

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Herausgegeben von Peter-Jürgen Ergenzinger, Dieter Jäkel, Hans-Joachim Pachur und Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 57

Jürgen Hofmann

**Geomorphologische Untersuchungen
zur jungquartären Klimaentwicklung
des Helan Shan und seines westlichen Vorlandes
(Autonomes Gebiet Innere Mongolei/VR China)**

187 Seiten, 46 Abbildungen, 23 Tabellen, 85 Photos, 7 Beilagen

1993

Im Selbstverlag des Institutes für Geographische Wissenschaften der Freien Universität Berlin

ISBN 3 - 88009 - 058 - 0

Jürgen Hofmann

Geomorphologische Untersuchungen zur jungquartären Klimaentwicklung des Helan Shan und seines westlichen Vorlandes (Autonomes Gebiet Innere Mongolei/VR China)

Berliner Geogr. Abh., Heft 57: 1-187, Berlin 1993

Druck: Zentrale Universitäts-Druckerei, 12169 Berlin-Steglitz

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Herausgegeben von Peter-Jürgen Ergenzinger, Dieter Jäkel, Hans-Joachim Pachur und Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 57

Jürgen Hofmann

**Geomorphologische Untersuchungen
zur jungquartären Klimaentwicklung
des Helan Shan und seines westlichen Vorlandes
(Autonomes Gebiet Innere Mongolei/VR China)**

187 Seiten, 46 Abbildungen, 23 Tabellen, 85 Photos, 7 Beilagen

1993

Im Selbstverlag des Institutes für Geographische Wissenschaften der Freien Universität Berlin

ISBN 3 - 88009 - 058 - 0

Vorwort

Im Rahmen der 1. Chinesisch-Deutschen Kunlun Shan-Taklamakan Expedition hatte ich Ende August 1986 die Gelegenheit, an einer mehrtägigen Vorexkursion in den Helan Shan teilzunehmen. Überraschenderweise konnten dabei in den höheren Reliefbereichen Formen beobachtet werden, die für eine bislang unbekannte vorzeitliche glazialerosive Formung sprachen. Darüber hinaus ergab sich die Frage, in welchem Zusammenhang die sich nach Westen erstreckenden mächtigen Schotterkegel stehen. Von Prof. Dr. Jürgen HÖVERMANN (Göttingen) und Prof. Dr. Dieter JÄKEL (Berlin) wurde daher die Anregung ausgesprochen, dieses Problem im Rahmen einer Doktorarbeit eingehend untersuchen zu lassen. Für die Vergabe des Themas und die ständige Diskussionsbereitschaft möchte ich meinem Betreuer, Herrn Prof. Dr. JÄKEL, herzlich danken. Auch Herrn Prof. Dr. HÖVERMANN, der sein ständiges Interesse am Fortgang der Arbeit durch Anregungen und kritische Anmerkungen bekundete, bin ich zu Dank verpflichtet.

Die Feldarbeiten führte ich in den Monaten August bis Oktober der Jahre 1987 und 1988 durch. Die Geländeaufenthalte wurden durch Reisekostenbeihilfen des Deutschen Akademischen Austauschdienstes (DAAD, Bonn), der von Humboldt-Ritter-Penck Stiftung (Berlin) und des GEO-Reisetitels der FU Berlin ermöglicht. Die Gewährung eines NAFÖG-Stipendiums für die Zeit von Juli 1987 bis Juni 1989 stellte die finanzielle Grundlage des Dissertationsvorhabens dar. Dafür möchte ich den genannten Institutionen an dieser Stelle meinen Dank aussprechen. Die Auswertung erfolgte jeweils im Anschluß an die Geländeaufenthalte. Durch meine Anstellung als Geowissenschaftler bei der NAFU GmbH (Naturwissenschaftliches Forschungs- und Untersuchungslaboratorium, Berlin-Lankwitz) war ich im Zeitraum von März 1990 bis Juni 1992 im Bereich der Altlastenerkundung tätig und konnte mich nur noch an den Wochenenden der Dissertation widmen. Dennoch gelang es mir, im November 1991 meine Arbeit im Berliner Geographischen Colloquium vorzustellen. Da ich seit Juli 1992 als wissenschaftlicher Mitarbeiter an der FU angestellt bin, hatte ich nunmehr die nötige Zeit, um meine Arbeit abschließen zu können.

Meine Arbeit wurde vom Institute of Desert Research (IDRAS) der Academia Sinica in Lanzhou sowohl logistisch als auch administrativ unterstützt. Namentlich möchte ich vor allem dem Direktor, Herrn Prof. ZHU Zhenda, und Herrn Ing. YANG Youlin danken. Im Gelände wurde ich von Herrn Dr. WANG Tao und Herrn Dr. ZHOU Xueyong (beide vom IDRAS) begleitet. Herr ZHOU Li-Ping vom Subdepartment of Quaternary Research der Universität Cambridge

übernahm freundlicherweise die Thermolumineszenz-Datierungen. Der Direktor der Forstbehörde in Bayin Haote, Herr Ing. CHEN Yulin, unterstützte meine Arbeit in vielfältiger Weise.

Stellvertretend für die Personen, die zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben, möchte ich mich bei den nachfolgend aufgeführten namentlich bedanken:

- Herrn Dr. WANG Tao und Herrn Dr. ZHOU Xueyong (beide IDRAS Lanzhou) für ihre Mitarbeit während der strapaziösen Feldarbeit im Helan Shan
 - Meinem Freund, Herrn Dipl.-Geogr. R. TESCHNER-STEINHARDT, für Anregungen und fachliche Gespräche;
 - Herrn Dr. F. LEHMKUHL und Herrn Dr. K.T. ROST (beide Universität Göttingen) für zahlreiche Diskussionen;
 - Herrn Dipl.-Geogr. J. BÖHNER (Universität Göttingen) für die Hilfe bei der Erstellung der Klimadiagramme;
 - Herrn Dr. YANG Xiaoping (Universität Lund/Schweden) für die Übersetzung der Zusammenfassung in die chinesische Sprache (Kap. 6);
 - Frau A. BECK für die Übersetzung der Zusammenfassung in die englische Sprache (Kap. 6);
 - Herrn Ing.-grad. Joachim SCHULZ und Herrn Rainer WILLING für die kartographischen Arbeiten zur Erstellung der Beilagen 1 und 2;
 - Herrn Klaus WOLFERMANN für die umfangreichen Fotoarbeiten;
 - Herrn W. MICHAELIS für die Anfertigung von Dünnschliffen;
 - Herrn Dipl.-Geol. Klaus-Dieter MEYER für die polarisationsmikroskopische Bearbeitung der Dünnschliffe;
 - Frau Dipl.-Geol. Sabine GEHLER und Herrn Dipl.-Geol. Christoph KRIESCH für die wertvolle Arbeit des Korrekturlesens in der Endphase der Arbeit;
 - Frau Gesa PFUHLE (Berlin) für ihren großzügigen Beitrag bei der Finanzierung der Druckkosten;
 - und schließlich allen Kollegen des Instituts, die meine Arbeit durch ihr stetes Interesse förderten.
- Mein Dank gilt auch meinen Eltern, Hildegard und Hubert Hofmann, die mir meine Ausbildung ermöglichten.

