 15, Trier, S. 1-580.
- Wu, X. & Lin, Z.** (1987): Sampling in Tibet. In: *Proceedings of Task Force Meeting on Methodology of Dendrochronology East West Approaches* (hrsg. von Kairiukstis, L.), S. 23-33.
- Yao T., Xie, Z., Wu X., Thompson, L. G.** (1990): Climatic records since the Little Ice Age from the Dunde Ice Cap. In: *Science in China, Ser. B*, Vol. 20 (11), S. 1196-1201.
- Yao, T., Shi, Y., Thompson, L. G.** (1997): High Resolution Record of Paleoclimate since the Little Ice Age from the Tibetan Ice Cores. In: *Quaternary International*, Vol. 37, S. 19-23.
- Yao, T., Wang, N., Shi, Y.,** (2000): Climate and environment changes derived from ice core records. In: *Glaciers and their Environments in China-the Present, Past and Future* (hrsg. von Shi, Y.), Science Press, Beijing, China, S. 285-319.
- Yao, T., Thompson, L. G., Duan, K., Xu, B., Wang, N., Pu, J., Tian, L., Sun, W., Kang, S., Qin, X.** (2002): Temperature and methane records over the last 2 ka in Dasuopu ice core. In: *Science in China (Series D)*, Vol. 45 No. 12, S. 1068-1074.
- Zech, W., Madhikarmi D., Gerl, T., Beck, E.** (2001a): Rekonstruktion der spätglazialen und holozänen Vergletscherung des Annapurna III-Nordgletschers unter besonderer Berücksichtigung der Böden als Indikatoren für Klimaschwankungen. In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Vol. 37 (2), S. 141-158.
- Zech, W., Bäumlner, R., Madhikarmi D., Gerl, T., und Beck, E.** (2001b): Zur pleistozänen und holozänen Landschaftsgeschichte des Modi Khola Tals (Annapurna, Nepal). In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Vol. 37 (2), S. 159-190.
- Zech, W., Glaser, B., Abramowski, U., Dittmar, C. und Kubik, P. W.** (2003): Reconstruction of the Late Quaternary Glaciation of the Macha Khola valley (Gorkha Himal, Nepal) using relative and absolute (14-C, 10-Be, dendrochronology) dating techniques. In: *Quaternary Science Reviews*, Vol. 22: S. 2253-2265.
- Zhang, X.** (1984): Recent variations of some Glaciers in the Karakoram Mountains. In: *The International Karakoram Project* (hrsg. von Miller, K. G.), Cambridge, Cambridge University Press, Vol. I, S. 39-51.
- Zhang, X., Wang, Z.** (1995): Glacier fluctuations and their future trend in northwest China. In: *Impacts of climate change on the water resources in western and northern China* (hrsg. von Shi, Y.), Jinan, Shandong Science and Technology Press, S. 53-78.
- Zheng, B.** (1988): Quaternary glaciation of Mt. Qomolangma-Xixabangma Region. In: *GeoJournal*, Vol. 17 (4) (hrsg. von Kuhle, M. and Wang, W.), Tibet and High Asia (I). Results of the Sino-German Joint expeditions, S. 525-543.
- Zheng, B.** (1989): Controversy regarding the existence of a large ice sheet on the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau during the Quaternary period. In: *Quaternary Research*, Vol. 32, S. 121-123.

6 Internetquellen

http://mri.scnatweb.ch/index2.php?option=com_docman&task=doc_view&gid=287&Itemid=20; Zugriff: 22.06.2010.

<http://www.greenpeace.org/international/en/multimedia/Fotos/top-picture-composite-picture/>; Zugriff: 3.9.2010.

7 Kartenverzeichnis

Chinese Topographical Maps 1:50 000 (1956-1972.). Sheets 9-43-J u. 10-43-T.

Colchen, M., Le Fort, P., Pecher, A. (1980): Carte Gèologique – Geological map, Annapurnas-Manaslu-Ganesh Himalaya du Nèpal. Maßstab 1:200.000.

Geographisches Institut der russischen Akademie der Wissenschaften, Moskau (1990): Veränderungen der Gletscher am Ak Schirak von 1943-1977, M 1:50.000.

His Majesty's Government of Nepal, Nepal 1:50.000 (1996): Survey Department in Co-operation with the Government of Finland, Blatt-Nr. 288302, 288303, 288304, 288308 u. 288401.

Spender, M., Map 1:25 000 (1937): Parts of the Great Karakorum and of the Aghil mountains; surveyed on the Shaksgam Expedition 1937.

T E I L I I

Foto- und Abbildungsband

Untersuchte Gletscher

- 1 Mukut-Gl.
- 2 Rechter Nebengl. des Mukut-Gl.
- 3 Hongde Himal I-Gl.
- 4 Hongde Himal III-Gl.
- 5 Hongde Himal II-Gl.
- 6 Hongde Himal V-Gl.
- 7 Linker Nebengl. des Hongde Himal V-Gl.
- 8 Hongde Himal N-Gl.
- 9 Tukuche Yamkim Peak N-Gl.
- 10 Tongu-Gl.
- 11 Rechter Nebengl. des Tongu-Gl.
- 12 Cha Lungpa Peak-Gl.
- 13 Tach Garbo-Gl. (Flankeneis)

- 14 Tach Garbo-Gls. (Hauptstrom)
- 15 Tach Garbo Lungpa II-Gl.
- 16 Tach Garbo Lungpa I-Gl.
- 17 Khangsar Khang-Gl.
- 18 Grande Barriere NE-Gl.
- 19 Shya Gang S-Gl.
- 20 S'lichste Zunge des Chulu W-Gl.
- 21 Jinian W-Gl.
- 22 Rechter Nebengl. des Jinian W-Gl.
- 23 Khardung Khang E-Gl.
- 24 Mittl. Khard Khang N-Gl.
- 25 W'licher Khard.-Khang N-Gl.

Pässe

- 1 Dhampus La
- 2 Franzosenpass
- 3 Sangda La
- 4 Thije La
- 5 Mesokantu La
- 6 Thorung La



	Gipfelname	Höhe (m ü. M.)
A	Dhaulagiri I	8172
B	Annapurna I	8091
C	Dhaulagiri II	7751
D	Annapurna III	7548
E	Khangsar Khang	7485
F	Gangapurna	7454
G	Tilicho Peak	7133
H	Glacier Dome	7091
I	Nilgiri N-Gipfel	7061
J	Tukuche Peak	6976
K	Tukuche W-Gipfel	6838
L	Sita Chuchura	6638
M	Grande Barriere	6648
	Mittelgipfel	
N	Chulu Ost-Gipfel	6584
O	Hongde Himal I-Peak	6556
P	Khardung Khang	6484
Q	Thorungse	6481
R	Chulu W-Gipfel	6419
S	Hongde Himal II-Peak	6419
T	Pughru Kang	6385
U	Sartsche Khang	6342
V	Cha Lungpa Peak	6334
W	Hongde Himal III-Peak	6339
X	Hongde Himal IV-Peak	6327
Y	Purkhung Himal I-Peak	6305
Z	Hongde Himal V-Peak	6264
A'	Tongu Peak	6197
B'	Mulungtse	6150
C'	Tach Garbo	6150
D'	Jinian	6121
E'	Pisangtse	6100
F'	Tach Garbo Trabant	6038
G'	Shya Gang	6032
H'	Marphatse	6011
I'	Kasturi Parbat	5949
J'	Tachtse	5903
K'	Tachtse Trabant	5861

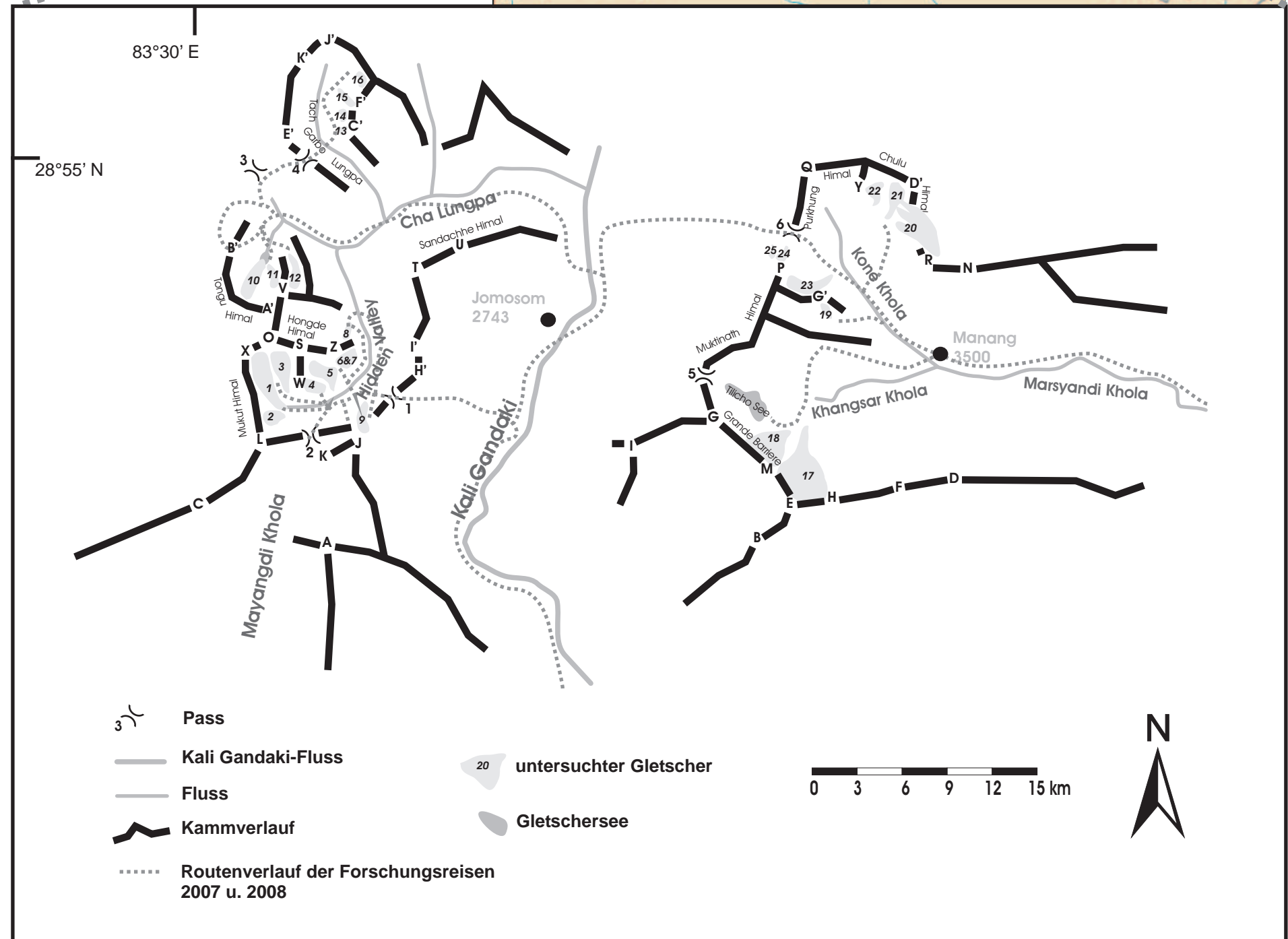


Abb. 1: Übersicht des Arbeitsgebietes

83°31'10" E

28°49'00" N

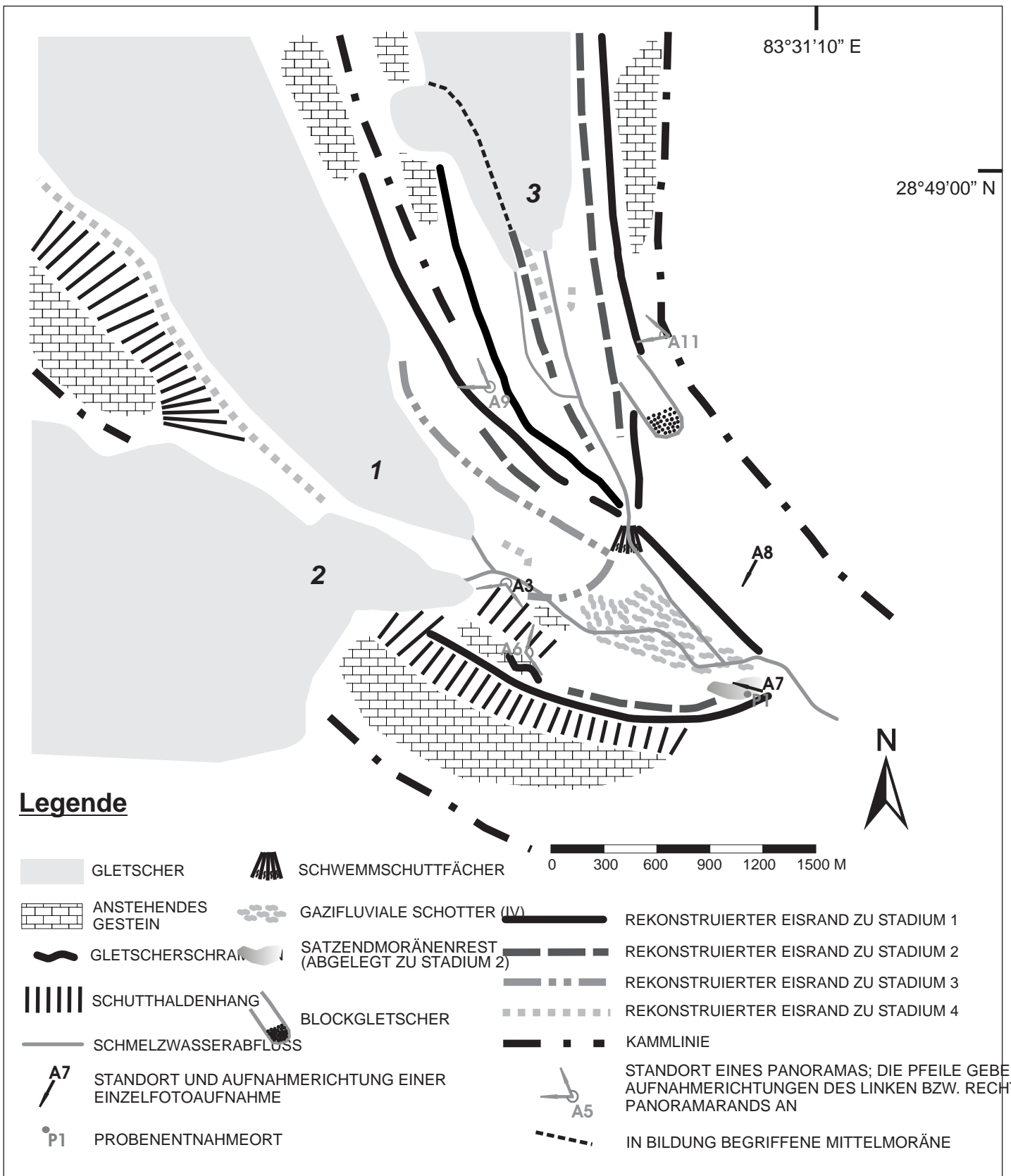


Abb. 2: Glazialgeomorphologische Karte der Zungenumgebungen des Mukut-Gletschers (1), seines Rechten-Nebengletschers (2) und des Hongde Himal I-Gletschers (3).

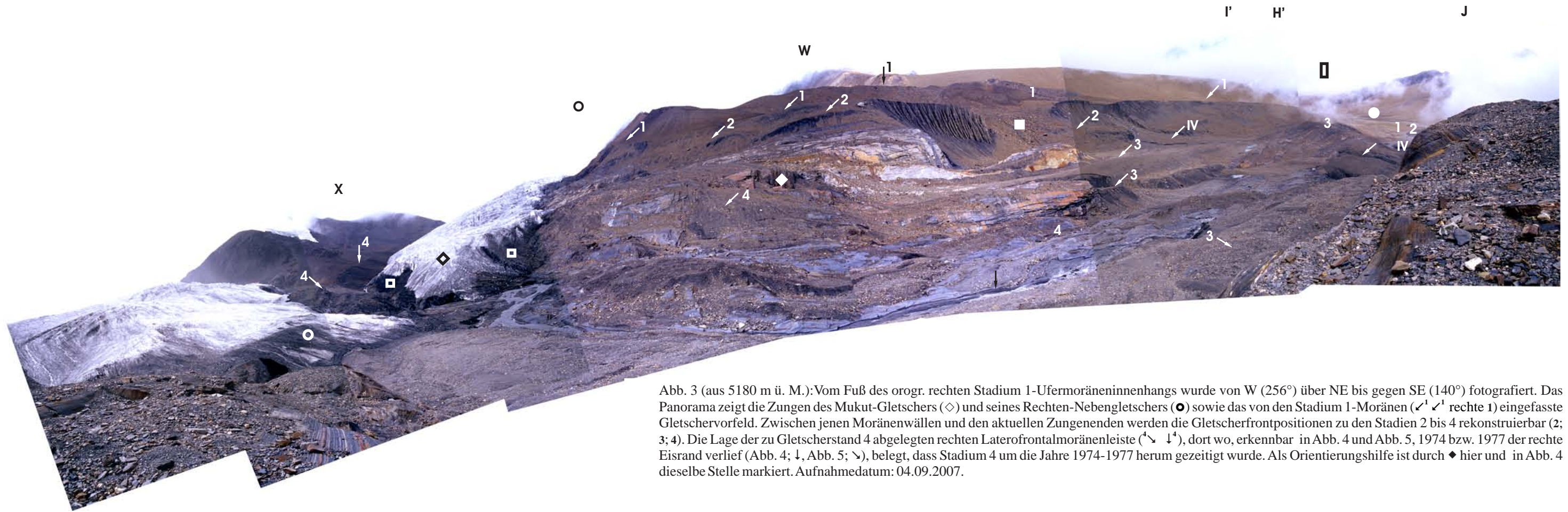


Abb. 3 (aus 5180 m ü. M.): Vom Fuß des orogr. rechten Stadium 1-Ufermoräneninnenhangs wurde von W (256°) über NE bis gegen SE (140°) fotografiert. Das Panorama zeigt die Zungen des Mukut-Gletschers (◆) und seines Rechten-Nebengletschers (○) sowie das von den Stadium 1-Moränen (↙ ↘ rechte 1) eingefasste Gletschervorfeld. Zwischen jenen Moränenwällen und den aktuellen Zungenenden werden die Gletscherfrontpositionen zu den Stadien 2 bis 4 rekonstruierbar (2; 3; 4). Die Lage der zu Gletscherstand 4 abgelegten rechten Laterofrontalmoränenleiste (↖ ↗), dort wo, erkennbar in Abb. 4 und Abb. 5, 1974 bzw. 1977 der rechte Eisrand verlief (Abb. 4; ↓, Abb. 5; ↘), belegt, dass Stadium 4 um die Jahre 1974-1977 herum gezeitigt wurde. Als Orientierungshilfe ist durch ◆ hier und in Abb. 4 dieselbe Stelle markiert. Aufnahmedatum: 04.09.2007.



Abb. 4 (keine Höhenangabe): Das von NAKAWO (S. 3, o. J.) gemachte Foto zeigt die Gletscherfront des Mukut-Gletschers im Jahr 1974. Zum Zeitpunkt dieser Aufnahme war die Stirn verhältnismäßig steil ausgebildet und das Gletscherzungenende war deutlich mächtiger als es aktuell der Fall ist (siehe Abb. 3). Als Orientierungshilfe ist durch ◆ hier und in Abb. 3 dieselbe Stelle markiert.

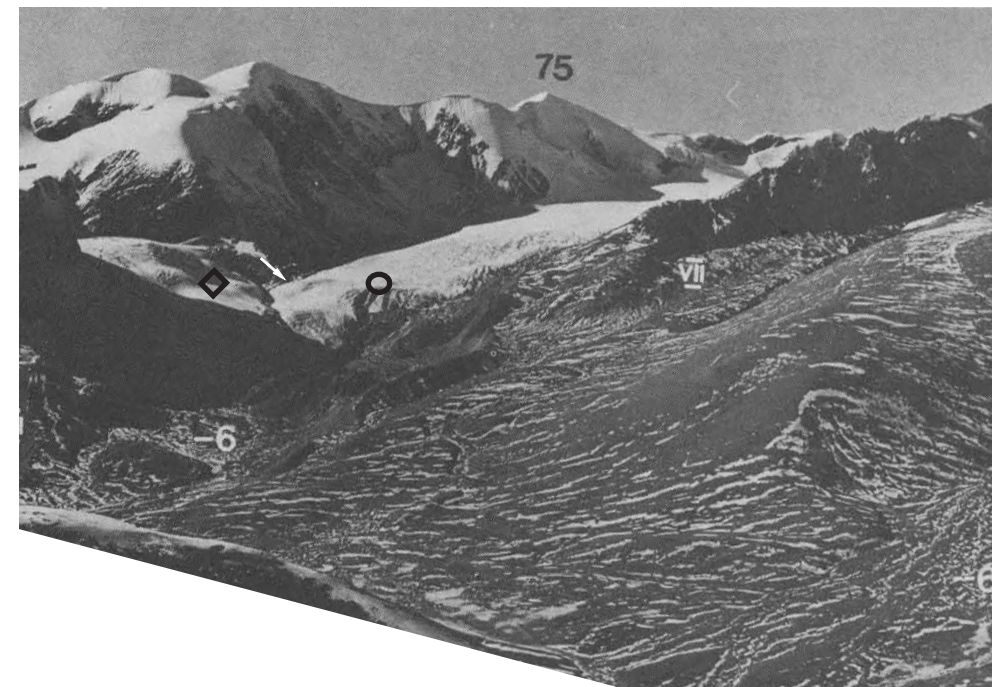


Abb. 5 (aus 5500 m ü. M.): Abgebildet ist ein Ausschnitt eines von KUHLE (1982, Abb. 12) am 09.12.1976 vom Yamkim Peak N-Grad aufgenommenen Panoramas. Zu erkennen sind der Mukut-Gletscher (○) und sein Rechter-Nebengletscher (◆). Der Mukut-Gletscher füllte um 1976 herum das heute vorliegende Ablationstälchen (siehe Abb. 3; zwischen ↙ ↘ und rechtem Eisrand) aus und lag mit seinem rechten Eisrand (↘) an der heute als Moränenleiste vorliegen Uferbildung an (Abb. 3; ↖ ↗, Abb. 31; ↙ ↘). Ein Unterschied bezüglich der Gletscherfrontposition zwischen 1974 (Abb. 4) und 1976 ist auf Basis der vorliegenden Fotos nicht auszumachen.

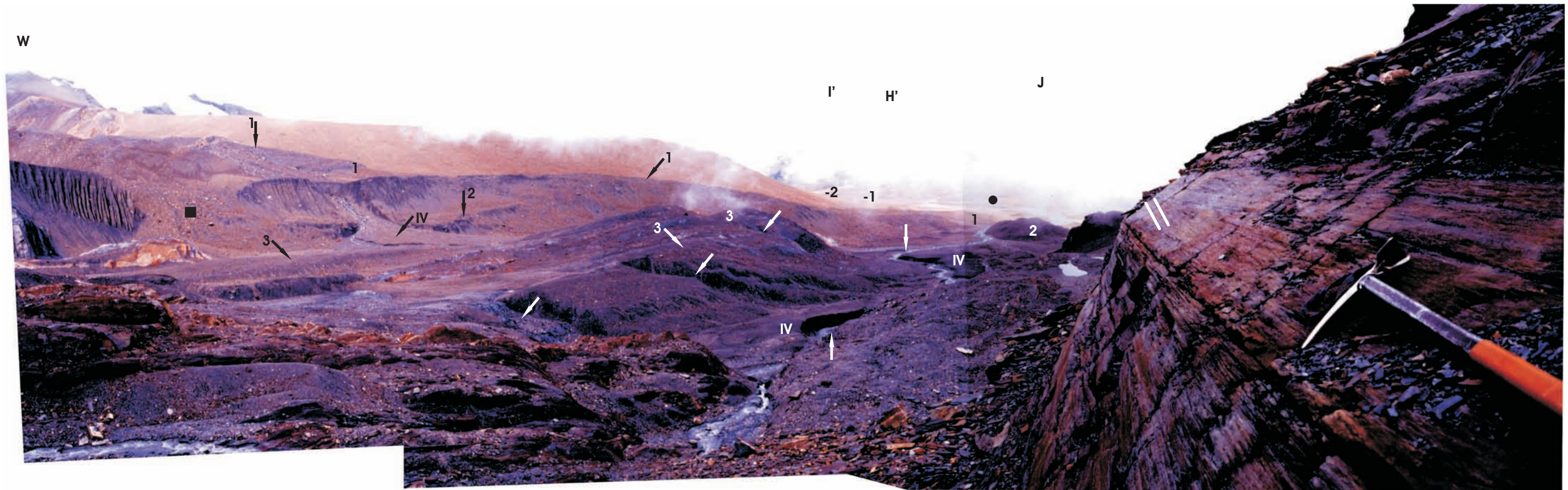


Abb. 6 (aus 5185mü. M.): Das von gegen NNE (8°) über E bis gegen ESE (143°) reichende Panorama wurde von orographisch rechts im Vorfeld des Mukut-Gletschers und seines Rechten-Nebengletschers aufgenommen. Zu erkennen ist der untere Teil des Gletschervorfeldes sowie die Stadium 1-Moränen des Hongde Himal I-Gletschers (linke 1 ↓¹). Am rechten Bildrand schneiden frische Gletscherschrammen die mit 200/50 einfallende Schichtung des anstehende Tonschiefers (W). Blicke Mukut- und Hongde Himal I-Gletscher zu den Stadien 4, 3, 2 und 1 voneinander separiert, so bildeten sie zu Gletscherstand -1 zusammen mit weiteren Gletschern des Talrundes einen mit seinem Zungenende im Oberen Unbekannten Tal zu liegenden zusammengesetzten Eisstrom. Aufnahme: 04.09.2007.

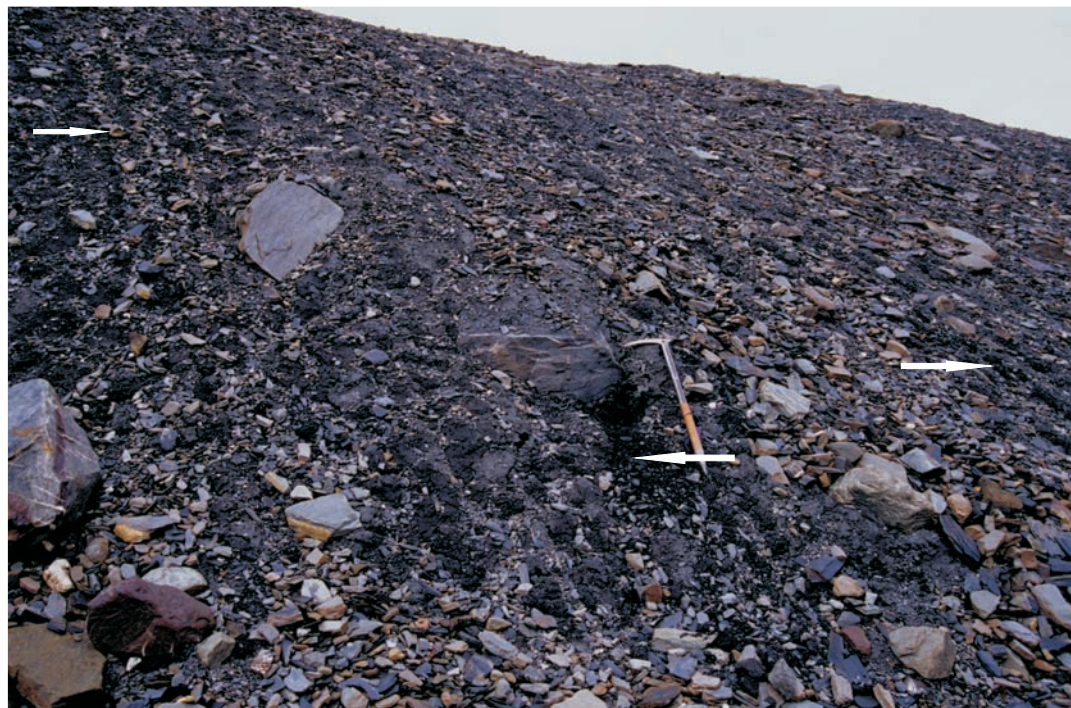


Abb. 7 (aus 5200mü. M.): Das Bild zeigt den Außenhang eines Satzendoränenrests, der von einem aus Mukut-Gletscher sowie seinem Rechten-Nebengletscher zusammengesetzten Eisstrom zuletzt zu Gletscherstadium 2 aufgebaut wurde (siehe auch Abb. 6; 2 und Abb. 8; 2²). Am linken oberen Bildrand (→) aber auch im rechten Bildteil sind Streifenbildungen erkennbar (→). ← markiert den Entnahmeort von Probe 1 (siehe Abb. 9). Die Eispickellänge beträgt 85 cm. Es wurde WNW-wärts (283°) fotografiert. Aufnahme: 04.09.2007.

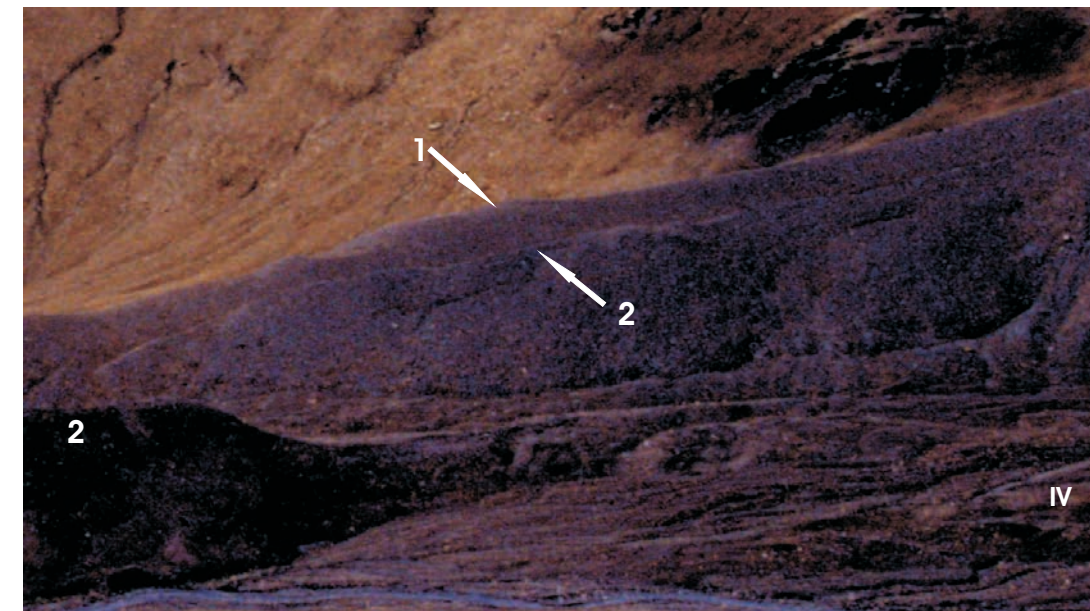


Abb. 8 (aus 5350mü. M.): Teleaufnahme aus der orogr. linken Flanke des Oberen Unbekannten Tals gegen SSW (115°). Zu erkennen ist ein Ausschnitt des unteren Vorfeldes des Mukut-Gletschers und seines Rechten-Nebengletschers. 1¹ zeigt den First des großen rechten Lateralmoränenwalls an, der den Gletscherpegel zu Stadium 1 markiert. Ca. 25 m unterhalb verläuft eine auf Stadium 2 zurückgehende Laterofrontalmoränenleiste (2²). Von den Uferbildungen durch Schmelzwassereinschnitte separiert, lagert ein 40 m hoher zu Stadium 1 und zuletzt während Gletscherstand 2 aufgebauter Satzendoränenrest in 5200 m ü. M. dem Talboden auf (2) (siehe auch Abb. 6; 2). Die auf Stadium 3 zurückgehenden Schotter (IV) wurden im Falle des Mukut-Gletschers und seines Rechten-Nebengletschers innerhalb des historischen Gletschervorfeldes abgelagert. Aufnahme: 07.09.2007.

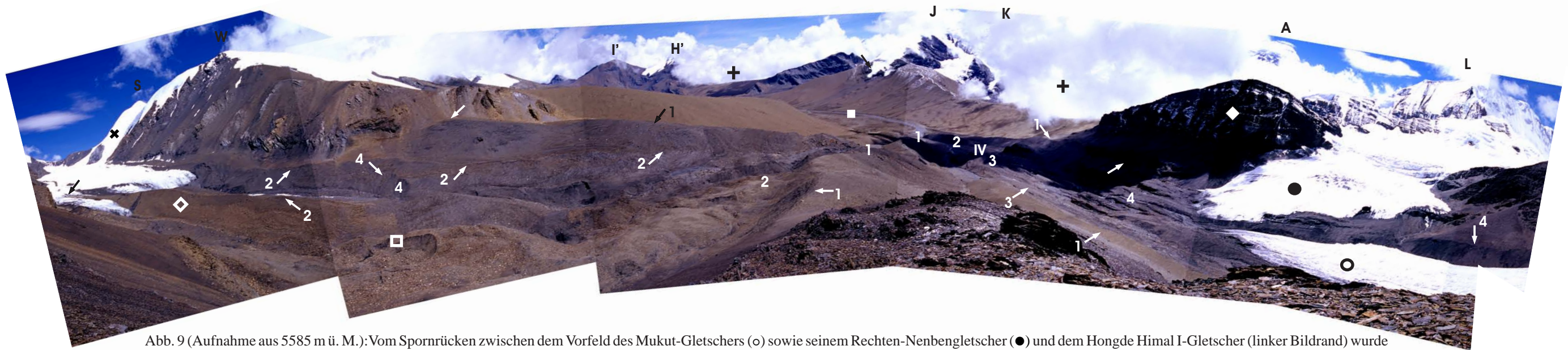


Abb. 9 (Aufnahme aus 5585 m ü. M.): Vom Spornrücken zwischen dem Vorfeld des Mukut-Gletschers (○) sowie seinem Rechten-Nenbengletscher (●) und dem Hongde Himal I-Gletscher (linker Bildrand) wurde von gegen NNW (352°) über SE bis gegen W (270°) fotografiert. Gut zu erkennen ist die aus dem Kali Gandaki (linkes +) und dem Mayanghdi Khola (rechtes +) herrührende Monsunbewölkung, die sich, wie beinahe an jedem Tag des Aufenthaltes im Unbekannten Tal über dem Hochtalboden des Oberen Unbekannten Tal (■) auflöst. Aufnahme: 08.09.2007.

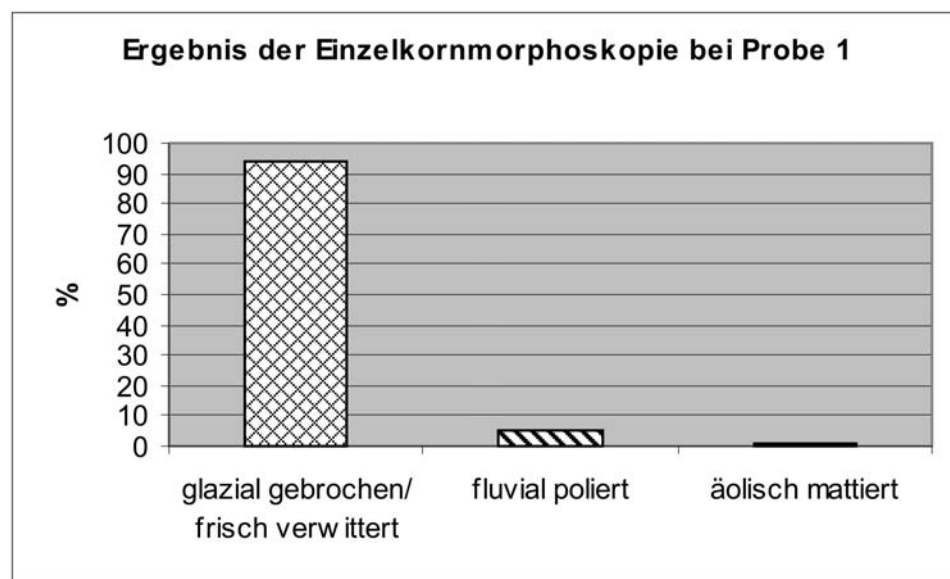
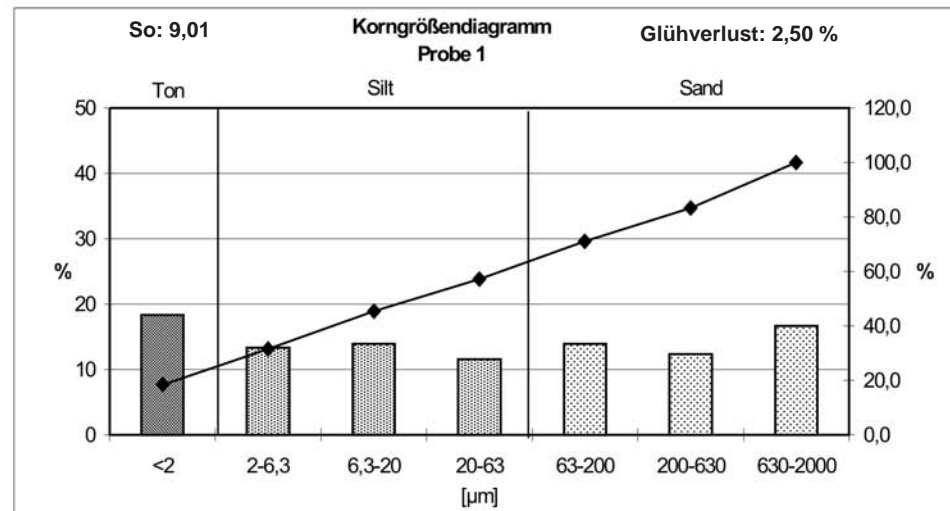


Abb. 10: Probe 1 wurde aus 30 cm unter der Oberfläche des Außenhangs eines auf Stadium 2 zurückgehenden Satzendoränenrestes entnommen (siehe Abb. 7 ←). Die Probe enthält sehr viel Glimmer (vor allem Biotit). Bei der Einzelkornmorphoskopie konnten insgesamt 210 Quarzkörner ausgezählt werden, von denen ca. die Hälfte milchig trüb eingefärbt ist. Die Bruchkanten der als glazial gebrochen/frisch verwitert eingestuft Quarzkörner sind scharfgratig ausgebildet. Der überwiegende Teil der gesichteten Mittelsandkörner (200-630 µm) ist länglich und plattig geformt.

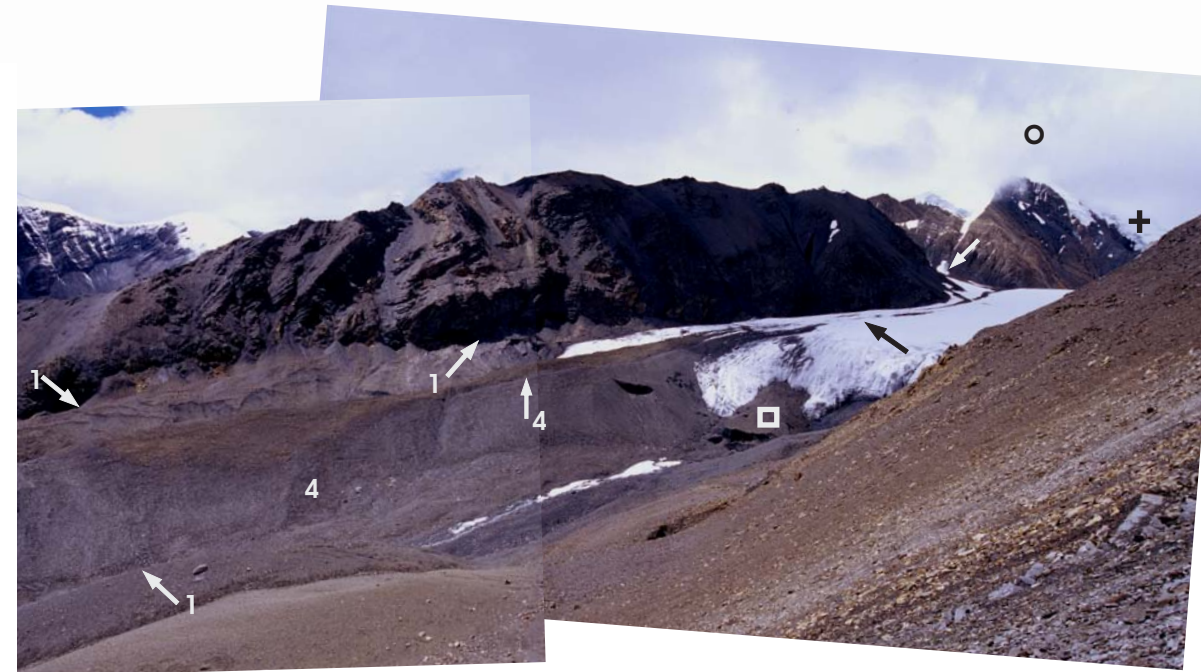


Abb. 11: (Aufnahme aus 5610 m ü. M.): Das von gegen WSW (256°) über W bis gegen NW (310°) gemachte Panorama zeigt den oberen Teil des Vorfelds des Hongde Himal I-Gletschers. Eine rechte Laterofrontalmoränenleiste belegt die Gletscherausdehnung zu Stadium 4 (↑₄ 4). Eine Unternagungsline (↑₁), die abwärts an den First der zu Stadium 1 abgelegten rechten Ufermoräne (↑₁) anschließt, belegt den Eisoberflächenverlauf zu Gletscherstand 1. Im Vordergrund lagert die entsprechende linke Stadium 1-Lateralmoräne (↑₁). Aufnahme: 07.09.2007.



Abb.12: Abgebildet ist ein 1960 von EISELIEN (1960, Abb. 37) aufgenommenes Foto vom Dhaulagiri I-Gipfel. ↑ markiert das damalige Zungenende des Hongde Himal I-Gletschers. Mit ↑ ist hier wie in Abb. 9 der Ansatz des Firsts der linken Stadium 1-Moräne markiert. Anhand der Lagebezüglichkeit zu jener markierten Stelle wird erkennbar, dass der Hongde Himal I-Gletscher 1960 ca. in dem Bereich endete, wo heute Stadium 4 rekonstruierbar wird (Abb. 9; 4 ↑, Abb. 11; ↑₄ 4). Aufgrund der großen Aufnahmeentfernung zum Zungenende des Hongde Himal I-Gletschers wird jedoch der genaue Lagebezug der Eisfront 1960 zur für Stadium 4 rekonstruierten Eisrandlage (einwärtig oder auswärtig) nicht ersichtlich, so dass offen bleibt, ob der Gletscher zu jenem Gletscherstand 4 (ca. 1974-1980) leicht vorstieß oder aber, ob seine Front die heute vorliegenden Laterofrontalmoränenleisten (Abb. 9; 4 ↑, Abb. 11; ↑₄ 4) während einer Rückzugsstagnation ablegte.

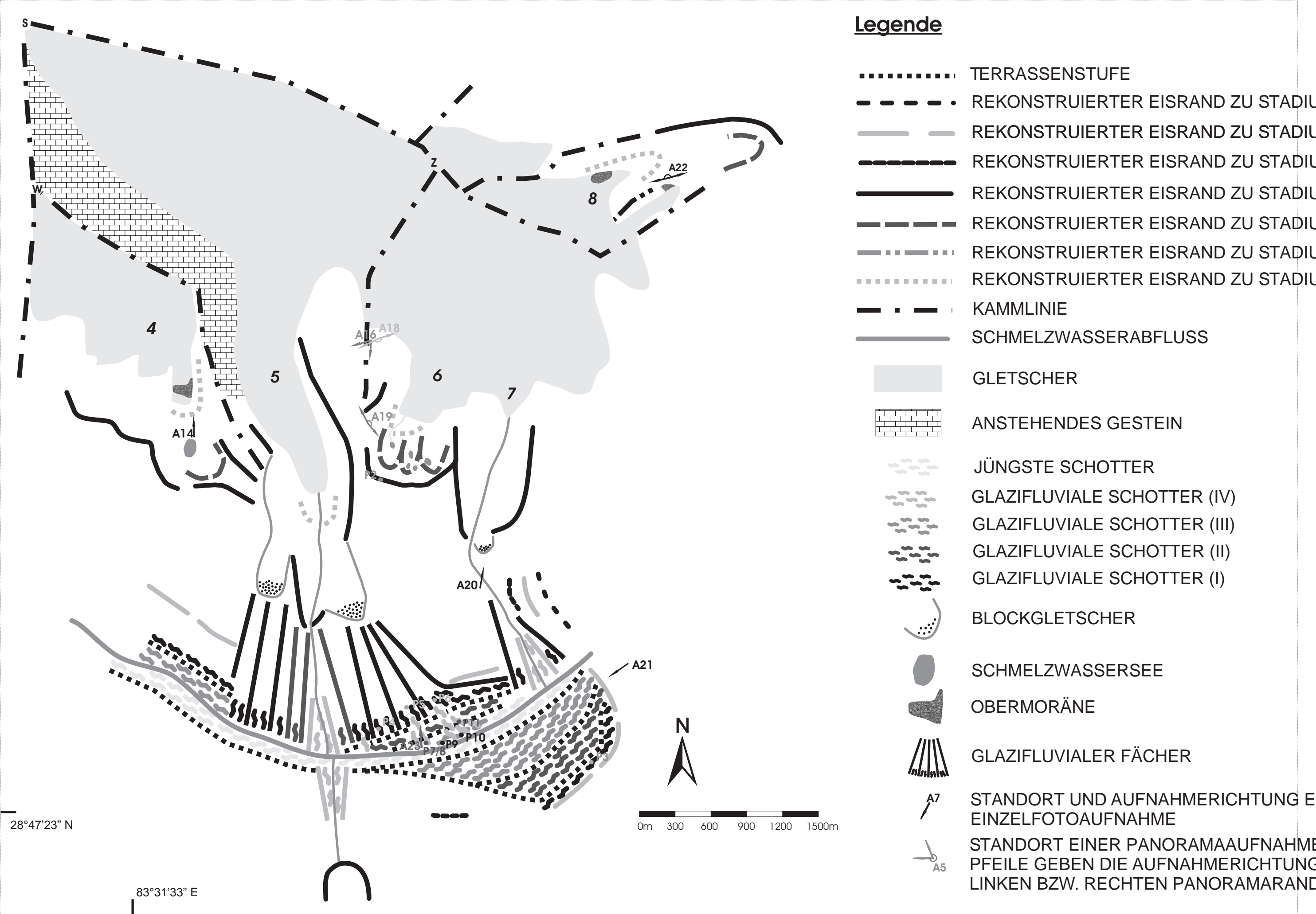


Abb. 13: Glazialgeomorphologische Karte der Umgebung der Hongde Himal II-V-Gletscher, des Linken-Nebengletschers des Hongde Himal V-Gletschers sowie des Hongde Himal N-Gletschers.