Insbesondere danke ich meiner Frau Caroline, die hilfreich meine Arbeit unterstützte und geduldiges Verständnis für die vielen Wochen (und Wochenenden) aufbrachte, die der Fertigstellung dieser Arbeit dienten. Ihr möchte ich diese Arbeit widmen.

Berlin, im November 1993
JÜRGEN HOFMANN

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort	4
1. Einleitung	7
1.1 Problemstellung	7
1.2 Stand der Forschung	8
1.3 Gang der Untersuchungen	10
2. Das Arbeitsgebiet	11
2.1 Lage des Arbeitsgebietes	11
2.2 Geologische Verhältnisse	13
2.2.1 Allgemeine Geologie des Helan Shan	13
2.2.2 Stratigraphie des Arbeitsgebietes	15
2.2.3 Grundzüge der tektonischen Entwicklung des Helan Shan	21
2.2.4 Tektonik des Arbeitsgebietes	24
2.3 Hydrographische Verhältnisse	25
2.4 Klimatische Verhältnisse	27
2.4.1 Dauer und Intensität der ariden und humiden Zeiten in Nordnordwest- und Nordchina	28
2.4.2 Grundzüge des borealen Gebirgsklimas des Helan Shan im Vergleich zum Klima des Vorlandes	31
2.5 Vegetation	37
2.5.1 Flora und Vegetation des Helan Shan	37
2.5.2 Vegetationsstufen und Wuchsformtypen	38
3. Rezente geomorphologische Höhenstufen unter besonderer Berücksichtigung der periglazialen Formung	42
3.1 Höhenstufe des Aerodynamischen Reliefs	42
3.2 Höhenstufe der Wüstenebenen	43
3.3 Höhenstufe der Gebirgsfußflächen	45
3.4 Höhenstufe der Torrententäler	49
3.5 Periglaziale Höhenstufe	51
3.5.1 Periglaziäre Formentypen	54
3.5.2 Räumliche Ausdehnung und regionaler Typ des Periglaziärs	58
3.5.3 Überregionaler Vergleich mit Periglaziärgebieten der Gebirge Zentral- und Ostasiens	59
3.6 Zusammenfassung	61
4. Befunde aus dem Arbeitsgebiet und ihre Deutung als Indikatoren der jungquartären Klimaentwicklung	62
4.1 Vorbemerkung zur methodischen Vorgehensweise	62
4.2 Befunde aus dem Helan Shan und ihre Deutung	62
4.2.1 Erosionsformen	62
4.2.1.1 Formengruppe 1	63
4.2.1.2 Formengruppe 2	67
4.2.1.3 Formengruppe 3	67
4.2.1.4 Formengruppe 4	69
4.2.1.5 Formengruppe 5	70
4.2.1.6 Zur Genese der Formen	70
4.2.2 Akkumulationsformen	73
4.2.2.1 Diamiktite	74
4.2.2.2 Blockströme und Blockschutthalden	75
4.2.2.3 Zur Genese der Formen	75

4.3 Befunde aus dem westlichen Gebirgsvorland und ihre Deutung	77
4.3.1 Terrassenprofile	77
4.3.1.1 Profil der oberen Terrasse	77
4.3.1.2 Profil der unteren Terrasse	82
4.3.1.3 Weitere, nicht näher untersuchte Terrassen	85
4.3.1.4 Profil Xiligaole	85
4.3.1.5 Vergleich und Deutung	86
4.3.2 Aufschlüsse in der Umgebung von Bayin Haote	88
4.3.2.1 Sandlößprofil Bayin Haote	88
4.3.2.2 Brunnenprofil Bayin Haote	90
4.3.2.3 Vergleich und Deutung	91
5. Rekonstruktion der jungquartären Klimaentwicklung des Helan Shan und seines westlichen Vorlandes	93
5.1 Rekonstruktion der letzteiszeitlichen Schneegrenzlage	93
5.2 Rekonstruktion der letzteiszeitlichen Höhenstufung des Helan Shan	94
5.3 Entstehung der Terrassen und ihre zeitliche Stellung	95
5.4 Überregionaler Vergleich mit paläoklimatischen Befunden aus Hoch- und Ostasien	99
5.5 Modell der jungquartären Klimaentwicklung des Helan Shan und seines westlichen Vorlandes	103
6. Zusammenfassung / Summary / Chinesische Zusammenfassung	108
7. Methoden-Anhang	118
7.1 Karten- und Luftbildauswertung mit Geländekontrolle	118
7.2 Zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse in Karten	118
7.3 Altersbestimmungen nach der ¹⁴ C-Methode	118
7.4 Thermolumineszenzdatierungen	119
7.5 Grobsedimentanalyse	120
7.6 Bodenkundliche Profilaufnahme	120
7.7 Vegetationsaufnahme	120
7.8 Labormethoden	121
7.8.1 Korngrößenanalyse	121
7.8.2 Schwermineralanalyse	121
7.8.3 Röntgenographische Untersuchungen	122
7.8.4 Bestimmung des organischen und anorganischen Kohlenstoffs	122
7.8.5 Bestimmung der Leitfähigkeit und des pH-Wertes	122
8. Quellenverzeichnis	123
8.1 Literaturverzeichnis	123
8.2 Verzeichnis der verwendeten Karten und Satellitenbilder	127
8.3 Abbildungsverzeichnis	128
8.4 Tabellenverzeichnis	129
8.5 Beilagenverzeichnis	129
8.6 Tabellen der analysierten Proben	130
9. Anhang	135
9.1 Photos	135
9.2 Liste der bestimmten, vom Verfasser gesammelten Pflanzen	167
9.3 Klimadaten und Klimadiagramme	170

1. Einleitung

1.1 Problemstellung

Der Helan Shan¹ nimmt als ein isolierter, von Wüsten und Steppen umgrenzter Gebirgszug eine Mittelposition zwischen dem Qilian Shan und den mongolischen Gebirgen ein, von denen stellvertretend das Khangai-Gebirge erwähnt sei. Es ist Ziel, mit der vorliegenden Arbeit die rezenten und vorzeitlichen Formen und Formungsprozesse auf der Achse "nival-arid" des PENCK'schen Systems (PENCK 1910) am Beispiel des Helan Shan und seines westlichen Vorlandes darzulegen und zu deuten sowie die Forschungslücke zu schließen, die hinsichtlich des letzteiszeitlichen Verlaufs der Schneegrenze zwischen 35° und 45° nördlicher Breite in Zentralasien besteht.

Wegen seiner isolierten Lage in einem semi- bis vollariden Raum (Abb. 1)² eignet sich der Gebirgszug des Helan Shan besonders dafür. Große Bedeutung kommt dabei der Rekonstruktion des letzteiszeitlichen Verlaufs der Schneegrenze und damit der Hypothese einer bislang unbekannt glazialen und nivalen Formung des Helan Shan im Jungpleistozän zu.

Um die Höhenstufenverlagerung während des Jungpleistozäns und Holozäns überhaupt paläoklimatisch interpretieren zu können, mußte zuvor die aktuelle Höhenstufung des Helan Shan durch geomorphologische und vegetationskundliche Kartierungen erfaßt werden. Dabei waren die rezenten Formen und Prozesse gegenüber möglichen fossilen Formen abzugrenzen, die nicht aus der rezenten Morphodynamik erklärt werden können. Die Untersuchungen konzentrieren sich daher auf vier Problemstellungen:

¹ Bei der Schreibweise aller chinesischen Orts-, Personen- und Eigennamen übernahm ich die in der VR China heute offizielle Umschrift. Der Helan Shan wird in der älteren Literatur mit den nicht mehr gebräuchlichen Schreibweisen Holan Shan, Ho Lan Shan, Holiangshan, Holangshan und Ala Schan benannt. Die Bezeichnung "Helan" stammt aus der mongolischen Sprache und bedeutet galloperndes Pferd. "Shan" bedeutet im chinesischen Sprachgebrauch Berg und Gebirge.

² Soweit nicht anders angegeben, wurden alle Abbildungen und Beilagen sowie Photographien vom Verfasser entworfen und gezeichnet bzw. aufgenommen.

- Welche geomorphologischen Höhenstufen sind unter den rezenten klimatischen Bedingungen im Arbeitsgebiet ausgeprägt?
- Gibt es Klimazeugen, die eine vorzeitliche Verlagerung der Formungsregionen und insbesondere eine glaziale bzw. nivale Formung belegen?
- Welche Klimaentwicklung läßt sich anhand der Klimazeugen für den Helan Shan und sein westliches Vorland ableiten?
- Wie fügt sich das Modell der Klimaentwicklung in einen überregionalen Zusammenhang?

Während die klimatischen Verhältnisse der rezenten Morphodynamik durch Klimadaten und vegetationskundliche Kartierungen erfaßt werden konnten, stützen sich die Aussagen zum Paläoklima auf glazial- und periglazialmorphologische Untersuchungen in den höheren Reliefbereichen sowie sedimentologische Untersuchungen an Grob- und Feinsedimenten im westlichen Gebirgsvorland. Für die Altersdatierungen wurde Probenmaterial nach der ¹⁴C-Methode und der Thermolumineszenz-Methode entnommen. Da die Untersuchungen des relativ großen Arbeitsgebietes in einem zeitlich eng gesteckten Rahmen erfolgen mußte, basiert diese Arbeit hauptsächlich auf der Luftbilddauswertung und der morphologischen Analyse mit der sich daran anschließenden Geländekontrolle.

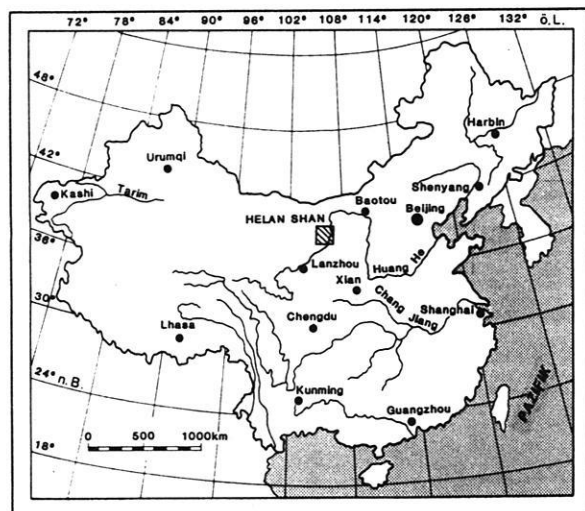


Abb. 1: Übersichtskarte von China mit der Lage des Arbeitsgebietes (vgl. Abb. 3 und 4).

1.2 Stand der Forschung

Die quartärmorphologische Erforschung Chinas setzte erst zu Beginn des 20. Jh. ein. Als einer der wichtigsten Begründer gilt der namhafte chinesische Geologe LI Si-Guang, besser bekannt unter dem Namen J.S. LEE, der die heute noch in China übliche stratigraphische Gliederung des Quartärs in drei Eiszeiten (Q 1 = Poyang, Q 2 = Taku und Q 3 = Lushan- (bzw. Dali-) Eiszeit; Q 4 = Holozän) auf der Grundlage der von ihm postulierten Vergletscherung des in Südost-China gelegenen Lushan entwarf (LEE 1933; KOZARSKI 1963). Einen Überblick über den gegenwärtigen Stand und die historische Entwicklung der chinesischen Quartärstratigraphie gibt DERBYSHIRE (1983, 1987).

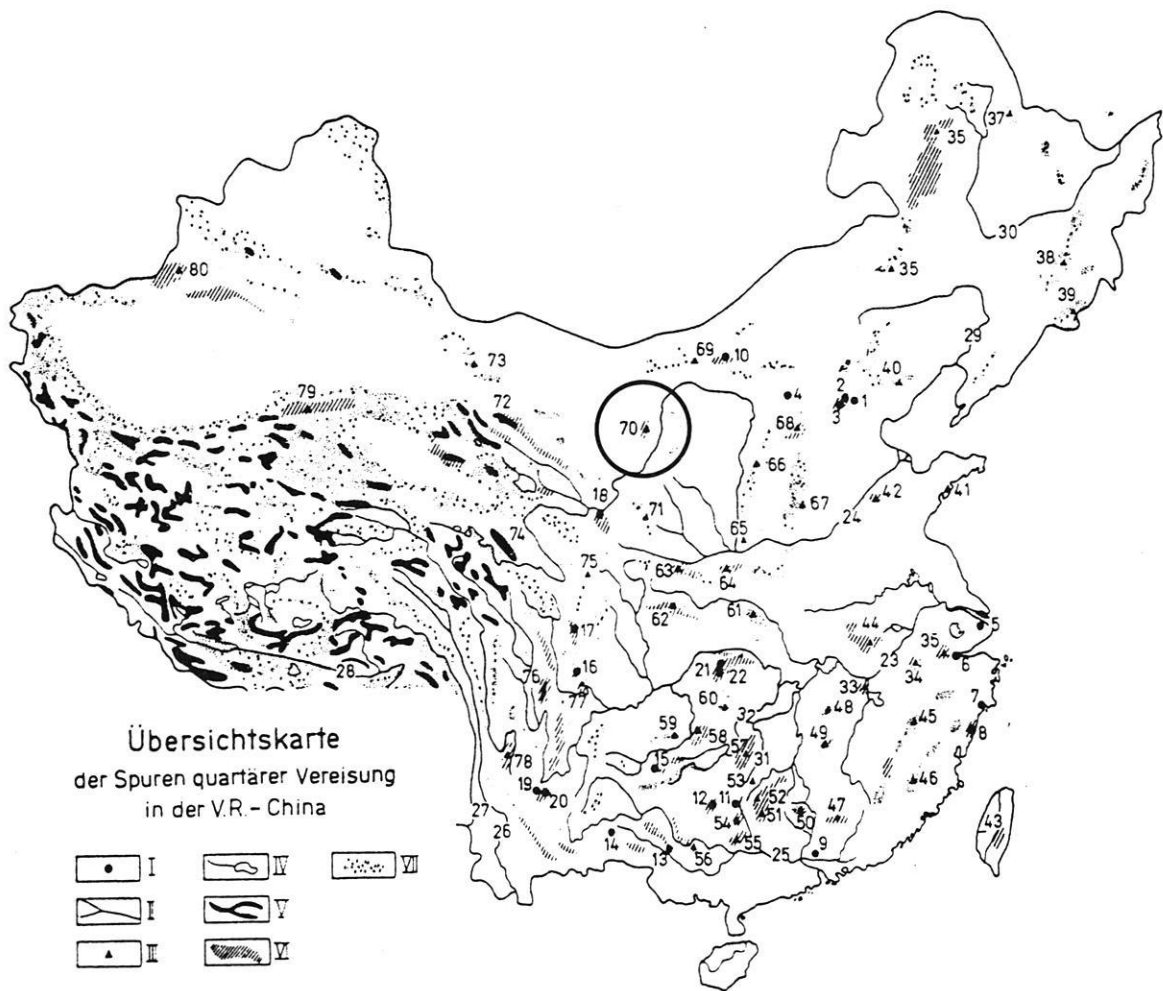
Der Helan Shan gehört nach heutigem Kenntnisstand einem bislang noch weitgehend unerforschten Bereich der Inneren Mongolei an. Die Angaben über physisch-geographische Untersuchungen in der Inneren Mongolei und deren Randbereiche beziehen sich in der älteren Literatur ausschließlich auf die wesentlich ausgedehnteren und höheren Gebirge des Qilian Shan und des Khangai sowie auf das Lößplateau (v. RICHTHOFEN 1877; HEDIN 1899, 1905, 1907; CHARDIN & LINCENT 1924; PENCK 1931). Autoren wie GRANÖ (1910), MACHATSCHEK (1914), PRINZ (1928), LEUCHS (1930) und OBRUTSCHEW (1930) äußern dabei - wenn auch vage - Vermutungen über das Ausmaß der letzteiszeitlichen Vergletscherung von Zentralasien. GRANÖ (1910) untersuchte unter diesem Aspekt die nordwestl. Mongolei sowie einige ihrer südsibirischen Grenzgebirge. Erst Ende der 50iger und Anfang der 60iger Jahre wurden fundiertere Angaben zu dieser Problematik veröffentlicht. Von herausragender Bedeutung ist dabei die umfangreiche Abhandlung Herrmann v. WISSMANN'S über die rezente und letzteiszeitliche Vergletscherung Hochasiens. WISSMANN (1959) faßte seine Vorstellungen der letzteiszeitlichen Schneegrenzdepression in einer Faltkarte im Maßstab 1:5.000.000 zusammen. Zwar liegt der Helan Shan knapp außerhalb des Kartenbildes, jedoch wird für den nur 400 km vom Arbeitsgebiet entfernten Berg Ghadshur am Ostende des Qilian Shan (ca. 37°N/103°E) eine letzteiszeitliche Schneegrenze von 3800 m ü.d.M. angegeben. Dies ergibt im Vergleich zur rezenten Schneegrenze, deren Höhenlage FRENZEL (1960: Karte 2 im Anhang) mit 4000 m ü.d.M. angibt, eine Depression von nur 200 m. FRENZEL (1960: Karte 1 im Anhang) gibt die mutmaßliche Höhenlage der letzteiszeitlichen Schneegrenze für den Helan Shan und den mittleren Huang He Bogen mit 3250 m ü.d.M. an. Dies entspricht einer Depression von 850 m.