Abb. 14 (aus 5655 m ü. M.): Auf dem in N-wärtiger Richtung (355°) gemachten Bild ist der Hongde Himal III-Gletscher zu sehen. Mit seinem Zungenendbereich reicht der Gletscher noch bis zum flacheren orographisch linken Schulterbereich des Oberen Unbekannten Tals hinab (↑). Wie auf Abb. 17 zu erkennen ist, lag die Gletscherstirn 1976 noch am hier mit 4 markierten bis zu 3 m hohen Endmoränenwall an (siehe Abb. 17; ↗). Der damalige orographisch linke Eisrand ist mit ↖ gekennzeichnet (siehe auch Abb. 15; ↖). Aufnahme: 08.09.2007.

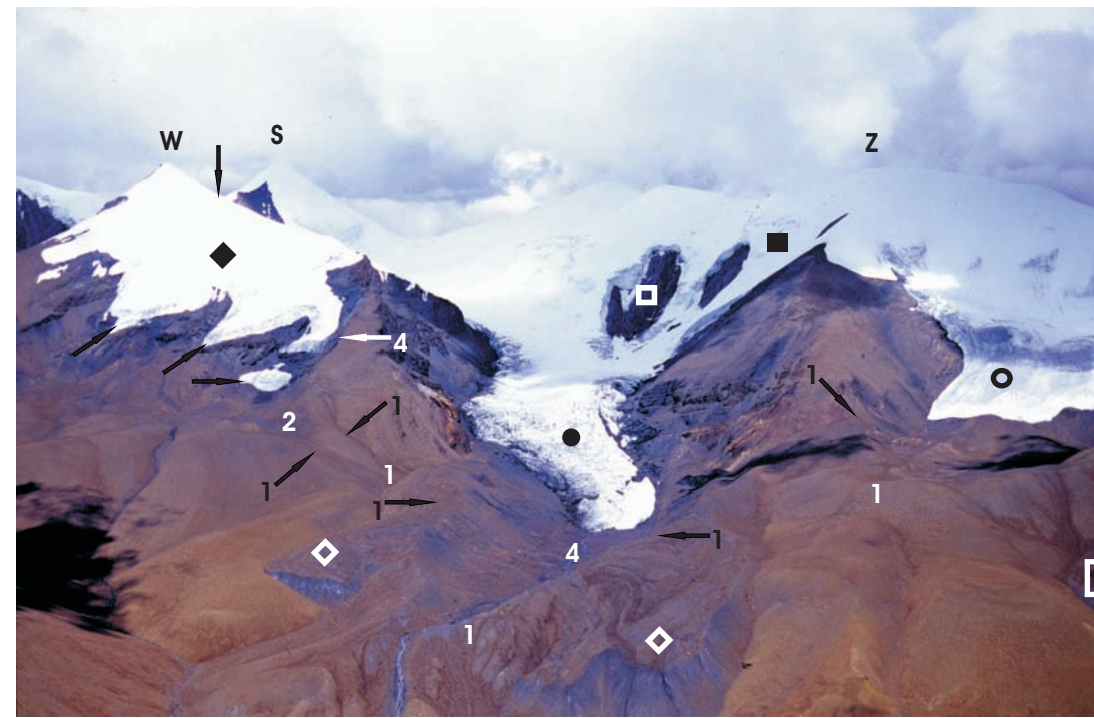


Abb.15 (aus 5655 m ü. M.): Vom Tukuche N-Sporn wurde NNW-wärts (342°) in die orogr. linke Flanke des Oberen Unbekannten Tals fotografiert. Zu erkennen sind der Hongde Himal III-(◆), II-(●) und V-Gletscher (○). Alle aktuellen Zungenenden werden umrahmt von großen Randmoränen, die jeweils Stadium 1 anzeigen (1 1 1 ↗ ↖ ↘ ↙). Zwei Blockgletscher gehen aus den Stadium 1-Laterofrontalwällen des Hongde Himal II-Gletschers hervor (◇ ◇ [im Zentrum des Bildes]). Ein weiterer Blockstrom rekrutiert sich aus dem Material der Gletscherstand 1 zugeordneten orographisch linken Laterofrontalmoräne des Hongde Himal V-Gletschers (□ [am rechten Bildrand]). Aufnahme: 17.09.2007.

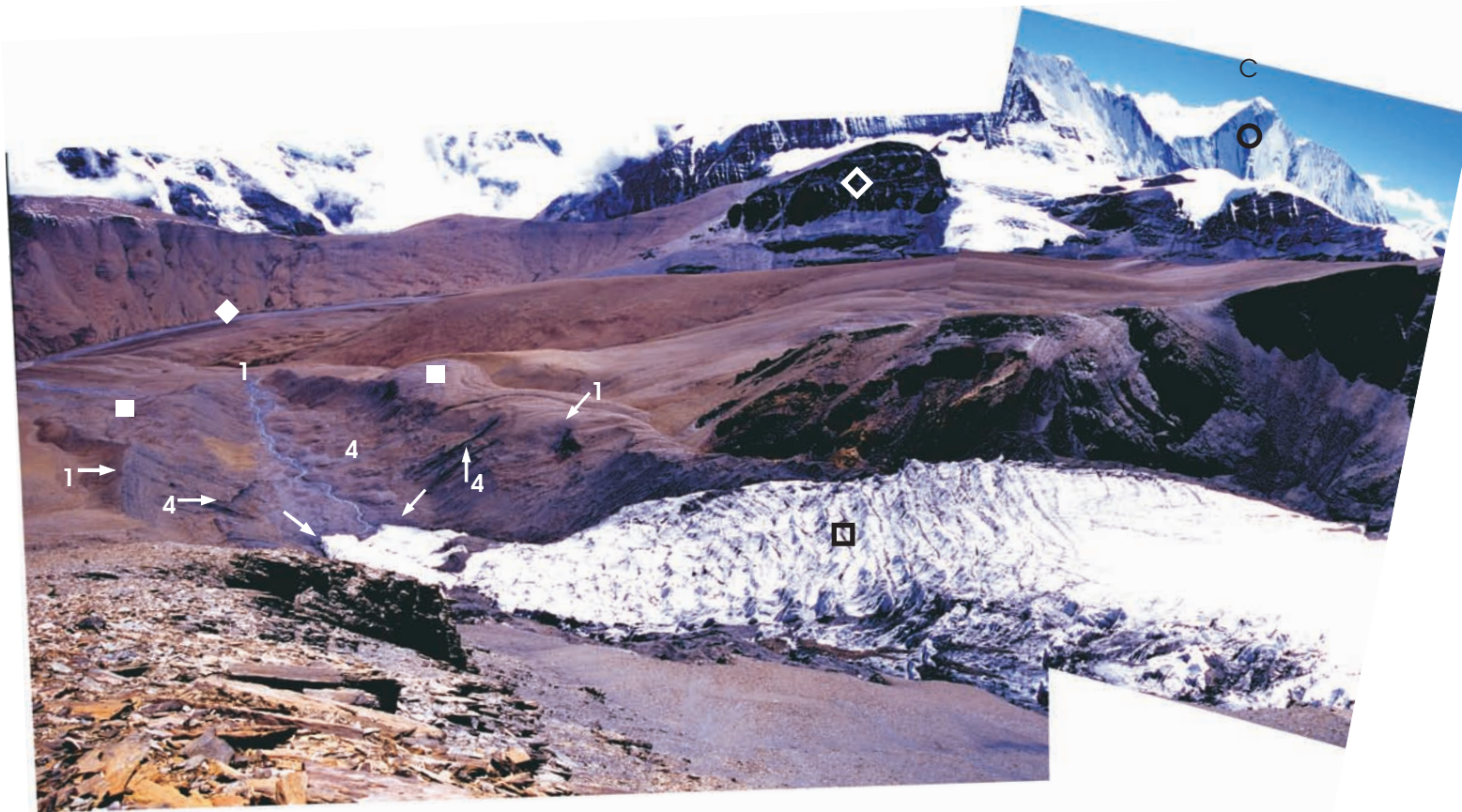


Abb. 16 (aus 5985 m ü. M.): Aus der orographisch linken Flanke des Unbekannten Tals wurde von gegen S (186°) über SW bis W (262°) fotografiert. Im Vordergrund liegt der Hongde Himal II-Gletscher sowie sein Vorfeld. Am rechten oberen Bildrand ist die mehr als 2500 Höhenmeter durchmessende N-Wand des 7751 m hohen Dhaulagiri II zu sehen (○). Sie verdeutlicht beispielhaft das im Vergleich zum Inneren Himalaja (Vordergrund) extremere Hochgebirgsrelief des Hohen Himalaja. Aufnahme: 06.09.2007.

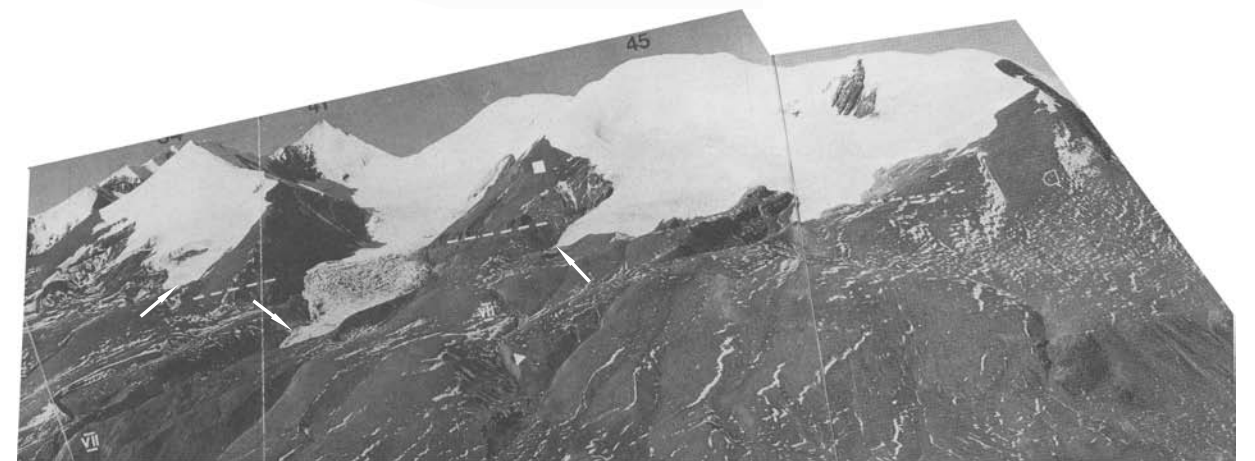


Abb. 17 (aus 5500 m ü. M.): Ausschnitt eines im Jahr 1976 von KUHLE (1982b, Abb. 12) vom Yamkim Peak N-Grad aufgenommenen Panoramas. Alle abgebildeten Gletscherzungen reichten damals tiefer hinab als heute. Für den Hongde Himal III-Gletscher wird über den Vergleich dieser Aufnahme mit Abb. 14 ersichtlich, dass die Stirnposition 1976 (↗) heute durch einen Endmoränenwall markiert ist (Abb. 14; 4). Selbiges gilt für den Hongde Himal V-Gletscher (↖)(Abb. 19; 4 ↖). Der rechte Zungenrand des Hongde Himal II-Gletschers (↘) verlief dort, wo heute eine Laterofrontalmoränenleiste dem Stadium 1-Moräneninnenhang anlagert (Abb. 16; ↑). Aufnahme: 09.12.1976.

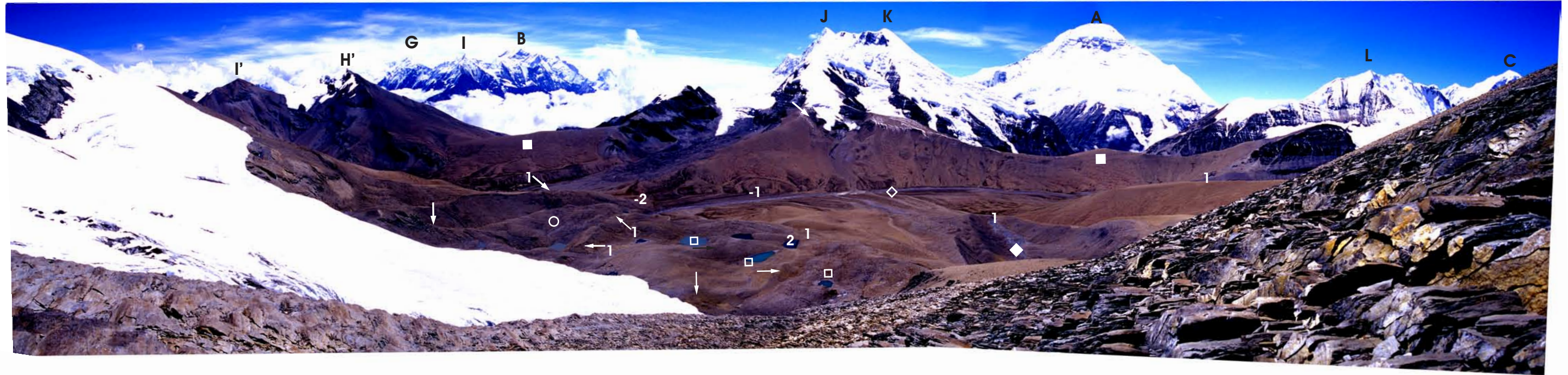


Abb. 18 (aus 5995 m ü. M.): Aus der orographisch linken Flanke des Unbekannten Tals wurde von gegen NE (70°) über SE bis gegen SW (322°) fotografiert. Vorne ist der Hongde Himal V-Gletscher und sein durch mehrere Becken übertieftes Vorfeld **erkennbar** (□ □ □). Rechts hiervon liegt das Vorfeld des Hongde Himal II-Gletschers (◆). Im Mittelgrund befindet sich der zuletzt zu Stadium -1 vergletscherte Hochtalboden des Oberen Unbekannten Tals (◇). Jenes ist sowohl vom Kali Gandaki her über den 5182 m hohen Dhampus La (linkes ■) als auch über den 5450 m hohen Franzosenpass (rechtes ■) zu erreichen. Als höchster Gipfel des aus der Monsunbewölkung herausragenden Annapurna-Massivs kulminiert der Gipfel der Annapurna I in 8091 m ü. M (B). Mit A und J sind die Gipfel des 8172 m hohen Dhaulagiri I und des 6990 m hohen Tukucho Peaks gekennzeichnet. Aufnahme: 07.09.2007.

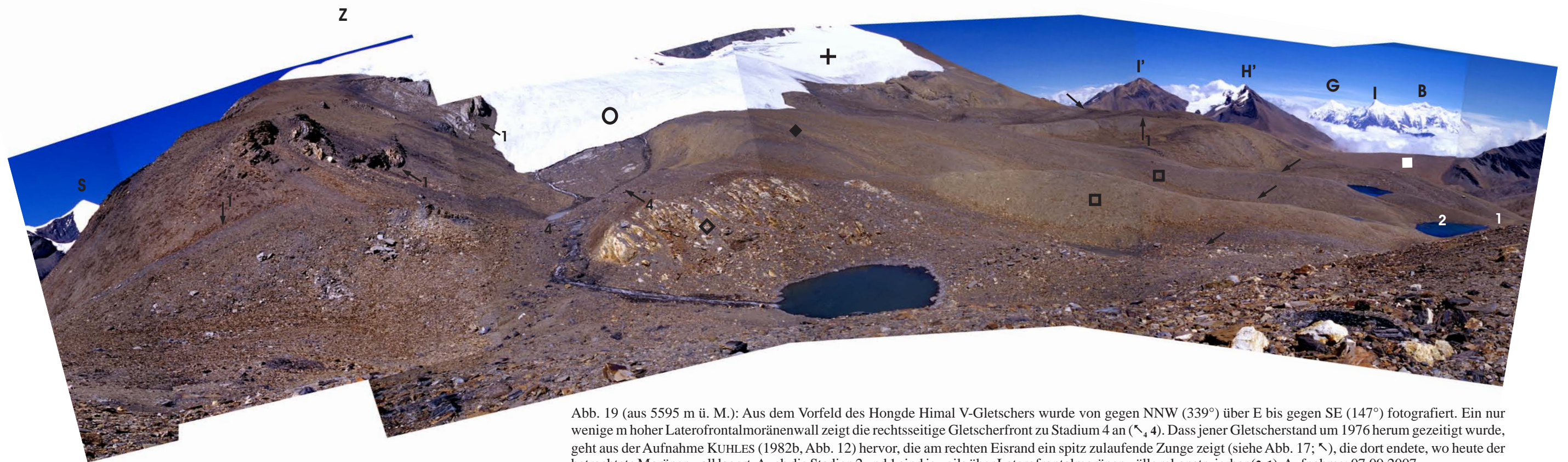


Abb. 19 (aus 5595 m ü. M.): Aus dem Vorfeld des Hongde Himal V-Gletschers wurde von gegen NNW (339°) über E bis gegen SE (147°) fotografiert. Ein nur wenige m hoher Laterofrontalmoränenwall zeigt die rechtsseitige Gletscherfront zu Stadium 4 an (↖₄ 4). Dass jener Gletscherstand um 1976 herum gezeitigt wurde, geht aus der Aufnahme KUHLES (1982b, Abb. 12) hervor, die am rechten Eisrand ein spitz zulaufende Zunge zeigt (siehe Abb. 17; ↖), die dort endete, wo heute der betrachtete Moränenwall lagert. Auch die Stadien 2 und 1 sind jeweils über Laterofrontalmoränenwälle rekonstruierbar (2; 1). Aufnahme: 07.09.2007.

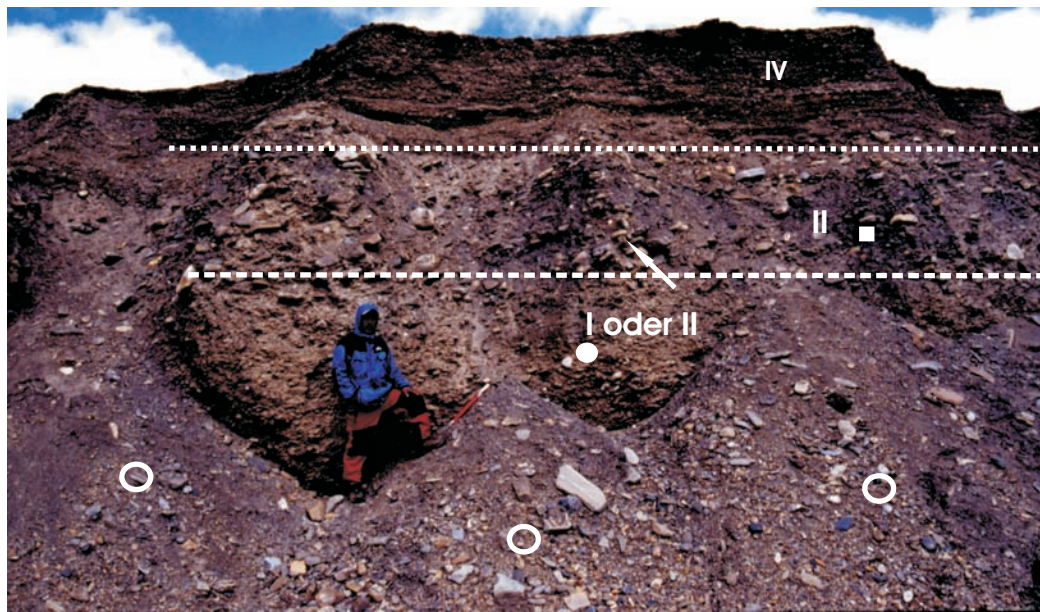


Abb. 23 (aus 5110 m ü. M.): Glazifluviale Schotter im Oberen Unbekannten Tal. Dem vom unteren Bildrand bis zur Oberkante 6,50 m messenden Aufschluss sind kleinere Sturzkegel vorgelagert (● ● ●). Sie belegen, dass die Sedimente hier aktuell nicht unterschritten werden und kein Materialabtransport stattfindet. Der Schotterkörper setzt sich aus drei Schichtpaketen zusammen. Das unterste (unterhalb von - - -) wird gebildet durch mit ihren Längsachsen senkrecht zum Haupttal eingeregelt maximal faustgroße Komponenten. Die darüber befindliche 1,50 m hohe Schicht enthält deutlich gröbere auf eine Fließgeschwindigkeitserhöhung hindeutende Schotter (zwischen - - - und), die ebenfalls mit ihrer Längsachse senkrecht zum Tallängsverlauf liegen. Möglicherweise stellt die Schichtgrenze den Übergang der Terrassenschotter I zu den Terrassenschottern II (siehe 2.1.9) dar. Die dachziegelartige Ablagerung ist an letzteren besser sichtbar (∧). Von den Schmelzwässern des Hongde Himal II-Gletschers geschüttete im Durchmesser bis zu 5 cm große Einzelkomponenten bilden die 1,80 m mächtige zu oberst lagernde Schicht (oberhalb von). Da sie von der orographisch linken Flanke aus abgelagert wurden, sind sie mit ihren Längsachsen haupttalparallel eingeregelt. Es wurde gegen N (358°) fotografiert. Aufnahme: 17.09.2007.

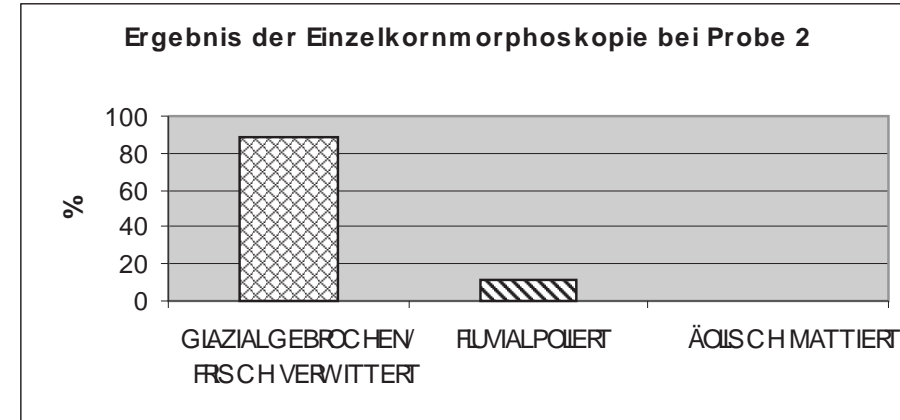
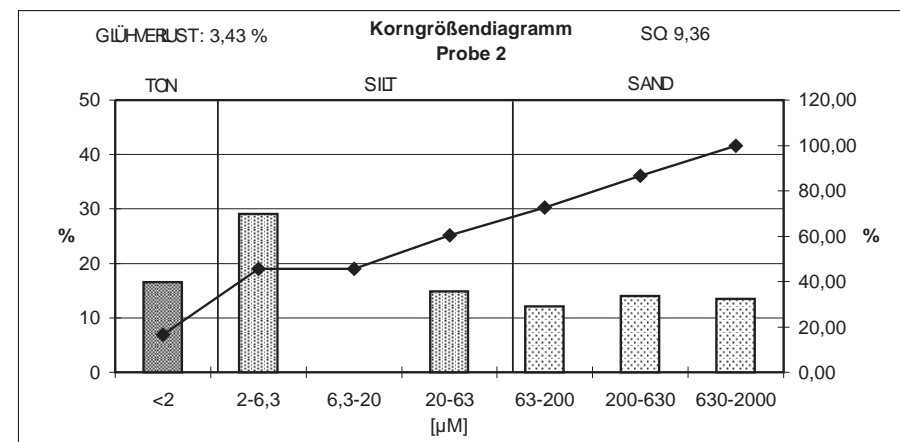


Abb. 24: Probe 2 entstammt dem First des Stadium 1-Endmoränenwalls des Hongde Himal V-Gletschers (siehe Abb. 13). Sie wurde 30 cm unter der Geländeoberfläche entnommen. Die Mittelsandfraktion besteht größtenteils aus plattigen Glimmern und nadeligen Calcitkörnern. Nur 36 Quarzkörner konnten ausgezählt werden. Die Mittelsandfraktion der Probe enthält neben den 4 als poliert erkannten Quarzkörner keine weiteren gerundeten Körner.

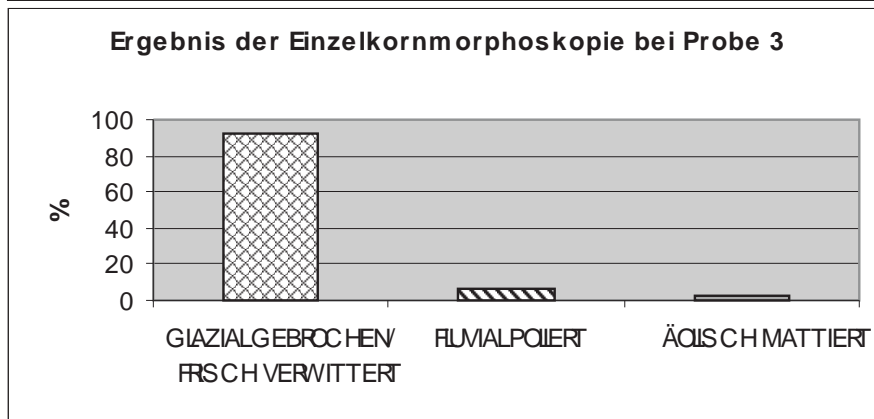
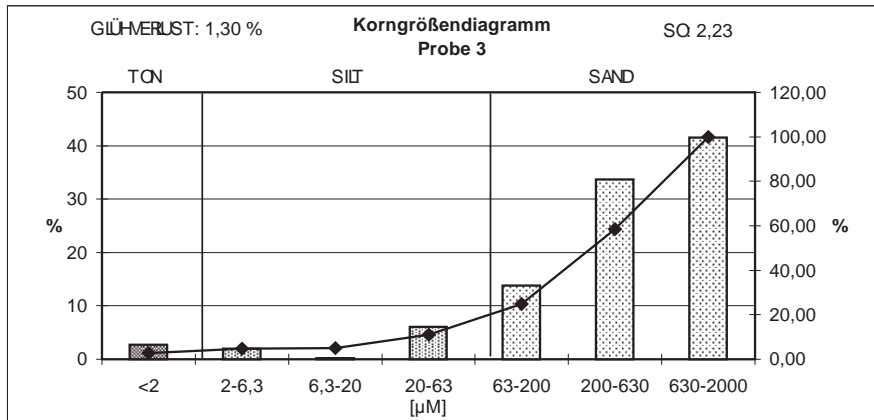


Abb. 25: Der aus glazifluvialen Sedimenten substanziierten Terrassenstufe I im Oberen Unbekannten Tal wurde orographisch rechts in 40 cm Tiefe Probe 3 entnommen (siehe Abb. 13). Die Mittelsandfraktion besteht wie alle aus dem Unbekannten Tal zusammengetragenen Proben vorwiegend aus plattigen Glimmern und kompakten Calciten. Beim Betrachten der Mittelsandfraktion wurden insgesamt 83 Quarzkörner gezählt. Die Bruchkanten der überwiegend als glazial gebrochen/frisch verwittert eingestuft Quarzkörner sind verhältnismäßig unscharf ausgeprägt.

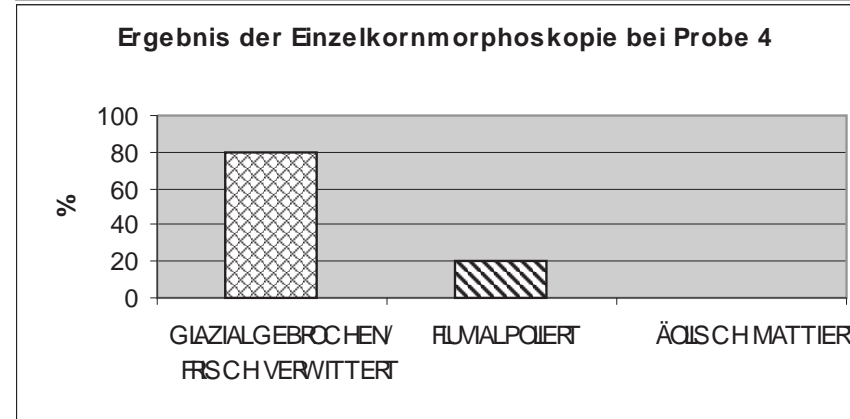
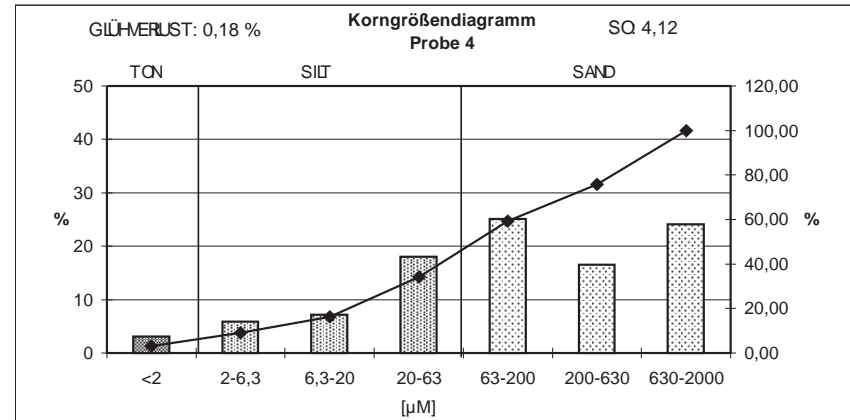


Abb. 26: Probe 4 wurde 30 cm unter der Geländeoberfläche der Terrassenstufe I im Oberen Unbekannten Tal entnommen (siehe Abb. 13). Insgesamt konnten 183 Quarzkörner in der Mittelsandfraktion ausgezählt werden. Die Materialzusammensetzung entspricht ansonsten der von Probe 4 (siehe Abb. 25) und Probe 5 (siehe Abb. 27). Auch hier sind die Bruchkanten der als glazial gebrochen/frisch verwittert erkannten Quarzkörner relativ unscharf ausgebildet. Die neben den Quarzkörnern erkannten Körner treten kantig in Erscheinung.

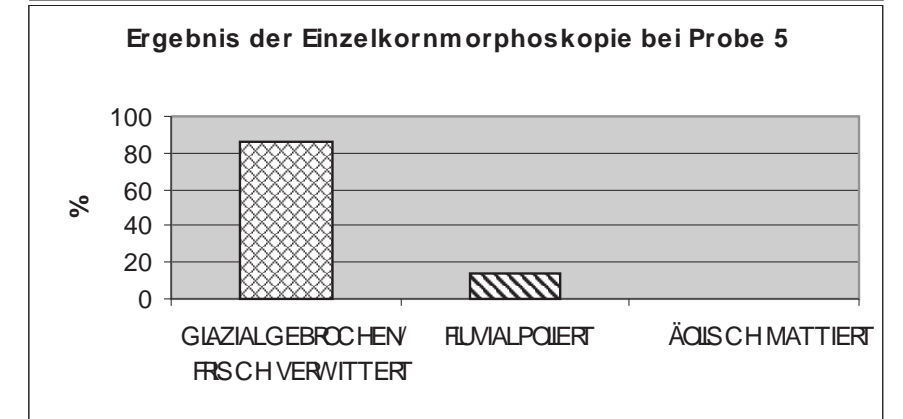
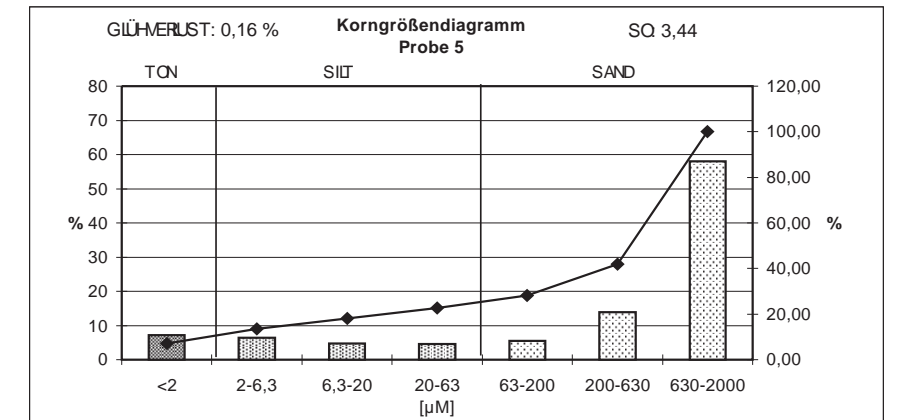


Abb. 27: Die mineralische Zusammensetzung der Mittelsandfraktion entspricht der von Probe 4 (siehe Abb. 26), die genau wie Probe 5 aus wenigen dm Tiefe der Terrassenoberfläche I im Oberen Unbekannten Tal orographisch links entstammt (siehe Abb. 13). 123 auf die Mittelsandfraktion entfallende Quarzkörner konnten ausgezählt werden. Wie bei den Proben 3 und 4 sind die meisten Quarzkörner zwar gebrochen, weisen aber keine besonders scharfen Grate auf. Auch die neben den Quarzkörnern erkannten Körner treten kantig in Erscheinung.

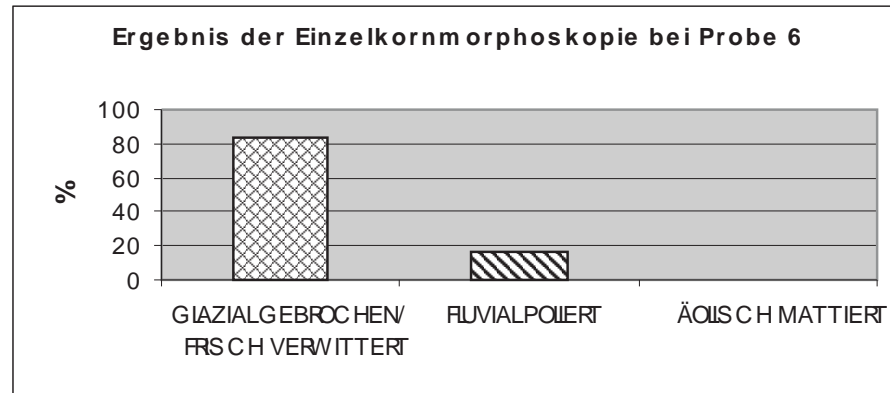
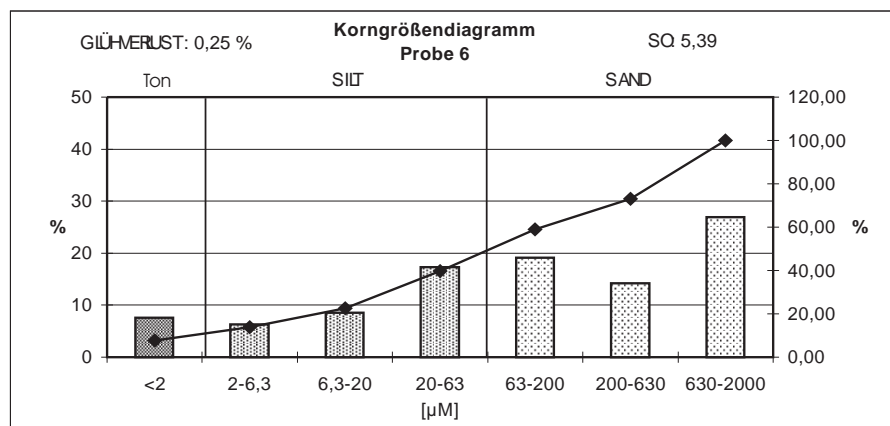


Abb. 28: Probe 6 enthält gegenüber den ebenfalls dem Terrassenniveau I orographisch links im Oberen Unbekannten Tal entnommenen Proben 4 (siehe Abb. 26) und 5 (siehe Abb. 27) einen höheren Calcitanteil (siehe Abb. 13). Ansonsten stimmen die mineralischen Zusammensetzungen der Proben überein. Als der Mittelsandfraktion zugehörig konnten 46 Quarzkörner ausgezählt werden, die - wenn auch nicht besonders scharfgratig - überwiegend als glazial gebrochen/ frisch verwittert eingestuft wurden. Auch die übrigen Körner weisen Bruchkanten auf.

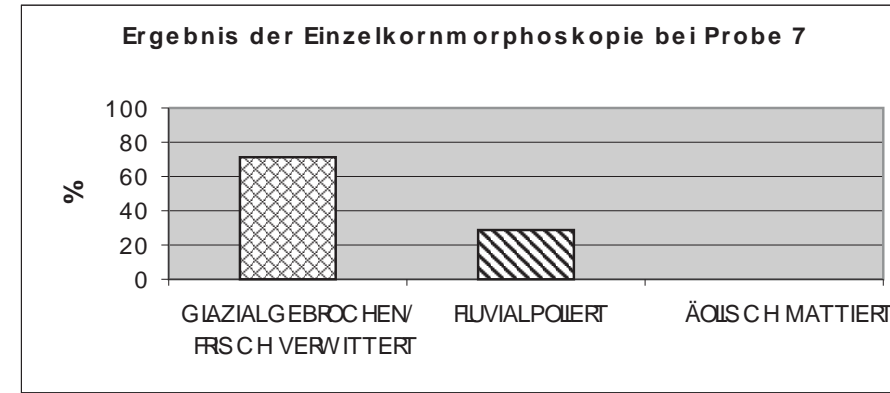
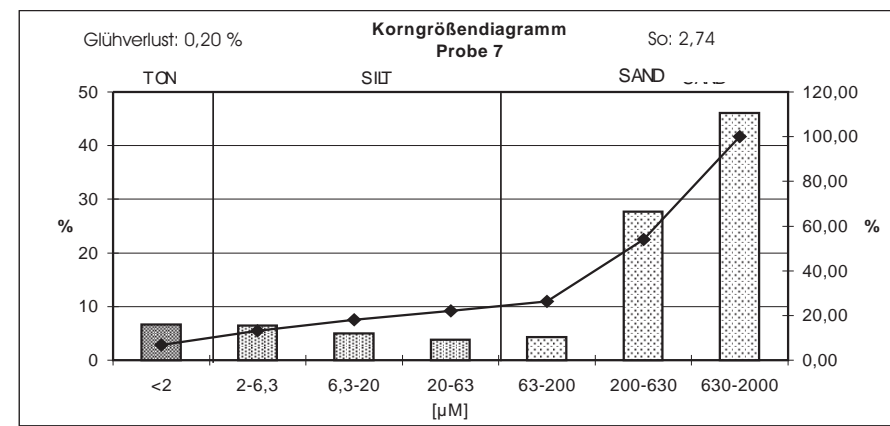


Abb. 29: Probe 7 wurde 20 cm hinter der Front des untersten Schotterpakets des in Abb. 23 erkennbaren Aufschlusses entnommen (siehe Abb. 13 u. Abb. 23; ●). Bezüglich mineralischer Zusammensetzung und Kantigkeit bzw. Schärfe der Bruchkanten gleicht die unter dem Lichtmikroskop betrachtete Mittelsandfraktion der von Probe 6 (siehe Abb. 28). Es konnten 63 Quarzkörner gezählt werden.

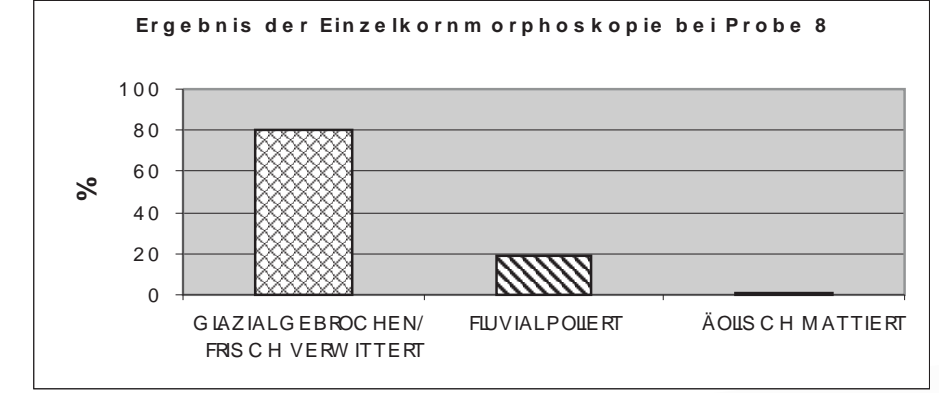
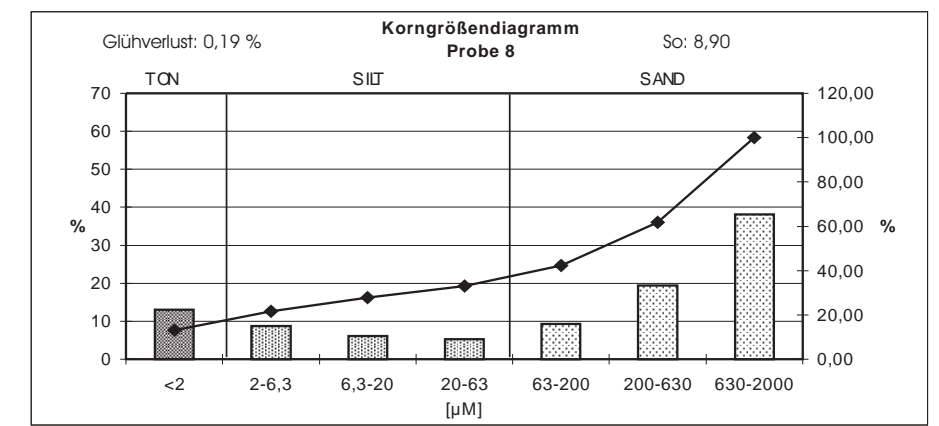


Abb. 30: Probe 8 stammt aus der mittleren Schotterlage in Abb. 23 (siehe Abb. 13 u. Abb. 23; ■). Ihre mineralische Zusammensetzung entspricht der von Probe 6 (siehe Abb. 28) und Probe 7 (siehe Abb. 29). Kantigkeit und Bruchkantenschärfe der gezählten 127 Quarzkörner sowie der übrigen in der Probe enthaltenen Körner der Mittelsandfraktion treten ebenfalls ähnlich wie bei Probe 6 und 7 in Erscheinung.

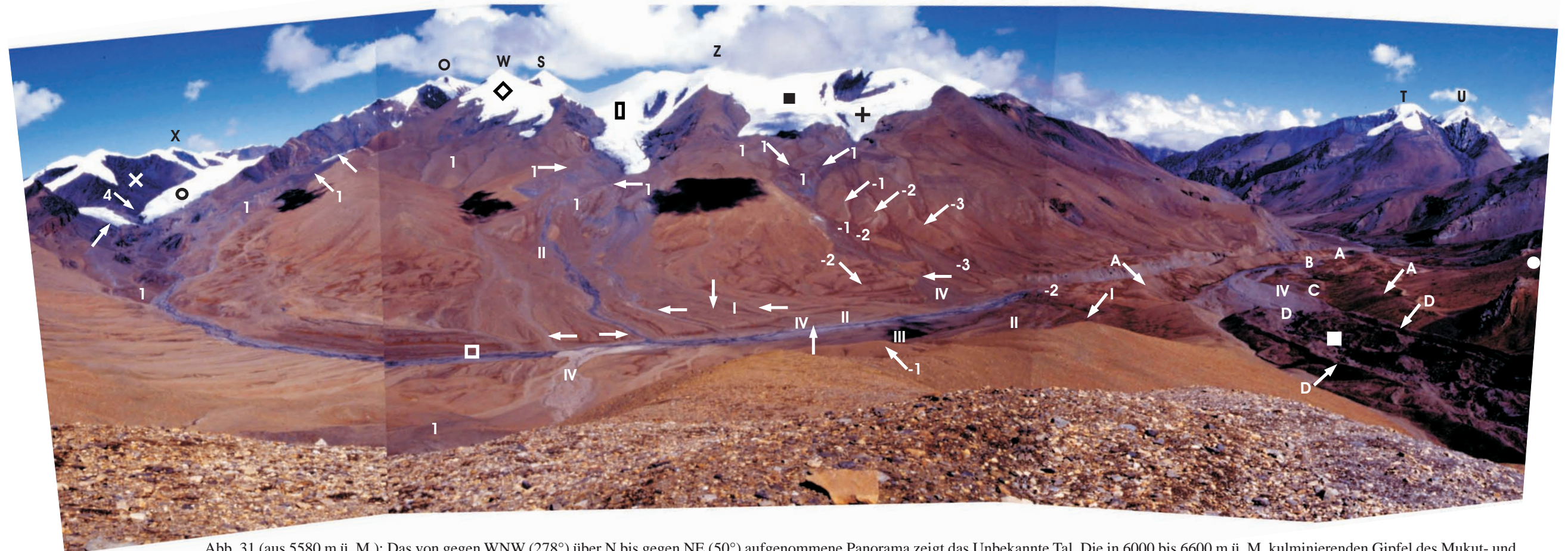


Abb. 31 (aus 5580 m ü. M.): Das von gegen WNW (278°) über N bis gegen NE (50°) aufgenommene Panorama zeigt das Unbekannte Tal. Die in 6000 bis 6600 m ü. M. kulminierenden Gipfel des Mukut- und Hongde-Himalajas entsenden kurze schutfreie Gletscher talwärts. Demgegenüber fällt die Zunge des Tukuiche Yamkim Peak N-Gletschers durch seine mächtige Obermoränenummantelung ins Auge (■). Die Aufnahme wurde an der Schwarz-Weißgrenze zu einem auf dem Nordsporn des Tukuiche Peak befindlichen Firnfeldes gemacht. Aufnahme: 11.09.2007.