Desweiteren berichten SUN Tienching & YANG Huaijen (1961) sowie SUN Tienching (1961) über jungpleistozäne Vergletscherungsspuren in der VR China. SUN Tienching (1961: 182) stellt eine Übersichtskarte der Spuren quartärer Vereisung in der VR China vor, in welcher der Helan Shan mit der Signatur für "*Orte mit sicheren Spuren quartärer Vereisung*" gekennzeichnet ist (Nr. 70 in Abb. 2). Hierbei handelt es sich jedoch um rein spekulative Äußerungen, da weder SUN Tienching noch YANG Huaijen in diesem Bereich Geländearbeiten durchgeführt haben.

SHAN Pengfei (1991: 303) äußerte anlässlich des XIII. INQUA Kongresses in Beijing ebenfalls Vermutungen über eine mögliche pleistozäne Vergletscherung des Helan Shan, ohne fundierte Geländebefunde aufweisen zu können. Interessanterweise wird im Literaturverzeichnis seiner Publikation eine Abhandlung von WANG Xueyin (1983)³ erwähnt, die sich mit Vergletscherungsspuren am westlichen Gebirgsrand des Helan Shan befassen soll. Trotz intensiver Literaturrecherchen durch Herrn Prof. ZHANG Linyuan vom Geographischen Institut der Universität Lanzhou (frdl. schriftl. Mitt. v. 04.08.1988) und eigener Recherchen bei dem Bureau of Geology and Mineral Resources in Yinchuan (Aut. Gebiet Ningxia) war die Einsicht in diese Arbeit leider nicht möglich. Dies sind meines Wissens die einzigen Literaturstellen, in denen eine mögliche Vergletscherung des Helan Shan angedeutet wird.

Angaben zum vorzeitlichen (mittel- und jungholozänen) und rezenten Periglazial sind in der Arbeit von GENG Kan & QIU Weili (1991) enthalten. Ihre Untersuchungen und Geländebefunde beschränken sich jedoch auf den Südtel des Helan Shan, insbesondere auf das Gan Gou Liang (zur Auffindung des Ortsnamens s. Buchstabe H in Beilage 1 im Anhang). Desweiteren sind der geomorphologischen Übersichtskarte der VR China 1:1.000.000 (Blatt J-48) einige Informationen über den Helan Shan zu entnehmen (Kap. 3.6). Zusammenfassend ist daher festzustellen, daß bislang keine wissenschaftlichen Abhandlungen über Periglazial- bzw. Glazialmorphologie aus dem Arbeitsgebiet (Kap. 2.1) in der Fachliteratur publiziert worden sind.

³ Möglicherweise hängt dies damit zusammen, daß der Autor WANG Xueyin Angehöriger der Volksarmee (Nr. 84994) ist und seine Arbeiten der Geheimhaltung unterliegen.



1 - Peking; 2 - Lungensze, Mushikou und Patachu; 3 - Chowkoutien; 4 - Tatung, Shansi; 5 - Shanghai; 6 - Hangchow; 7 - Wenling Chekiang; 8 - Pingyang; 9 - Kwangchou; 10 - Paiyuaopo; 11 - Kweii; 12 - Yungan, Kwangsi; 13 - Paisai, Kwangsi; 14 - Kwangnan, Yunnan; 15 - Kweiyang; 16 - Yaan, westliches Szechuan; 17 - Sungpan; 18 - Lunchou; 19 - Yunjen; 20 - Yuanmo; 21 - Enshi; 22 - Maotien, Chiensi; 23 - Jangtze; 24 - Huangho; 25 - Sikiang; 26 - Lunchunkiang; 27 - Nukiang; 28 - Yalutzonpukiang; 29 - Liaoho; 30 - Sunghow Kiang; 31 - Tze Fluß; 32 - Yuan Fluß; 33 - Lushan; 34 - Huangshan; 35 - Tienmoshan; 36 - Großer Chingan; 37 - Kleiner Chingan; 38 - Chongkwangbai; 39 - Chanpeishan; 40 - Yenshan; 41 - Lushan; 42 - Taishan; 43 - Yushan; 44 - Tashan; 45 - Wa-y-shan; 46 - Taiyunshan; 47 - Chilishan; 48 - Mofushan; 49 - Wukong-Shan; 50 - Shikongling; 51 - Kupshan; 52 - Tupangling; 53 - Yuchengling; 54 - Chichchaoling; 55 - Tayaushan; 56 - Tanimshan; 57 - Hsingfongshan; 58 - Fanchingshan; 59 - Talaoshan; 60 - Wulingshan; 61 - Wutongshan; 62 - Tapashan; 63 - Tsinling; 64 - Haoshan; 65 - Changtoushan; 66 - Luliangshan; 67 - Taihangshan; 68 - Wutaishan; 69 - Yinshan; 70 - Holiangshan; 71 - Liuponshan; 72 - Nanshan; 73 - Peishan; 74 - Chishishan; 75 - Meashan; 76 - Minyagonkar; 77 - Naomaishan; 78 - Yulunshan; 79 - Aershinshan; 80 - Tienshan

I - wichtige Orte; II - Flüsse; III - Berge; IV - Seen; V - rezente Gletcher; VI - Orte mit sicheren Spuren quartärer Vereisung; VII - vermutete Vereisung im Quartär

Abb. 2: Übersichtskarte der Spuren quartärer Vereisung in der VR China (SUN Tienching 1961: 182, Abb. 1; leicht verändert).