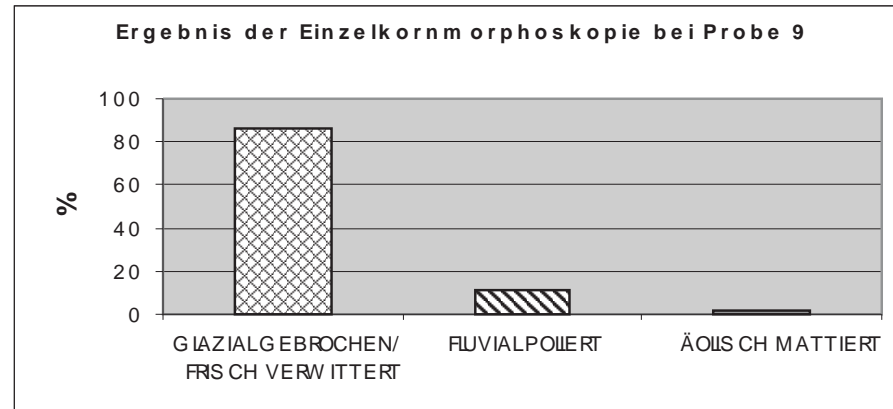
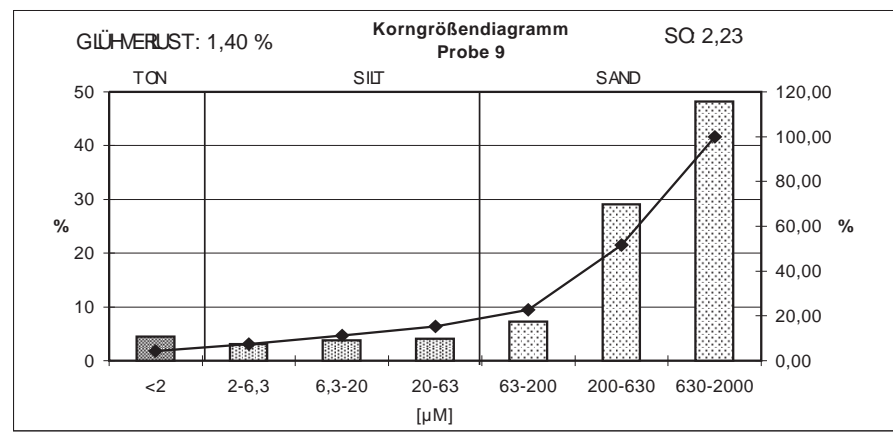


Abb. 32: 40 cm unter der Geländeoberfläche wurde Probe 9 der Terrasse III im Oberen Unbekannten Tal entnommen (siehe Abb. 13). Die Mittelsandfraktion enthält viele Glimmer- und Calcitkörner, die genau wie die 45 als glazial gebrochen/frisch verwittert ausgezählten Quarzkörner kantig/gebrochen jedoch wenig scharfgratig sind. Insgesamt wurden 52 Quarzkörner gezählt.

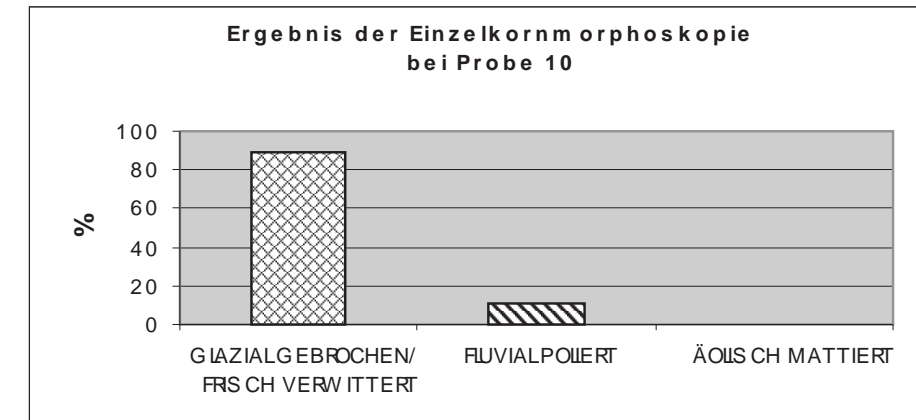
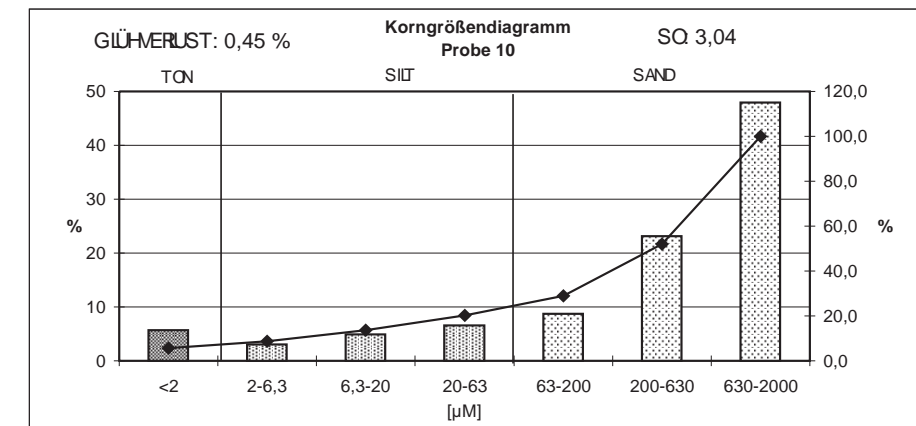


Abb. 33: Wie Probe 9 ist auch Probe 10 Material der glazifluvialen Schotterterrasse III im Oberen Unbekannten Tal (siehe Abb. 13). Sie wurde 30 cm unterhalb der Terrassenoberfläche ergraben. Neben vermehrtem Glimmervorkommen enthält sie vor allem sehr viele Calcitkörner. In der Mittelsandfraktion konnten insgesamt 72 Quarzkörner gezählt werden, welche, wie auch die übrigen in der Probe vorhandenen Körner, überwiegend gebrochen sind, so dass 89 % der ausgezählten Quarzkörner als glazial gebrochen/ frisch verwittert eingestuft wurden.

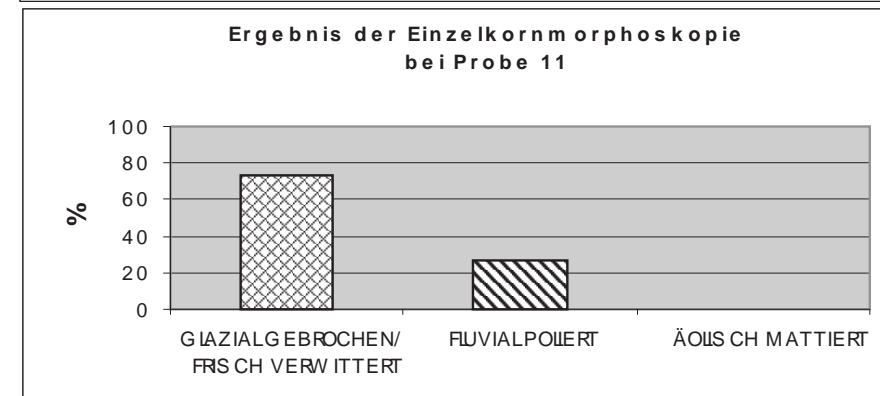
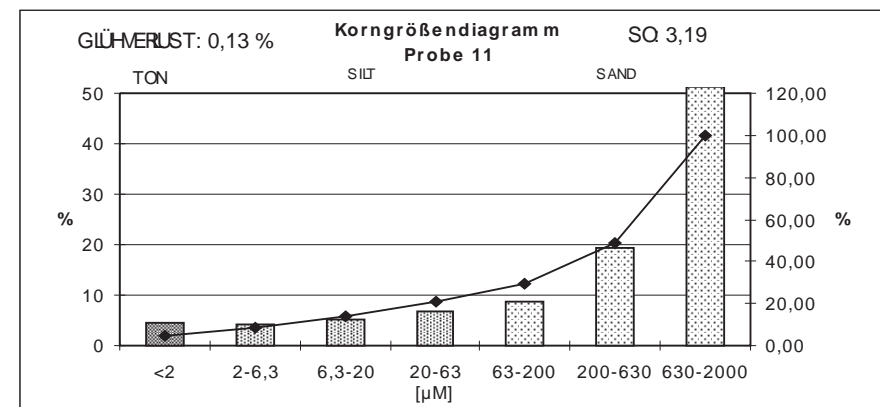


Abb. 34: Dem den Schotterniveaus II und III auflagernden Schotterpaket IV wurde orographisch links im Oberen Unbekannten Tal 25 cm unter der Geländeoberfläche Probe 11 entnommen. Von der mineralischen Zusammensetzung her entspricht die Mittelsandfraktion von Probe 11 der von Probe 10 (siehe Abb. 33). Beim Betrachten des Mittelsandes wurden 157 Quarzkörner ausgezählt, wovon 73 % als glazial gebrochen/frisch verwittert und 27 % als fluvial poliert eingestuft wurden. Die neben den Quarzkörnern in der Probe enthaltenen Körner sind ebenfalls größtenteils gebrochen.

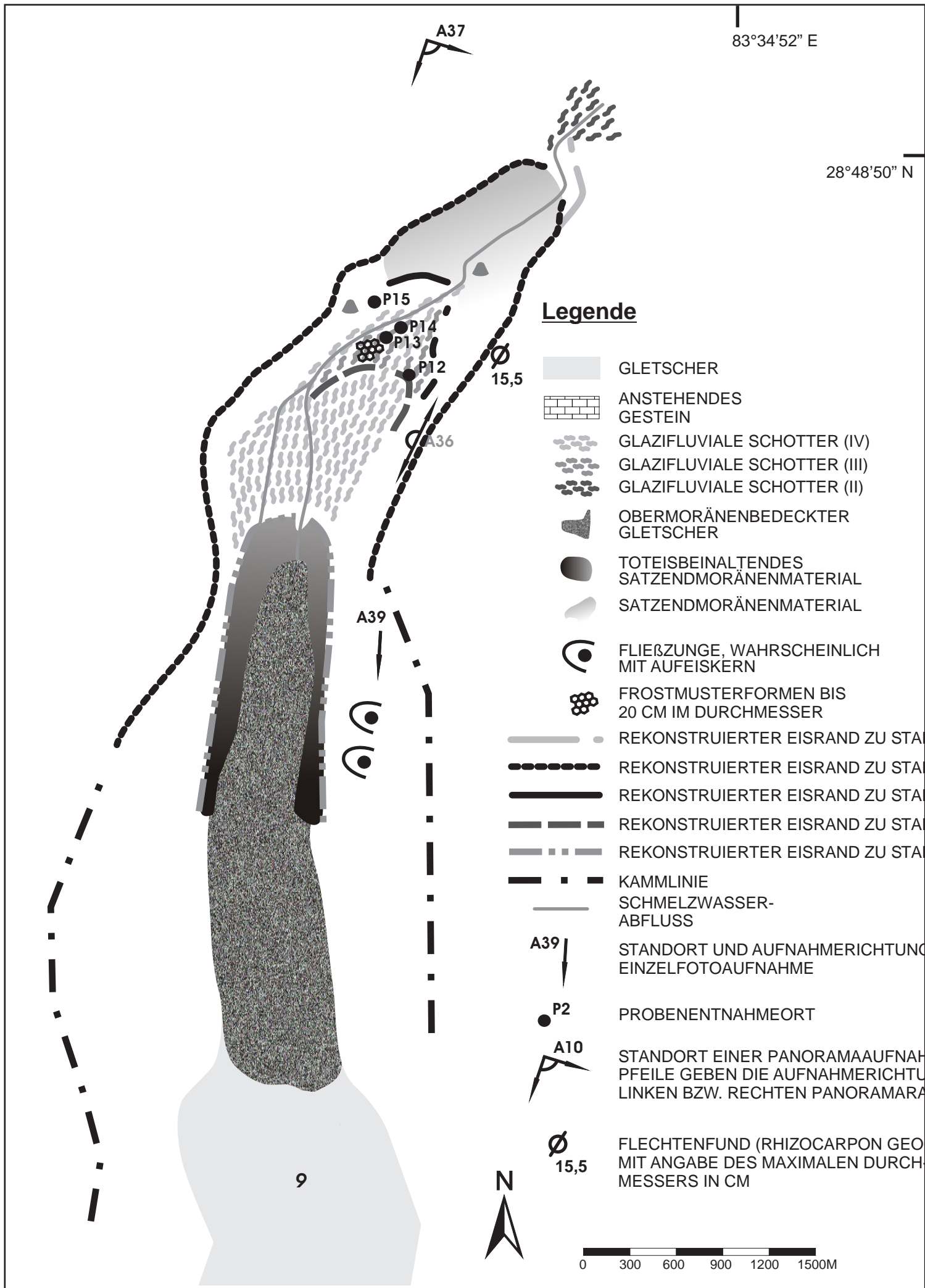


Abb. 35: Glazialgeomorphologische Karte der Zungenumgebung des Tukuče Yamkim Peak N-Gletschers (9).

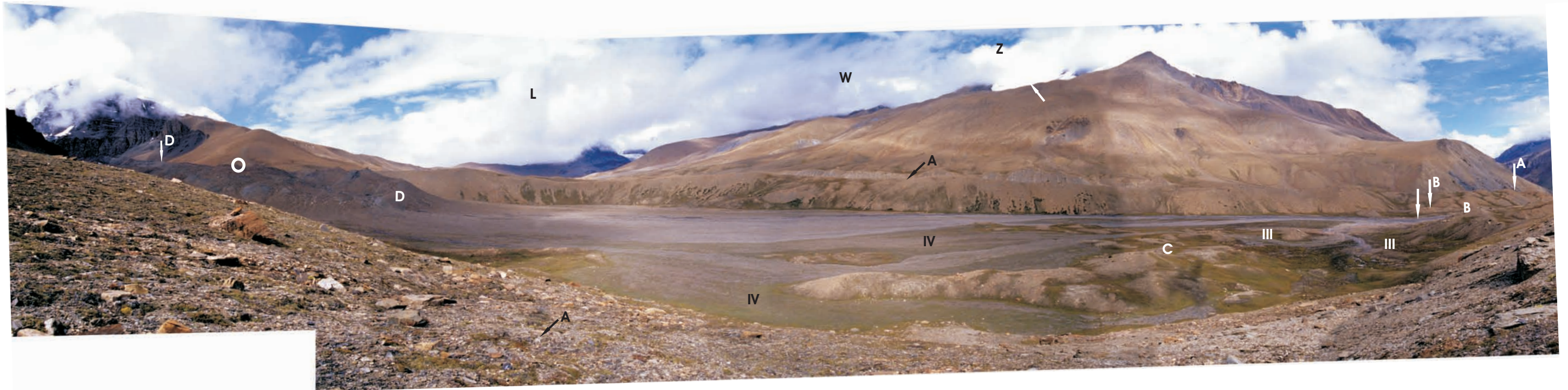


Abb. 36 (Aufnahme aus 5100 m ü. M.): Von dem orogr. rechts das Vorfeld des Tukuche Yamkim Peak N-Gletschers umfassenden Ufermoränenwall wurde von gegen SSW über W bis gegen N fotografiert. Aufgrund der starken Lawinenernährung durch die Tukuche E-Flanke ist die Zunge des Gletschers mit mächtiger Obermoräne ummantelt (o). Im Gegensatz zu den übrigen größten Randmoränen der Vorfelder der untersuchten Gletscher können die größten Randmoränenwälle hier nicht Stadium 1 zugeordnet werden (siehe 2.1.11). Da hierdurch von der ansonsten verwandten Methodik abgerückt wird und eine zeitliche Parallelisierung zu den an den anderen Gletschern rekonstruierten Stadien auf dieser lagebezüglichen Basis nicht geschehen kann, werden im Fall des Tukuche Yamkim Peak N-Gletschers die rekonstruierten Gletscherstände mit Buchstaben und nicht mit Zahlen relativchronologisch eingeordnet ($\downarrow^A \downarrow^B$ B C \downarrow_D D). Aufnahme: 29.08.2007.

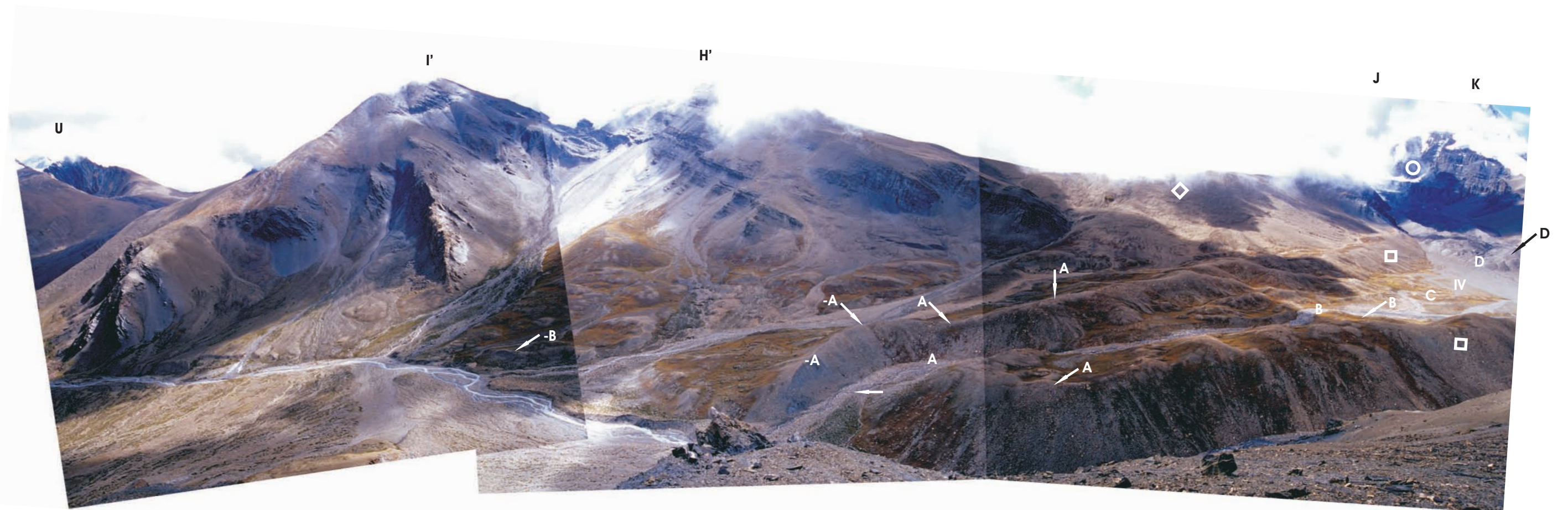


Abb. 37 (aus 5490 m ü. M.): Von der orogr. linken Flanke des Unbekannten Tals wurde von gegen ESE (118°) über E bis gegen SSE (201°) fotografiert. Abgebildet ist das Vorfeld des Tukuche Yamkim Peak-N-Gletschers. Innerhalb der großen Randmoränen ($\swarrow^A \downarrow^A$ A) lassen sich weitere drei Gletscherstadien rekonstruieren (\swarrow^B B C \swarrow^D D). Der jüngste Moränenkranz (\swarrow^D D) zeigt nicht - wie bei den untersuchten Firn- und Blankeisgletschern - die Zungenfrontposition zu Stadium 4 um 1976/77 herum an. Wie auf Abb. 12 bei KUHLE (1982b) erkennbar, lag jener Wall bereits 1976 vor und wurde von der tiefer als der Moränenfirst verlaufenden Gletscheroberfläche nicht mehr gebildet. Aufnahme: 11.09.2007.



Abb. 38 (aus 5125 m ü. M.): Blick aus dem orographisch rechten Ufertal des Tukuiche Yamkim Peak N-Gletschers S-wärts (185°). Im Hintergrund liegt der Tukuiche Peak (J), der mit 6976 m Höhe den höchsten Gipfel des Tukuiche Massivs darstellt. Ursächlich für die große Obermoränenmächtigkeit des Tukuiche Yamkim Peak N-Gletschers (siehe Abb. 31; □ u. Abb. 37; rechter Bildrand) ist der linke Wandteil der Tukuiche NE-Wand (●). In der Bildmitte sind zwei aus einem W-exponierten Hang hervorgegangene Schutttropfen sichtbar (● ●), die bereits von KUHLE (1982b, Abb. 73) 1976 fotografiert und in ihren Dimensionen wie Lagebeziehungen beschrieben wurden. Eine Veränderung ihrer Lage, Größe oder Form ist nicht zu konstatieren. Sie sind immer noch ca. 40 bis 55 m lang und maximal 9 m mächtig. Die Intensität, der ihnen zugrunde liegenden periglazialen Dynamik scheint daher ähnlich wie vor rund 30 Jahren zu sein. Die Tatsache, dass die Stirnen der beiden Formen ihre Lagen nicht sichtbar verändert haben, belegt eine stagnierende Bewegung der Front, die auf das Erreichen der Ufertaltiefenlinie und das Einsetzen von Gegengefällen durch den Ufermoränenaußenhang zurück zu führen ist. Aufnahme: 06.09.2007.

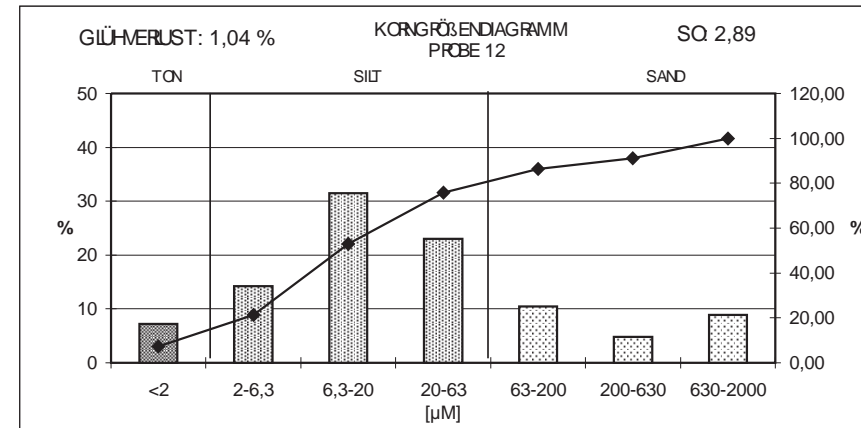


Abb. 39: Probe 12 stammt vom Außenhang des zu Stadium C aufgeschobenen Endmoränenwalls des Tukuiche Yamkim Peak N-Gletschers (siehe Abb. 35). Das Material der Mittelsandfraktion besteht vor allem aus Calcitkörnern und plattigen Glimmerkomponenten. 200-630 µm große Quarzkörner konnten nicht gesichtet werden.

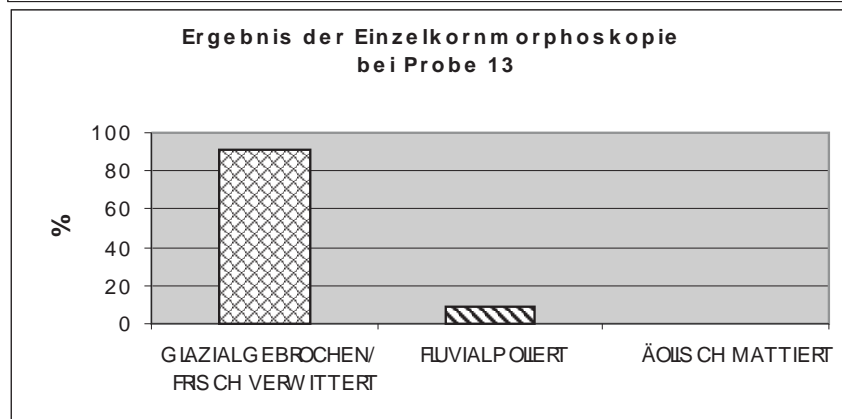
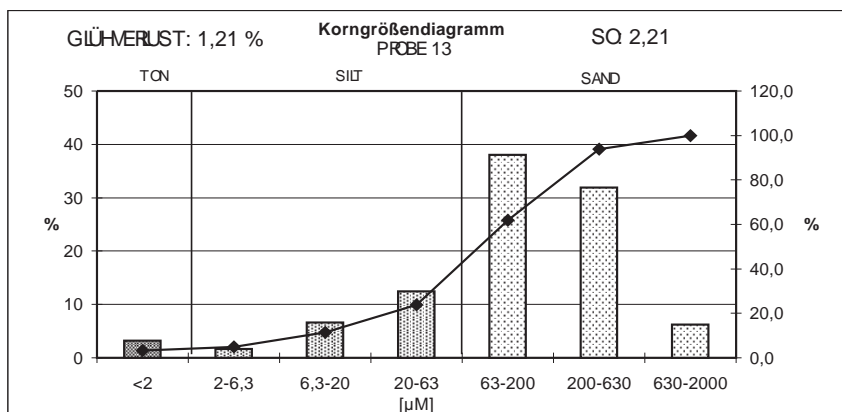


Abb. 40: Dem auf Stadium C zurückgehenden Sander des Tukuiche Yamkim Peak N-Gletschers entstammt Probe 13 (siehe Abb. 31). Die Probe wurde in 20 cm Tiefe genommen. Ihre Mittelsandfraktion, in der 88 Quarzkörner ausgezählt wurden, enthält vor allem Feldspäte, Calcite und plattige Glimmer. Sowohl die Quarzkörner als auch die übrigen Mittelsandkomponenten sind zwar überwiegend gebrochen, jedoch treten ihre Kanten zumeist nicht sehr scharfgratig in Erscheinung.

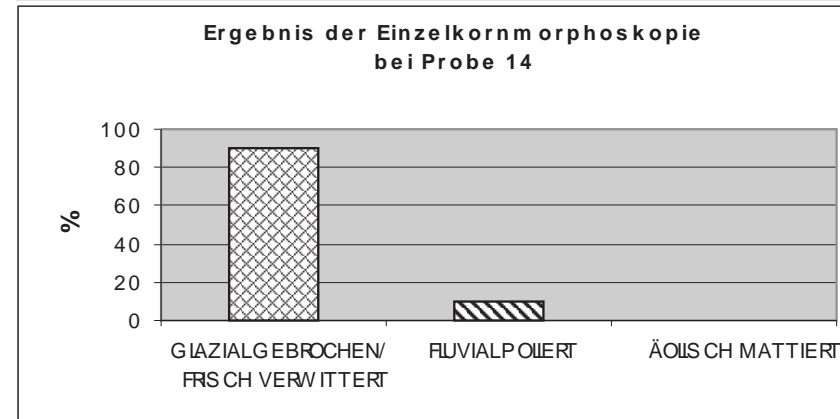
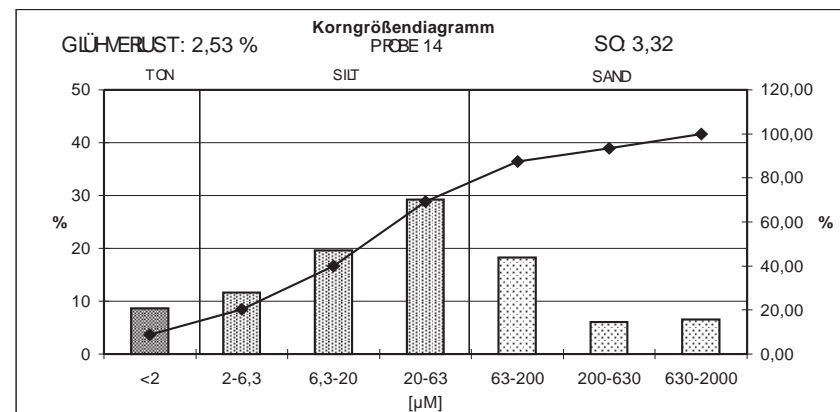


Abb. 41: Denselben Sandersedimenten wie Probe 13 (siehe Abb. 40) wurde auch Probe 14 entnommen. Die Probe stammt aus 20 cm Tiefe. Wie zu erwarten, stimmen mineralische Zusammensetzung und Gestalt der Körner der Mittelsandfraktion bei beiden Proben überein. Insgesamt wurden in der Mittelsandfraktion 78 Quarzkörner ausgezählt.

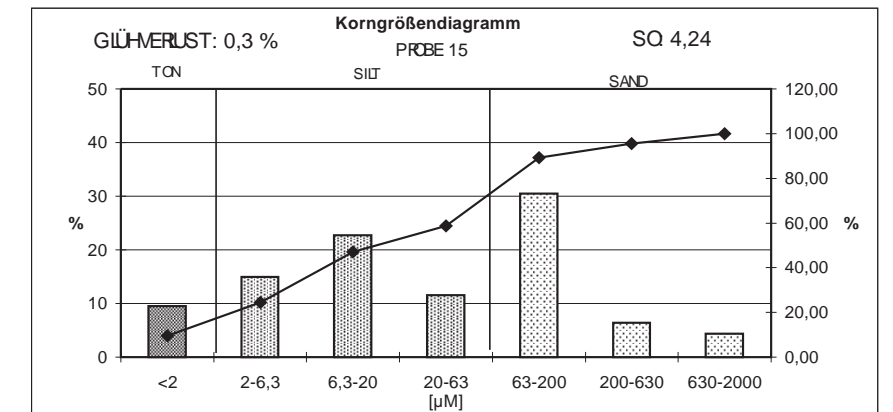


Abb. 42: Probe 15 ist aus dem Vorfeld des Tukuiche Yamkim Peak N-Gletschers ergabenes Grundmoränenmaterial (siehe Abb. 35). Es wurde in einer Tiefe von 20 cm entnommen. Der Mittelsand der Probe enthält neben wenigen Feldspäten und Calcit vor allem plattige Biotitkörner. 200 - 630 µm große Quarzkörner konnten keine ausgezählt werden.

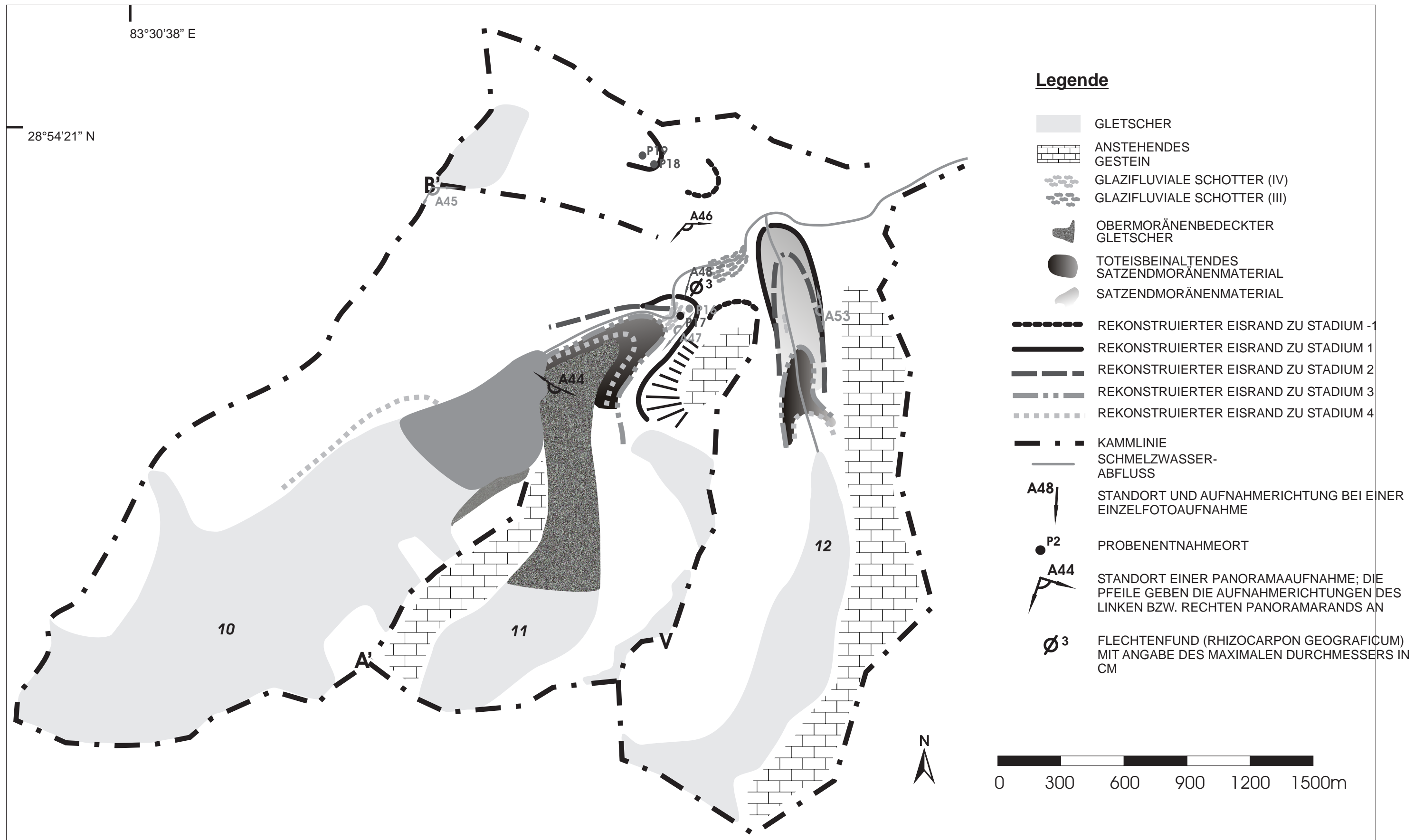


Abb. 43: Glazialgeomorphologische Kartierung der Zungenumgebungen des Tongu-Gletschers (10), seines Rechten-Nebengletschers (11) und des Cha-Lungpa Peak-Gletschers (12).

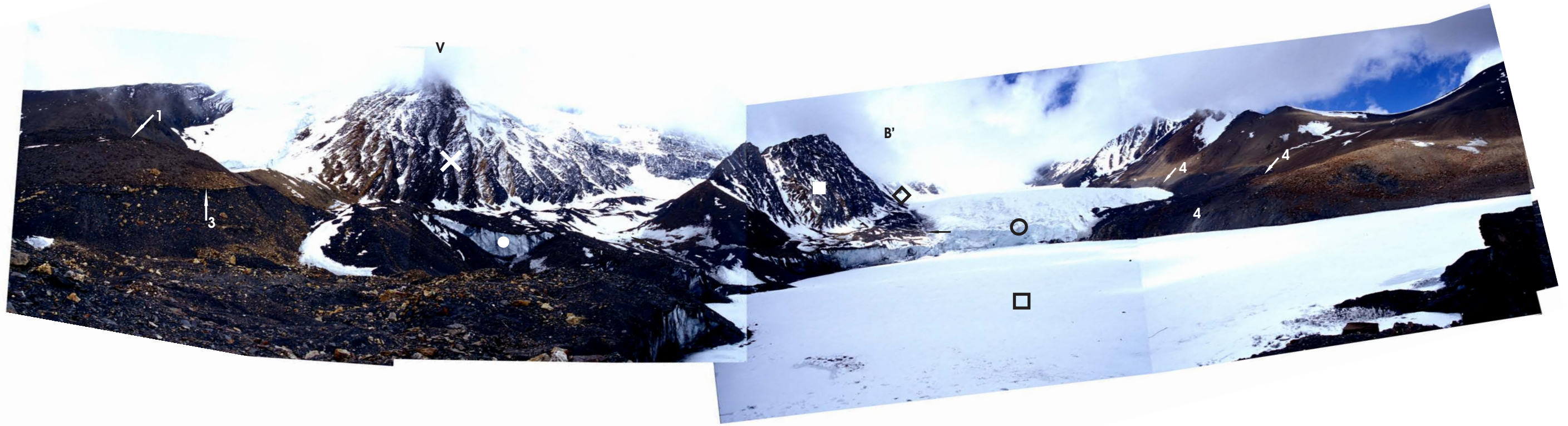


Abb. 44 (aus 5640 m ü. M.): Blick von der verschutteten Zunge des Rechten-Nebengletschers des Mukut-Gletschers. Das von gegen SE (126°) über SW bis gegen NE (310°) aufgenommene Panorama bildet u. a. das aktuelle Zungenende des Tongu-Gletschers (●) ab. Jenes kalbt in einen vom Rechten Nebengletscher aufgestauten proglazialen See (□). Die Seeoberfläche war zur Zeit der Geländebegehung im Mai des Jahres 2008 zugefroren. Gut zu erkennen ist eine orographisch linke Laterofrontalmoränenleiste, die den Gletscherrand zu Stadium 4 anzeigt (↙ ↘ ↗ ↖ 4). Aufnahme: 11.05.2008.

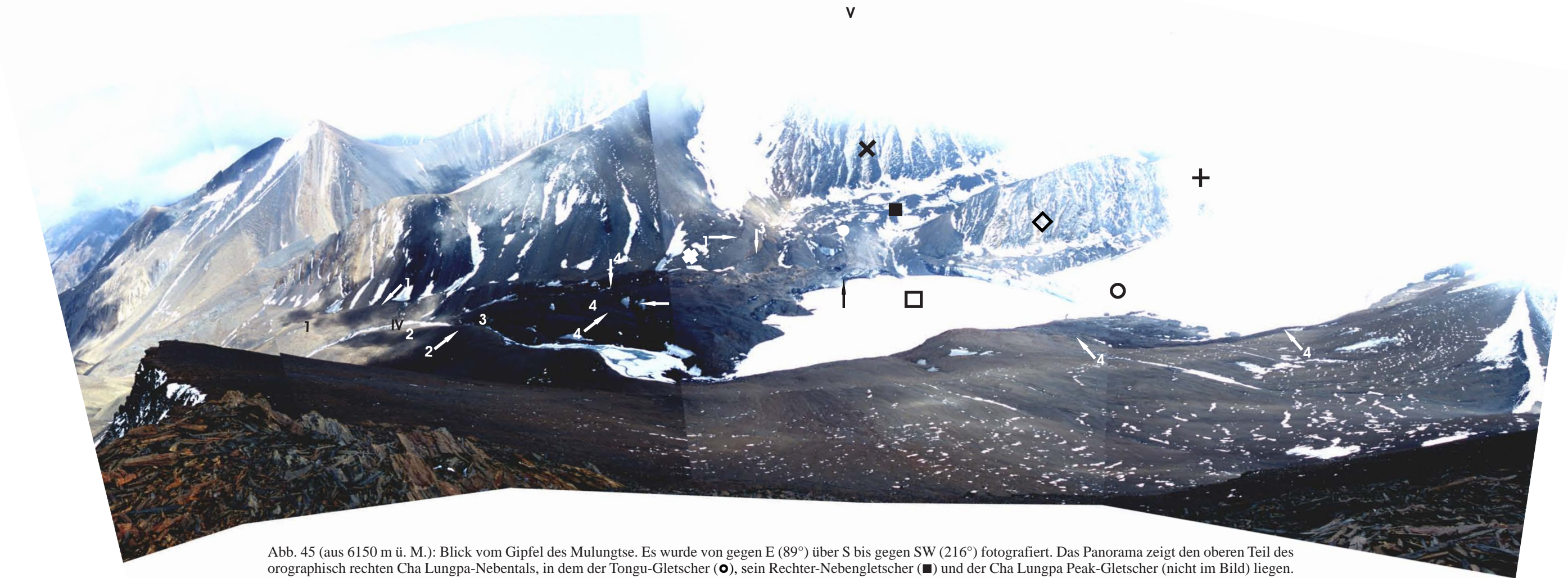


Abb. 45 (aus 6150 m ü. M.): Blick vom Gipfel des Mulungtse. Es wurde von gegen E (89°) über S bis gegen SW (216°) fotografiert. Das Panorama zeigt den oberen Teil des orographisch rechten Cha Lungpa-Nebentals, in dem der Tongu-Gletscher (●), sein Rechter-Nebengletscher (■) und der Cha Lungpa Peak-Gletscher (nicht im Bild) liegen. Aufnahme: 22.05.2008.

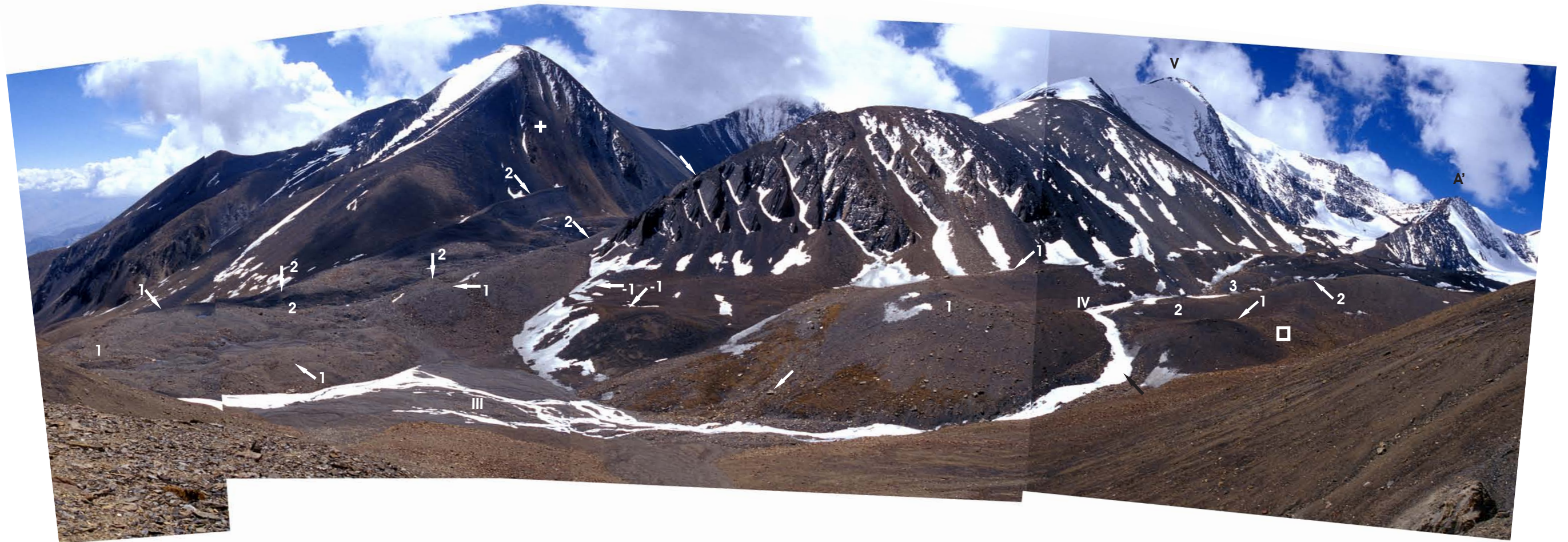


Abb. 46 (aus 5530 m ü. M.): Von der orogr. linken Flanke des Rechten Cha Lungpa Nebentals wurde von gegen E (88°) über S bis gegen SW (219°) fotografiert. Zu sehen sind die beiden Vorfelder des Mukut-Gletschers und seines Rechten-Nebengletschers (rechts) und das Vorfeld des Cha Lungpa Peak-Gletschers (links). Die großen Randmoränen unterhalb des Cha Lungpa Peak-Gletschers sind im einstigen Zungenendbereich durch das Austauen von Toteis in sich zusammengesackt (↖₁ ↘ linke 1). Im Nebentalausgangsbereich wurden die Uferbildungen des Stadium 2 über die Firste der Stadium 1-Moränen geschüttet (↗₂ ↙ linke 2). Auswärtig biegen die Stadium 2-Moränen in Leistenform zur Vorfeldmitte hin um (↓₂ ↓ linke 2). Die zu den Stadien 3 und 4 aufgeschütteten Ufer- und Endmoränenleisten befinden sich im Nebental weiter einwärts (↘) und sind daher auf diesem Panorama nicht zu erkennen (siehe hierfür Abb. 53). Das Vorfeld des Mukut-Gletschers und seines Rechten-Nebengletschers wird ebenfalls umrahmt von Stadium 1-Moränen (↙₁ ↘₁ rechte 1). Auch hier finden sich einwärts Gletscherstandsindikatoren für die Stadien 2; 3 und 4 (↖₂ rechte 2; 3, Stadium 4 ist auf dem Bild nicht ersichtlich [siehe Abb. 44; ↙₄ ↘₄ 4]). Aufnahme: 13.05.2008.

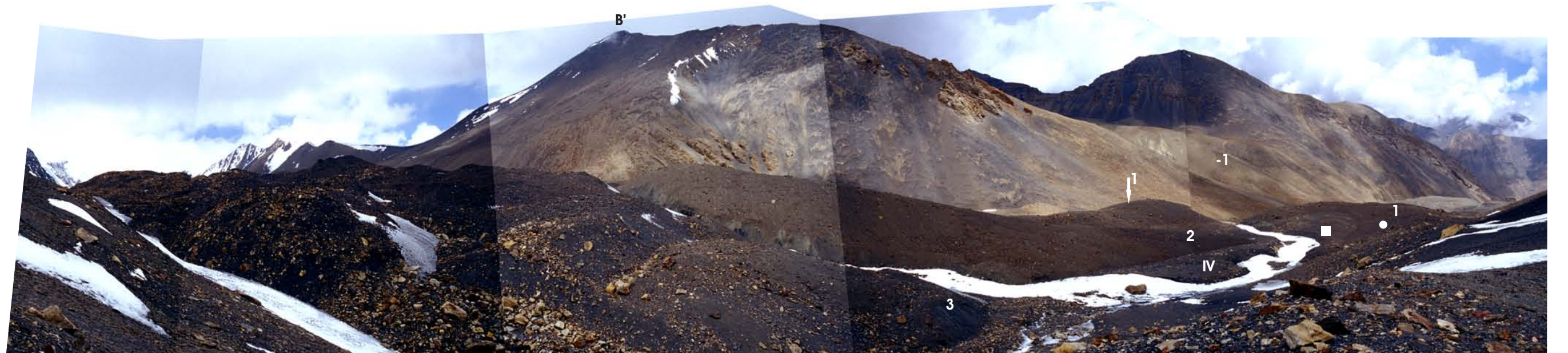


Abb. 47 (aus 5490 m ü. M.): Aus dem Vorfeld des Mukut-Gletschers und seines Rechten-Nebengletschers wurde von gegen SW (217°) über N bis gegen NE (41°) fotografiert. 3; 2 und 1 bezeichnen jene Formen, die auch im rechten Panoramateil in Abb. 47 die Gletscherfrontpositionen zu den Stadien 1, 2 und 3 rekonstruierbar machen (Abb. 47; rechte 1, rechte 2 und 3). Gut zu erkennen sind die verwitterungsbedingt ähnlichen Einfärbungen der Moränenoberflächen zu den Stadien 1 und 2 (1 u. 2). Das zu Stadium 3 abgelegte Satzendmoränenmaterial hingegen liegt deutlich frischer vor (3). Aufnahme: 11.05.2008.



Abb. 48 (aus 5440 m ü. M.): Im Durchmesser 1,80 m betragender Quarzitblock auf dem Außenhang des während Stadium 1 vom Tongu-Gletscher und seinem Rechten-Nebengletscher aufgebauten Endmoränenwalls. Die größte auf diesem Block wachsende Flechte (*Rhizocarpon Geograficum*) beträgt im Durchmesser 6 cm (Objektivdeckeldurchmesser [→] = 6 cm, Fundort; siehe Abb. 46 ✓) Aufnahme: 11.05.2008.

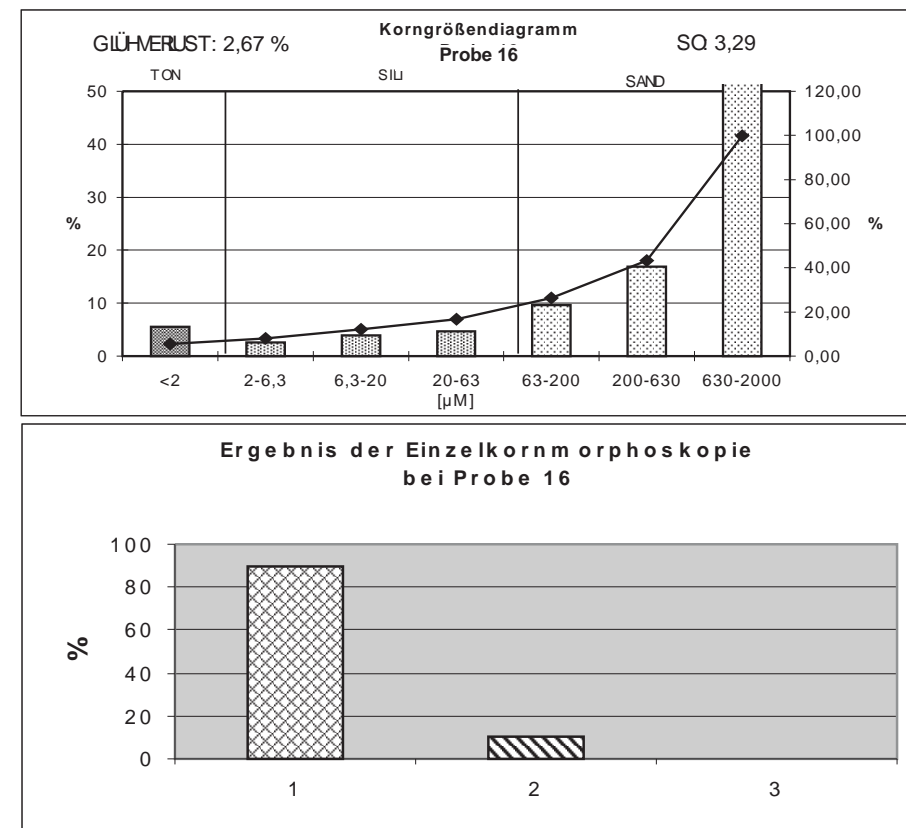


Abb. 49: Dem Innenhang der Stadium 1-Moräne des Tongu-Gletschers wurde im 30 cm Tiefe Probe 16 entnommen (siehe Abb. 43). Vor allem Muskovitplättchen und Calcitkörner sind im Mittelsand der Probe vertreten. 19 Quarzkörner konnten ausgezählt werden, die zu 90 % als glazial gebrochen/ frisch verwittert eingestuft wurden. Die Quarzkörner wie auch die Muskovite und Calcite treten auffällig scharfgratig in Erscheinung.

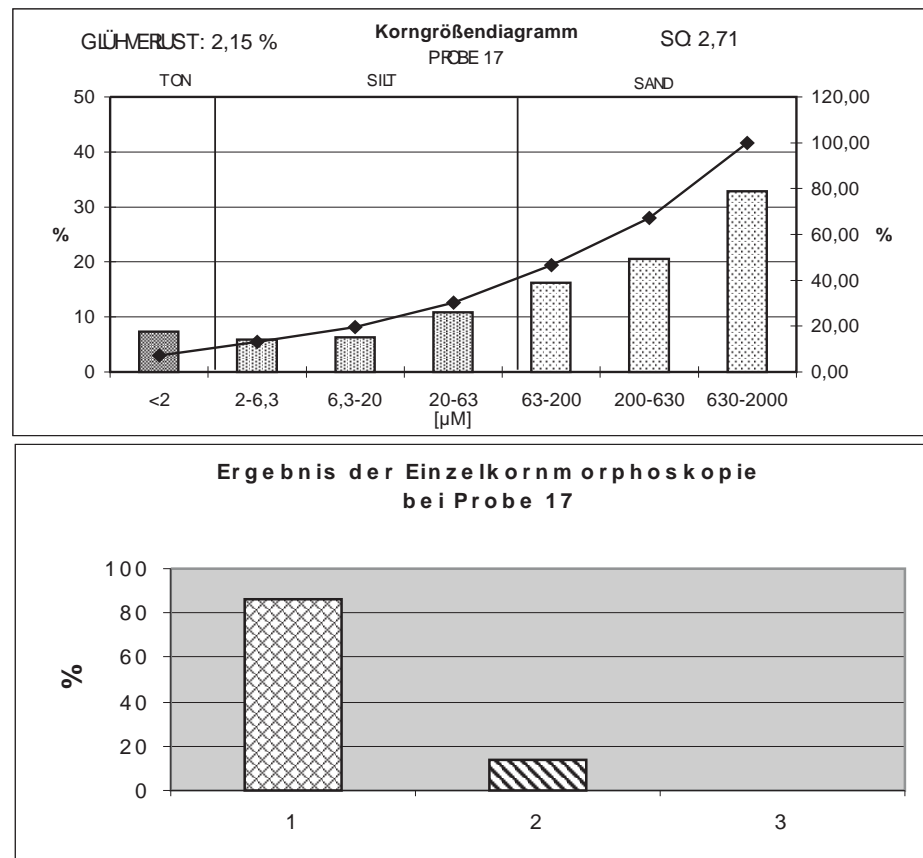


Abb. 50: Probe 17 ist Material des zu Stadium 3 geschütteten Sanders (IV)(siehe Abb. 43). Es wurde 40 cm unter der Geländeoberfläche entnommen. Die mineralische Zusammensetzung der Mittelsandfraktion entspricht der von Probe 16 (siehe Abb. 49). 30 200-630 µm große Quarzkörner konnten gezählt werden. Die Bruchkanten der zu 96 % als glazial gebrochen/ frisch verwittert erkannten Quarzkörner wie auch der übrigen Bestandteile sind verglichen mit denen von Probe 16 (Abb. 49) deutlich weniger scharfgratig ausgeprägt.

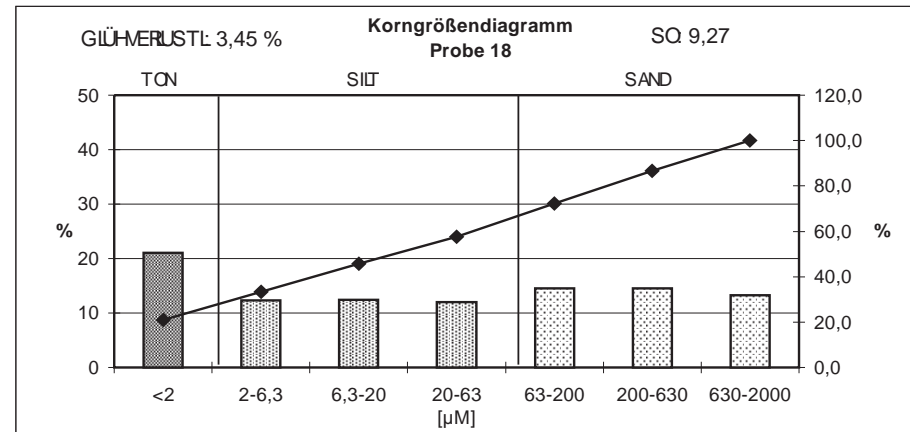


Abb. 51: Aus 25 cm Tiefe wurde am Innenhang eines in 1400 m Entfernung zum aktuellen Gletscherzungenende des Mulungtse N-Gletschers gelegenen Endmoränenwalls Probe 18 entnommen. Sie enthält keine Quarzkörner in der Mittelsandfraktion, sondern besteht ausschließlich aus kantengerundeten plattigen Muskovit- und Biotitkörnern.

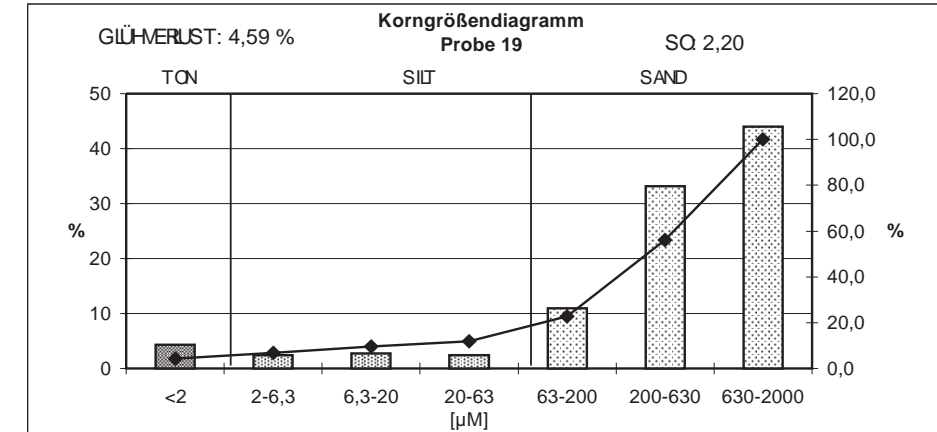


Abb. 52: Aus 35 cm Tiefe eines Sanders, der gegen den Endmoränenwall, dem Probe 18 (siehe Abb. 51) entnommen wurde, geschüttet wurde, stammt Probe 19. Sie enthält keine Quarzkörner in der Mittelsandfraktion, sondern besteht wie Probe 18 ebenfalls ausschließlich aus kantengerundeten plattigen Muskovit- und Biotitkörnern.

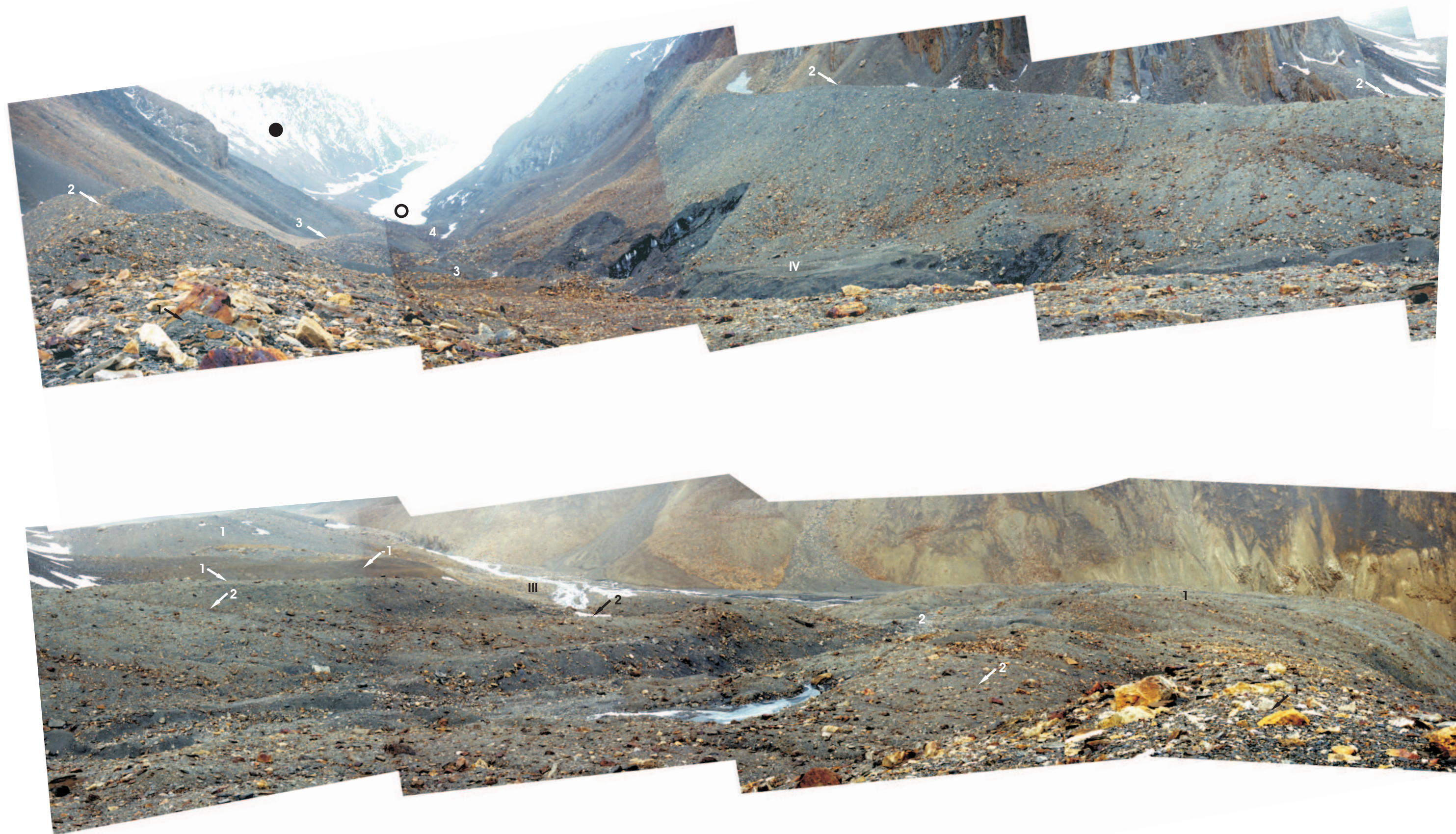


Abb. 53 (aus 5420 m ü. M.): Vom orographisch rechten First der Stadium 1-Moräne des Cha Lungpa Peak-Gletschers wurde von gegen S (177°) über W bis gegen N (349°) fotografiert. Das hier zwei geteilte Panorama zeigt das Vorfeld des Cha Lungpa Peak-Gletschers. Alle historischen Stadien sind durch Ufer- bzw. Endmoränenwälle überliefert (4 3 3↘ 2↘ 2↘ 2↘ 2 ↙ ↘ ↘ rechte 1 ↘ ↘ ↘). Im Bereich des engen Nebentalausgangs lag die Gletscheroberfläche zu Stadium 2 höher als jene während Stadium 1. Es kam zur Überschüttung der älteren Firste (2↘ 2↘ 2↘ im oberen Panoramateil). Abwärtig zweigen die Uferwälle des Stadiums 2 dann einwärtig von den Innenhängen der Stadium 1-Moränen ab (↙ ↘ ↘ unterer Panoramateil) und belegen innerhalb des Gletschervorfelds die Eisfrontposition zu Stadium 2. Am linken oberen Bildrand des unteren Panoramaabschnitts sind die großen Randmoränen des Mukut-Gletschers und seines Rechten-Nebengletschers mit **1** bezeichnet. Darunter lagert eine orographisch rechte Uferbildung, die auf die Ablagerung eines zu Stadium -1 aus Mukut-Gletscher und seinem Rechten-Nebengletscher zusammengesetzten Eisstrom zurückgeht (↙ ↘). Aufnahme: 21.05.2008.

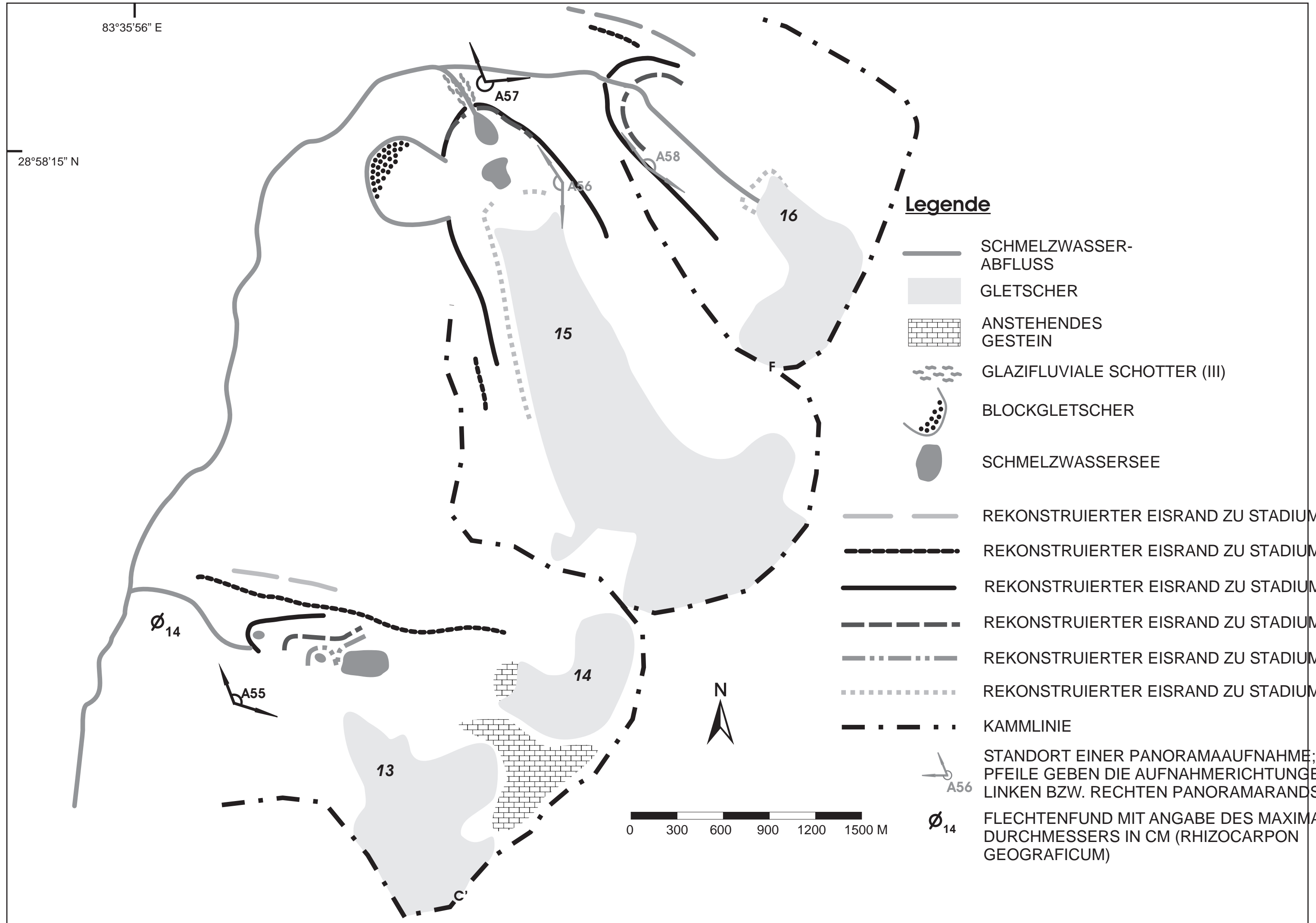


Abb. 54: Glazialgeomorphologische Karte der Zungenumgebungen des Tach Garbo-Flankeneises (13), des Tach Garbo-Hauptstroms (14), des Tach Garbo Lungpa II-Gletschers (15) und des Tach Garbo Lungpa I-Gletschers (16).



Abb. 55 (aus 5534 m ü. M.): Blick ins Vorfeld der Tach Garbo-Gletscher. Das Panorama reicht von gegen NNW (333°) über NE bis gegen ENE (108°). Die Stadium 1-Moränen beschließen mit ihrem Konvergieren das gemeinsame Vorfeld des Hauptstroms (●) sowie des Tach Garbo-Flankeneises (■) und zeigen so die historische Gletschermaximalausdehnung an (↙¹ ↘¹ ↖¹ ↗¹). Einwärts lagern die Gletscherstandsindikatoren zu den Stadien 2 und 3 (2 ↘² ↗² ↖³ ↗³ ↘³). Zu Stadium 3 stießen die Zungen des Hauptstroms und des Tach Garbo-Flankeneises aneinander. Gemeinsam schütteten sie zwischen ihren Eisrändern einen Moränenwall auf (↖³). Eine in Richtung Tach Garbo Lungpa hinabziehende Lateralmoränenleiste belegt den Verlauf des rechten Eisrands zu Stadium-1 (↓¹). Aufnahme: 17.05.2008.



Abb. 56 (aus 5595 m ü. M.): Blick ins Vorfeld des Tach Garbo Lungpa II-Gletschers. Das Panorama reicht von gegen S (181°) über W bis gegen NW (325°). Die extrem flach auslaufende Zunge macht wahrscheinlich, dass sich der Tach Garbo Lungpa II-Gletscher im Rückzug befindet (■). Über eine linke Laterofrontalmoränenleiste (↓⁴ ↓⁴ ↓⁴ ↙¹ ↘¹ ↖¹ ↗¹), einen rechten Uferwall (↘² ↗² ↖² ↗² ↘²), frische Ablationsmoräne (4) sowie sich abwärts anschließende glazifluviale Schotter (◇) wird der Eisrand zu Stadium 4 rekonstruierbar. Die großen Lateralmoränen belegen auch hier die maximale historische Gletscherausdehnung (↙¹ ↘¹). Eine linke nur noch partiell erhaltene Ufermoränenleiste zeigt den linken Gletscherrand zu Stadium -1 an (↖¹). Aufnahme: 18.05.2007.

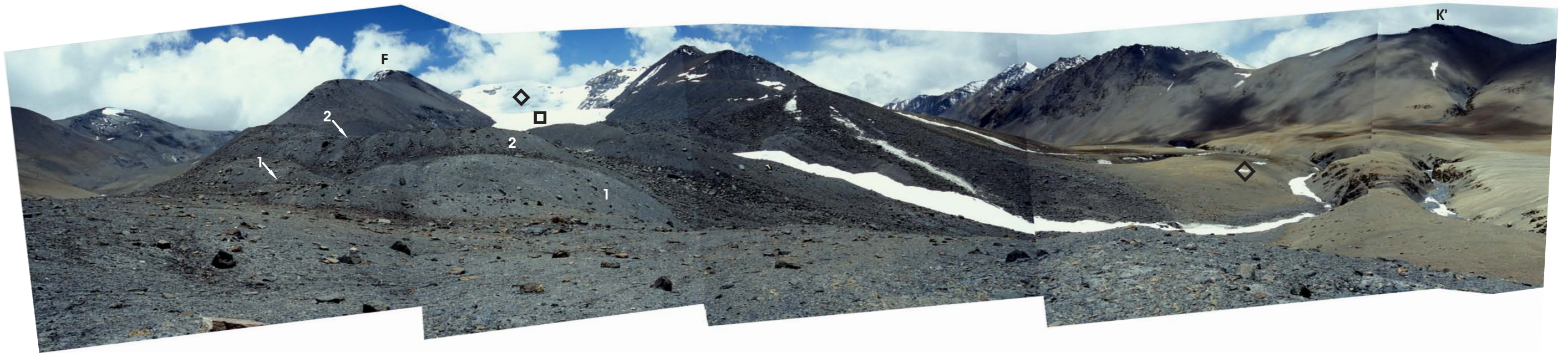


Abb. 57 (aus 5540 m ü. M.): Von wenige Dekameter auswärts des Stadium 1-Endmoränenwalls des Tach Garbo Lungpa II-Gletschers wurde von gegen E (84°) über S bis gegen NNE (331°) fotografiert. Im Oberen Tach Garbo Lungpa liegen mit dem Tach Garbo Lungpa I- (jener liegt im Quellast am linken Bildrand, ist aber auf dem Panorama nicht ersichtlich) und dem Tach Garbo Lungpa II-Gletscher (■) zwei aktuell wahrscheinlich im Rückzug begriffene Gletscher. Während der linke Eisrand des Tach Garbo Lungpa II-Gletschers zu Stadium 2 innerhalb der Stadium 1-Moränen verlief, schob sich der rechte Gletscherrand auf die laterofrontalen Ablagerungen des Stadiums 1 (siehe 2 über 1 u. 2 über 1) auf. Aufnahme: 18.05.2007.

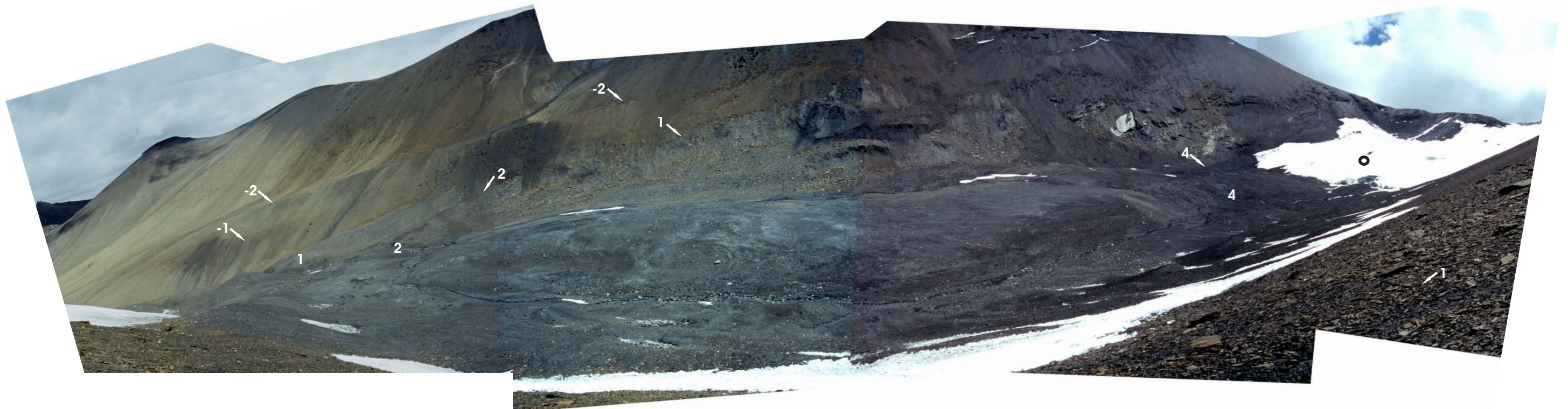


Abb. 58 (aus 5630 m ü. M.): Im durch die Stadium 1-Moränen (1 1) begrenzten Gletschervorfeld läuft die Zunge des Tach Garbo Lungpa I-Gletschers flach aus (●). Stagnationen/Vorstöße zu den Stadien 2 und 4 sind durch Randmoränenleistenwälle belegt (4 2). Gut zu erkennen ist der ähnliche Verwitterungs- und Erhaltungszustand der Stapelendmoränen der Stadien 1 und 2 (1 2). Außerhalb des historischen Vorfelds zeigt eine rechte Ufermoränenleiste den Gletscherrand zu Stadium -2 an (2 2). Es wurde von gegen NW (322°) über N bis gegen SE (125°) fotografiert. Aufnahme: 17.05.2008.

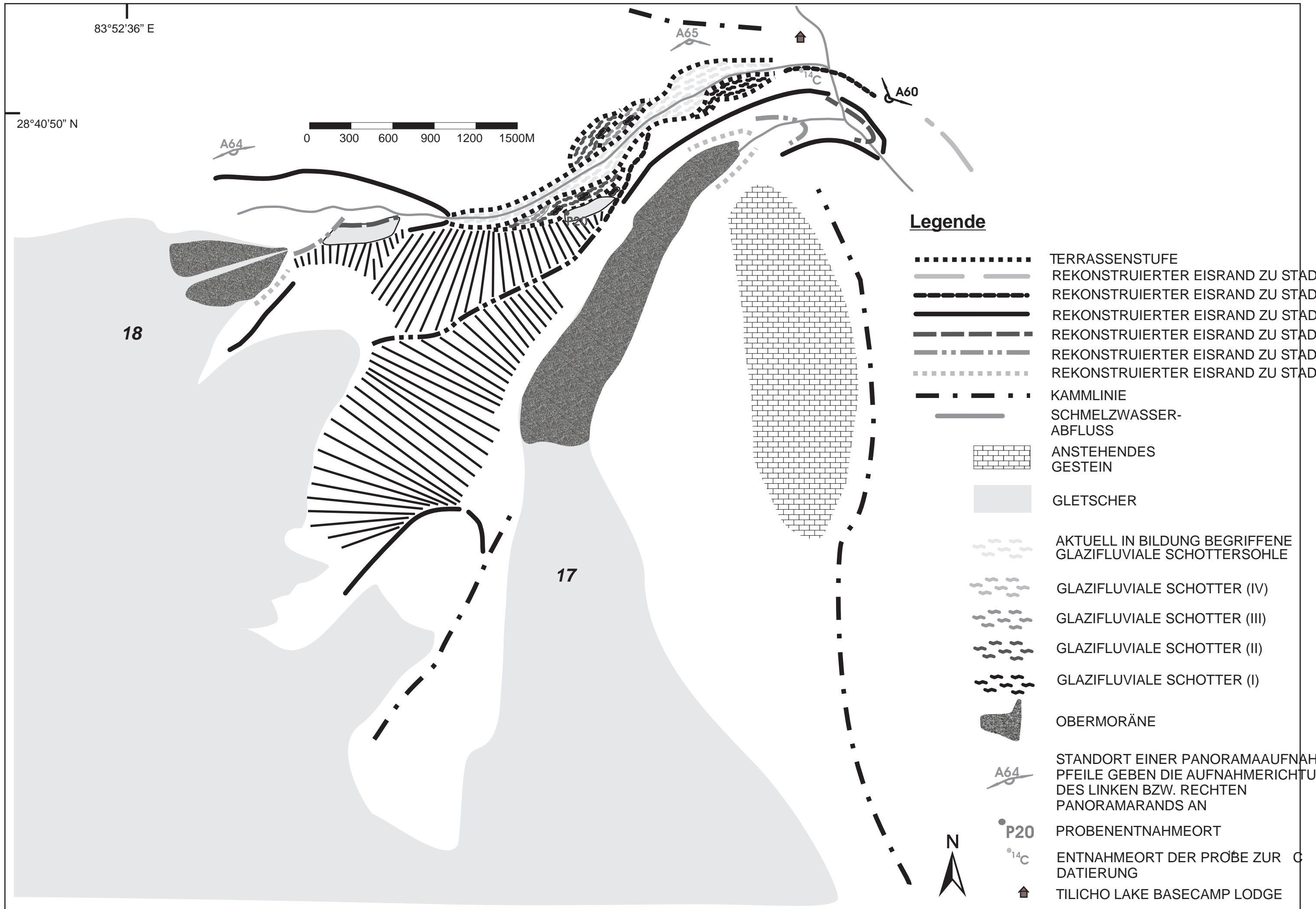


Abb. 59: Glazialgeomorphologische Karte der Zungenumgebungen des Khangsar Khang-Gletschers (17) und des Grande Barriere NE-Gletschers (18).

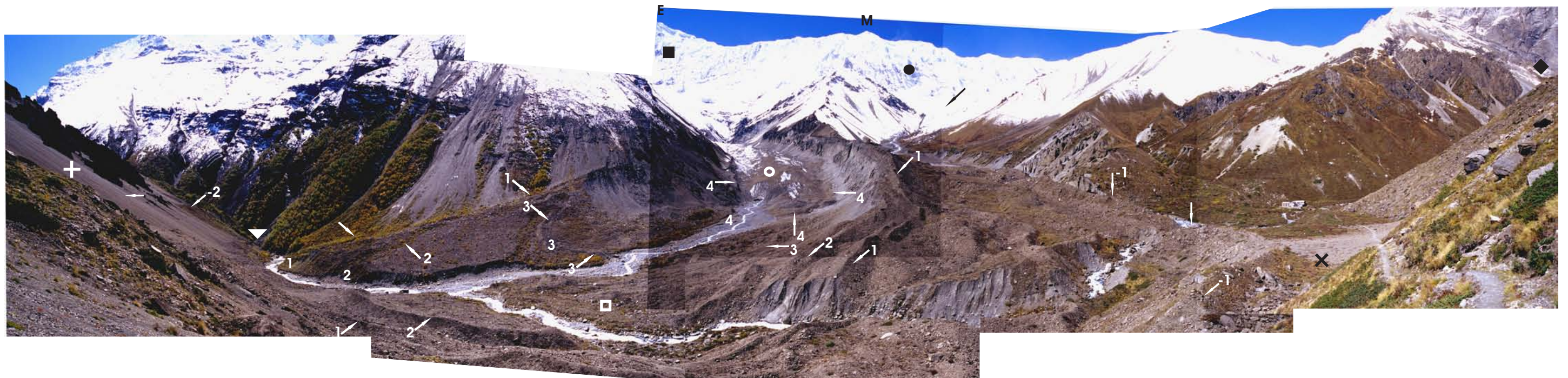


Abb. 60 (aus 4130 m ü. M.): Vom Fuß der orographisch linken Flanke des Khangsar Khola wurde von gegen ESE (112°) über S bis gegen W fotografiert. Im Zentrum des Bildes liegt das Zungenende des Khangsar Khang-Gletschers (●) sowie das durch die Stadium 1-Moräne (↖ ↗ ↘ ↙ ↕ ↔ ↠ ↡ ↢ ↣ ↤ ↥ ↦ ↧ ↨ ↩ ↪ ↫ ↬ ↭ ↮ ↯ ↰ ↱ ↲ ↳ ↴ ↵ ↶ ↷ ↸ ↹ ↺ ↻ ↼ ↽ ↾ ↿ ↺ ↻ ↼ ↽ ↾ ↿) begrenzte Gletschervorfeld. Aufgrund der ca. 2100 m hohen Nordwand des 7484 m hohen Khangsar Khangs (E) (■) ist die Zunge des Khangsar Khang-Gletschers auf ihren letzten 1,8 km mit Moräne ummantelt. Alle historischen Gletscherstadien 4 bis 1 sind durch Randmoränenwälle- bzw. leisten nachweisbar (←₄ →₄ ↖₄ ↗₄ ↘₄ ↙₄ ↕₄ ↔₄ ↠₄ ↡₄ ↢₄ ↣₄ ↤₄ ↥₄ ↦₄ ↧₄ ↨₄ ↩₄ ↪₄ ↫₄ ↬₄ ↭₄ ↮₄ ↯₄ ↰₄ ↱₄ ↲₄ ↳₄ ↴₄ ↵₄ ↶₄ ↷₄ ↸₄ ↹₄ ↺₄ ↻₄ ↼₄ ↽₄ ↾₄ ↿₄). Auch ein Gletscherstand -1 lässt sich über einen 8-13 m hohen Wall nachweisen (↖⁻¹ ↗⁻¹). Die zugehörige einstige Frontposition lag wahrscheinlich tiefer als das Gletschervorfeld hinab reicht. ↵₄ markiert eine Laterofrontalmoränenleiste, die erkennbar auf den Abb. 62 (aus KUHLE 1982b, Abb. 65) und 56 (aus RÖTHLISBERGER 1986, Abb. 98) zwischen 1977 und 1980 noch durch vom Gletscher abrutschende Obermoräne in Bildung begriffen war. (Abb. 62; ↗ u. Abb. 63; ↗). Aufnahme: 04.10.2007.

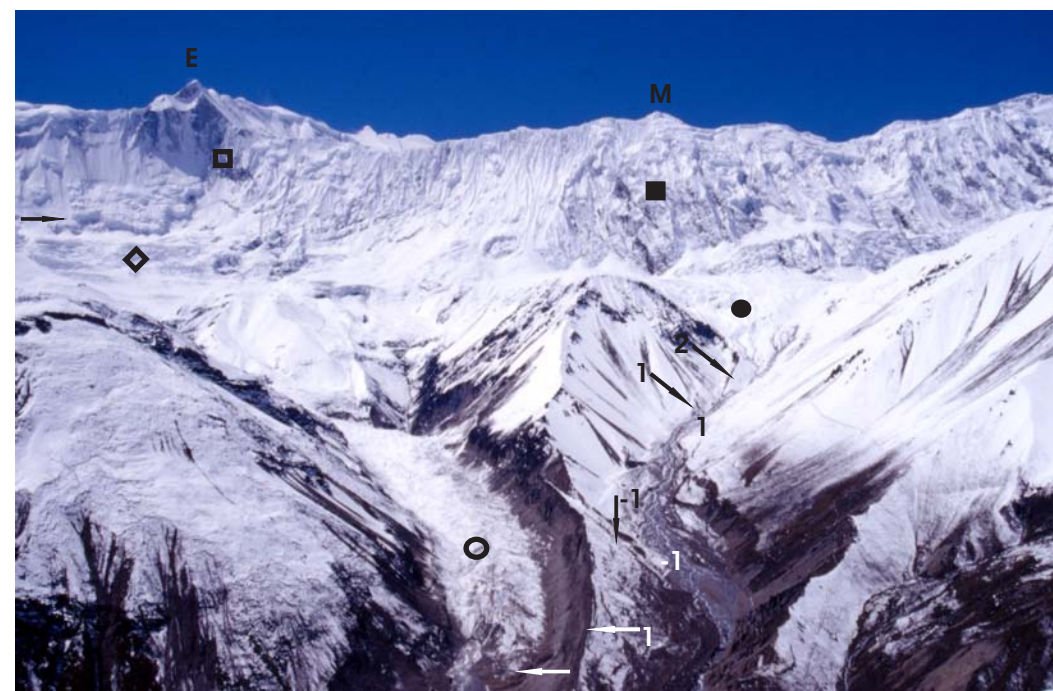


Abb. 61 (aus 5020 m ü. M.): Vom Kamm der orographisch linken Taleinfassung des Khangsar Khola wurde gegen SW (230°) fotografiert. Das Bild zeigt den Khangsar Khang- (●) und den Grande Barriere NE-Gletscher (●). Beide Gletscher haben mit der in der Vertikalen 2100 messenden Khangsar Khang NE-Wand (■) bzw. mit der 1700 m hohen Grande Barriere (■) hohe Steilwände des Hohen Himalaja in ihren Einzugsgebieten und gehören daher nicht - wie die übrigen untersuchten Gletscher - zum Inneren Himalaja. Obgleich der aus den Wänden hervorgehenden Lawinenernährung sind die ihren Zungen aufliegenden Schuttmächtigkeiten verhältnismäßig gering. Ursächlich hierfür ist, dass die Gletscher ausgedehnte Firnfelder besitzen, das heißt das Verhältnis von Firnfeldgröße zu Steilwandeinzugsbereich daher im Vergleich zu anderen stark lawinenernährten Gletschern des Hohen Himalaja (bspw. der Khumbu-Gletscher oder der Annapurna S-Gletscher) relativ hoch ist. Aufnahme: 25.09.2007.

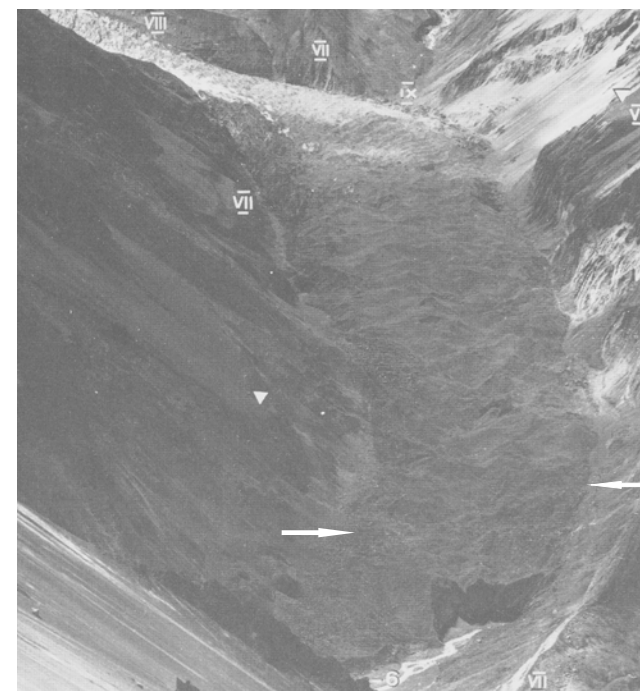


Abb. 62 (aus 5015 m ü. M.): Die Abbildung zeigt einen Teil des von KUHLE (1982b, Abb. 65) 1977 vom Kamm der orographisch linken Taleinfassung des Khangsar Khola aufgenommenen Fotos. Die in Abb. 60 ca. 15-20 m über der aktuellen Gletscheroberfläche des Khangsar Khang-Gletschers verlaufende rechte Laterofrontalmoränenleiste (↵₄) war damals noch nicht als solche erkennbar. Sie wurde - durch das hier vorliegende Foto nachweislich - von 1977 (↗) bis - belegt durch Abb. 63 (↗) - 1980 herum durch den von der Eisoberfläche abrutschenden Schutt gebildet, so dass Stadium 4 auf die Zeit um 1977-1980 zeitlich fixiert werden kann. Aufnahmedatum: 21.9.1977.



Abb. 63 (keine Höhenangabe): Das 1980 von RÖTHLISBERGER (1986, Abb. 98) gemachte Foto zeigt das Gletscherzungenende des Khangsar Khang-Gletschers. Wie 1977 (siehe Abb. 62; ↗) verlief der Gletscher auch 1980 noch mit seinem verschutteten rechten Eisrand dort (↗), wo heute eine Laterofrontalmoränenleiste lagert (siehe Abb. 60; ↵₄). Der morphologisch nachweisbare Gletscherstand hielt folglich - belegt durch die damals gemachten Fotografien - mindestens von 1977 bis 1980 an. Nicht in Leistenform abgelagert und daher weniger deutlich zeugt heute auch nahe des linken Gletscherrands lagerndes frisches Moränenmaterial (siehe Abb. 60↖₄) das damalige Oberflächenniveau des Gletschers im Zungenendbereich an (↖₄).



Abb. 64 (aus 4800 m ü. M.): Vom zum Tilicho See führenden Pfad wurde der Grande Barriere NE-Gletscher (●) und sein Vorfeld fotografiert. Das Panorama reicht von gegen ENE (77°) über S bis gegen WSW (247°). Obwohl ein in der Vertikalen bis zu 1700 m messender Teil der Grande Barriere im Einzugsgebiet des Grande Barriere NE-Gletscher liegt, ist die Zunge des Eisstroms nur auf den abwärtigsten 650 m mit Obermoräne bedeckt (auf dem Panorama aufgrund von Neuschneebedeckung nur schlecht zu erkennen). Im durch die Stadium 1-Moräne (rechte 1 ↘ ↓ ↓ ↗) beschlossenen Vorfeld finden sich die den übrigen historischen Stadien 2 bis 4 zuzuordnende Gletscherstandsindikatoren (2 ✓² 3 ↖₃ ✓⁴). Unterhalb der Randmoränen des Stadiums 1 schließt sich ein glazifluviales Schotterfeld mit mehreren Terrassenniveaus an (●) (siehe Abb. 65). Hier ist auch Stadium -1 über einen rechten Laterofrontalmoränenwall belegt (↗). Die Schotterflur wird orographisch rechts begrenzt durch den linken Ufermoränenwall des Khangsar Khang-Gletschers (↖). Aufnahme: 04.05.2008.