Unter geologischen und lagerstättenkundlichen Aspekten ist der Helan Shan in den 60er Jahren erforscht worden. Im Zeitraum von 1977 bis 1979 wurden von chinesischer Seite Feldarbeiten zu stratigraphischen Fragestellungen im Helan Shan durchgeführt. Die Ergebnisse der Kartierungen und Tiefbohrungen bilden die Grundlage der Geologischen Karte 1:200.000 (Blatt J-48-X), die von der Geologischen Verwaltungsbehörde des Autonomen Gebietes Ningxia für den internen Gebrauch herausgegeben wurde. Das dazu gehörende Beiheft wurde von CHAO Jingxuan et al. (1982) veröffentlicht. Zur Neotektonik der Ostabdachung des Helan Shan finden sich detaillierte Angaben bei SHAN Pengfei (1991: 299-305).

1.3 Gang der Untersuchungen

Die Untersuchungen umfassen insgesamt zwei Geländekampagnen mit einer dazwischen liegenden sowie einer abschließenden Auswertungsphase in Berlin. Ausgehend vom Standort Bayin Haote⁴ bestand die erste Phase der Untersuchungen (August bis Oktober 1987) in einer Geländebegehung und Übersichtskartierung des Arbeitsgebietes im Maßstab 1 : 50.000. Da zu jener Zeit keine geologischen Karten zur Verfügung standen, wurden zunächst die geologischen Verhältnisse, vor allem die vorkommenden Gesteinsarten und ihre Verbreitung, ihre Lagerungsverhältnisse und morphologische Wertigkeit erfaßt. Zu diesem Zweck wurden zahlreiche Handstücke aus dem frischen Gestein zur mikroskopischen Analyse entnommen. Diese Arbeiten konnten durch den Einsatz Topographischer Karten 1 : 50.000 und von Luftbildern ergänzt werden.

Der Problemstellung entsprechend erstreckte sich das Hauptaugenmerk zuerst auf die aktuelle Höhenstufung im Gebirgsbereich, wobei neben der räumlichen Verteilung der Reliefformen auch vegetationskundliche Merkmale herangezogen wurden. Hierzu wurde eine Belegsammlung angelegt. Da der Schwerpunkt dieser Arbeit auf geomorphologischen Untersuchungen liegt, dienen die vegetationskundlichen Untersuchungen ausschließlich der Erstellung eines Schemas der Vegetationsstufen. Sie stellen eine wertvolle Ergänzung zu den Ausführungen über die klimatische Situation des Helan Shan dar.

Erste Anhaltspunkte für die genetische Interpretation ergaben sich im Gebirgsbereich aus Erosions- und

Akkumulationsformen, die sich nicht aus der rezenten Morphodynamik erklären liessen. Im Bereich der Fußflächen und des weiteren westlichen Vorlandes galt das Interesse neben der morphologischen Geländeaufnahme dem Aufsuchen und der Aufnahme charakteristischer Aufschlüsse. Bedeutsam waren dabei die aus Schottern, Kiesen und Sandlöß aufgebauten Terrassenkörper der oberen und unteren Terrasse und einige Lößprofile.

Die Ergebnisse der ersten Geländekampagne habe ich in der Zeit von November 1987 bis Juni 1988 in Berlin ausgewertet. Anhand der Laborbefunde (vor allem Dünnschliffuntersuchungen der Gesteinsproben), der Auswertung der Feldbücher und der daraus erstellten Karten wurde die Arbeitsgrundlage für die zweite Geländekampagne geschaffen, die von Juli bis November 1988 stattfand. Diese Vorarbeiten ermöglichten eine gezielte Vervollständigung der Geomorphologischen Übersichtskarte sowie eine Klärung noch strittiger Punkte im Gelände. Im Vorland konzentrierten sich die Feldarbeiten auf detaillierte Beschreibung und Beprobung der entscheidenden Aufschlüsse, aus denen auch Proben für Altersbestimmungen genommen wurden. In diesem Zusammenhang ist die Aufnahme von Kalkkrustenprofilen, eines ca. 22 m tiefen Brunnenprofils sowie eines Sandlößprofils mit Humushorizonten zu erwähnen.

Nach Abschluß der zweiten Geländekampagne wurden die Sedimentuntersuchungen in Berlin fortgesetzt und abgeschlossen.

Die Arbeit ist in fünf Abschnitte unterteilt. Nach der ausführlichen Vorstellung des Arbeitsgebietes (Kap. 2) werden die rezenten morphodynamischen Prozesse und Formen der einzelnen Höhenstufen vorgestellt, wobei der periglazialen Höhenstufe eine besondere Gewichtung zukommt (Kap. 3). Die im Anschluß daran behandelten Formen stehen im Widerspruch zur rezenten Morphodynamik (Kap. 4). Hier erfolgt eine Beurteilung der Aussagekraft und Indikatorfunktion des andersgearteten Formenschatzes als Ergebnis einer bisher unbekanntem glazialen und nivalen Formung während der Würm-Eiszeit. Befunde aus dem Vorland werden mit den Vorzeitformen im Gebirge in Beziehung gesetzt und ein Modell der Klimaentwicklung vorgestellt (Kap. 5). Die Gesamtbeurteilung der Ergebnisse und Schlußfolgerungen wird durch einen überregionalen Vergleich (Kap. 5.4) ergänzt.

⁴ Im Verwaltungsbereich heißt der Ort sowie die Verwaltungsregion Alxa Zuoqi. In älteren chinesischen Quellen wird der Name Tingyuanying verwendet.