Abb. 65 (aus 4300 m ü. M.): Es wurde von gegen ESE (115°) über S bis gegen SW (233°) fotografiert. Im Vordergrund des Panoramas liegt die historisch von den Schmelzwässern des Grande Barriere NE-Gletschers angelegte Schottersohle. Die Terrassenoberflächen I bis III gehen auf drei Gletschervorstoß-/frontstagnationsphasen und dazwischenliegende bzw. nachträgliche Zungenrückzüge des Grande Barriere NE-Gletschers zurück (I I I ✓^I ✓^I ✓^I II II III ✓^{III}). Hinter jenem Sander liegen die das Gletschervorfeld des Khangsar Khang-Gletschers umrahmenden Stadium 1-Moränen (↖ ↗). Die Tatsache, dass die Terrassenoberfläche I (linke I) einen vom Khangsar Khang-Gletscher zum Stadium -1 aufgeschütteten Uferwall (↗) schneidet, belegt, dass sich die glazifluviale Aufschotterung nach der Ablagerung dieses Walls vollzog. Reste des Terrassenniveau I (I ✓^I ✓^I ✓^I) einwärts des rechten zu Stadium -1 vom Grande Barriere NE-Gletscher abgelegten Laterofrontalmoränenwalls (↖) zeigen an, dass auch Gletscherstand -1 des Grande Barriere NE-Gletschers vor der Sedimentation des heute die Terrassenoberfläche I bildenden Materials gezeitigt wurde. Aufnahme: 04.05.2008.

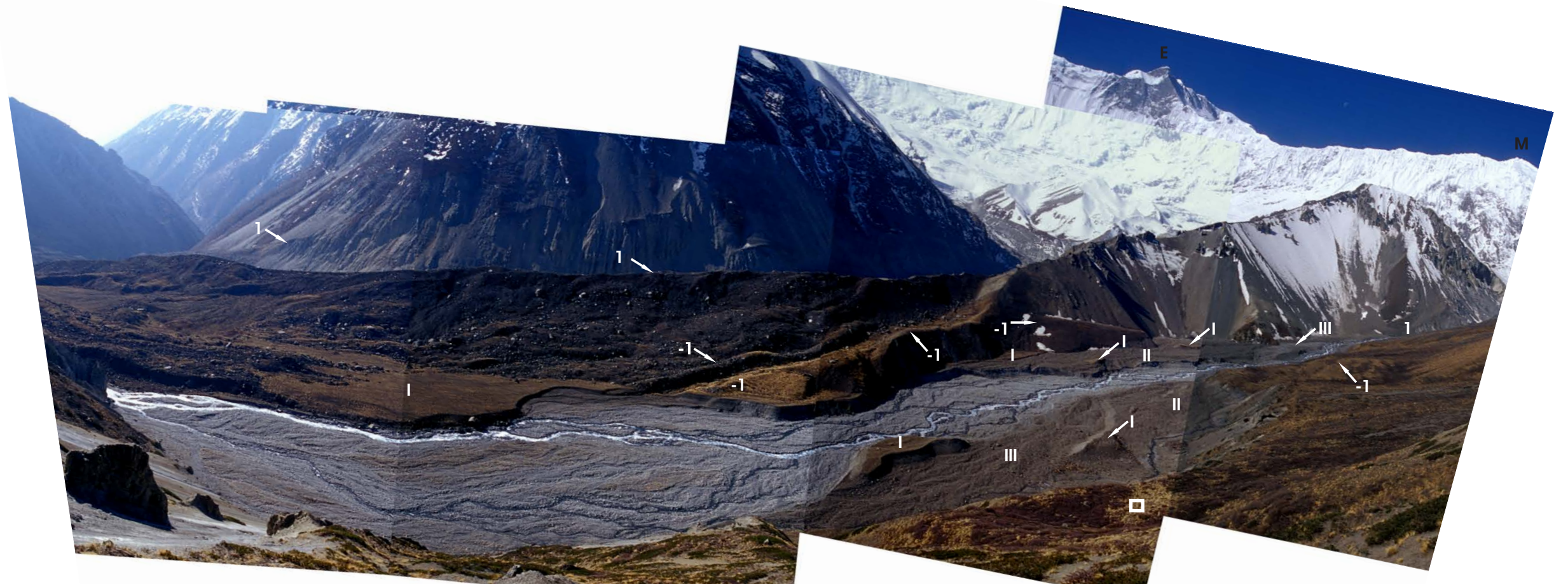




Abb. 66 (aus 5090 m ü. M.): Teil eines 1977 von KUHLE (1982b, Abb. 64) aufgenommenen Panoramas, das das damalige Gletscherzungenende des Grande Barriere NE-Gletschers zeigt. Das Foto belegt, dass der Gletscher im Zungenendbereich mit seinem rechten Eisrand (↘) an einer heute ca. 25 m über der aktuellen Gletscherfläche verlaufenden rechten Lateralmoränenleiste (siehe Abb. 64 ↘) anlag, das heißt jene um 1977 herum gebildet wurde. Aufnahme: 22.9.1977.

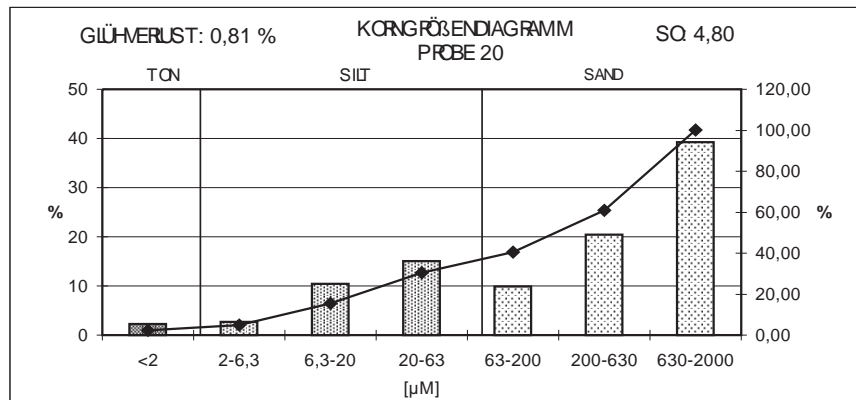


Abb. 67: Probe 20 wurde der Basis einer orographisch rechts unterhalb des Vorfelds des Grande Barriere NE-Gletschers lagernden Kamesterrasse entnommen (siehe Abb. 73). Die Mittelsandfraktion (200-630 μm) enthält keine Quarzkörner, sondern besteht beinahe ausschließlich aus Kalkkörnern mit allseitig rauen Oberflächen.

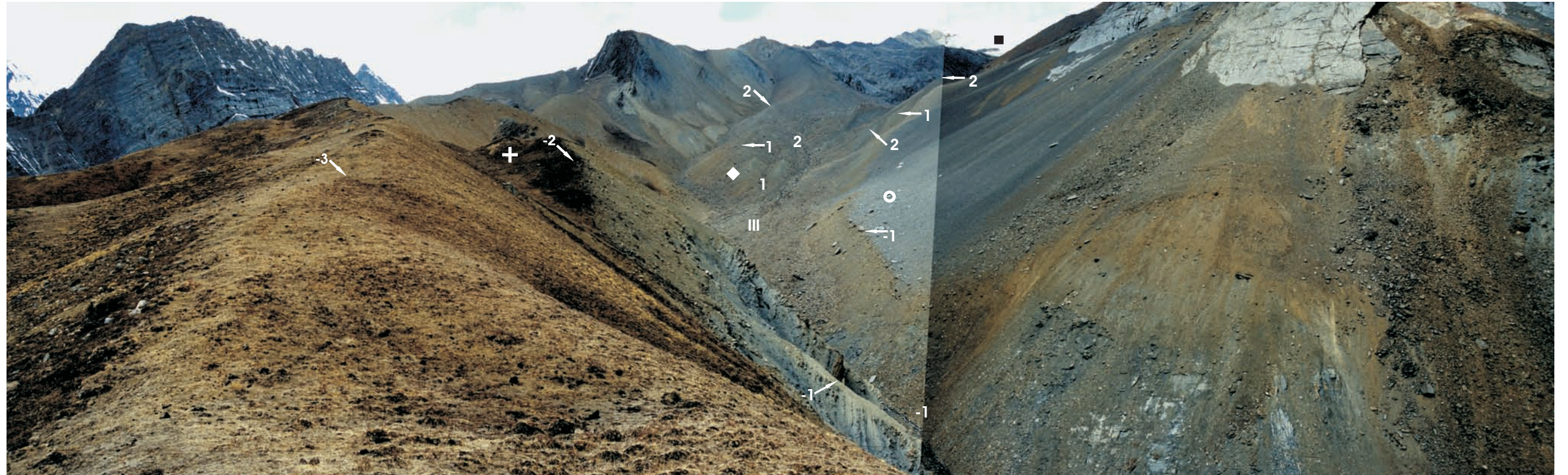


Abb. 69 (aus 4910 m ü. M.): Vom bereits stark verschnittenen First eines zu Stadium -3 aufgebauten orogr. rechten Ufermoränenwalls (\swarrow^3) wurde von gegen NW (316°) über N bis gegen NE (92°) fotografiert. Im Zentrum des Panoramas liegt das Vorfeld des Shya Gang S-Gletschers. Aktuell hat sich die mehr als 500 m breite Front des Gletschers hinter eine Felsfläche zurückverlegt (\blacksquare). Unterhalb lagern die Gletscherstandsindikatoren für die Stadien 2 (\swarrow^2 , \nwarrow^2 , \leftarrow^2), 1 (\leftarrow^1 , \leftarrow^1), -1 (\nwarrow^1 , \nwarrow^1), -2 (\swarrow^2) und -3 (\swarrow^3). Während orographisch links der First der Laterofrontalmoräne des Stadiums 2 (\downarrow^2) einige Meter unterhalb des Firsts der Stadium 1-Moräne verläuft, so hat der orographisch rechte Eisrand zu Stadium 2 den First der Stadium 1-Eisrandbildung partiell überschüttet (\swarrow^2). Aufnahme: 08.05.2008.



Abb. 70 (aus 4870 m ü. M.): Flechtenkolonie (*Rhizocarpon Geograficum*) auf dem Außenhang eines orographisch rechten Stadium -2-Ufermoränenrests des Shya Gang S-Gletschers. Der größte Durchmesser eines auf diesem Quarzitblock vorgefundene Flechtenthallis beträgt 9 cm (Objektivdeckeldurchmesser = 6 cm). Aufnahmerrichtung NW (315°). Aufnahme: 02.05.2008.

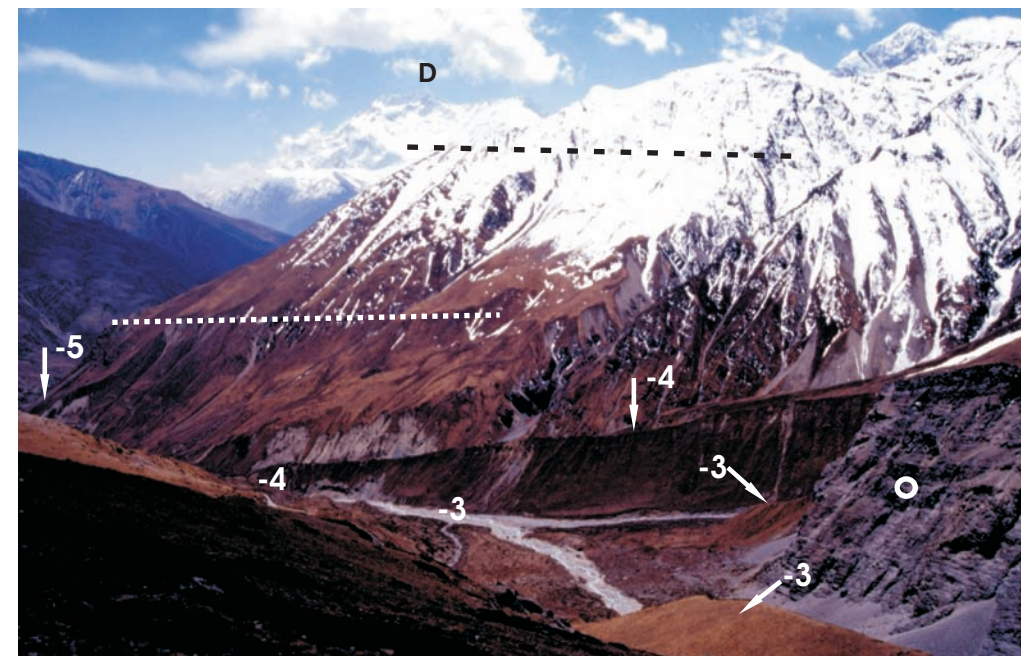


Abb. 71 (aus 4610 m ü. M.): Aus der orographisch linken Flanke des Lupratse Khola wurde gegen SE (138°) fotografiert. Zu erkennen ist der untere Teil des Lupratse Khola, welches am linken Bildrand ins Khone Khola einmündet. Dem Talboden liegen die zu den Stadien -3 (\swarrow^3) und -4 (\swarrow^4) abgelagerten Lateralmoränenwälle auf. Nach der Gletscherchronologie KUHLES (1982b, Abb. 53) handelt es sich bei Letzterem um Stadium IV (Sirkung Stadium). Am Talausgang lagert ein orographisch rechter Ufermoränenrest (\downarrow^5), der belegt, dass während dieses Stadiums der aus dem Lupratse Khola abfließende Gletscher in den Khone Khola-Gletscher mündete (KUHLE 1982b, S. 36). zeigt einen spätglazialen Gletscheroberflächenverlauf an und mit - - - - ist der nach KUHLE (1982b, Abb. 53) hochglaziale Gletscherpegel markiert. Es lassen sich somit auf nur 5 km (zwischen der Gletscherzunge des Shya Gang S-Gletschers und dem Khingartse Khola - Talausgang [siehe Abb. 68]) acht einstige Gletscherfrontpositionen respektive Gletscherpegelverläufe nachweisen, die die Glazialgeschichte bis zum Hochglazial offen legen. Aufnahme: 02.05.2008.

Legende

- REKONSTRUIERTER EISRAND ZU STADIUM -2
- REKONSTRUIERTER EISRAND ZU STADIUM -1
- REKONSTRUIERTER EISRAND ZU STADIUM 1
- - - REKONSTRUIERTER EISRAND ZU STADIUM 2
- · - · REKONSTRUIERTER EISRAND ZU STADIUM 3
- REKONSTRUIERTER EISRAND ZU STADIUM 4
- · - · - · KAMMLINIE

— SCHMELZWASSER-ABFLUSS

■ GLETSCHER

▤ ANSTEHENDES GESTEIN

⋯ AKTUELL IN BILDUNG BEGRIFFENE GLAZIFLUVIALE SCHOTTERSÖHLE

⋯ GLAZIFLUVIALE SCHOTTER (IV)

■ OBERMORÄNE

/// SCHUTTHALDENHANG

● SATZENDMORÄNE

∅¹⁰ FLECHTENFUND (RHIZOCARPON GEOGRAFICUM) MIT ANGABE DES MAXIMALEN DURCHMESSERS IN CM

A73 STANDORT EINER PANORAMAAUFNAHME; DIE PFEILE GEBEN DIE AUFNAHMERICHTUNGEN DES LINKEN BZW. RECHTEN PANORAMARANDS AN

A79 STANDORT UND AUFNAHMERICHTUNG BEI EINER EINZELFOTOAUFNAHME

84°01'57" E

28°47'41" N

0 300 600 900 1200 1500m

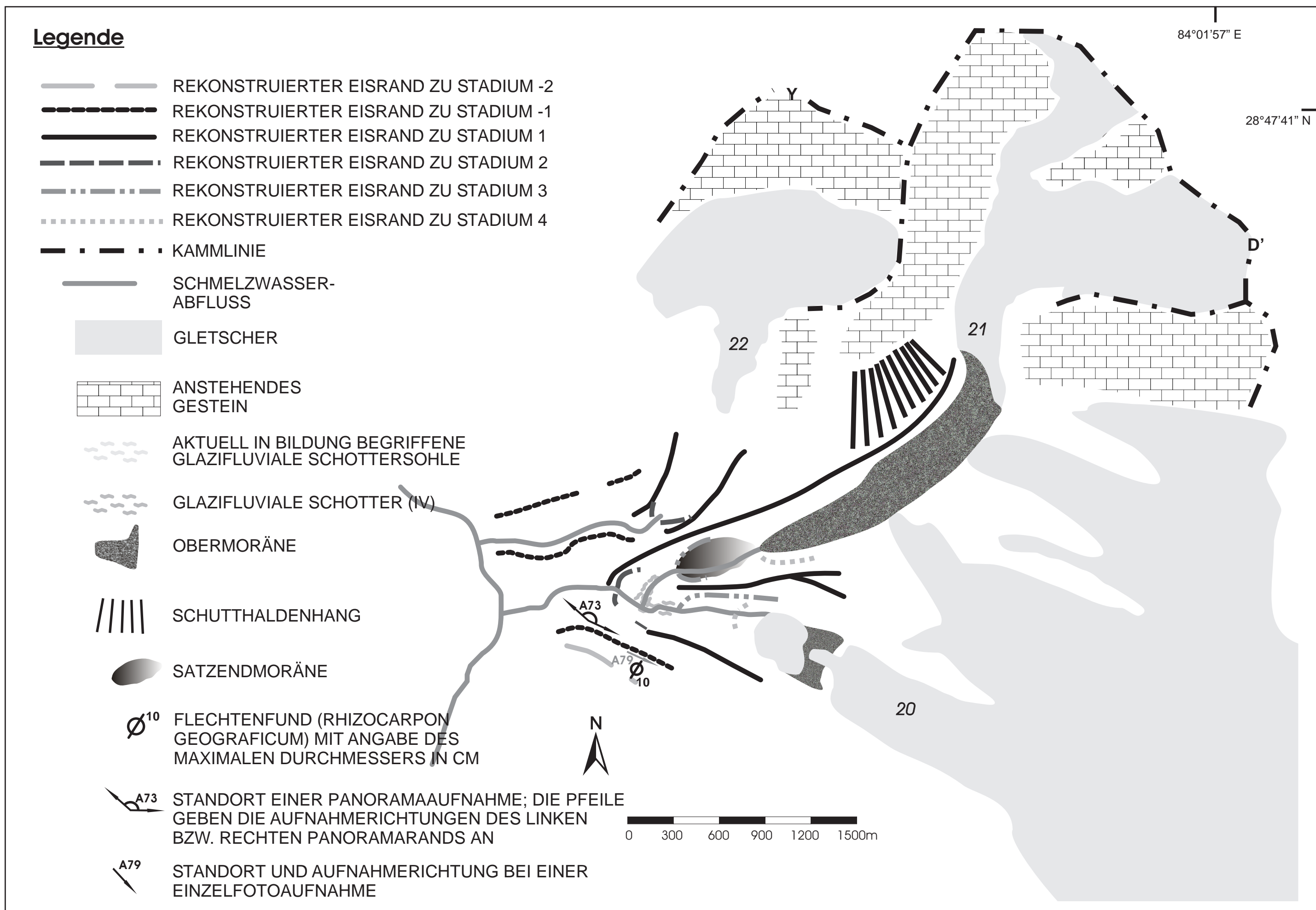


Abb. 72: Glazialgeomorphologische Kartierung der Zungenumgebungen der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers (20), des Jinian W-Gletschers (21) und des Rechten-Nebengletschers des Jinian W-Gletschers (22).

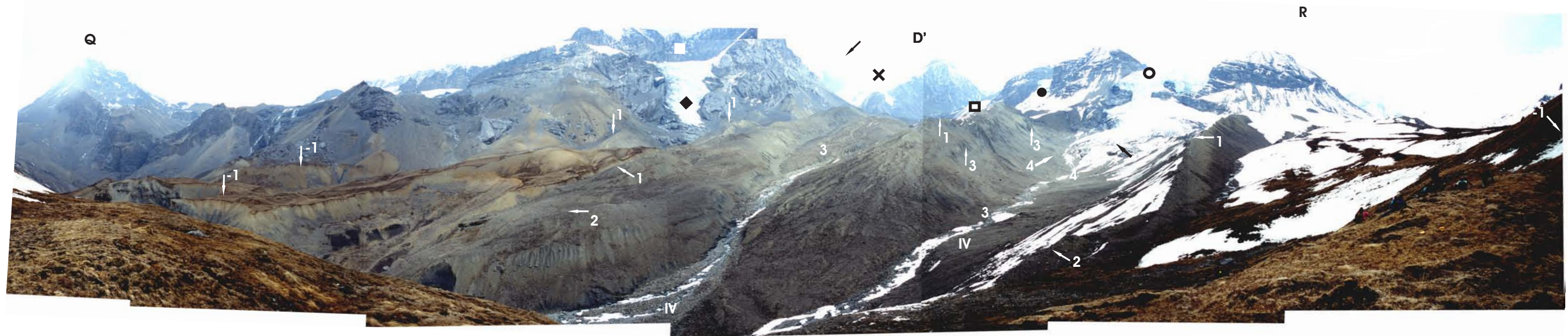


Abb. 73 (aus 4930 m ü. M.): Das vom Innenhang eines zu Stadium -1 durch einen aus der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers (○), dem Jinian W-Gletscher (✕) sowie dessen Rechten-Nebengletschers (◆) zusammengesetzten Eisstrom abgelegten linken Ufermoränenwalls (1↘) fotografierte Panorama zeigt das Talrund oberhalb des Kone Khola. Die Stadium 1-Randmoränenwälle (↓¹ ↓¹ ←₁ ↑₁ ↖₁) setzen sich ihrer Frische und der fehlenden Vegetation wegen deutlich von den auswärtig lagernden, älteren Gletscherstandsindikatoren ab (↓¹ ↓¹ ↖₁). Zu Stadium -1 reichte der aus den drei genannten Gletschern bestehende Eisstrom über den Altflächenrest am Fuß des Chulu- und Purkhung-Himalaja hinaus und floss mit seiner Zunge bis zur zum Kone Khola vermittelnden Steilstufe hinab (siehe Abb. 74; ✕). Es wurde von NW (310°) über N bis gegen ENE (118°) fotografiert. Aufnahme: 11.05.2008.



Abb. 74 (aus 4890 m ü. M.): Abgebildet sind die Gletscherzungen und Vorfelder der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers (Bildzentrum) sowie des Jinian W-Gletschers (linker Bildrand). Auf dem Panorama sind die Moränen der Stadien I und jünger (3 und 4) (4 4 ↖⁴ ↖⁴ 3 3 ←₃ ↓¹ ↖¹ ↖¹ ↖¹) sowie die auswärts der Vorfelder lagernden Gletscherstandsindikatoren, die die älteren Stadien -1 und -2 (↖⁻¹ ↖⁻¹ ↖⁻²) rekonstruierbar machen zu erkennen. Fließt von der Einsattelung zwischen Chulu W-Gipfel (R) und einem Nachbargipfel aktuell nur noch ein ca. 90 m breites Eisband nahezu senkrecht ab (●) um den oberen Teil der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers mit dem flach auslaufenden Zungenende zu verbinden, so überwand der Gletscher 1977 zum Zeitpunkt der Aufnahme KUHLES (1982b, Abb. 51 u. Abb. 52) (siehe Abb. 78) noch auf voller Breite von 400 m diese Steilstufe. Es wurde von gegen E (81°) über ENE bis gegen SE (138°) fotografiert. Aufnahme: 12.05.2008.

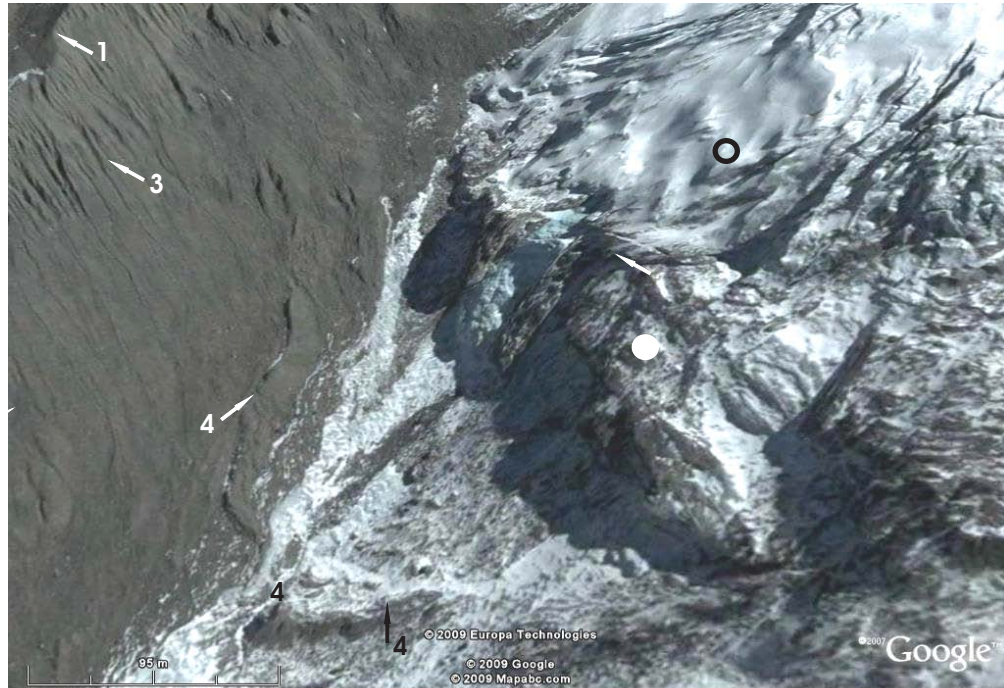


Abb. 75 (Sichthöhe 5300 m ü. M.): Auf dem einen Blick in E-licher Richtung (86°) gewährenden Satellitenbild ist das untere Gletscherende der S-lichsten Zunge des Chulu W-Gletschers ersichtlich (●). Die Zungenfrontposition zu Stadium 4 (1977) (siehe Abb. 78), gibt sich über 180 m auswärts der aktuellen Gletscherstirn (↖) lagernde gut erhaltene bis zu 10 m hohe Randmoränenwälle zu erkennen (4 ↗ ↖). Aufnahme: 13.01.2005.

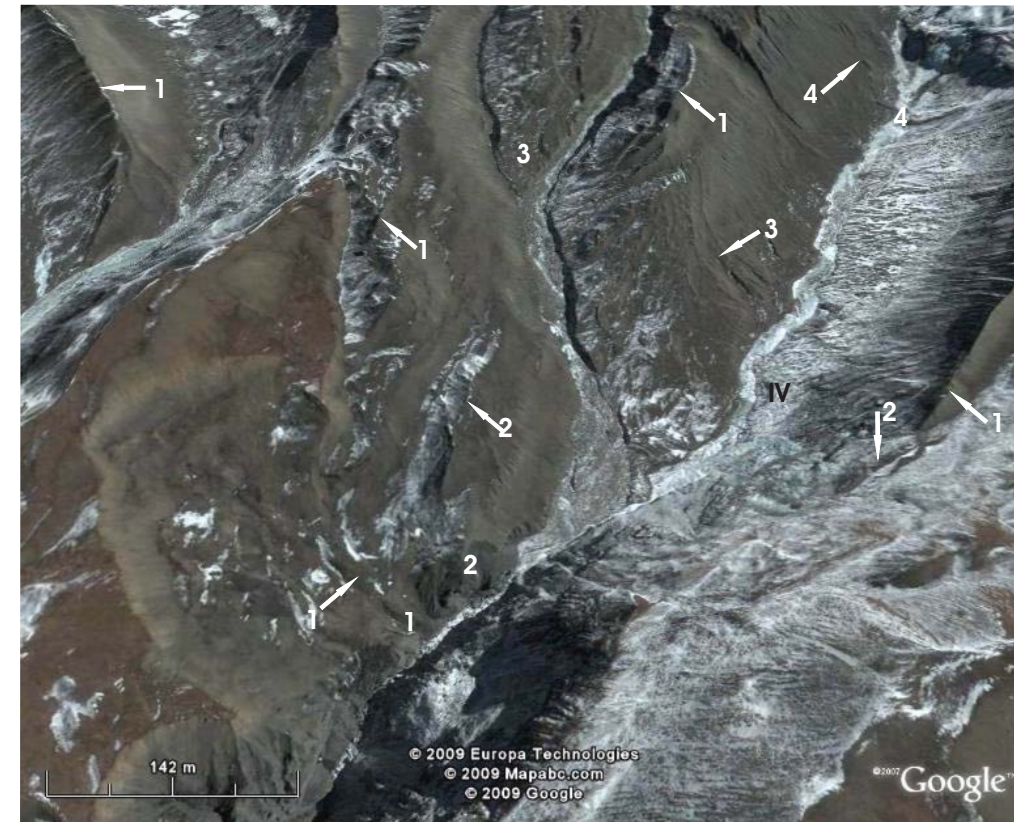


Abb. 76 (Sichthöhe 5440 m ü. M.): Die nach E (86°) gemachte, schräge Satellitenbildaufnahme zeigt den Konfluenzbereich des Jinian W-Gletschers mit der S-lichst Zunge des Chulu W-Gletschers zu Stadium 1. Die gemeinsame Eisfront der beiden Gletscher kam während Gletscherstand 1 in 4811 m ü. M. zu liegen (1). Ein kaum noch vorhandener Endmoränenwall belegt jenes einstige Zungenende (↖). Aufnahme: 13.01.2005.



Abb. 77 (Sichthöhe 6050 m ü. M.): Am oberen Rand des nach ENE (71°) aufgenommenen, schrägen Satellitenbildausschnitts liegt das Zungenende des Rechten-Nebengletschers des Jinian W-Gletschers (◆). Darunter schließt sich sein von den Stadium 1-Moränen umrahmtes Vorfeld an (1 ↖ ↗). Lagen der Nebengletscher und der Jinian W-Gletscher zu Gletscherstand 1 und jünger immer getrennt voneinander vor, so konfluieren sie zu Stadium -1 miteinander und flossen gemeinsam mit der S-lichst Zunge des Chulu W-Gletschers die ins Khone Khola hinableitende Steilstufe (siehe Abb. 74; ✕) hinunter. Aufnahme: 13.01.2005.

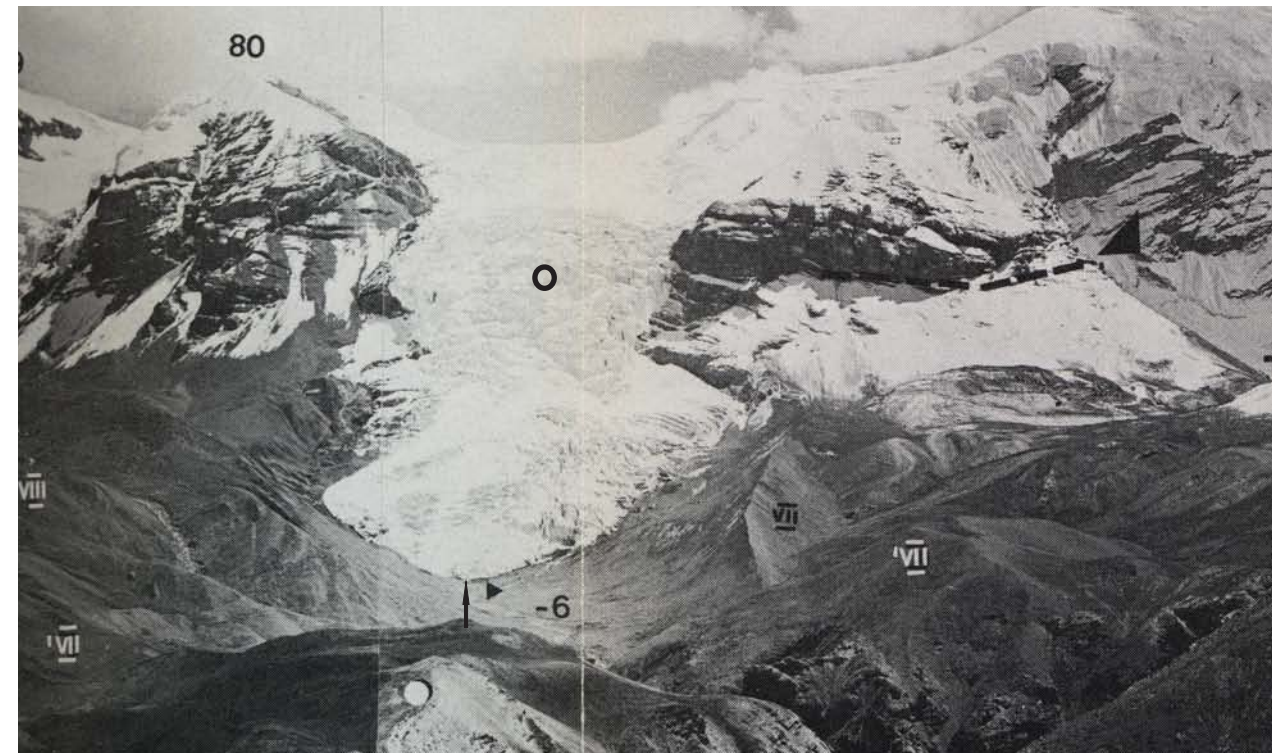


Abb. 78 (aus 5000 m ü. M.): Die Abbildung zeigt einen Ausschnitt eines von KUHLE (1982b, Abb. 51) 1977 aufgenommenen Panoramas. Die heute vor dem Gletscherzungenende sichtbare, glatt geschliffene Felsoberfläche (siehe Abb. 75; ●) wurde damals noch vom Gletscher überflossen. Die in Abb. 68 erkennbaren Randmoränenwälle (siehe Abb. 75; 4 ↗ ↖) markieren heute die Eisrandlage von 1977 (1).



Abb. 79 (aus 4870 m ü. M.): Flechtenkolonie (*Rhizocarpon Geograficum*) auf dem Außenhang eines linken Ufermoränenrests, der zu Stadium -1 von einem aus der S-lichen Zunge des Chulu W-Gletschers, aus dem Jinian W-Gletscher und aus dem Rechten-Nebengletscher des Jinian W-Gletschers zusammengesetzten Eisstrom abgelagert wurde. Der größte Durchmesser eines auf diesem Quarzblock vorgefundene Flechtenthallis beträgt 10 cm (Objektivdeckeldurchmesser = 6 cm). Aufnahme: 02.05.2008.



Abb. 80 (aus 4770 m ü. M.): Von orographisch links im Talschluss des Kone Khola wurde gegen ESE fotografiert. Das Bild zeigt das unterhalb des Thorung La liegende Vorfeld des Khardung Khang E-Gletschers. Wahrscheinlich aufgrund des hier sichtbaren steilen Gletschervorfeldverlaufs betrug die rechnerische Schneegrenzdepression zu Stadium 1 ($1 \searrow \swarrow$) 164 m und lag damit deutlich über der mittleren Schneegrenzdepression zu Gletscherstand 1 (89 m). Außerhalb des Gletschervorfelds liegen zu den neoglazialen Stadien -1 und -2 abgelagerten Lateralmoränenreste vor ($\swarrow^1 \swarrow^2 \searrow^1 \searrow^2$). Aufnahme: 06.05.2008.

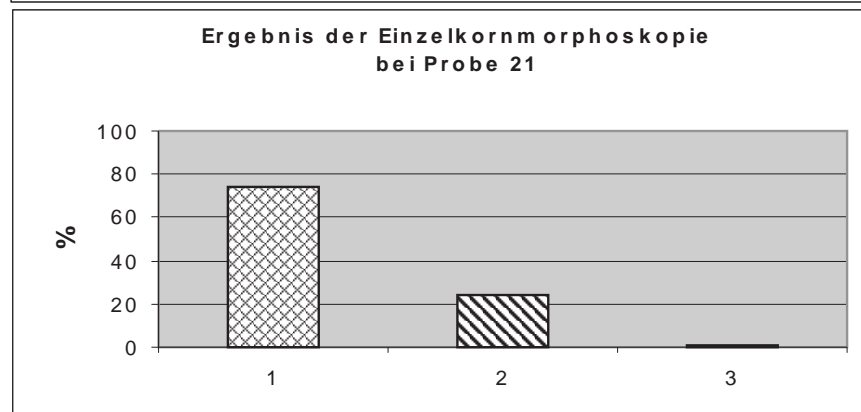
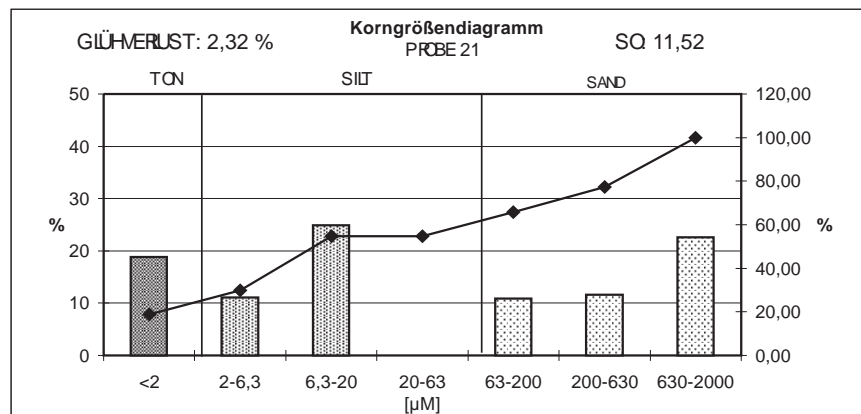


Abb. 81: Probe 21 ist Material des rechten Stadium 1-Ufermoränenaußenhangs des Khardung Khang E-Gletschers (siehe Abb. 84; P21). Die Mittelsandfraktion des in 40 cm unter der Geländeoberfläche ausgegrabenen Probenmaterials besteht vor allem aus Calcitkörnern und Muskovitplättchen sowie weniger häufig vorkommenden Biotitkörnern. 82 200-630 μm große Quarzkörner konnten in der Mittelsandfraktion ausgezählt werden. Hiervon sind 74 % als glazial gebrochen/frisch verwittert einzustufen. Ihre Grate sind sehr scharf ausgeprägt. Die übrigen 200-630 μm großen Körner sind ebenfalls größtenteils gebrochen, weisen jedoch weniger scharfe Bruchkanten auf als die Quarzkörner.

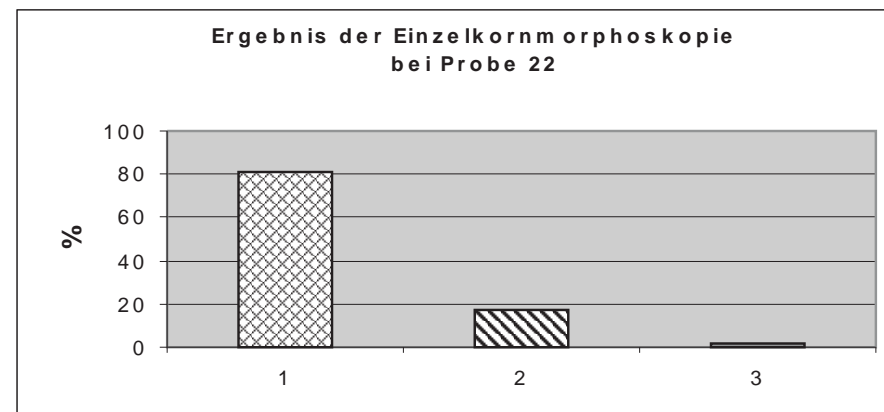
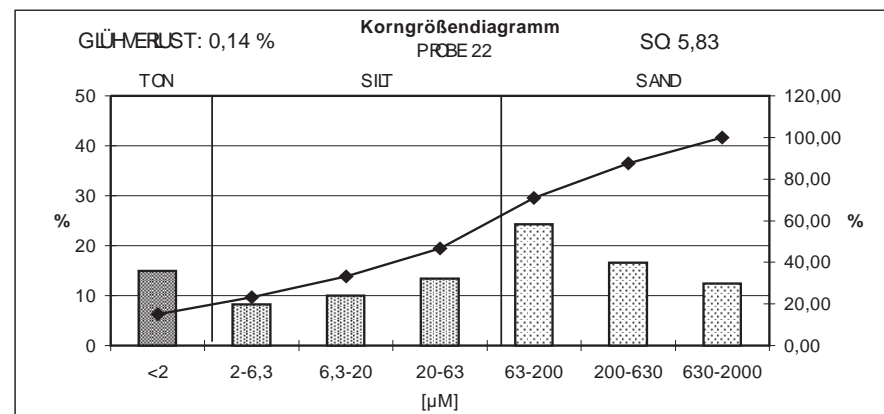


Abb. 82: Probe 22 ist zu Stadium 2 abgelagertes Ufermoränenmaterial des Khardung Khang E-Gletschers (siehe Abb. 84; P22). Es wurde 20 cm unterhalb der Geländeoberfläche entnommen. Die mineralische Zusammensetzung der Mittelsandfraktion ähnelt der von Probe 21 (siehe Abb. 81), unterscheidet sich aber durch einen etwas höheren Biotit- wie einem deutlich höheren Quarzanteil. Insgesamt wurden 270 Quarzkörner der Mittelsandfraktion gezählt, von denen 81 % als glazial gebrochen/ frisch verwittert einzustufen sind. Ihre Grate sind sehr scharf ausgeprägt. Die meisten Calcit- und Glimmerkomponenten sind hingegen kantengerundet.

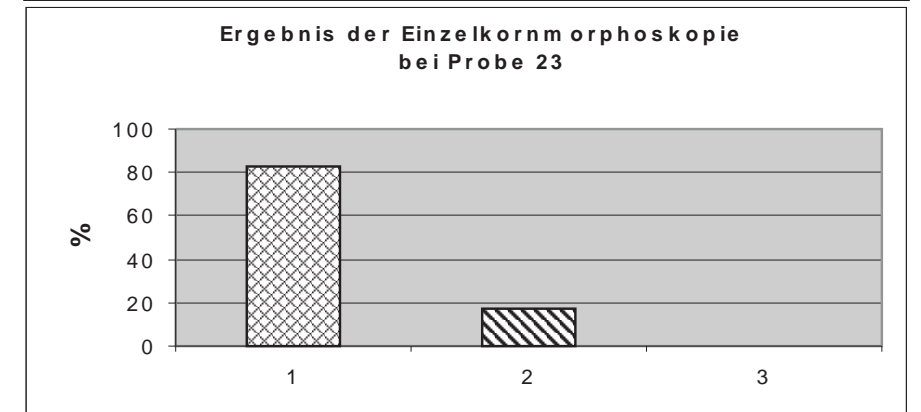
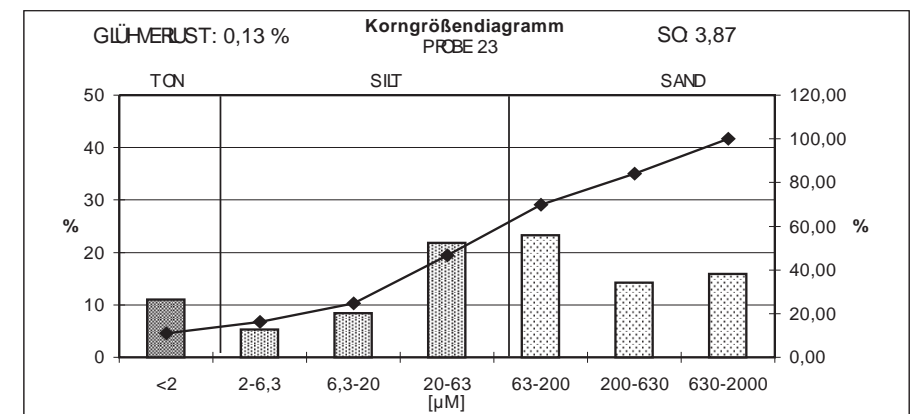


Abb. 83: Einem Satzendmoränenrest wurde 30 cm unterhalb der Oberfläche Probe 23 entnommen (siehe Abb. 85; P23). Die mineralische Zusammensetzung ihrer Mittelsandfraktion entspricht genau wie die Formen der Quarzkörner sowie der übrigen Bestandteile der von Probe 22 (siehe Abb. 82). Es konnten 255 Quarzkörner in der Mittelsandfraktion gezählt werden, von denen 82 % als glazial gebrochen/frisch verwittert einzustufen sind.

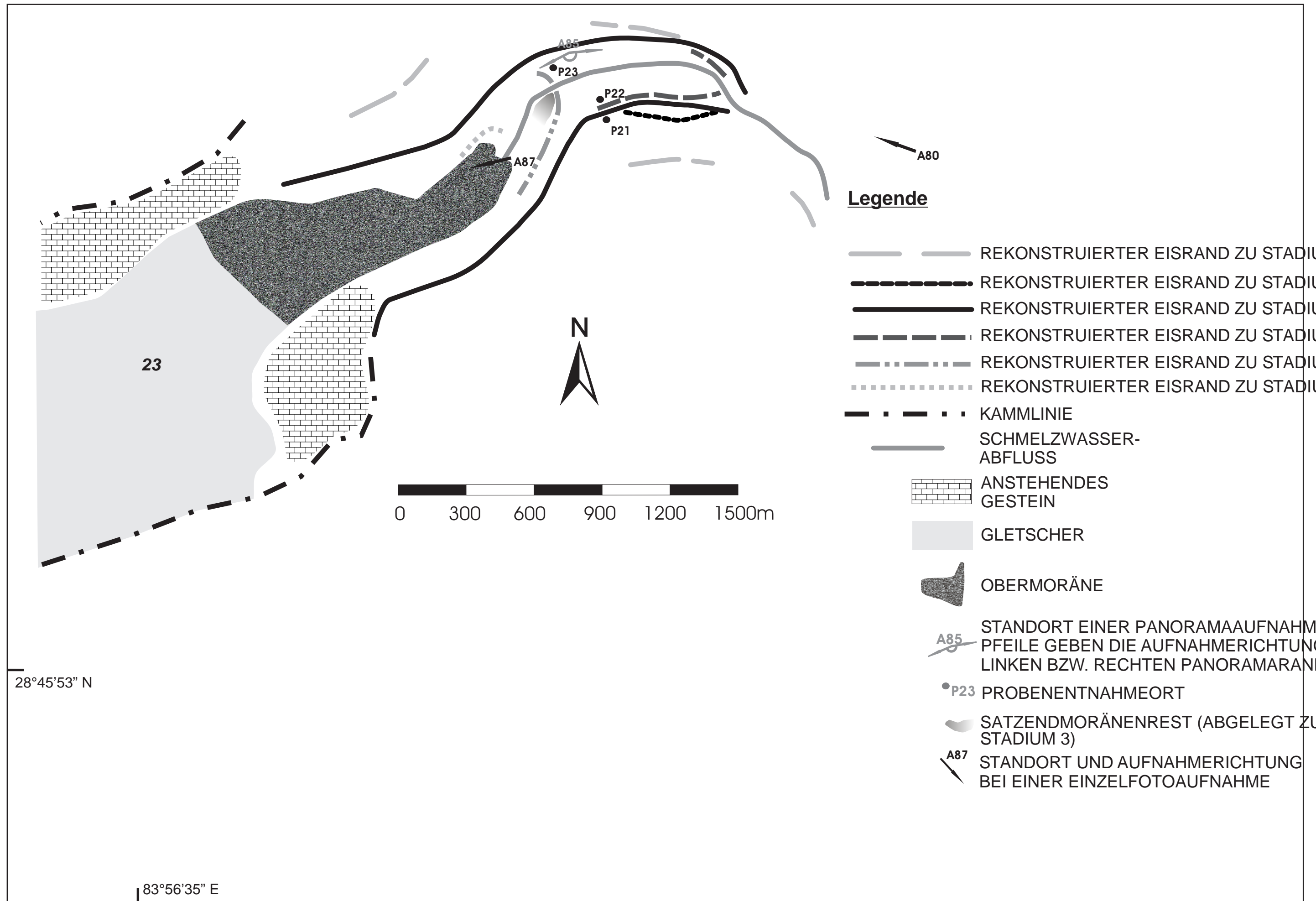


Abb. 84: Glazialgeomorphologische Karte der Zungenumgebung des Khardung Khang E-Gletschers (23).

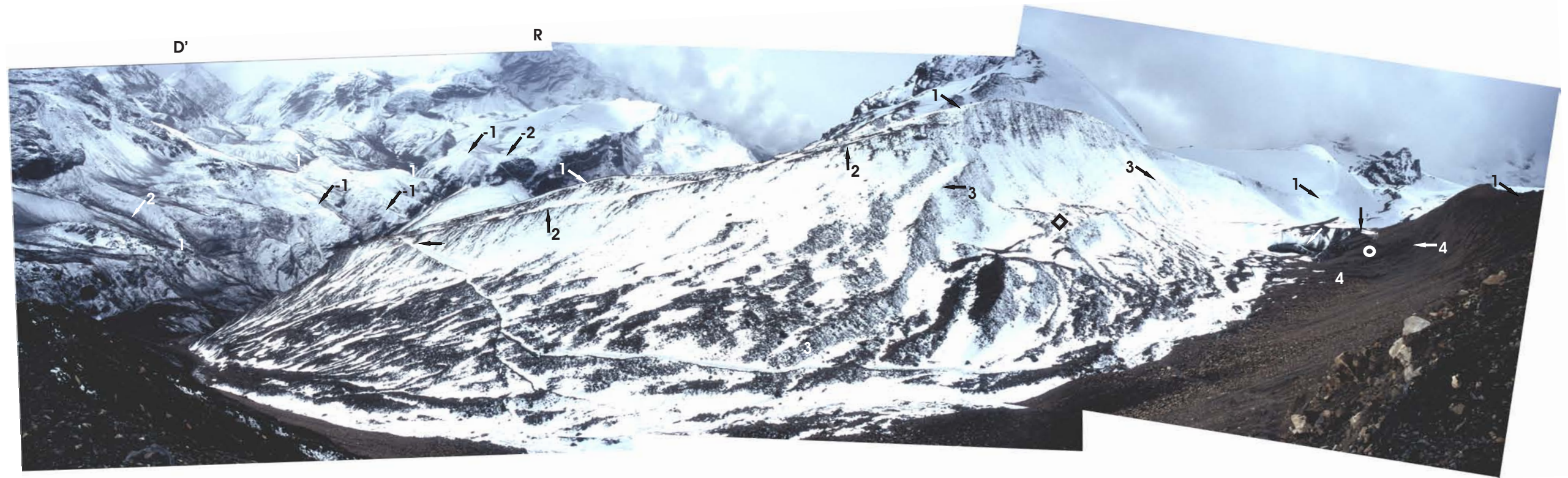


Abb. 85 (aus 5020 m ü. M.): Vom Innenhang der linken Stadium 1-Moräne unterhalb des Khardung Khang E-Gletschers wurde von E (83°) über S bis gegen SW (235°) fotografiert. Das Panorama zeigt das Vorfeld des Khardung Khang E-Gletschers. Die Stadien 1 bis 4 sind über Ufermoränenwälle (\swarrow , \searrow , \swarrow), Lateralmoränenleisten (\uparrow , \uparrow , \searrow), eine Laterofrontalmoränenleiste (\leftarrow , 3), Satzendmoränenablagerungen (\diamond), einen bis zu 2 m hohen Endmoränenwall (4) sowie frische Ablationsmoräne (\leftarrow) rekonstruierbar. Wie in Abb. 86 erkennbar, dokumentiert der Endmoränenwall (4) bzw. das randliche Aussetzen der Stadium 4-Moränen (\leftarrow) die Gletscherfrontposition um 1977 herum (siehe Abb. 86; \nwarrow). Aufnahme: 04.05.2008.



Abb. 86 (aus 5005 m ü. M.): Das von KUHLE (1982b, Abb. 50) im Jahr 1977 aufgenommene Panorama zeigt das verschuttete Gletscherzungenende des Khardung Khang E-Gletschers. Das damalige Gletscherende (\nwarrow) wird heute durch einen bis zu 2 m hohen Endmoränenwall markiert (Abb. 83; 4) und belegt so, dass seine Aufschüttung 1977 bzw. um 1977 herum stattfand, das heißt Gletscherstand 4 in diesen Jahren zeitig wurde. Aufnahmedatum: 26.9.1977.

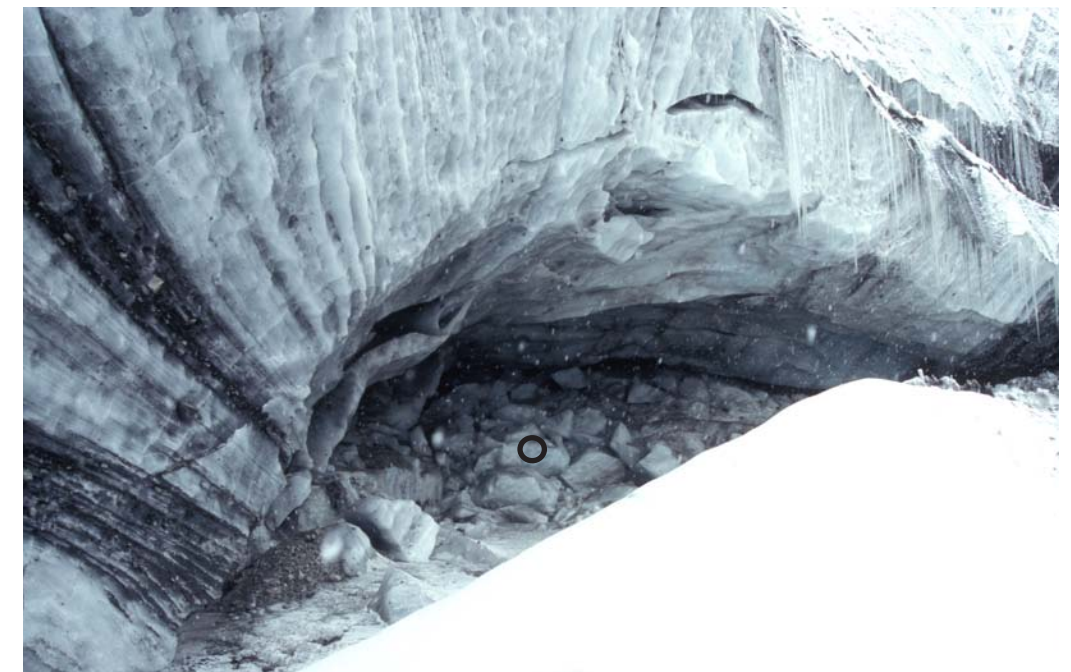
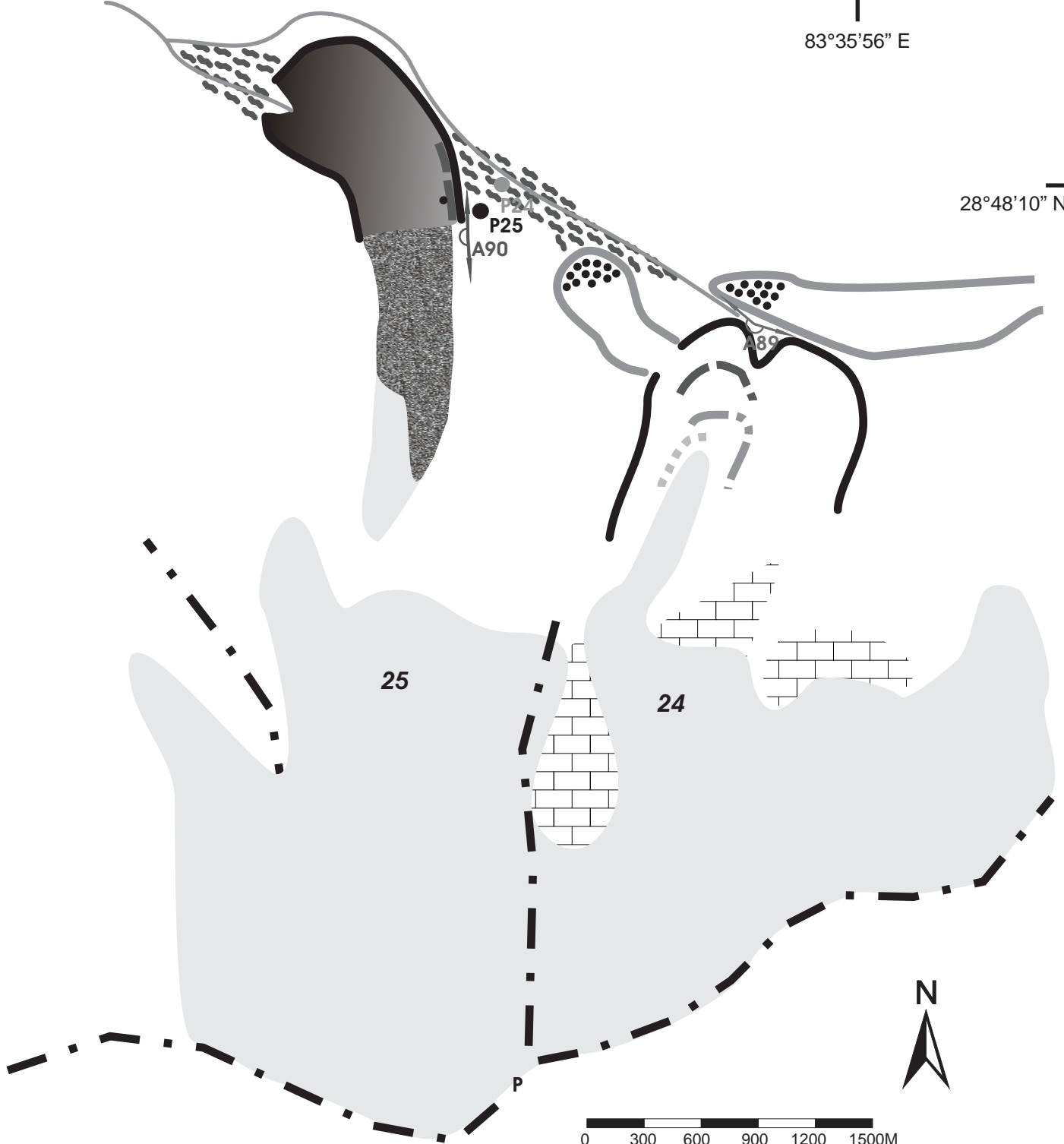


Abb. 87 (aus 5050 m ü. M.): Gletschermund des Khardung Khang E-Gletschers. Während das Zungenende des Gletschers Ende September 2007 einen 1 bis 2 m breiten Schmelzwasserabfluss entließ, war der Gletschermund Anfang Mai 2008 (hier abgebildet) ausgefüllt mit herabgestürzten Eisblöcken (\bullet). Das Foto wurde nach WSW (247°) hin aufgenommen. Aufnahme: 04.05.2008.

83°35'56" E

28°48'10" N



Legende














- | | | | |
|---|--|---|--|
|  | GLETSCHER |  | REKONSTRUIERTER EISRAND ZU ST |
|  | ANSTEHENDES GESTEIN |  | REKONSTRUIERTER EISRAND ZU ST |
|  | GLAZIFLUVIALE SCHOTTER (II) |  | REKONSTRUIERTER EISRAND ZU ST |
|  | OBERMORÄNENBEDECKTER GLETSCHER |  | REKONSTRUIERTER EISRAND ZU ST |
|  | TOTEISBEHALTENDES SATZENDMORÄNENMATERIAL |  | P2
PROBENENTNAHMEORT |
|  | SCHMELZWASSER-ABFLUSS |  | A90
STANDORT EINER PANORAMAAUFNAHME
DIE PFEILE GEBEN DIE AUFNAHMERICHTUNGEN DES LINKEN BZW. RECHTEN PANORAMARANDS AN |
|  | BLOCKGLETSCHER | | |

Abb. 88: Glazialgeomorphologische Karte der Zungenumgebungen des Mittleren (24) und des W-lichen Khardung Khang N-Gletschers (25).

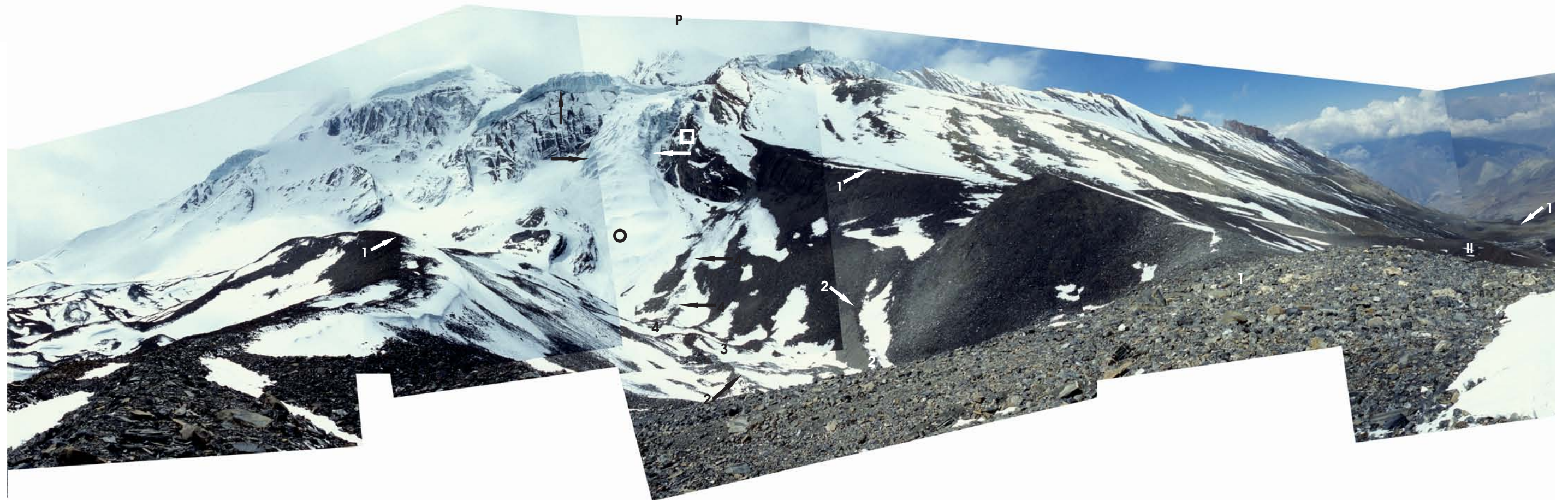


Abb.89 (aus 5250 m ü. M.): Im Zentrum des vom First des Endmoränenbereichs der Stadium 1-Moräne des Mittleren Khardung Khang N-Gletscher aufgenommenen Panoramas liegt die steil abfließende Zunge jenes Gletschers (●) sowie sein Vorfeld. Die Gletscherstadien 2 bis 4 werden repräsentiert durch im stark übertieften und von den Stadium 1-Moränen umrahmten (1 ↗ ↘) Zungenbecken lagernde und dicht aufeinander folgende Randmoränenleisten- bzw. wälle (2 ↗ ↘ 3 4 ← ←). Dem Außenhang der zu Gletscherstand 1 aufgeschobenen Moränen lagert ein auf Stadium 1 zurückgehender bereits von KUHLE (1982b, Abb. 46) beschriebener Bortensander an bzw. auf (II). Am rechten Bildrand sind die Stadium 1-Moränen des W-lichen Khardung Khang N-Gletschers zu erkennen (↙). Es wurde von gegen SE (132°) über S bis gegen NW (305°) fotografiert. Aufnahme: 05. 05. 2008.

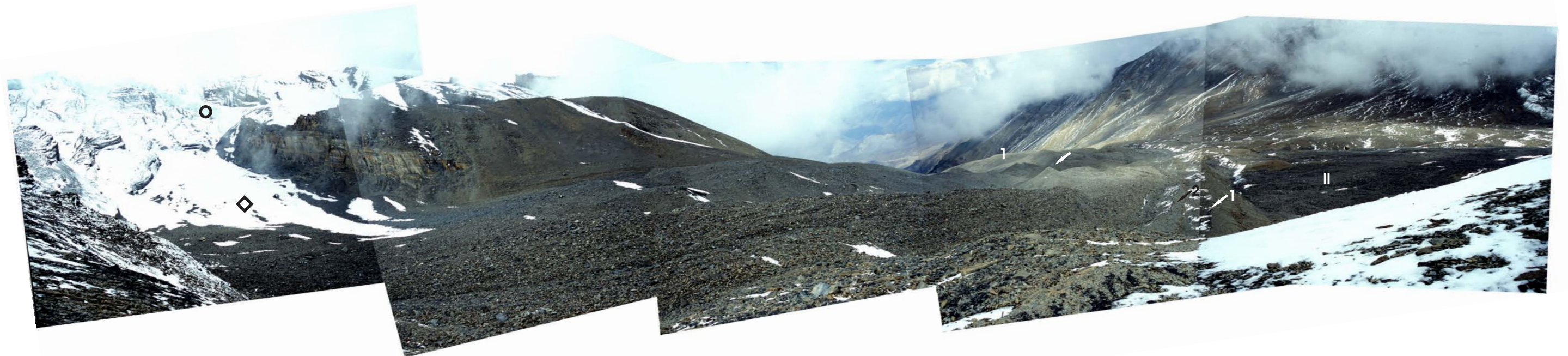


Abb. 90 (aus 5070 m ü. M.): Von oberhalb des Vorfelds des W-lichen Khardung Khang N-Gletschers wurde von gegen S (83°) über W bis gegen N (356°) fotografiert. Zu Stadium 1 endete der W-liche Khardung Khang N-Gletscher orographisch rechts der vom Thorung La hinunter ziehenden Tiefenlinie (1). Die auch in der Vergangenheit hohe Schuttfracht des Gletschers bedingt heute ein chaotisches von den Stadium 1-Moränenwällen (↙) umschlossenes Ablationsmoränenvorfeld (↘). Aufnahme: 05. 05. 2008.



Abb. 91 (Sichthöhe 5750 m ü. M.): SSW-lich gerichteter Blick auf das historische Vorfeld des Mittleren Khardung Khang N-Gletschers. Alle weiteren Gletscherstadien 2 bis 4 (2 → 3 → 4 ←) lassen sich innerhalb der Stadium 1-Moränen (1 ↖) rekonstruieren. Aus dem orographisch linken Laterofrontalmoränenwall des Stadium 1 ist ein auch aktuell noch aktiver Blockgletscher hervorgegangen (◇).



Abb. 92 (aus 5215 m ü. M.): Das im Jahr 1977 von KUHLE (1982b, Abb. 46) gemachte Foto zeigt die Zunge des Mittleren Khardung Khang N-Gletschers. Damals spaltete sich an einer Felsnase (□) linksseitig eine kleine Zunge ab (←). Jene fehlt heute. Aktuell wälzen sich die gesamten Eismassen rechtsseitig der damals die Aufspaltung verursachenden Nase (siehe Abb. 89 □ u. Abb. 91 □) talwärts. Die Gletscherzunge hat gegenüber 1977 deutlich an Volumen verloren. Die Gletscherbreitenreduktion wird beim Vergleich des linken Eisrandverlaufs deutlich. Verließ die Schwarz Weißgrenze 1977 hier noch direkt an der ausbauchenden Nase (↖), so besteht zwischen letzterer und dem heutigen Eisrand eine kaminartige Hohlform (siehe Abb. 89; ←). Der auf dem hier abgedruckten Foto erkennbare linke Eisrand war in seiner Verlängerung wahrscheinlich ursächlich für die Stadium 4-Ablagerungen des Mittleren Khardung Khang N-Gletschers (siehe Abb. 89 4 ←, ← u. Abb. 91; 4 ←). Aufnahme: 26.9.1977.

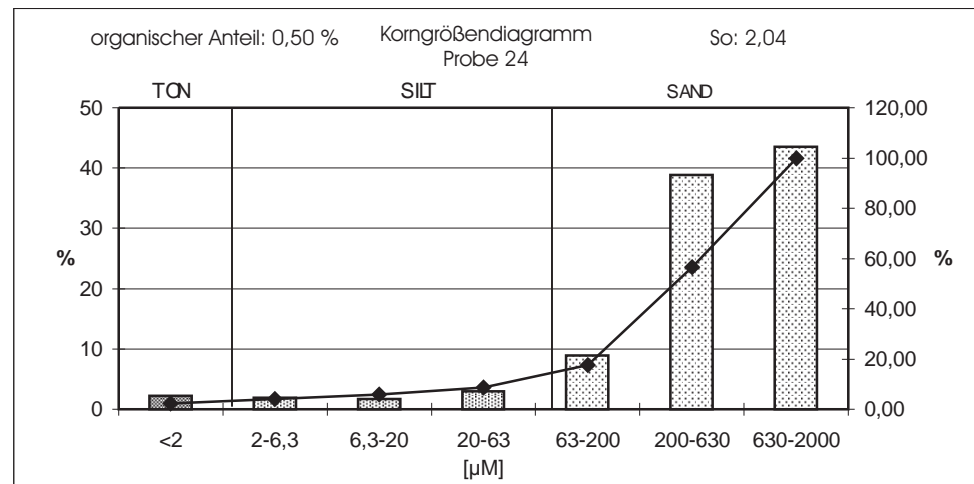


Abb. 93: Dem sich auswärtig an das Vorfeld des Mittleren Khardung Khang N-Gletschers anschließenden Sander (II) wurde 40 cm unter der Schotterkörperoberfläche Probe 24 entnommen (siehe Abb. 88; P24). Beim Betrachten ihrer Mittelsandfraktion konnten keine Quarzkörner gesichtet werden. Die Probe besteht überwiegend aus kantengerundeten, plattigen Hellglimmern (Muskovit) und kompakten Calcitkörnern mit stumpfen Oberflächen und ebenfalls rund überformten Kanten.

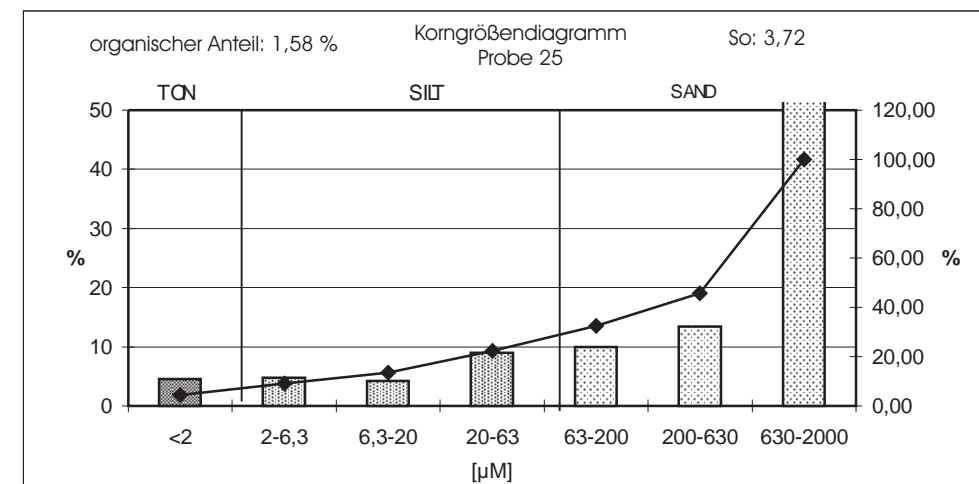


Abb. 94: Unterhalb der Thorung La Passhöhe wurde 30 cm unter einer mit Steinstreifen versehenen Grundmoränenoberfläche Probe 25 ergraben (siehe Abb. 88; P25). Die mineralogische Zusammensetzung der Mittelsandfraktion entspricht der von Probe 24. Es wurden keine Quarzkörner gesichtet. Die Kanten der Calcitkörner und Glimmerplättchen sind auch hier abgerundet.

PROBENNR.	TON		SILT		SAND		
	0-2.0 μM (%)	2.0-6.3 μM (%)	6.3-20 μM (%)	20-63 μM (%)	63-200 μM (%)	200-630 μM (%)	630-2000 μM (%)
1	18,31	13,30	13,88	11,60	13,86	12,37	16,69
2	16,52	29,05	0,00	14,85	12,10	14,04	13,44
3	2,70	2,02	0,19	6,05	13,80	33,73	41,51
4	3,13	5,88	7,21	18,03	25,09	16,53	24,13
5	7,10	6,44	4,66	4,52	5,42	13,82	58,03
6	7,59	6,33	8,58	17,31	19,11	14,19	26,90
7	6,65	6,41	5,03	3,83	4,31	27,65	46,12
8	13,01	8,69	6,05	5,29	9,34	19,44	38,18
9	4,44	3,04	3,80	4,11	7,31	29,05	48,25
10	5,67	3,04	4,93	6,57	8,75	23,10	47,95
11	4,63	4,25	5,08	6,74	8,75	19,35	51,19
12	7,22	14,18	31,52	22,99	10,43	4,78	8,88
13	3,20	1,62	6,57	12,43	38,08	31,87	6,23
14	8,70	11,67	19,58	29,20	18,29	6,01	6,56
15	9,49	14,94	22,71	11,60	30,47	6,43	4,34
16	7,32	5,85	6,32	10,89	16,24	20,51	32,87
17	5,54	2,62	3,91	4,66	9,66	16,85	56,76
18	21,00	12,31	12,40	11,98	14,49	14,53	13,27
19	4,30	2,47	2,72	2,40	10,93	33,16	44,02
20	2,27	2,66	10,44	15,09	9,93	20,42	39,20
21	18,88	11,11	24,85	0,00	10,91	11,60	22,64
22	14,99	8,21	10,00	13,44	24,34	16,55	12,47
23	11,04	5,33	8,42	21,86	23,26	14,20	15,88
24	2,20	1,86	1,68	2,95	8,91	38,90	43,49
25	4,54	4,72	4,23	9,00	9,95	13,43	54,14

Abb. 95: Übersicht der Korngrößenzusammensetzung der 25 genommenen Sedimentproben.

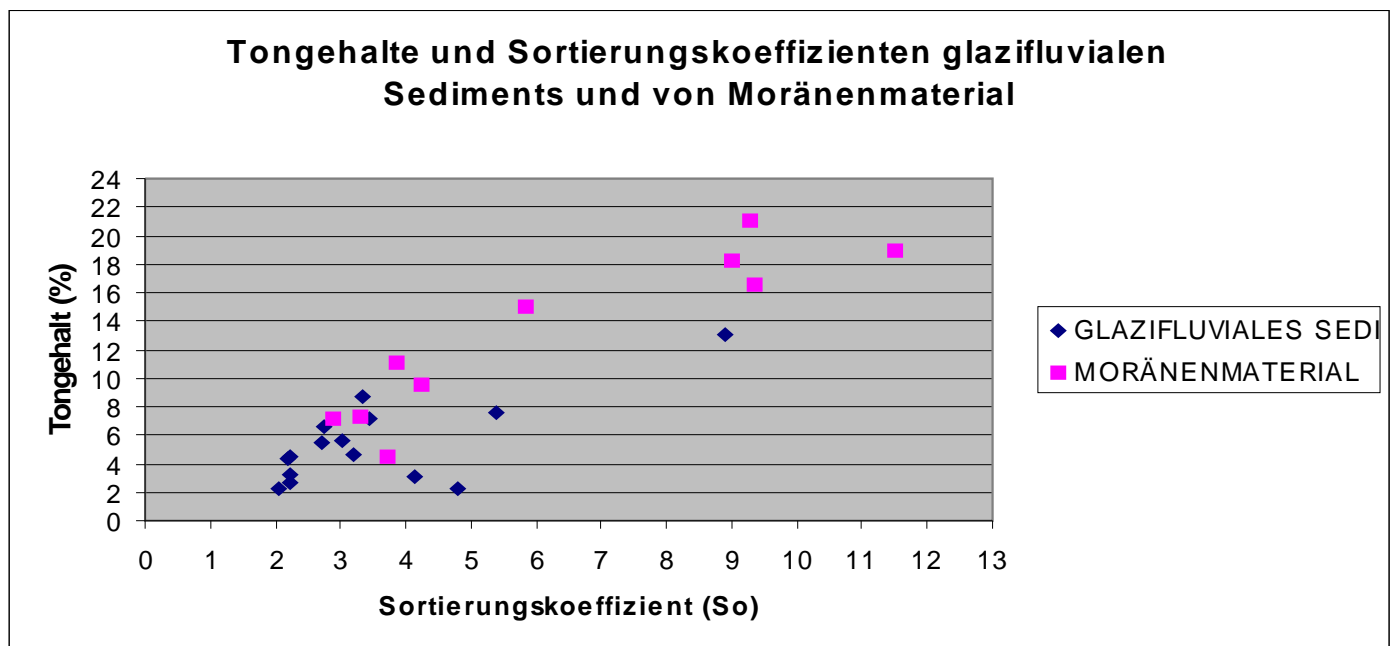


Abb. 96: Vergleich der Tongehalte und Sortierungskoeffizienten von glazifluvialem Sediment (15 Proben) und Moränenmaterial (10 Proben).

PROBENNR.	PROBENART	QUARZKÖRNER (STCK.)	GLAZIAL GEBROCHEN/ FRISCH	WECHSELWECHSEL	GLASCH MATTIERT
1	MORÄNE	225	94,17	5,38	0,45
2	MORÄNE	38	88,89	11,11	0,00
3	GLAZIFLUV.	106	92,08	5,94	1,98
4	GLAZIFLUV.	205	79,60	20,40	0,00
5	GLAZIFLUV.	128	86,18	13,82	0,00
6	GLAZIFLUV.	53	82,98	17,02	0,00
7	GLAZIFLUV.	70	71,43	28,57	0,00
8	GLAZIFLUV.	136	80,31	18,90	0,79
9	GLAZIFLUV.	62	86,54	11,54	1,92
10	GLAZIFLUV.	82	88,89	11,11	0,00
11	GLAZIFLUV.	173	73,46	26,54	0,00
12	MORÄNE	-			
13	GLAZIFLUV.	101	90,91	9,09	0,00
14	GLAZIFLUV.	92	89,74	10,26	0,00
15	MORÄNE	-			
16	MORÄNE	45	89,66	10,34	0,00
17	GLAZIFLUV.	46	86,21	13,79	0,00
18	MORÄNE	-			
19	GLAZIFLUV.	-			
20	GLAZIFLUV.	-			
21	MORÄNE	104	74,39	24,39	1,22
22	MORÄNE	296	81,11	17,41	1,48
23	MORÄNE	278	82,35	17,65	0,00
24	GLAZIFLUV.	-			
25	MORÄNE	-			

Abb. 97: Ergebnisse der Einzelkornmorphoskopie (Quarzkornmorphoskopie). Unter dem Lichtmikroskop wurden jeweils die Quarzkörner der Mittelsandfraktion (200-630 µm) gezählt. Die Mittelsandfraktionen der Proben 12, 15, 18-20, 21 und 24-25 enthielten keine Quarzkörner.

Aktuelle Schneegrenzverläufe; berechnet nach von Höfer (ABGEWANDELT)

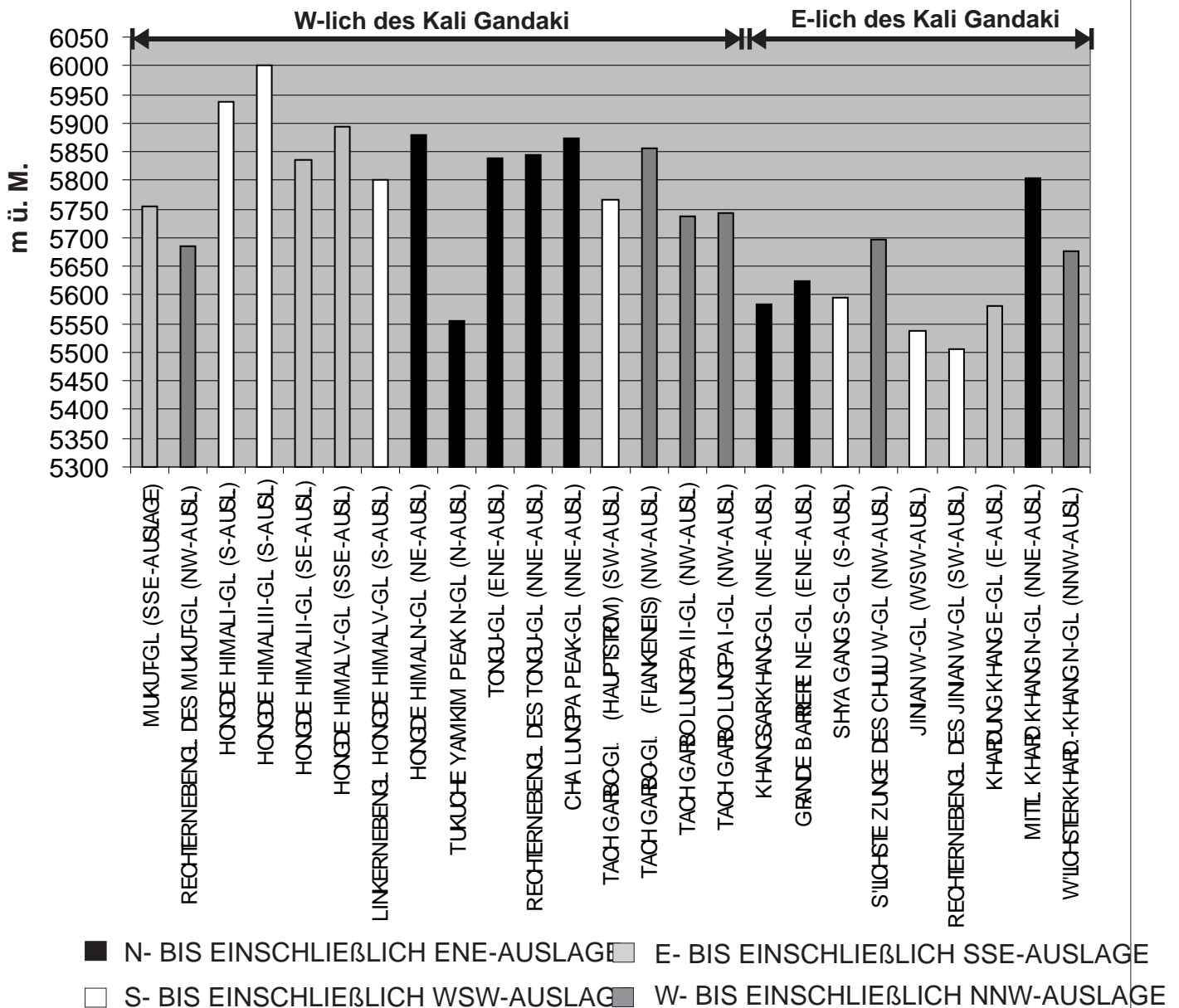


Abb. 98: Aktuelle Schneegrenzverläufe der 25 untersuchten Gletscher; berechnet nach von Höfer (1879) (abgewandelt).

Aktuelle Schneegrenzverläufe; berechnet nach Kuhle

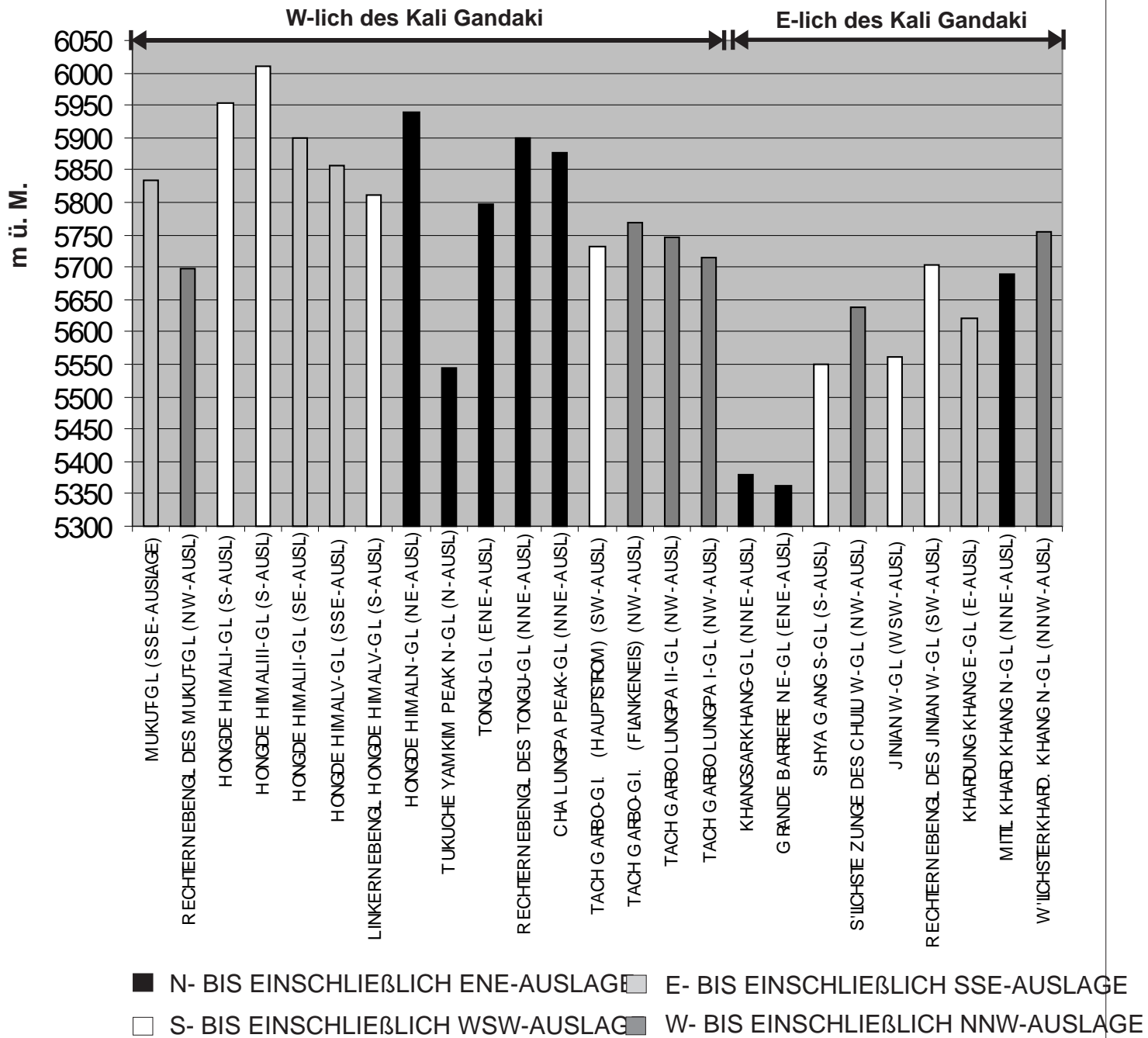


Abb. 99: Aktuelle Schneegrenzverläufe der 25 untersuchten Gletscher; berechnet nach KUHLE (1986b).

NAME	STRECKE GLETSCHERFRONT AKTUELL - S
MUKUT-GL.	400
RECHTER NEBENGL. DES MUKUT-GL.	-60
HONGDE HIMAL I-GL.	400
HONGDE HIMAL III-GL.	70
HONGDE HIMAL II-GL.	290
HONGDE HIMAL V-GL.	110
LINKER NEBENGL. HONGDE HIMAL V-GL.	?
HONGDE HIMAL N-GL.	280
TUKUCHE YAMKIM PEAK N-GL.	?
TONGU-GL.	270
RECHTER NEBENGL. DES TONGU-GL.	60
CHA LUNGI-PEAK-GL.	280
TACH GARBO-GL. (HAUPTSTROM)	?
TACH GARBO-GL. (FLANKENEIS)	?
TACH GARBO LUNGPA II-GL.	290
TACH GARBO LUNGPA I-GL.	60
KHANGSAR KHANG-GL.	85
GRANDE BARRIERE NE-GL.	65
SHYA GANG S-GL.	?
S-LICHSTE ZUNGE DES CHULU W-GL.	220
JINIAN W-GL.	60
RECHTER NEBENGL. DES JINIAN W-GL.	?
KHARDUNG KHANG E-GL.	90
MITTL. KHARDUNG KHANG N-GL.	95
W-LICHSTER KHARDUNG KHANG N-GL.	?

Abb. 100: Längenreduktionen der Gletscher von Stadium 4 gegenüber den aktuellen Gletscherlängen.