2. Das Arbeitsgebiet

2.1 Lage des Arbeitsgebietes

Der Helan Shan (38°14' bis 39°26' nördl. Breite; 105°42' bis 106°40' östl. Länge) ist ein schmaler langgestreckter Gebirgszug an der östlichen Peripherie Zentralasiens⁵, der isoliert in einer plateauartigen Landschaft liegt (s. Beilage 1). Mit einer Länge von ca. 150 km und einer durchschnittlichen Breite von 15 bis max. 30 km markiert er in mehrfacher Hinsicht eine geographische Grenze:

- Hydrographisch stellen die von NNE nach SSW verlaufenden Hauptkämme des Gebirgszuges die kontinentale Wasserscheide dar. Sie trennt die abflußlosen Gebiete des Alashan-Plateaus vom Einzugsgebiet des Huang He (Gelber Fluß), der in das Gelbe Meer und damit in den Pazifischen Ozean mündet.
 - In vegetationskundlicher Hinsicht kennzeichnet er den Übergang vom semiariden Steppen- bzw. Grasslandgürtel zu den vollariden Sand- und Kieswüsten.
 - Geotektonisch liegt er im Grenzbereich zwischen dem durch Bruchfalten-Gürteln vom Typ der Plattform charakterisierten Ostchina und dem aus stark gefalteten paläozoischen geosynklinalen Gürteln bestehenden Westchina.
 - Klimageographisch liegt er im Übergangsbereich der Klimaregion der nördlichen Steppen zur Klimaregion der nordwestlichen Binnenwüsten.
- Nach der Gliederung von SIVIN (1988) gehört der Helan Shan zur Region Nordnordwestchina, die neben der Provinz Gansu die Autonomen Gebiete Innere Mongolei (Nei Mongol Zizhiqu), Ningxia (Ningxia Hui) und Sinkiang (Xinjiang Uygur Zizhiqu) umfaßt. Der Hauptkamm des Helan Shan ist ein Teil der Grenze zwischen den Autonomen Gebieten Innere Mongolei im Westen und Ningxia im Osten.

Auf dem LANDSAT-Satellitenbild in Abb. 3 sind von West nach Ost vier Landschaften zu unterscheiden: das Alashan-Plateau als Teil des Mongolischen Plateaus ist im südwestlichen Bildausschnitt an den mächtigen Sanddünen der Tengger-Wüste zu erkennen. In den

Korridoren zwischen den langgestreckten Querdünen sind durch Grundwasseraustritt entstandene Salzseen in einer Höhe von etwa 1300 m ü.d.M. als schwarze Flächen zu sehen. Der nördliche Bereich wird von Flugsanddecken gekennzeichnet, die teilweise durch Vegetation fixiert sind. Die in Höhen zwischen 1500 bis 2000 m ü.d.M. gelegenen Fußflächen des westlichen Gebirgsvorlandes werden durch mächtige, miteinander verzahnte Schotterkegel gebildet. Das Steilrelief des Helan Shan, des höchsten Gebirges der Inneren Mongolei, besteht aus komplex gefalteten paläozoischen und mesozoischen Gesteinen. Die Horstscholle mit dem scharf vom Vorland abgesetzten Gebirgsrand hat aufgrund der neotektonischen Hebung an vielen Stellen den Charakter einer Bruchstufe (Abb. 4).

Der höchste Reliefteil ist der sich 3556 m ü.d.M. erhebende Gipfel Ebege da etwa bei 38° 50' N. Die Yinchuan-Depression im östlichen Vorland ist eine mit mächtigen Alluvionen des Huang He (Gelber Fluß) gefüllte, grabenbruchartige Einsenkung. Sie liegt mit einer Höhe von ca. 1150 m ü.d.M. etwa 400 m tiefer als das westliche Gebirgsvorland. Im Rahmen einer intensiven Bewässerungswirtschaft wird dort sogar Baumwolle angebaut. Das Flußbett des in diesem Bereich als Fremdlingfluß zu bezeichnenden Huang He liegt in einer Höhe von 1100 m ü.d.M. Der Huang He markiert die Grenze zum östlich gelegenen Ordos-Plateau, das nur als schmaler Saum am rechten Rand des Bildausschnitts zu erkennen ist.

Das dem Autonomen Gebiet Innere Mongolei zugehörige Arbeitsgebiet (38°59' bis 38°46' nördlicher Breite; 105°18' bis 106°00' östl. Länge) umfaßt den höchsten Reliefbereich des Gebirges (Abb. 4) und die westlich anschließenden Fußflächen. Im Osten wird es durch die kontinentale Wasserscheide und im Westen durch den Randsaum der Tengger-Wüste begrenzt. Es umspannt eine Fläche von 61 x 24 km, entsprechend 1464 km². Die Vertikalerstreckung des Arbeitsgebietes beträgt 2267 m (1289 bis 3556 m ü.d.M.) bei einer Längsausdehnung von 61 km.

⁵ Nach v. RICHTHOFEN (1877: 7) wird der Begriff Zentralasien vor allem hydrographisch durch die Trennung der abflußlosen Gebiete von den Gebieten mit Abfluß zum Weltmeer definiert.