GLETSCHERNAMEN UND JEWEILIGE AUSLAGEN	EINZUGSBEREICHSHÖHEN AKTUELLE		EINZUGSBEREICHSHÖHEN REKONSTRUIERT		AKTUELLE SCHNEE-EISRANDLAGEN (M Ü. M.)	EISRANDLAGE GRENZVERLAUF STADIUM 4 (M Ü. M.)	SGD ZU STADIUM 4 (M Ü. M.)	EISRANDLAGEN ZU STADIUM 3 (M Ü. M.)	SGD ZU STADIUM 3 (M Ü. M.)
	UND ZU DEN STADIEN 4 U. 3	ZU DEN STADIEN 2 U. 1	ZU DEN STADIEN 2 U. 1	ZU DEN STADIEN -1 U. -2					
MUKUT-GL. (SSE-AUSLAGE)	6161	6141	6124	5350	5756	5310	20	5270	40
RECHTER NEBENGL. DES MUKUT-GL. (NW-AUSL.)	6018			5350	5684	5380	-15	-	-
HONGDE HIMAL I-GL. (S-AUSL.)	6262	6241		5612	5937	5580	16	-	-
HONGDE HIMAL III-GL. (S-AUSL.)	6339	6330		5660	6000	5650	5	-	-
HONGDE HIMAL II-GL. (SE-AUSL.)	6236	6213		5433	5834	5410	12	-	-
HONGDE HIMAL V-GL. (SSE-AUSL.)	6168	6125	6041	5620	5894	5600	10	-	-
LINKER NACHBARGL. HONGDE HIMAL V-GL. (S-AUSL.)	6064	6047	6041	5540	5802	*5515	13	-	-
HONGDE HIMAL N-GL. (NE-AUSL.)	6110	6099		5650	5880	5618	16	-	-
TUKUCHE YAMKIM PEAK N-GL. (N-AUSL.)	5950	5921	5902	5160	5555	5100	30	5100	30
TONGU-GL. (ENE-AUSL.)	6093	6080		5583	5838	5536	0	-	-
RECHTER NEBENGL. DES TONGU-GL. (NNE-AUSL.)	6108			5583	5845	5575	4	5536	24
CHA LUNGPA PEAK-GL. (NNE-AUSL.)	6186	6158		5561	5873	5536	13	5512	25
TACH GARBO. 3LS. (HAUPTSTROM) (SW-AUSL.)	5925	5916	5910	5605	5765	-	-	5497	54
TACH GARBO. 3LS. (FLANKENEIS) (NW-AUSL.)	6150	6140	6137	5560	5855	-	-	5497	32
TACH GARBO LUNGPA II-GL. (NW-AUSL.)	5917	5903		5556	5737	5540	8	-	-
TACH GARBO LUNGPA I-GL. (NW-AUSL.)	5885	5873	5863	5604	5744	5593	6	-	-
KHANGSAR KHANG-GL. (NNE-AUSL.)	7017	7017	7017	4150	5583	4130	10	4092	29
GRANDE BARRIERE NE-GL. (ENE-AUSL.)	6546	6546	6546	4704	5625	4691	7	4571	67
SHYA GANG S-GL. (S-AUSL.)		5771	5746	5376	5594	-	-	-	-
S-LICHSTE ZUNGE DES CHULU W-GL. (NW-AUSL.)	6419	6400	6393	4975	5697	4910	33	4867	54
JINIAN W-GL. (WSW-AUSL.)	6016	5994	5983	5061	5539	5033	14	4905	78
RECHTER NEBENGL. DES JINIAN W-GL. (SW-AUSL.)		5921		5053	5505	-	-	-	-
KHARDUNG KHANG E-GL. (E-AUSL.)	6105	6071	6045	5058	5582	5040	9	4992	33
MITTL. KHARD KHANG N-GL. (NNE-AUSL.)	6314	6314		5293	5804	5264	15	5240	27
W-LICHSTER KHARD.-KHANG N-GL. (NNW-AUSL.)		6347		4970	5676	-	-	-	-
AKTUELLER KLIMATISCHER SCHNEEGRENZVERLAUF UND MITTLERE SCHNEEGRENZDEPRESSIONEN					5749		11		42

GLETSCHERNAMEN UND JEWEILIGE AUSLAGEN	EISRANDLAGEN ZU STADIUM 2 (M Ü. M.)		EISRANDLAGEN ZU STADIUM 1 (M Ü. M.)		EISRANDLAGEN ZU STADIUM -1 (M Ü. M.)		EISRANDLAGEN ZU STADIUM -2 (M Ü. M.)	
	SGD ZU STADIUM 2 (M Ü. M.)	SGD ZU STADIUM 1 (M Ü. M.)	SGD ZU STADIUM 1 (M Ü. M.)	SGD ZU STADIUM -1 (M Ü. M.)	SGD ZU STADIUM -1 (M Ü. M.)	SGD ZU STADIUM -2 (M Ü. M.)	SGD ZU STADIUM -2 (M Ü. M.)	SGD ZU STADIUM -2 (M Ü. M.)
MUKUT-GL. (SSE-AUSLAGE)	5200	85	5180	95	5105	141	5610	145
RECHTER NEBENGL. DES MUKUT-GL. (NW-AUSL.)	-	-	-	-	-	-	-	-
HONGDE HIMAL I-GL. (S-AUSL.)	5490	72	5456	89	-	-	-	-
HONGDE HIMAL III-GL. (S-AUSL.)	5610	30	5570	50	-	-	-	-
HONGDE HIMAL II-GL. (SE-AUSL.)	-	-	5290	83	-	-	-	-
HONGDE HIMAL V-GL. (SSE-AUSL.)	5550	56	5530	66	5320	214	5270	239
LINKER NACHBARGL. HONGDE HIMAL V-GL. (S-AUSL.)	-	-	5440	59	-	-	-	-
HONGDE HIMAL N-GL. (NE-AUSL.)	5553	54	5508	77	-	-	-	-
TUKUCHE YAMKIM PEAK N-GL. (N-AUSL.)	5040	60	5025	82	4990	100	4966	121
TONGU-GL. (ENE-AUSL.)	5488	54	5445	75	4810	-	-	-
RECHTER NEBENGL. DES TONGU-GL. (NNE-AUSL.)	-	-	-	-	-	-	-	-
CHA LUNGPA PEAK-GL. (NNE-AUSL.)	5436	76	5350	119	-	-	-	-
TACH GARBO. 3LS. (HAUPTSTROM) (SW-AUSL.)	5470	72	5456	79	5375	120	5570	195
TACH GARBO. 3LS. (FLANKENEIS) (NW-AUSL.)	5470	50	5456	57	5375	99	5683	172
TACH GARBO LUNGPA II-GL. (NW-AUSL.)	5500	35	5490	40	-	-	-	-
TACH GARBO LUNGPA I-GL. (NW-AUSL.)	5552	32	5540	38	5510	58	5677	68
KHANGSAR KHANG-GL. (NNE-AUSL.)	4060	44	4030	60	3980	84	-	-
GRANDE BARRIERE NE-GL. (ENE-AUSL.)	4506	99	4440	132	4241	232	-	-
SHYA GANG S-GL. (S-AUSL.)	4968	225	4944	237	4840	268	4750	346
S-LICHSTE ZUNGE DES CHULU W-GL. (NW-AUSL.)	4827	84	4811	92	4693	141	-	-
JINIAN W-GL. (WSW-AUSL.)	4827	128	4811	136	4693	184	-	-
RECHTER NEBENGL. DES JINIAN W-GL. (SW-AUSL.)	4914	88	4902	94	-	-	-	-
KHARDUNG KHANG E-GL. (E-AUSL.)	4760	166	4730	181	4650	204	4550	284
MITTL. KHARD KHANG N-GL. (NNE-AUSL.)	5211	41	5170	62	-	-	-	-
W-LICHSTER KHARD.-KHANG N-GL. (NNW-AUSL.)	-	-	4872	66	-	-	-	-
MITTLERE SCHNEEGRENZDEPRESSIONEN		79		89		154		196

Abb. 101: Einzugsbereichshöhen, Eisrandlagenhöhen, aktuelle Schneegrenzverläufe und Schneegrenzdepressionen zu den rekonstruierten Gletscherstadien 4 bis -2; berechnet nach der abgewandelten Methode nach VON HÖFER (siehe 1.8.5.1). Mit tieferen Eisrandlagenpositionen erweiterten sich die Einzugsbereichshöhen (mittlere Kammumrahmungshöhen bestimmt in Anlehnung an die Methode KUHLE 1.8.5.2), so dass hier mehrere Einzugsbereichshöhen angegeben sind. Nicht für jedes Stadium wurde eine neue Einzugsbereichshöhe bestimmt, da die Eisrandlagenhöhen oft nur um wenige Dekameter variierten. Es wurde unterschieden in Einzugsbereichshöhen zu den aktuellen Verhältnissen bis einschließlich Gletscherstand 3, in Einzugsbereichshöhen zu Stadium 2 und 1 sowie in Einzugsbereichshöhen zu den Gletscherständen -1 und -2. Die Einzugsbereichshöhen des Khangsar Khang- und des Grande Barriere NE-Gletschers veränderten sich zu den einzelnen Stadien nicht. Alle Gipfel der Kammumrahmungen kulminieren in diesen beiden Fällen sehr hoch und auch weit oberhalb des für die aktuellen Verhältnisse berechneten Basiswertes, so dass sich durch Absenkung des Basiswertes zu den rekonstruierten Stadien 2 bis -2 keine Herabsetzung der Einzugsbereichshöhen ergibt. * Im Fall des Linken-Nachbargletschers des Hongde Himal V-Gletschers wurde eine Zungenfrontposition zu Stadium 4 und eine zugehörige Schneegrenzdepression angegeben, obwohl eine Gletscherfrontstagnation über Moränen nicht nachgewiesen werden konnte. Über ein Foto FUJITAS (1997, Fig.3b) aus dem Jahr 1974 konnte lediglich die damalige Position des Gletscherzungenendes bestimmt werden. Ob an selber Stelle Moränen lagern, die ein Gletscherstadium belegen würden, bleibt offen (siehe 2.1.6).

GLETSCHERNAMEN UND JEWELIGE AUSLAGEN	EINZUGSBEREICH HÖHE AKTUELL	AKTUELLE EIS- LAGEN (M Ü. M.)	LÄNGE NÄHR- GEBIET A	HR- AKTUELL (M)	LÄNGE ZU STADIUM 1 (M)	NEHRGEBIETS- WINKEL (°)	NEHRGEBIETS- WINKEL (°)	WINKELDIFF. L (°) - Ä AKTUELL	GLETSCHER- GRUPPE	PSD AKTUELL	AKTUELLE SCHNEE- GRENZVERLÄUFE (M)
MUKUT-GL. (SSE-AUSLAGE)	6161	5350	3040	2710	7,6	8,5	-0,91	I	-9,51	5833	
RECHTER NEBENGL. DES MUKUT-GL. (NW-AUSL.)	6018	5350	800	1230	22,7	15,2	7,47	I	-2,03	5698	
HONGDE HIMAL I-GL. (S-AUSL.)	6262	5612	1180	2150	15,4	8,6	6,80	I	-2,63	5954	
HONGDE HIMAL III-GL. (S-AUSL.)	6339	5660	675	495	26,7	34,4	-7,74	IV	-1,68	6011	
HONGDE HIMAL II-GL. (SE-AUSL.)	6236	5433	1430	1485	15,7	15,1	1	I	-8	5900	
HONGDE HIMAL V-GL. (SSE-AUSL.)	6168	5620	565	735	25,9	20,4	5	IV	6,87	5856	
LINKER NACHBARGL. HONGDE HIMAL V-GL. (SSE-AUSL.)	6064	5540	385	530	34,2	26,3	8	I	-2	5811	
HONGDE HIMAL N-GL. (NE-AUSL.)	6110	5650	670	530	18,9	23,5	-5	I	-13	5938	
TUKUCHE YAMKIM PEAK N-GL. (N-AUSL.)	5950	5160	690	2430	29,8	9,2	21	II	1	5544	
TONGU-GL. (ENE-AUSL.)	6093	5583	970	1830	14,7	7,9	7	IV	7,76	5798	
RECHTER NEBENGL. DES TONGU-GL. (NNE-AUSL.)	6108	5583	1385	1155	10,7	12,8	-2	II	-10	5899	
CHA LUNGPA PEAK-GL. (NNE-AUSL.)	6186	5561	830	1570	20,6	11,2	9	I	0	5875	
TACH GARBO. 3LS. (HAUPTSTROM) (SW-AUSL.)	5925	5605	320	585	26,6	15,3	11	IV	10,67	5731	
TACH GARBO. 3LS. (FLANKENEIS) (NW-AUSL.)	6150	5560	200	375	55,9	38,2	18	IV	14,82	5768	
TACH GARBO LUNGPA II-GL. (NW-AUSL.)	5917	5556	740	1520	13,7	6,8	7	I	-3	5746	
TACH GARBO LUNGPA I-GL. (NW-AUSL.)	5885	5604	185	515	37,2	15,3	22	I	11	5714	
KHANGSAR KHANG-GL. (NNE-AUSL.)	7017	4150	1450	6180	44,7	13,1	32	II	7	5380	
GRANDE BARRIERE NE-GL. (ENE-AUSL.)	6546	4704	900	2540	45,7	19,9	26	I	14	5363	
SHYA GANG S-GL. (S-AUSL.)	5813	5376	450	800	25,9	15,3	11	IV	10,24	5550	
S-LICHSTE ZUNGE DES CHULU W-GL. (NW-AUSL.)	6419	4975	2150	2290	18,6	17,5	1	I	-8	5809	
JINIAN W-GL. (WSW-AUSL.)	6016	5061	1120	2820	23,1	9,6	13	II	-2	5560	
RECHTER NEBENGL. DES JINIAN W-GL. (SW-AUSL.)	5957	5053	1010	560	24,1	38,9	-15	I	-22	5703	
KHARDUNG KHANG E-GL. (E-AUSL.)	6105	5058	1270	2490	22,4	11,9	11	II	-4	5621	
MITTL. KHARD KHANG N-GL. (NNE-AUSL.)	6314	5293	600	945	40,4	28,4	12	IV	11,15	5690	
W-LICHSTER KHARD.-KHANG N-GL. (NNW-AUSL.)	6382	4970	1150	1550	31,5	24,5	7	II	-6	5754	
AKTUELLER KLIMATISCHER SCHNEEGRENZVERLAUF											5742

GLETSCHERNAMEN UND JEWELIGE AUSLAGEN	EINZUGSBEREICH HÖHE STADIUM	EIS- STADIUM 1 (M Ü. M.)	LÄNGE NÄHR- GEBIET ZU STADIUM 1 (M)	LÄNGE ZU STADIUM 1 (M)	NEHRGEBIETS- WINKEL (°) ZU STADIUM 1	NEHRGEBIETS- WINKEL (°) ZU STADIUM 1	WINKELDIFF. ZU STADIUM 1 (°)	GLETSCHER- GRUPPE	PSD ZU STADIUM 1	SCHNEEGRENZVERLÄUF ZU STADIUM 1 (M Ü. M.)	SGD ZU STADIUM 1
MUKUT-GL. (SSE-AUSLAGE)	6141	5180	3600	3490	7,60	7,84	-0,24	I	-8,90	5746	87
RECHTER NEBENGL. DES MUKUT-GL. (NW-AUSL.)								I			
HONGDE HIMAL I-GL. (S-AUSL.)	6241	5456	1880	2930	11,79	7,63	4,16	I	-4,98	5887	67
HONGDE HIMAL III-GL. (S-AUSL.)	6330	5570	880	1043	23,34	20,01	3,34	IV	5,51	5908	103
HONGDE HIMAL II-GL. (SE-AUSL.)	6213	5290	1760	2430	14,69	10,75	3,94	I	-5,18	5799	101
HONGDE HIMAL V-GL. (SSE-AUSL.)	6125	5530	610	1160	26,01	14,39	11,62	IV	10,89	5763	94
LINKER NACHBARGL. HONGDE HIMAL V-GL. (SSE-AUSL.)	6047	5440	470	1210	32,85	14,08	18,77	I	8,04	5695	116
HONGDE HIMAL N-GL. (NE-AUSL.)	6099	5508	820	1300	19,81	12,80	7,01	I	-2,45	5818	121
TUKUCHE YAMKIM PEAK N-GL. (N-AUSL.)	5921	4990	1820	3830	14,35	6,93	7,42	II	-5,39	5506	38
TONGU-GL. (ENE-AUSL.)	6080	5445	1710	2790	10,52	6,49	4,03	IV	5,96	5725	74
RECHTER NEBENGL. DES TONGU-GL. (NNE-AUSL.)								II			
CHA LUNGPA PEAK-GL. (NNE-AUSL.)	6158	5350	1500	2650	15,08	8,67	6,41	I	-2,98	5778	97
TACH GARBO. 3LS. (HAUPTSTROM) (SW-AUSL.)	5916	5456	700	1500	18,18	8,71	9,47	IV	9,49	5642	89
TACH GARBO. 3LS. (FLANKENEIS) (NW-AUSL.)	6140	5456	280	1200	50,69	15,91	34,78	IV	25,93	5621	147
TACH GARBO LUNGPA II-GL. (NW-AUSL.)	5903	5490	1430	1550	8,22	7,59	0,63	I	-8,13	5730	15
TACH GARBO LUNGPA I-GL. (NW-AUSL.)	5873	5540	450	1300	20,29	7,29	13,00	I	2,89	5697	17
KHANGSAR KHANG-GL. (NNE-AUSL.)	7017	4030	1540	6600	43,83	12,63	31,21	II	6,88	5305	75
GRANDE BARRIERE NE-GL. (ENE-AUSL.)	6546	4440	1000	3250	46,24	17,81	28,43	I	16,65	5136	226
SHYA GANG S-GL. (S-AUSL.)	5771	4944	1180	1040	19,31	21,68	-2,37	IV	1,81	5343	207
S-LICHSTE ZUNGE DES CHULU W-GL. (NW-AUSL.)	6400	4811	2540	2930	17,36	15,17	2,20	I	-6,73	5712	97
JINIAN W-GL. (WSW-AUSL.)	5994	4811	1460	3800	22,05	8,85	13,21	II	-2,41	5431	129
RECHTER NEBENGL. DES JINIAN W-GL. (SW-AUSL.)	5921	4902	1120	1600	24,45	17,66	6,80	I	-2,63	5438	265
KHARDUNG KHANG E-GL. (E-AUSL.)	6071	4730	2450	2670	15,31	14,10	1,21	II	-8,59	5516	105
MITTL. KHARD KHANG N-GL. (NNE-AUSL.)	6314	5170	860	1020	33,63	29,28	4,35	IV	6,17	5671	18
W-LICHSTER KHARD.-KHANG N-GL. (NNW-AUSL.)	6347	4872	1130	1840	33,14	21,85	11,29	II	-3,39	5660	95
KLIMATISCHER SCHNEEGRENZVERLAUF UND MITTLERE SCHNEEGRENZDEPRESSION ZU STADIUM 1										5641	101

Abb. 102: Für die Methode KUHLE nötige Eingabegrößen und berechnete Schneegrenzen nach KUHLE (1986b). Die für die Umrechnung auf die hier angegebenen Schneegrenzverläufe erforderlichen rechnerischen Schneegrenzen nach VON HÖFER (abgewandelt) sind den entsprechenden Spalten in Abb. 101 (Spalte aktuelle Schneegrenzverläufe bzw. SGD zu Stadium 1) zu entnehmen.

Schneegrenzdepressionen zu den Stadien 4, 3, 2 u. 1

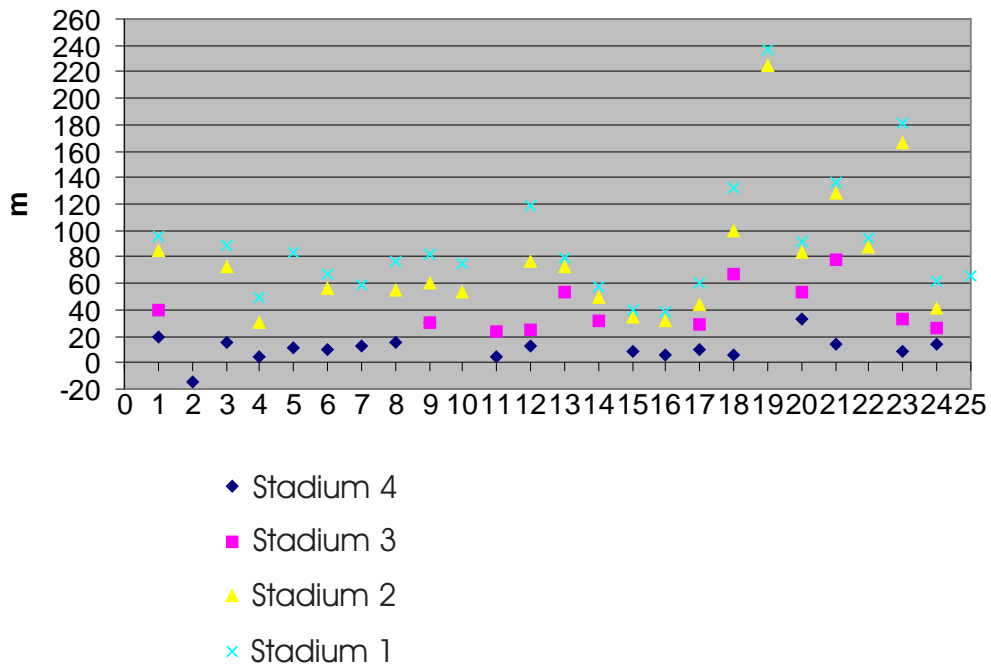


Abb. 103: Schneegrenzdepressionen der untersuchten Gletscher zu den Stadien 4, 3 u. 2 berechnet nach der abgewandelten Schneegrenzberechnungsmethode nach VON HÖFER (1879). Die Nr. 1-25 auf der x-Achse bezeichnen die besuchten Gletscher (siehe Abb. 1).

Schneegrenzdepressionen zu den Stadien 4, 3 u. 2 im Verhältnis zur Schneegrenzabsenkung des jeweiligen Stadiums 1

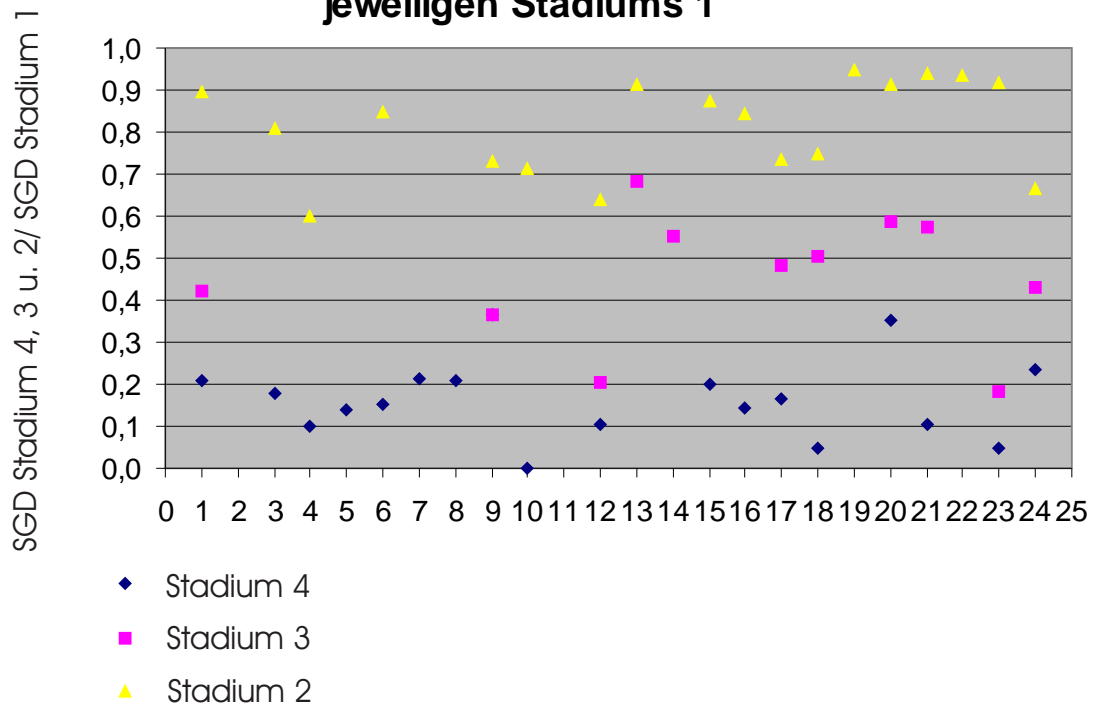


Abb. 104: Das Diagramm zeigt die Schneegrenzabsenkungen zu den Stadien 4, 3 u. 2 ins Verhältnis gesetzt zur Schneegrenzdepression des jeweiligen Stadiums 1. Die Nr. 1-25 auf der x-Achse bezeichnen die Gletscher (siehe Abb. 1).

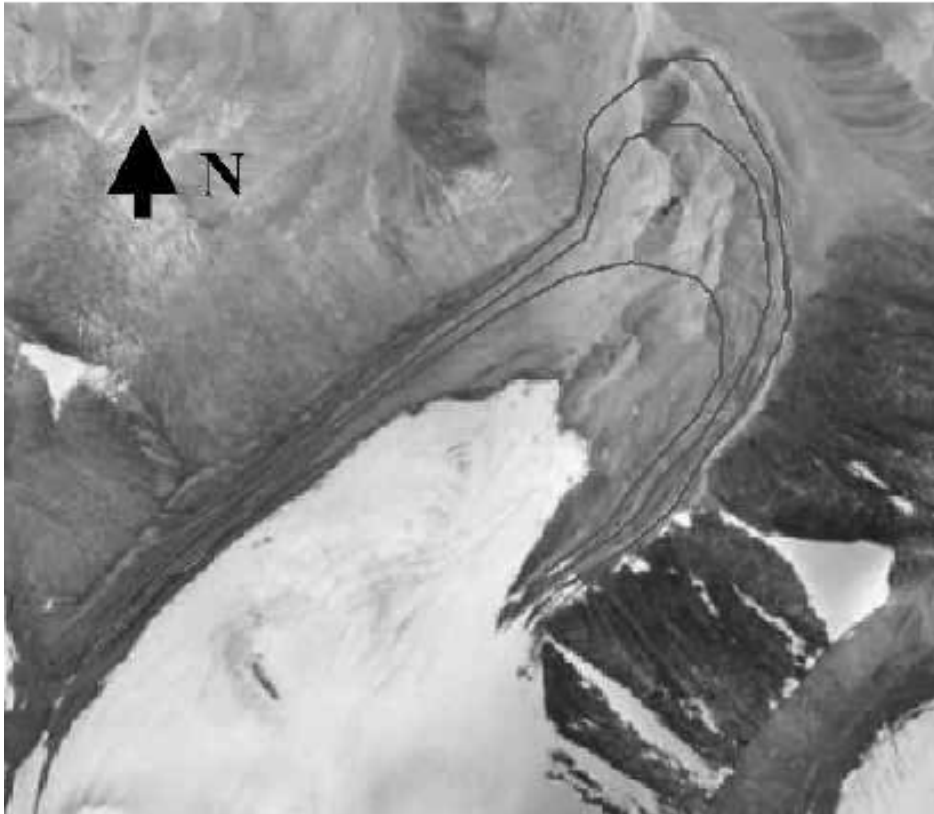


Abb. 105 (aus LIU et al. 2003, Fig. 2): Das 1966 aufgenommene Luftbild zeigt die Zunge bzw. das Vorfeld des 5Y458G2-Gletschers im Danghe River Valley im W-lichen Quilian Shan Gebirge (NW-Tibet). Nach LIU et al. (2003) handelt es sich bei den nachgezeichneten drei Moränenwällen um Randmoränen der “Kleinen Eiszeit” (1500-1920). Auffällig ist die morphologische Übereinstimmung zu den im Inneren Himalaja kartierten Gletschervorfeldern. Ein äußerster Moränenwall bildet die Vorfeldumrahmung, unweit einwärts hiervon verläuft eine zweite Randmoräne und ca. in der Hälfte des Vorfelds kann über Eisrandbildungen ein ehemaliges Zungenende zu einem dritten Stadium rekonstruiert werden. Diese Randmoränensequenz ähnelt sehr stark der im Arbeitsgebiet rekonstruierten Stadienabfolge (Stadien 1, 2 u. 3).

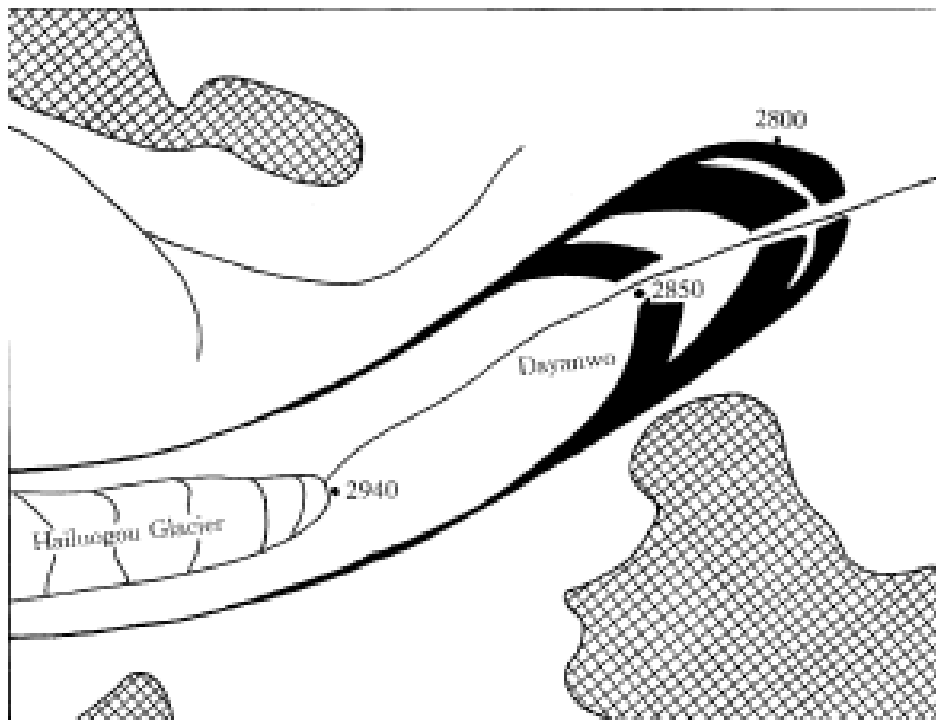


Abb. 106 (aus SU & SHI 2002, Fig. 2): Abgebildet ist eine Karte der Zungenumgebung des Hailuoguo-Gletschers im Gongga Shan Gebirge (SE-Tibet). Auch hier lagern zwei Laterofrontalmoränenwälle innerhalb eines von großen Randmoränen umrahmten Vorfelds. Alle drei werden aufgrund von ^{14}C -Analysen als in der “Kleinen Eiszeit”(1500-1920) abgelagert verstanden (SU & SHI 2002) und erinnern von ihren Lagebeziehungen her sehr stark an die im Untersuchungsgebiet kartierten Stadien 1, 2 u. 3.



Abb. 107 (aus 3850 m ü. M.): Aus der orographisch rechten Flanke des Mandakini Tals (Nordindien) ($30^{\circ}43'13''$ N/ $79^{\circ}03'38''$ E) wurde gegen N fotografiert. Im Zentrum des Bildes liegt die um einen Pilgertempel herum errichtete Siedlung Kedarnath. Als Lawinenkesselgletscher fließt der Chorabari-Gletscher (●) die S-Wand des 6831 m hohen Kedarnath Domes (↓) herab und endet rezent mit verschutteter Zunge in 3835 m ü. M. einwärtig der ca. 3000 Jahre alten Tempelanlage (□) (siehe CHAUJAR 2009, S. 705). Nach CHAUJAR (2009) repräsentiert der First der mit ↘ gekennzeichneten Lateralmoräne die Pegeloberfläche des Gletschers während des "Little Ice Age Maximums", welches er auf ca. 258 Jahre vor heute datiert. Zu jenem Stadium errechnet sich eine Schneegrenzdepression von 338 m. Prof. M. KUHLE stellte diesen Moränenwall auf einer im Frühjahr des Jahres 2004 durchgeführten Exkursion zeitlich ins Neoglazial (5500-1700 v. 1950 AD) (freundliche mündl. Mitteilung). Aufgrund des für einen Gletscherstand zur "Kleinen Eiszeit" (1400-1900) ausnehmend hohen Schneegrenzabsenkungsbetrages und der Tatsache, dass der 3000 Jahre alte Kedarnath Tempel erhalten ist, ist in der Tat deutlich wahrscheinlicher, dass es sich bei der mit ↘ markierten Moräne um eine im Neoglazial abgelagerte Eisrandbildung handelt (siehe hierzu ACHENBACH 2010). Da der Chorabari-Gletscher ein Eisstrom ist, dessen Schneegrenze in einer Steilwand verläuft, so dass sich bei klimatischen Schneegrenzabsenkungen/-anhebungen kaum Nährgebietserweiterungen/-absenkungen ergeben und die Gletscherzunge mit mächtiger Obermoräne bedeckt ist, kann davon ausgegangen werden, dass sich der Gletscher hinsichtlich Längenveränderungen sehr träge verhält und seine Stirn, ähnlich wie bei anderen Gletschern im Hohen Himalaja der Fall (siehe 3.4.1), aktuell noch nahe eines Endmoränenwalls (mit ↗ markiert) endet, der die historische Maximalausdehnung anzeigt. Aufnahme: 05.04.2004.



Abb. 108 (aus 6160 m ü. M.): Aufnahme vom Kang Yatze IV-Gipfel (Ladakh; Nordindien) ($33^{\circ}45'22''$ E/ $77^{\circ}33'05''$ E) in NE-licher Richtung. Im Vordergrund ist der von der NE-Wand des in 6450 m ü. M. kulminierenden Kang Yatze-I herabströmende Gletscher zu erkennen. Er endet nach DAMM (1997, S. 143) innerhalb eines wahrscheinlich "neuzeitlich" (ca. nach 1400 AD) angelegten Gletschervorfelds. In Vorfeldern anderer in den Nimaling Bergen befindlicher Gletscher (Gapo Ri- und Tasken Ri-Gletscher und am Fuß der Eisflanken von Shaldor Ri und Konga Ri sowie im Vorfeld des Regoni Mallai-Gletschers) findet DAMM (1997) innerhalb der gletschervorfeldbeschließenden größten Randmoränen mindestens zwei weitere "neuzeitliche" Eisrandbildungen. Im Fall des vom Kang Yatze hinabfließenden Gletschers konnten sie jedoch nicht genauer untersucht werden (DAMM 1997, S. 143), so dass hier wie in Abb. 6 bei DAMM (1997) ersichtlich die Ausdifferenzierung der jüngeren Gletscherstände nicht vorgenommen wurde. Wie auf diesem Foto und in Abb. 109 zu erkennen, liegen aber tatsächlich zwei weitere Randmoränen (\nearrow \nearrow) einwärts der größten unbewachsenen, sehr frischen und unkonsolidierten Moränenwälle (\searrow) vor. Aufnahme: 03.09.2005.



Abb. 109 (aus 5340 m ü. M.): In E-licher Richtung gemachte Aufnahme ($33^{\circ}54'20''$ E/ $77^{\circ}34'01''$ E) der Zunge und des Vorfelds des von der NE-Wand des Kang Yatze (Ladakh; Nordindien) hinab strömenden Gletschers. \searrow \nearrow \nearrow markieren hier und in Abb. 108 drei Randmoränenwälle. Aufnahme: 03.09.2005.

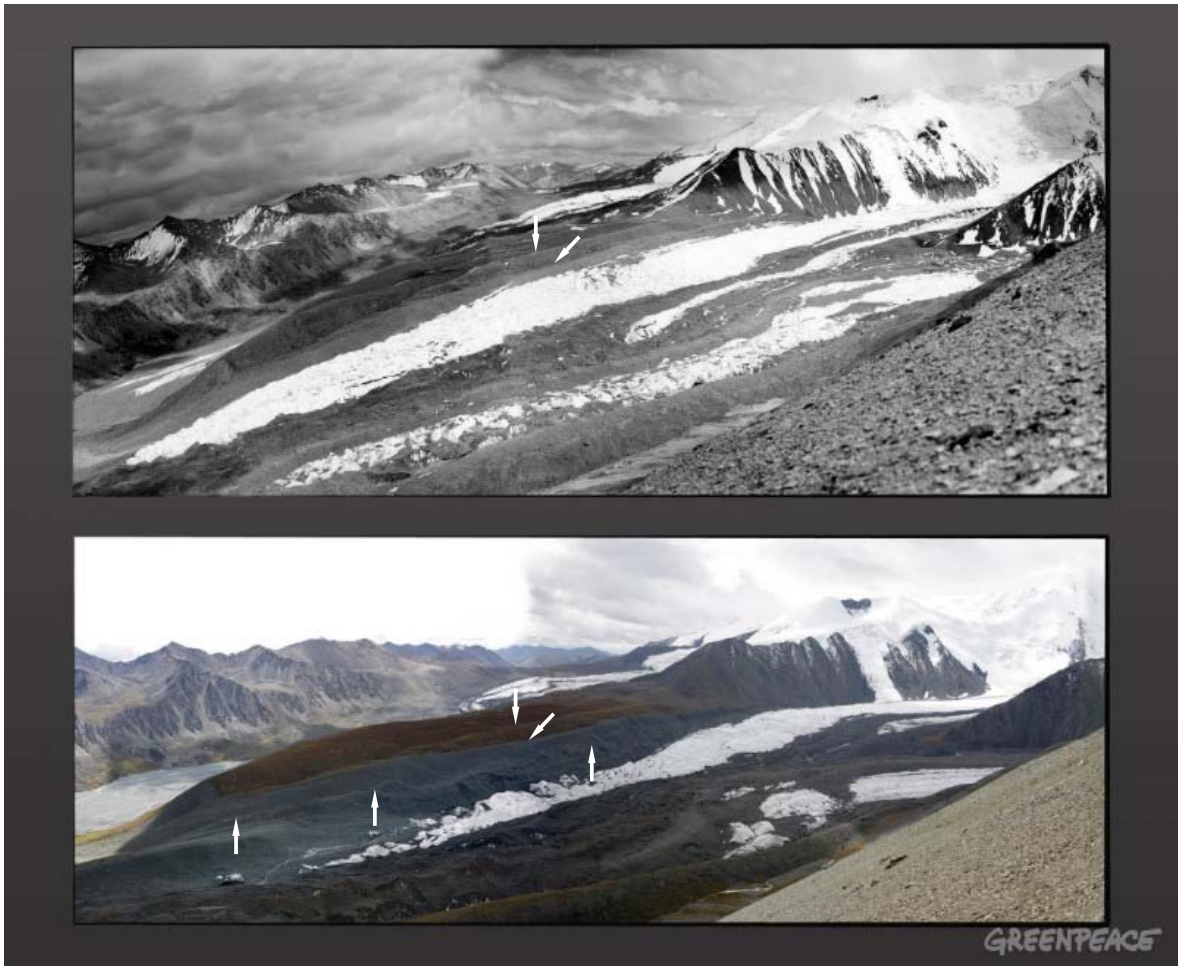


Abb. 110: Vergleich zweier Aufnahmen des Halong 2-Gletschers. Quelle: <http://www.greenpeace.org/international/ReSIZES/OriginalWatermarked/Global/international/planet-2/image/2005/10/top-picture-composite-picture.jpg>; Zugriff: 2.11.2010. Die Schwarz-Weißaufnahme von Prof. M. KUHLE stammt aus dem Jahr 1981. Das untere Foto wurde 2005 von Greenpeace aufgenommen. ↓ ↙ weisen in beiden Bildern an gleicher Stelle auf dieselben historischen und neoglazialen Moränenrücken hin. Gut erkennbar ist, dass eine im unteren Foto mit ↑ ↑ ↑ gekennzeichnete rechte Randmoränenleiste dort verläuft, wo sich 1981 der rechte Eisrand befand, so dass für jene Eisrandbildung ein ungefährer Ablagerungszeitraum um 1981 herum anzunehmen ist.

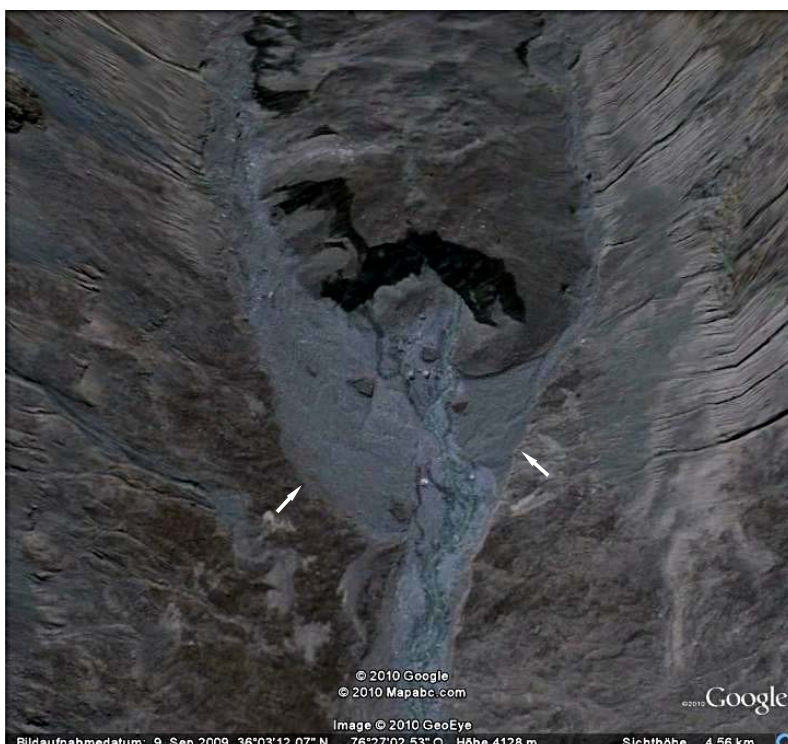


Abb. 111: Google Earth Ausschnitt mit der Zunge des K2-Gletschers. Die Aufnahme zeigt ein halbkreisförmig ausgebuchtetes und verhältnismäßig flach ausgebildetes Zungenende mit Gletschermund im Jahr 2009. Im Gegensatz zur durch KUHLE (1994, S. 140, Fig. 23, Fig. 23a) dokumentierten Situation 1986 zog sich der K2-Gletscher 2009 offenbar zurück. Wahrscheinlich zeugen die erkennbaren Randmoränenwälle ↗ ↖ von dem um 1986 stattgefundenen Vorstoß.

glacier stadium	gravel field (Sander)	approximated age (YBP)	ELA-depression (m)
-I = Riß (pre-last High Glacial maximum)	No. 6	150 000 - 120 000	c. 1400
0 = Würm (last High Glacial maximum)	No. 5	60 000 - 18 000	c. 1300
I - IV = Late Glacial	No. 4 - No. 1	17 000 - 13 000 or 10 000	c. 1100 - 700
I = Ghasa-stadium	No. 4	17 000 - 15 000	c. 1100
II = Taglung-stadium	No. 3	15 000 - 14 250	c. 1000
III = Dhampu-stadium	No. 2	14 250 - 13 500	c. 800 - 900
IV = Sirkung-stadium	No. 1	13 500 - 13 000 (older than 12 870)	c. 700
V - 'VII = Neo-Glacial	No. -0 - No. -2	5 500 - 1 700 (older than 1 610)	c. 300 - 80
V = Nauri-stadium	No. -0	5 500 - 4 000 (4 165)	c. 150 - 300
VI = older Dhaulagiri-stadium	No. -1	4 000 - 2 000 (2 050)	c. 100 - 200
'VII = middle Dhaulagiri-stadium	No. -2	2 000 - 1 700 (older than 1 610)	c. 80 - 150
VII - XI = historical glacier stages	No. -3 - No. -6	1 700 - 0 (= 1950)	c. 80 - 20
VII = younger Dhaulagiri-stadium	No. -3	1 700 - 400 (440 resp. older than 355)	c. 60 - 80
VIII = stadium VIII	No. -4	400 - 300 (320)	c. 50
IX = stadium IX	No. -5	300 - 180 (older than 155)	c. 40
X = stadium X	No. -6	180 - 30 (before 1950)	c. 30 - 40
XI = stadium XI	No. -7	30 - 0 (= 1950)	c. 20
XII = stadium XII = recent resp. present glacier stages	No. -8	+0 - +30 (1950 - 1980)	c. 10 - 20

Draft: M. Kuhle

Abb. 112: Gletscherstadienchronologie für Hochasien (Himalaja, Karakorum, E-Zagros und Hindukusch, E-Pamir, Tien Shan mit Kirgisen Shan und Bogdo Uul, Quilian Shan, Kuenlun mit Animachin, Nganclong Kangri, Tanggula Shan, Bayan Har, Gangdise Shan, Nyainquentanglha, Namche Bawar, Minya Konka aus KUHLE (2001, S. 125).

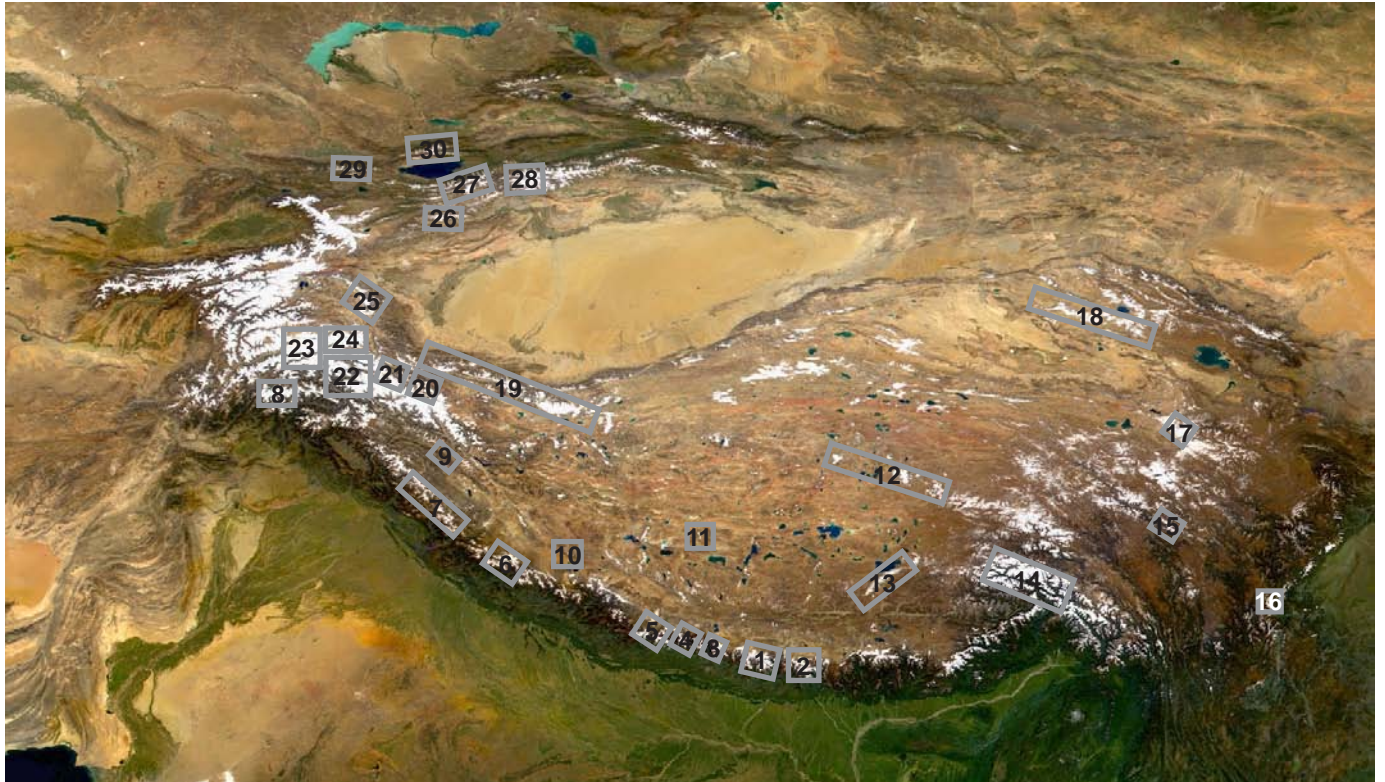


Abb. 113: Gebiete Hochasiens, die von verschiedenen Autoren hinsichtlich der Frage neoglazialer (5500-1760 v. h.) und historischer (<1760 v. h., siehe Abb. 112) Vergletscherungsausdehnungen bearbeitet wurden. 1 Khumbu-, Rolwaling-Himalaja und Mount Everest N-Seite, 2 Kangchendzönga-Himalaja, 3 Langtang-Himalaja, 4 Manaslu-Himalaja, 5 Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaja, 6 Garhwal-Himalaja, 7 Kiar Nala Tal, Kolahoi Gruppe u. Punjab-Himalaja, 8 Nanga Parbat-Massiv, 9 Nimaling-Berge, 10 Mount Kailash, 11 Shakhang Khang-Massiv, 12 Tanggula Shan, 13 Nyainquentanglha Shan, 14 Namche Bawar W-Abdachung, 15 Chola Shan, 16 Gongga Shan, 17 Animachin-Massiv, 18 W-licher Quilian Shan, 19 Kuen Lun W-Gebirge, 20 Aghil-Gebirge, 21 K2-Nordseite, 22 Zentrales Karakorum, 23 Batura Muztagh u. Rakaposhi- Haramosh-Massiv, 24 Hispar Muztagh u. Ghujerab-Gebirge, 25 E-Pamir, 26 Dankova-Massiv, 27 Ak Shirak-Massiv, Terskei Ala Tau u. Suyok-Kette, 28 Inyltschek-Gletscher, 29 Kirgisen Shan, 30 Zailiyskiy Ala Tau.