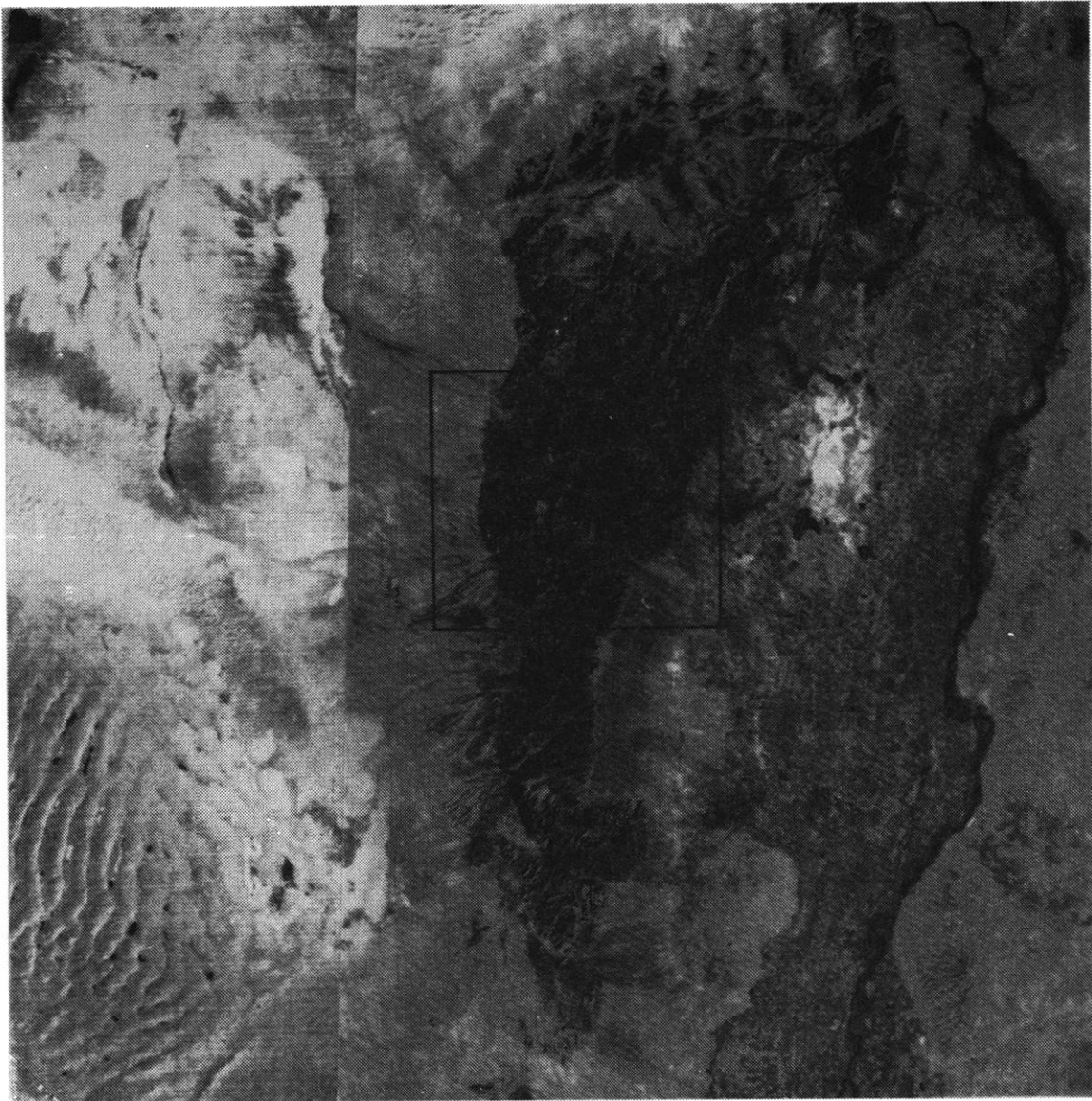


Abb. 3: LANDSAT-Satellitenbild des Helan Shan und seines Vorlandes. Im Westen markieren langgestreckte Querdünenkomplexe und die in den Dünenkorridoren gelegenen Salzseen (schwarze Flächen) der Tengger-Wüste den Bereich des Alashan-Plateaus. Das Steilrelief des Helan Shan ist durch scharf abgesetzte Gebirgsränder markiert. Östlich des Helan Shan liegt die Yinchuan-Depression mit dem Gelben Fluß (Huang He). Die mithilfe von Bewässerungskanälen landwirtschaftlich genutzten Flächen der Yinchuan-Depression sind als mosaikförmig angeordnete dunkelgraue und helle Flecken zu erkennen. Das schwarze Rechteck gibt die Lage des Arbeitsgebietes, bzw. der Abb. 4 an. (Montage der LANDSAT-Szenen Nr. E-2417-02553 v. 14.03.76 [Bereich des westlichen Vorlandes] und Nr. E-30583-02521-7 v. 09.10.1979 [Bereich des Helan Shan und seines östlichen Vorlandes]; MSS, Band 7; Maßstab ca. 1 : 1.000.000)

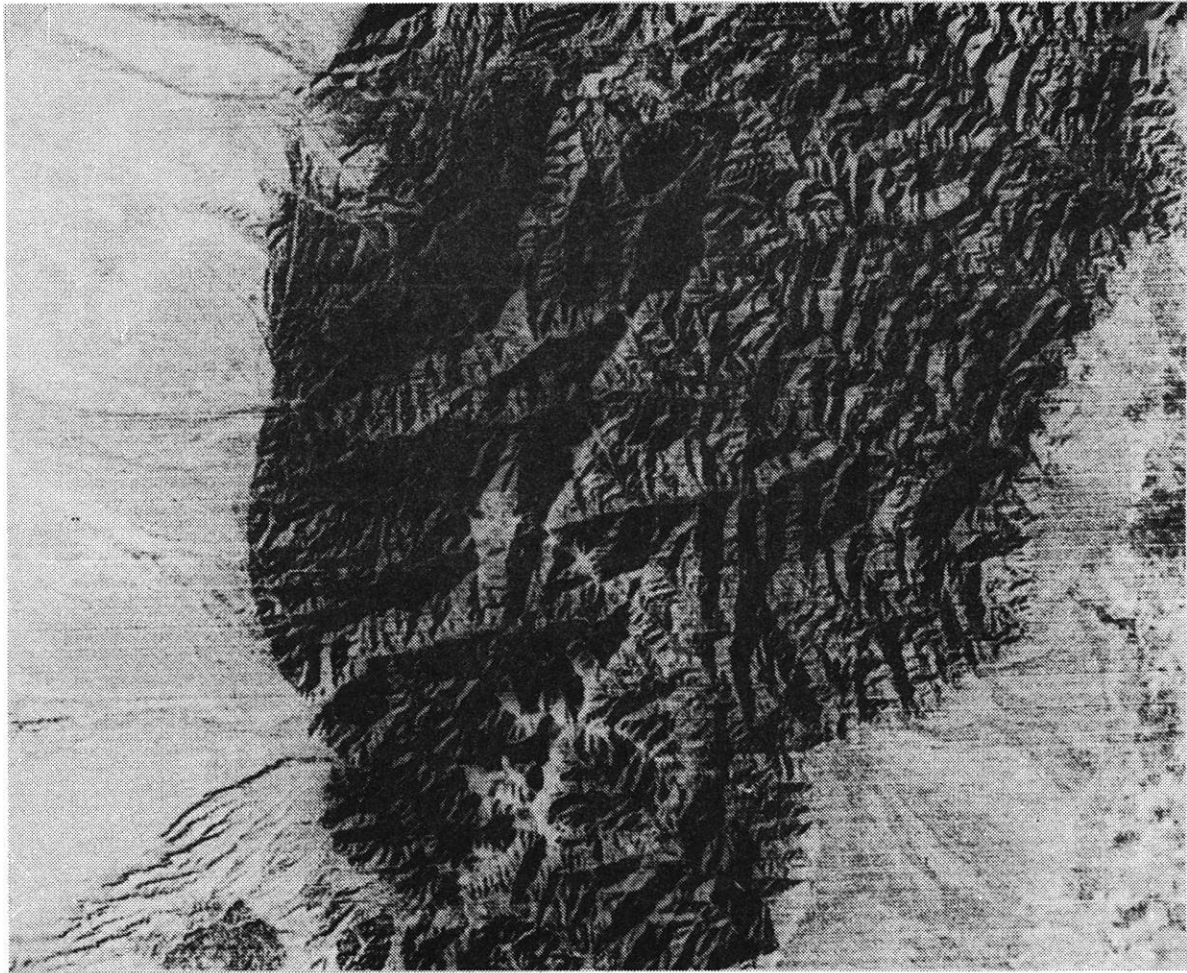


Abb. 4: Lage des Arbeitsgebietes im Helan Shan und seinem westlichen Vorland. Ausschnittvergrößerung aus dem LANDSAT-Satellitenbild des Helan Shan. (Aufnahmedatum: 14.03.1976. (MSS, Band 7; Maßstab ca. 1 : 150.000)

2.2 Geologische Verhältnisse ⁶

2.2.1 Allgemeine Geologie des Helan Shan

Die älteste geologische Einheit des Helan Shan ist der östlich von Gilantai anstehende metamorphe Prä-Chang-Cheng-Komplex (entspricht dem Archaikum und frühen Proterozoikum; Alter: etwa 3 bis 1,8 Mrd. Jahre). Zusammen mit kristallinen Gesteinen des Siniums (spätes

Proterozoikum; Alter 1,8 bis 0,57 Mrd. Jahre) bildet er das verhältnismäßig stark konsolidierte Basement des Gebirges. Die weitere Stratigraphie des Helan Shan wird durch seine Randlage im paläozoisch angelegten nordchinesischen Sedimentationsgebiet bestimmt, das hauptsächlich den Westteil der Sino-Korea-Paraplattform umfaßt (Abb. 5). Silurische, devonische und unterkarbonische Gesteine fehlen in diesem Gebiet. Im Kambro-Ordovizium gehörte es zu einer marinen Rande depression, deren Ablagerungen im wesentlichen aus neritischen Kalken und Dolomiten mit Zwischenschaltungen von Sandsteinen und Schieferden bestehen. Oberkarbon und Perm werden durch eine litorale und terrestrische Fazies mit z.T. kohleführenden Schichten repräsentiert. Die mesozoischen Gesteine hingegen setzen sich aus mächtigen kontinentalen

⁶ Zur Geologie der VR China : HUANG, T.K. (1960 a, b); CHANG, Wen-You (1959); Arbeitsgruppe für die Zusammenstellung der Geologischen Karte von China (1977); HUANG, Chi-Ching (1978); Geologische Karte der VR China 1 : 4.000.000; Tektonische Karte der VR China 1 : 4.000.000.