GLETSCHERNAME	GL.-NR	DISTANZ GLETSCHERFRONT AKTUELL - STAD. 1 (M)	DISTANZ GLFR. AKTUELL - ST. 2 (M)	DISTANZ GLFR. AKTUELL - ST. 3 (M)	DISTANZ GLFR. AKTUELL - ST. 4 (M)	DISTANZ GLFR. AKTUELL - ST. 5 (M)	DISTANZ GLFR. AKTUELL - ST. 6 (M)
MUKUT-GL.	1	400	770	1680	1870	6200	6600
RECHTER NEBENGL. DES MUKUT-GL.	2	-60					
HONGDE HIMAL I-GL.	3	400		1250	1570		
HONGDE HIMAL III-GL.	4	70		700	1050		
HONGDE HIMAL II-GL.	5	290			1020		
HONGDE HIMAL V-GL.	6	110		520	630		
LINKER NEBENGL. HONGDE HIMAL V-GL.	7				1100	2000	2300
HONGDE HIMAL N-GL.	8	280		1200	1350		
TUKUCHE YAMKIM PEAK N-GL.	9		250	1400	2100	4200	4400
TONGU-GL.	10	270		1350	1550	>3000	
RECHTER NEBENGL. DES TONGU-GL.	11	60	280				
CHA LUNGPA-GL.	12	280	500	950	1200		
TACH GARBO-GL. (HAUPTSTROM)	13		1100	1300	1600		
TACH GARBO-GL. (FLANKENEIS)	14		500	750	1170	1600	1900
TACH GARBO LUNGPA II-GL.	15	290		1000	1050	>1500	
TACH GARBO LUNGPA I-GL.	16	100		1300	1500	>1500	>1700
KHANGSAR KHANG-GL.	17	85	480	1000	1200	1200	>1300
GRANDE BARRIERE NE-GL.	18	65	500	900	1250	2700	
SHYA GANG S-GL.	19			900	1085		
S-LICHSTE ZUNGE DES CHULU W-GL.	20	220	400	1050	1280	>1500	>2000
JINIAN W-GL.	21	60	650	1130	1285	1845	>2000
RECHTER NEBENGL. DES JINIAN W-GL.	22			950	1100		
KHARDUNG KHANG E-GL.	23	90	450	1200	1350	>1400	>1600
MITTL. KHARDUNG KHANG N-GL.	24	95	190	500	750		
W-LICHSTER KHARDUNG KHANG N-GL.	25			600	600		

Abb. 114a: Längenunterschiede der untersuchten Gletscher (siehe Abb. 1) gegenüber den 2007 u. 2008 aufgenommenen Verhältnissen. Bei den mit > versehenen Werten (z. B. >1700) handelt es sich um Gletscherstände, bei denen das zugehörige Zungenende nicht exakt rekonstruierbar war. Die angegebenen Distanzen sind in diesen Fällen als Minimumangaben zu verstehen.

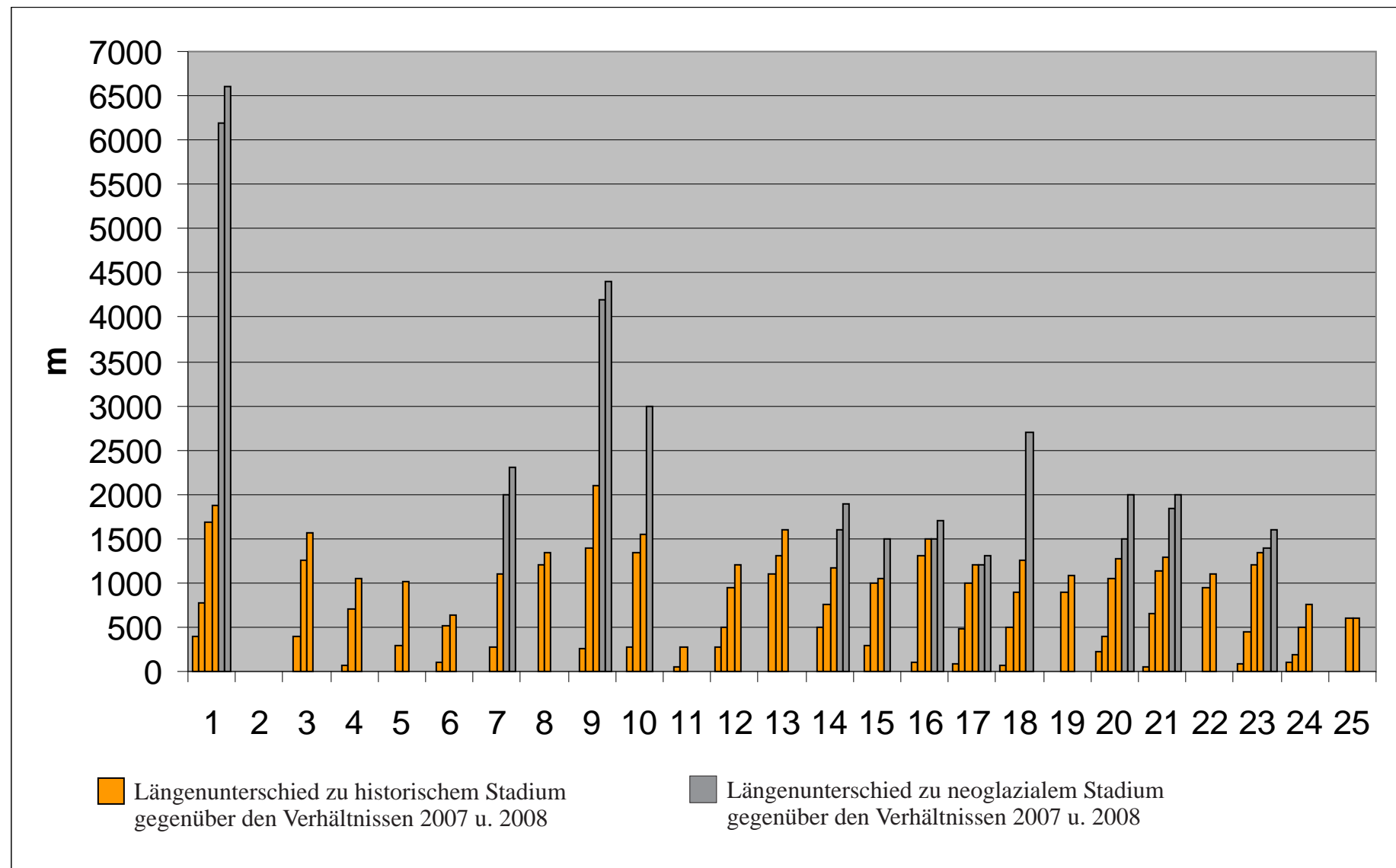


Abb. 114b: Längenunterschiede der untersuchten Gletscher (siehe Abb. 1) gegenüber den 2007 u. 2008 aufgenommenen Verhältnissen. Kommentare zu einzelnen Gletschern bzw. Gletscherständen sind der Abbildungsbeschreibung in Abb. 114a zu entnehmen.

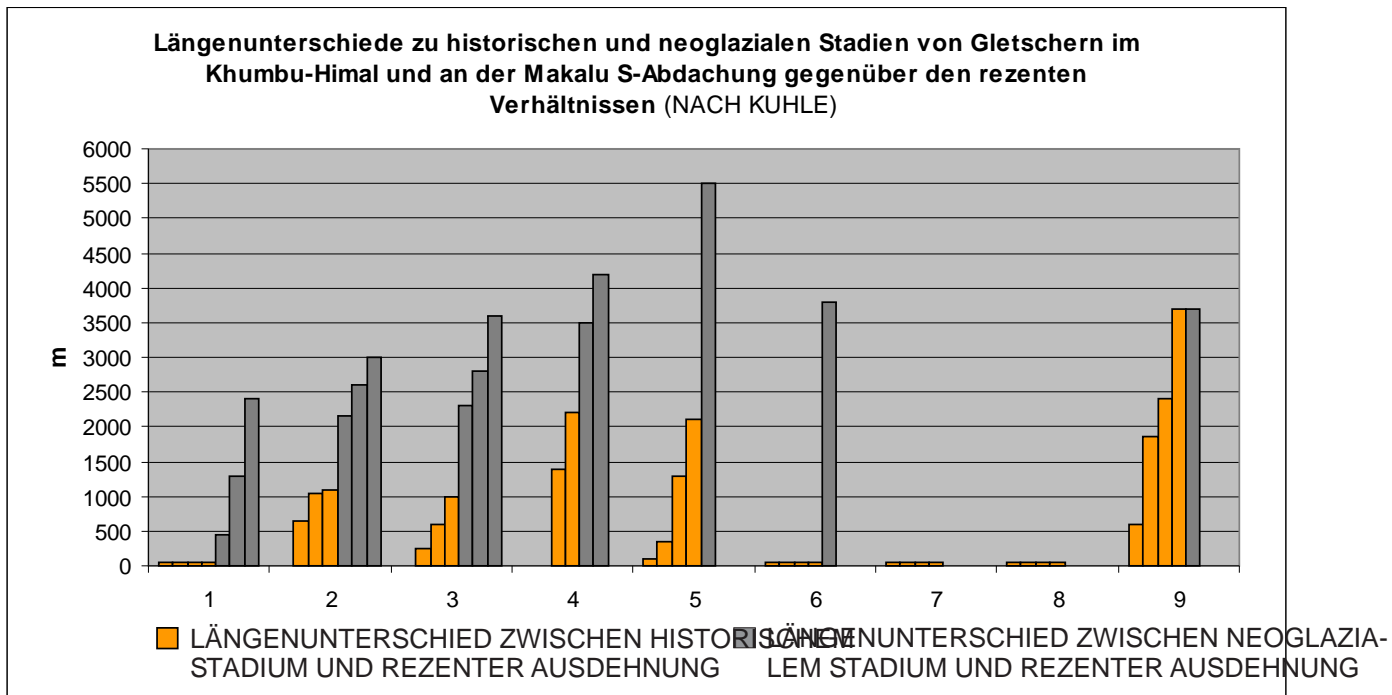


Abb. 115: Längenunterschiede zu historischen und neoglazialen Stadien von Gletschern im Khumbu-Himal und an der Makalu S-Abdachung gegenüber den rezenten Verhältnissen nach KUHLE (1986a, 1987b, 2005 u. 2006). Kommentare zu einzelnen Gletschern bzw. Gletscherständen sind der Abbildungsbeschreibung in Abb. 123 zu entnehmen.

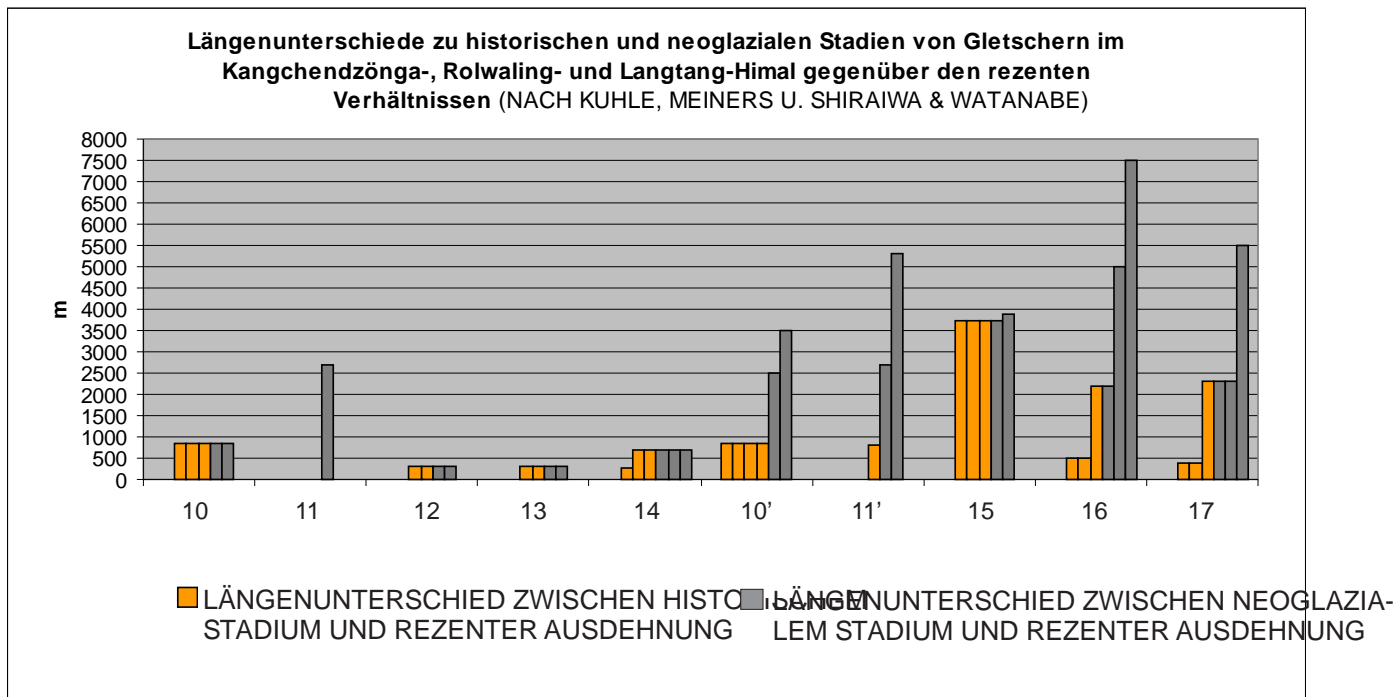


Abb. 116: Längenunterschiede zu historischen und neoglazialen Stadien von Gletschern im Kangchendzönga-, Rolwaling- und Langtang-Himal gegenüber den rezenten Verhältnissen nach KUHLE (1990), MEINERS (1999) u. SHIRAIWA & WATANABE (1991). Kommentare zu einzelnen Gletschern bzw. Gletscherständen sind der Abbildungsbeschreibung in Abb. 123 zu entnehmen.

Längenunterschiede zu historischen und neoglazialen Stadien von Gletschern im Manaslu-Himal und in der Dhaulagiri- S-, E- und W-Abdachung gegenüber den rezenten Verhältnissen (NACH JACOBSEN, ZECH ET AL. U. KUHLE)

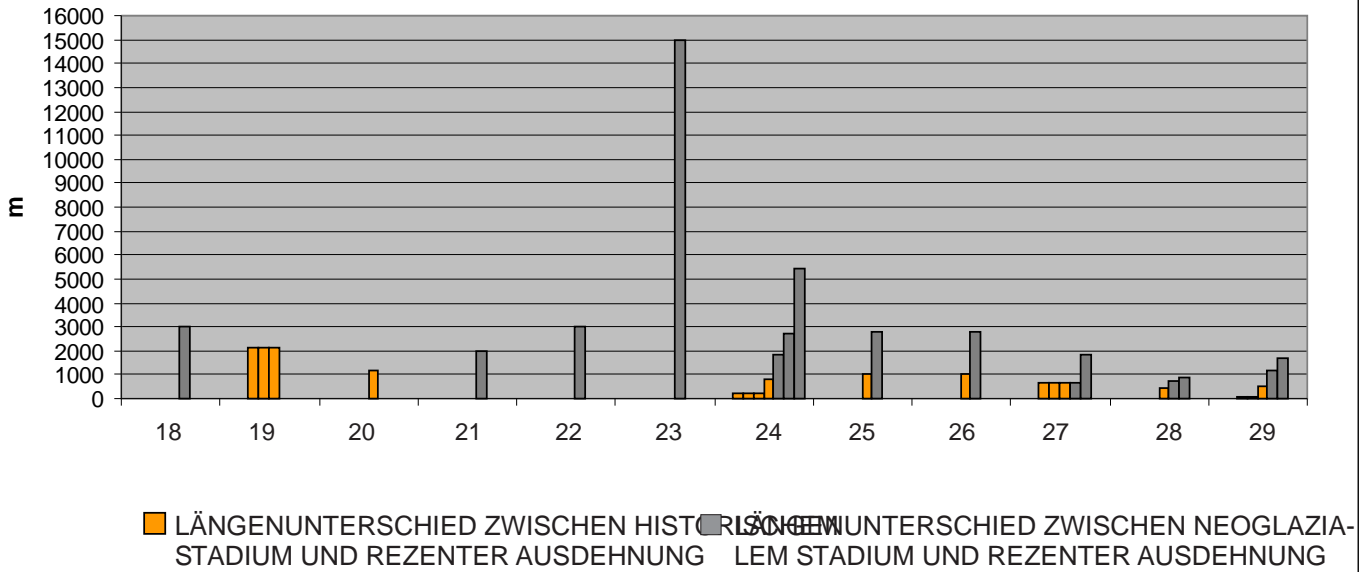


Abb. 117: Längenunterschiede zu historischen und neoglazialen Stadien von Gletschern im Manaslu-Himal und in der Dhaulagiri-S-, E- und W-Abdachung gegenüber den rezenten Verhältnissen nach JACOBSEN (1990), ZECH et al. (2003) und KUHLE (1982a u. 1982b). Kommentare zu einzelnen Gletschern bzw. Gletscherständen sind der Abbildungsbeschreibung in Abb. 123 zu entnehmen.

Längenunterschiede zu historischen und neoglazialen Stadien von Gletschern im Punjab-Himal, im Garhwal-Himal, im Kiar Nala Tal, in der Kolahoi-Gruppe und in den Nimaling-Bergen gegenüber den rezenten Verhältnissen (NACH RÖTHLISBERGER U. DAMM)

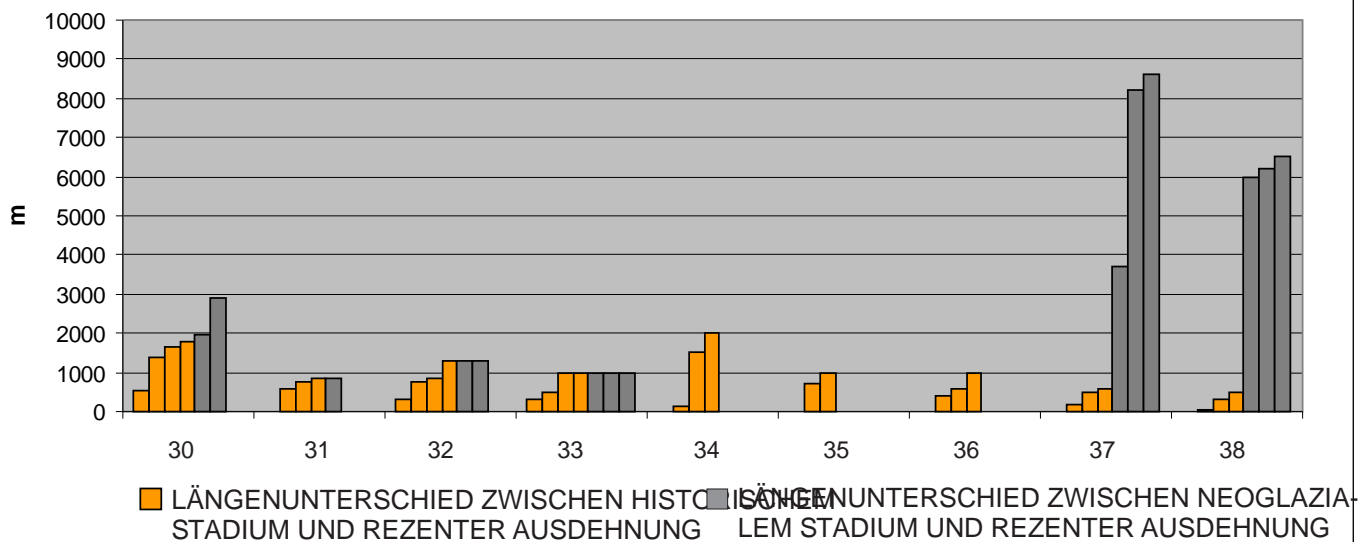


Abb. 118: Längenunterschiede zu historischen und neoglazialen Stadien von Gletschern im Punjab-Himal, im Garhwal-Himal, im Kiar Nala Tal, in der Kolahoi-Gruppe und in den Nimaling-Bergen gegenüber den rezenten Verhältnissen nach RÖTHLISBERGER (1986) und DAMM (1997 u. 2006). Kommentare zu einzelnen Gletschern bzw. Gletscherständen sind der Abbildungsbeschreibung in Abb. 123 zu entnehmen.

Längenunterschiede zu historischen und neoglazialen Stadien von Gletschern an der Mt. Everest N-Seite, im Animachin-Massiv und im Kakitu-Massiv gegenüber den rezenten Verhältnissen (NACH KUHLE)

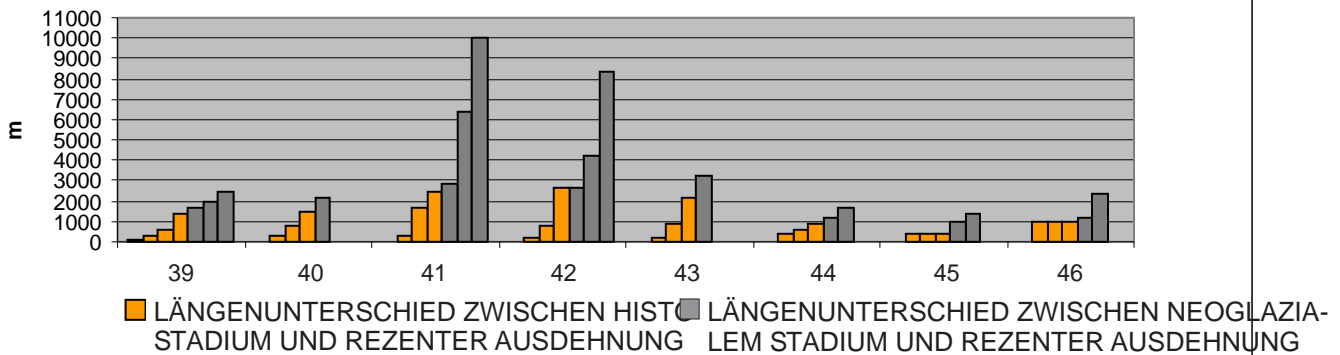


Abb. 119: Längenunterschiede zu historischen und neoglazialen Stadien von Gletschern an der Mt. Everest N-Seite, im Animachin-Massiv und im Kakitu-Massiv gegenüber den rezenten Verhältnissen nach KUHLE (1986a, 1987c u. 1988c). Kommentare zu einzelnen Gletschern bzw. Gletscherständen sind der Abbildungsbeschreibung in Abb. 123 zu entnehmen.

Längenunterschiede zu historischen und neoglazialen Stadien von Gletschern im Quilian Shan, Gongga Shan, Chola Shan und im Nyainqentanglha Shan gegenüber den rezenten Verhältnissen (NACH LIU ET AL., SU & SHI, BRÄUNING & LEHMKUHL U. KUHLE)

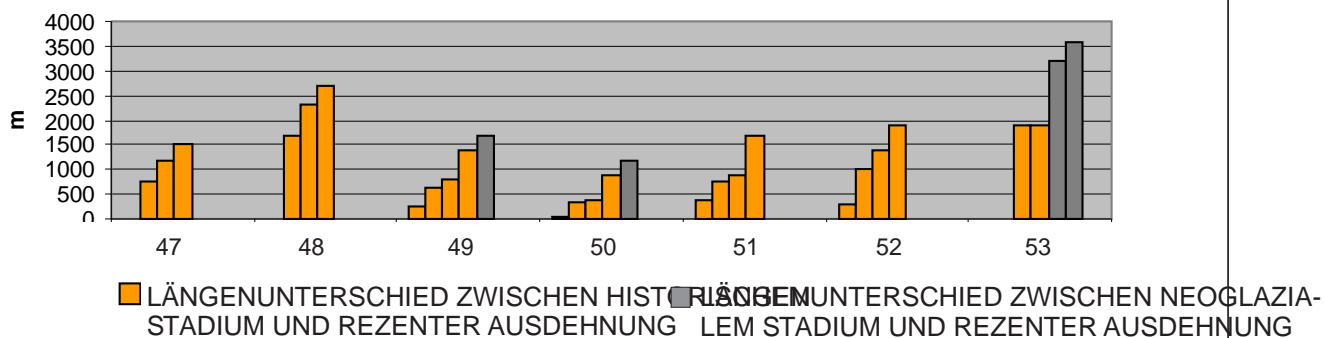


Abb. 120: Längenunterschiede zu historischen und neoglazialen Stadien von Gletschern im Quilian Shan, Gongga Shan, Chola Shan und im Nyainqentanglha Shan gegenüber den rezenten Verhältnissen nach LIU et al. (2003), SU & SHI (2002), BRAEUNING & LEHMKUHL (1996), BRAEUNING (2006) u. KUHLE (1994). Kommentare zu einzelnen Gletschern bzw. Gletscherständen sind der Abbildungsbeschreibung in Abb. 123 zu entnehmen.

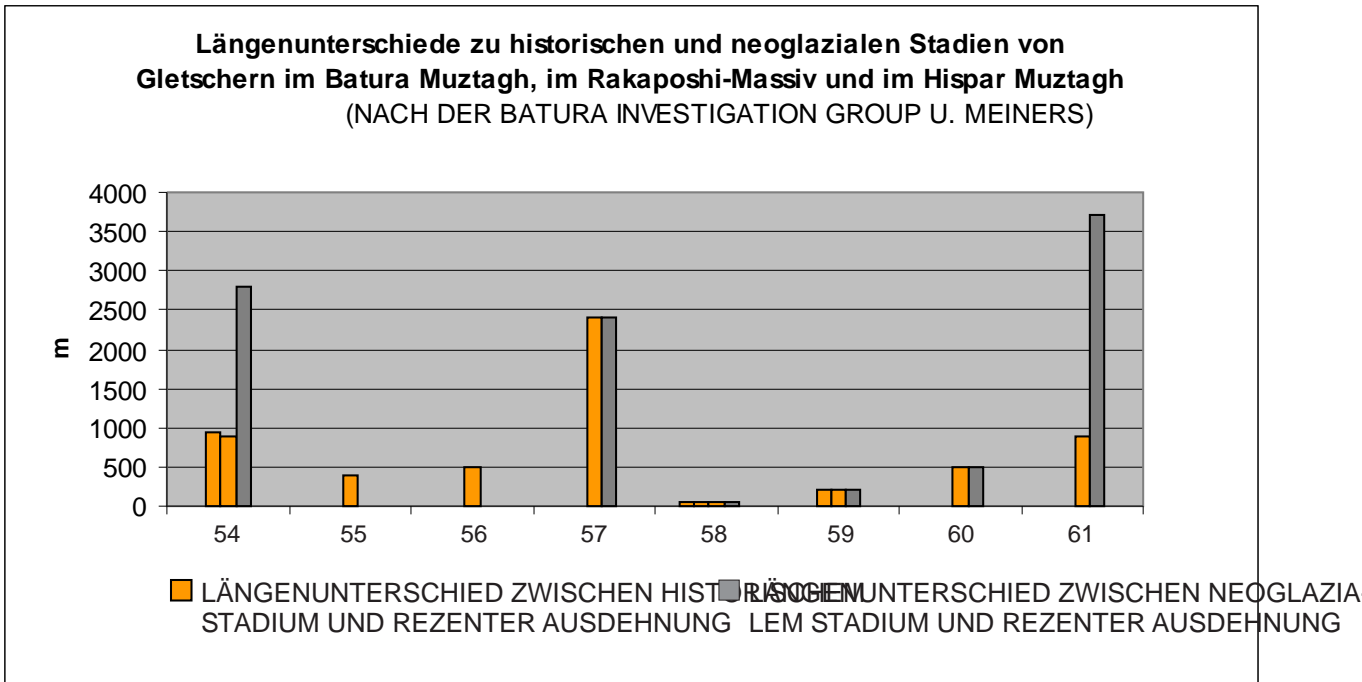


Abb. 121: Längenunterschiede zu historischen und neoglazialen Stadien von Gletschern im Batura Muztagh, im Rakaposhi-Massiv und im Hispar Muztagh gegenüber den rezenten Verhältnissen nach der BATURA INVESTIGATION GROUP (1979) und MEINERS (1995a, 1995b u. 1996). Kommentare zu einzelnen Gletschern bzw. Gletscherständen sind der Abbildungsbeschreibung in Abb. 123 zu entnehmen.

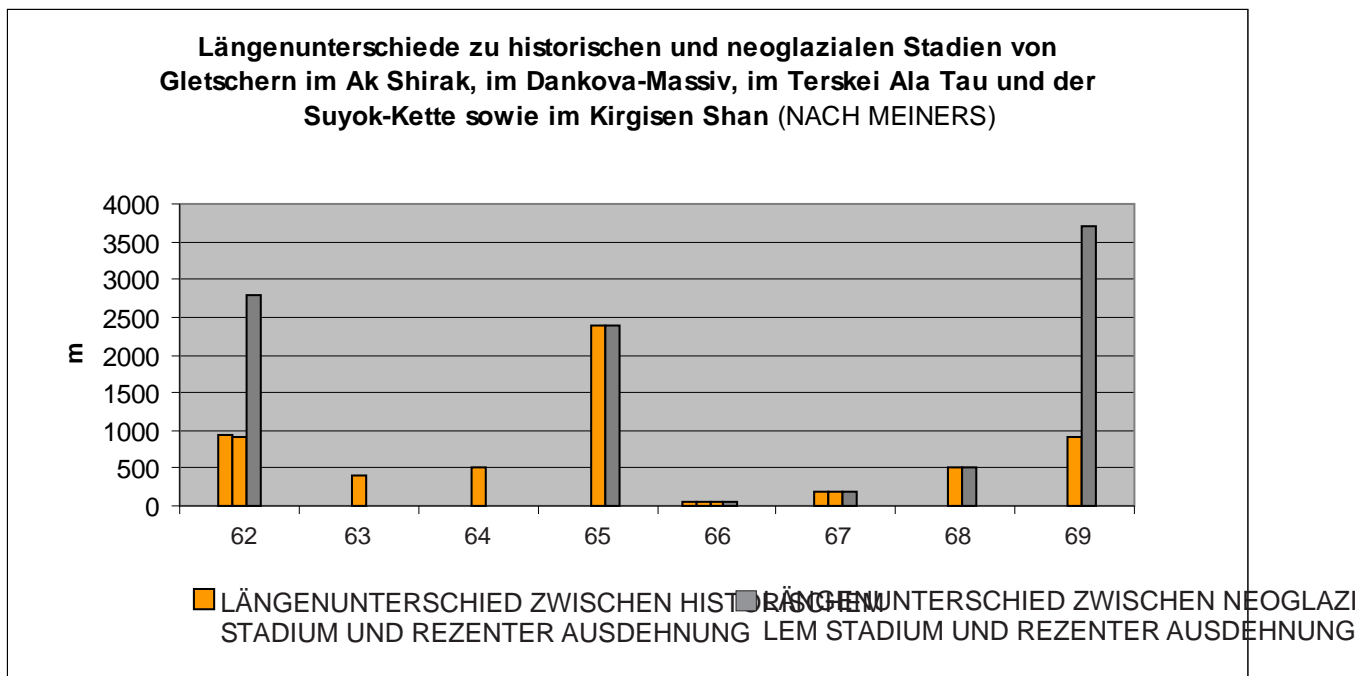


Abb. 122: Längenunterschiede zu historischen und neoglazialen Stadien von Gletschern im Ak Shirak, im Dankova-Massiv, im Terskei Ala Tau und der Suyok-Kette sowie im Kirgisen Shan gegenüber den rezenten Verhältnissen nach MEINERS (1995a, 1995b u. 1996). Kommentare zu einzelnen Gletschern bzw. Gletscherständen sind der Abbildungsbeschreibung in Abb. 123 zu entnehmen.

AUTOR		GLETSCHER	GEOGR. BREITE/LÄNGE	GL.-NR.	A	B	C	D	E	F	G
Himalaja											
KHUMBU-HIMAL.	KUHLE 1986B, 1987, 2005, 2006	NGOZUMPA-GL.	28°00'N/86°43'E	1	50	50	50	50	450	1300	2400
		KURZE EISLAPPEN OBERHALB DES GOKYO SEES	27°59'N/86°38'E	2		650	1050	1100	2150	2600	3000
		KURZER EISLAPPEN OBERHALB DES EINWÄRTS DES GOKYO SEES	28°02'N/86°39'E	3		250	600	1000	2300	2800	3600
		VOM NGOZUMPA AUFGESTAUTEN SEES OROGR. RECHTS									
		KURZER EISLAPPEN IN OROGR. LINKEN NEBENTAL DES NGOZUMPA GL	27°58'N/86°44'E	4			1400	2200	3500	4200	
		LUNAG-GL.	28°02'N/86°35'E	5	100	350	1300	2100	5500		
		KHUMBU-GL.	27°57'N/86°48'E	6	50	50	50	50	3800		
		NUPTSE-GL.	27°56'N/86°52'E	7	50	50	50	50			
		DABLANG-GL.	27°53'N/86°53'E	8	50	50	50	50			
MAKALU-HIMAL.; S-ABDACHUNG	KUHLE 2005	LINKER-NACHBARGL. DES BARUN-GL.; HÄNGEGLETSCHER AN DER MAI	27°52'N/87°06'E	9	600	1850	2400	3700	3700		
KANGCHENDZÖNGA HIMAL.	KUHLE 1990	YALUNG-GL. IM SIMBUA KHOLA	27°40'N/88°05'E	10		850	850	850	850	850	
		YAMATARI-GL.	27°39'N/88°02'E	11					2700		
		JANNU-GL.	27°47'N/88°05'E	12			310	310	310	310	
		RHAMTANG-GL.	27°43'N/88°05'E	13			310	310	310	310	
		KANGCHENDZÖNGA-GL.	27°47'N/88°05'E	14		280	700	700	700	700	700
	MEINERS 1999	YALUNG-GL. IM SIMBUA KHOLA	27°40'N/88°05'E	10'	850	850	850	850	2500	3500	
		YAMATARI-GL.	27°39'N/88°02'E	11'				800	2700	5300	
ROLWALING-HIMAL.	MEINERS 1999	TRAKARDING-GL.	27°49'N/86°31'E	15		3750	3750	3750	3750	3900	
LANGTANG-HIMAL.	SHIRAIWA & WATANABE 1991	SHALBACHUM-GL.	28°14'N/85°38'E	16		500	500	2200	2200	5000	7500
		LIRUNG-GL.	28°14'N/85°34'E	17		400	400	2300	2300	2300	5500
MANASLU-HIMAL.	JACOBSEN 1990	HINDUN-GL.	28°42'N/84°34'E	18					3000		
		RECHTER-NACHBARGL. DES LARKYA-GL.	28°38'N/84°35'E	19		2100	2100	2100			
		SONAM-GL.	28°39'N/84°33'E	20				1200			
		MANASLU NE-GL.	28°35'N/84°36'E	21					2000		
		MANASLU E-GL.	28°32'N/84°36'E	22					3000		
		LANJAM-GL.	28°29'N/84°37'E	23					15000		
		CHHULING KHOLA-GL.	28°25'N/84°34'E	24	250	250	250	820	1850	2750	5400
		MACHHA KHOLA-GL.	28°22'N/84°45'E	25				1000	2800		
		MACHHA KHOLA-GL.	28°22'N/84°45'E	26				1000	2800		
	ZECH ET AL. 2003	DHAULAGIRI W-GL.	28°41'N/83°26'E	27		650	650	650	650	1800	
DHAULAGIRI S-,E-, W-ABDACHUNG	KUHLE 1982A, 1982B, 1983	DHAULAGIRI S-GL.	28°39'N/83°31'E	28				450	700	900	
		DHAULAGIRI E-GL.	28°43'N/83°35'E	29		50	50	500	1200	1700	
		GANGOTRI-GL.	30°52'N/79°05'E	30	550	1400	1650	1800	1950	2900	
		BARA SHIGRI-GL.	32°16'N/77°40'E	31		560	760	850	850		
		KOLAHOI-GL.	34°09'N/75°18'E	32	300	750	850	1300	1300	1300	
		RESELA-GL.	33°37'N/76°00'E	33	300	500	1000	1000	1000	1000	1000
		GAPO RI-GL.	33°42'N/77°36'E	34		130	1500	2000			
		TASKEN RI-GL.	33°43'N/77°35'E	35		700	1000				
		DZO JONGO-GL.	33°44'N/77°35'E	36		400	600	1000			
		REGONI MALLAI-GL.	33°45'N/77°35'E	37		200	500	600	3700	8200	8600
		KANG YATZE N-GLETSCHER	33°45'N/77°33'E	38		50	300	500	6000	6200	6500
Tibet											
MOUNT EVEREST N-SEITE	KUHLE 1988C	RONGBUK-GL.	28°07'N/86°51'E	39	100	300	600	1400	1700	2000	2500
ANIMACHIN-MASSIV	KUHLE 1986A, 1987	HALONG I-GL.	34°44'N/99°33'E	40		250	800	1500	2200		
		HALONG II-GL.	34°45'N/99°31'E	41		300	1700	2500	2800	6400	10000
		WEJGELE-GL.	34°51'N/99°27'E	42		150	800	2700	2700	4200	8300
		RECHTER-NEBENGL. DES WEJGELE-GL.	34°50'N/99°28'E	43		150	900	2150	3200		
KAKITU-MASSIV	KUHLE 1986A, 1987	DUNDE-GL., AUSLASSGLETSCHERZUNGE 5	38°04'N/96°27'E	44		400	600	850	1200	1700	
		DUNDE-GL., SW-AUSLASSGLETSCHERZUNGE	38°04'N/96°24'E	45		400	400	400	1000	1400	
		DUNDE-GL., W-AUSLASSGLETSCHERZUNGE	38°04'N/96°23'E	46		1000	1000	1000	1200	2400	
		GL. 5Y458G2	KEINE ANGABE	47		750	1200	1500			
		HAILUOGU-GL.	29°34'N/101°56'E	48		1700	2300	2700			
QILIAN SHAN	LIU ET AL. 2003	W-GL. NAHE DES LHAMCOCKA SEES	31°48'N/99°04'E	49	250	650	800	1400	1700		
GONGGA SHAN	SU & SHI 2002	E-GL. NAHE DES LHAMCOCKA SEES	31°46'N/99°06'E	50	50	350	400	900	1200		
Chola Shan	BRÄUNING & LEHMKUHL 1996, BRÄUNING 2006	W-GL. IM XUEQU TAL	30°40'N/94°41'E	51	400	750	900	1700			
		E-GL. IM XUEQU TAL	30°39'N/94°44'E	52	300	1000	1400	1900			
Nyainqentanglha Shan	BRÄUNING & LEHMKUHL 1996	TALKAMMER N-LICH DES 6328 M GIPFELS	36°32'N/77°17'E	53			1900	1900	3200	3600	
Karakorum, Pamir, Tien Shan											
BATURA MUZTAGH	BATURA INVESTIGATION GROUP 1979	BATURA-GL.	36°35'N/74°30'E	54			950	900	2800		
RAKAPOSHI MASSIV	MEINERS 1995A, 1995B, 1996	BIRO-GL.	36°07'N/74°24'E	55				400			
HISPAR MUZTAGH	MEINERS 1995A, 1995B, 1996	LUPGHAR-GL.	36°24'N/75°02'E	56				500			
		MOMHIL-GL.	36°24'N/75°04'E	57				2400	2400		
		MALANGUTTI-GL.	36°23'N/75°14'E	58		50	50	50	50		
		YAZGHIL-GL.	36°18'N/75°20'E	59			200	200	200		
		KHURDOPIN-YUKSHIN GARDAN SAR-GL.	36°18'N/75°30'E	60				500	500		
		SHUWERTYAZ-GL.	36°27'N/75°40'E	61				900	3700		
AK SHIRAK	MEINERS 1995A, 1995B, 1996	SARY TOR-GL.	41°50'N/78°11'E	62			250	250	500		
		BORDU-GL.	41°49'N/75°10'E	63	1450	1450	1450	1450			
		DAVIDOFF-GL.	41°50'N/78°10'E	64				1100	1150		
DANKOVA MASSIV	MEINERS 1995A, 1995B, 1996	DANKOVA NE-GL.	41°07'N/77°45'E	65			2100	2500	3000	4000	
		DANKOVA NW-GL.	41°03'N/77°40'E	66			550	600	1100		
		KLEINER HÄNGEGLETSCHER IM KARABATKAT TAL	42°11'N/78°15'E	67				2000	2000	2000	
TERSKEI ALA TAU UND SUYOK-KETTE	MEINERS 1995A, 1995B, 1996	AK SAI-GL.	42°32'N/74°33'E	68							
KIRGISEN SHAN	MEINERS 1995A, 1995B, 1996	GOLUBIN-GL.	42°27'N/74°30'E	69		100	100	100			

Abb. 123: Längenunterschiede verschiedener Gletscher Hochasiens zu historischen (ca. <1760 v. h.) und neoglazialen (ca. 5500-1760 v. h.) Gletscherstadien gegenüber den rezenten Verhältnissen in m (nach verschiedenen Autoren). Bei den Spalten A-D handelt es sich um die Längenunterschiede zu historischen Stadien. Die Spalten E-G zeigen die Längendifferenzen zu neoglazialen Gletscherständen. Bei den Gletschern 1, 6, 7, 8, 29, 38, 50 u. 58 tauchen jeweils die Werte 50 m auf. Diese Werte waren den Karten der jeweiligen Autoren nicht exakt zu entnehmen. Es handelt sich immer um rekonstruierte Gletscherstände zu denen der Eisrand ca. wenige Dekameter des rezenten Zungenendes lag. Bei Gletscher 16 handelt es sich bei den Spalten 4 u. 5 nach SHIRAIWA & WATANABE (1991) um historisch bis neoglaziale Stadien. Im Fall des Gletschers 27 sind die angegebenen 650 m bei den historischen Stadien Maximalwerte. Aus KUHLE 1982a u. 1982b geht hervor, dass der Dhaulagiri W-Gletscher im historischen Zeitraum nicht weiter als 650 m vorstieß. Für Gletscher 30 gibt ROETHLISBERGER (1986) an, dass die Stadien in Spalte A u. B historischen Alters sind, für die Gletscherstände der Spalten C-G hält er offen, ob jene im historischen oder neoglazialen Zeitraum abgelagert wurden. Für die Gletscher 34-38 spricht DAMM (1997, 2006) im Fall der Stadien in den Spalten E-G nicht von neoglazialen Gletscherständen im engeren Sinne sondern von spätglazialen bis postglazialen Stadien. Die Gletscherstände in den Spalten B u. C wurden im Fall des Gletschers Nr. 38 nicht von DAMM (1997, 2006) sondern von mir differenziert (siehe 3.4.2.2 u. Abb. 108, 109). Im Fall des Gletschers 39 sind alle Angaben in den Spalten E-G ungefähre Art. Sie wurden Abb. 112 (fotografische Aufnahme) in KUHLE (1988c) entnommen. Für den Gletscher 58 ist bei allen rekonstruierten Stadien nicht sicher wie weit genau der Gletscher jeweils vorstieß. Frontale Zungenpositionen sind in MEINERS (1995a, Fig. 117) nicht eingezeichnet. Bei Gletscher 59 handelt es sich nach MEINERS (1995a) bei den Stadien in den Spalten C u. D. um Maximalwerte. Für Gletscher 60 ist die Angabe in Spalte D eine Maximalangabe (nach MEINERS 1995a). Für Gletscher 63 sind die Angaben in den Spalten A-C Maximalangaben (nach MEINERS 1995a). Für Gletscher 67 sind die Angaben in den Spalten D u. E Maximalangaben (nach MEINERS 1995a). Für Gletscher 69 sind die Angaben in den Spalten C u. D Minimalangaben (nach MEINERS 1995a).

Curriculum Vitae

Name: Achenbach
Vorname: Hermann
Adresse: Königsallee 36, 37081 Göttingen
e-mail: hachenb1@gwdg.de
Geburtstag: 20.09.1981

Schulische Ausbildung / Studium

09/92-07/98 Realschule Freudenberg (Abschluss: mittlere Reife)
09/98-05/01 Berufskolleg Technik Siegen (Abschluss: Abitur)
08/02-12/06 Studium der Geographie (Diplom) an der Georg-August Universität
Göttingen Nebenfächer: Geologie, Bioklimatologie und Umwelt- und
Ressourcenökonomie
01/07-02/11 Promotionsstudium an der Georg-August Universität Göttingen

Berufliche Stationen

07/01-07/02 Zivildienst in der integrativen Kindertagesstätte Büschergrund
06/08-06/11 Wissenschaftliche Hilfskraft im Arbeitsbereich für Geographie und
Hochgebirgsgeomorphologie, Institut für Geographie, Georg-August
Universität Göttingen

Göttingen, März 2011