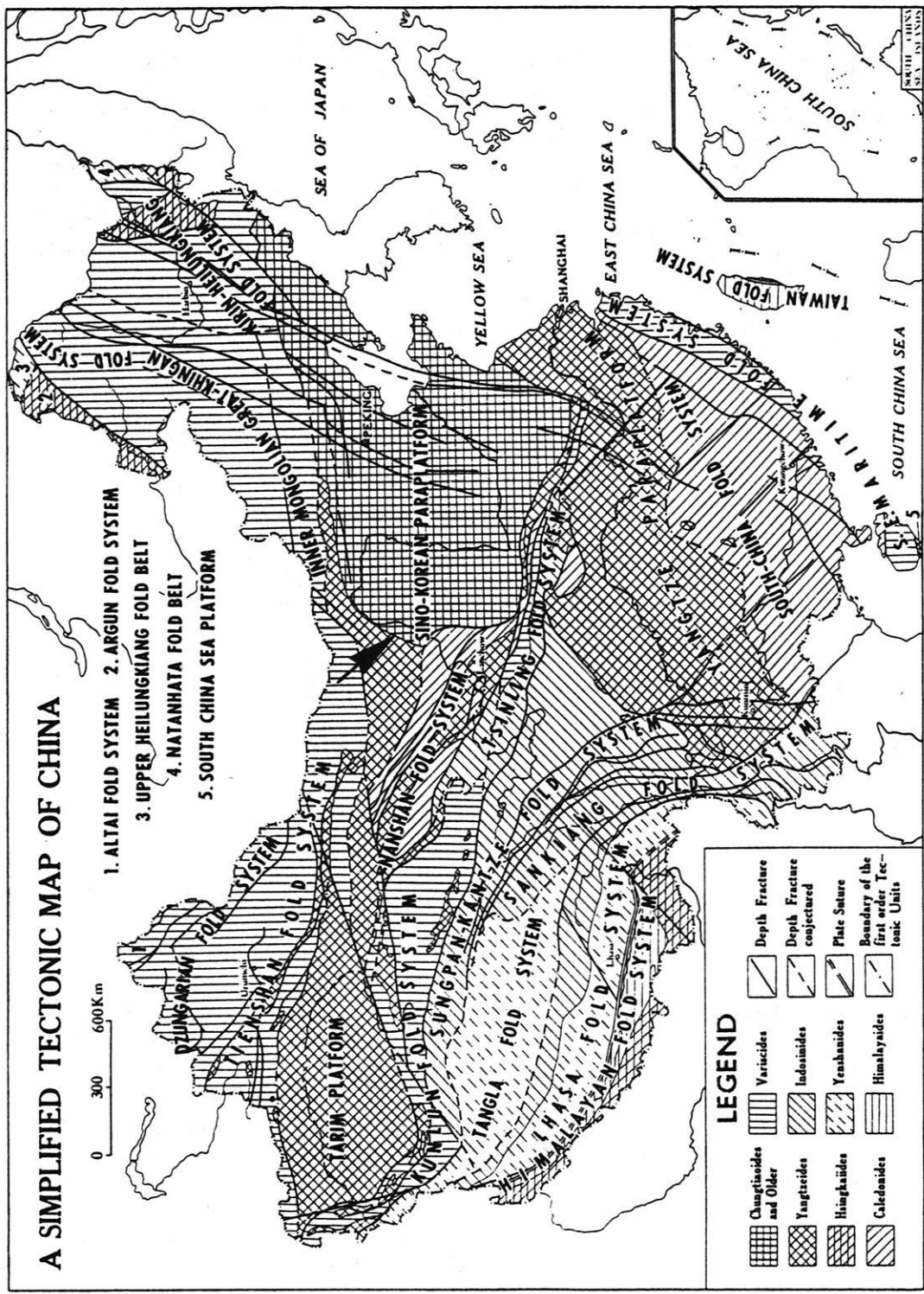


Abb. 5: Vereinfachte Tektonische Karte von China mit den Namen der geotektonischen Einheiten (HUANG Chi-Ching 1978: 613). Der Pfeil gibt die Lage des Arbeitsgebietes an.

klastischen Sedimenten - hauptsächlich der mittleren und oberen Trias - zusammen. Diese bis zu 4000 m mächtigen Sedimente sind in der Regel grobkörnig und schlecht sortiert. Die Kreide besteht vornehmlich aus klastischen Rotsedimenten und ist reich an kontinentaler Fauna und Flora. Das ebenfalls kontinentale Tertiär besteht hauptsächlich aus fluvialen Ablagerungen mit einer reichen Mammalia-Fauna. Das Quartär zeichnet sich durch flächenhafte Verbreitung von äolischen und fluvialen Ablagerungen aus.

2.2.2 Stratigraphie des Arbeitsgebietes

Die Ergebnisse der Kartierung sind in der Geologischen Karte des Arbeitsgebietes (Beilage 2) zusammengefaßt. Die eingezeichneten Schichtgrenzen, der Verlauf der Haupt-Störungslinien, sowie die stratigraphische Zuordnung (Tab. 1) sind der Geologischen Karte 1 : 200.000 (Blatt J-48-X) entnommen, während die Angaben über Gesteinsarten, Neben-Störungen sowie Streichen und Fallen vorwiegend auf eigenen Labor- bzw. Felduntersuchungen beruhen. Die Einteilung des Quartärs (Tab. 1) basiert auf der von LIU Tungsheng & CHANG Tsunghu (1962) aufgestellten chinesischen Löbstratigraphie (LIU Tungsheng et al. 1985: 227 ff.)

Ordovizium

Die geologisch ältesten Gesteine (Miboshanzu-Formation; O₂m) sind an der gebirgsrandnahen N-S Störung in Form mächtiger mikrokristalliner Kalksteine aufgeschlossen, die nördlich des Talausgangs des Halawu Bei Gou sogar eine kleinräumige Granitintrusion (⁷3) als ein Relikt kaledonischer Tektonik aufweisen. Nach den Ergebnissen der Dünnschliffauswertung besteht das Gestein hauptsächlich aus mikrokristallinem Calcit, die Textur wird durch Suturen und andere Merkmale der Breccierung gekennzeichnet. Desweiteren ist im Bereich der Gebirgsfußfläche etwa 10 km südöstlich von Bayin Haote ein gefalteter Komplex aus feinkörnigem, stark verfestigtem, graugrünem Quarzsandstein und rotem Tonschiefer mit Einschaltungen von Chert-Konglomeraten (Durchmesser der Gerölle max. 1 cm) auskartiert worden. In weitflächiger Verbreitung treten auch hier mikrokristalline Kalksteine auf (Photo 1). Kalksteinvorkommen sind im gesamten Arbeitsgebiet auf die ordovizischen Schichten beschränkt.

Karbon

Die ebenfalls an der gebirgsrandnahen N-S Störung auskartierte Taiyuan-Formation (C₃¹) besteht aus Sandstein und Tonschiefer. Lediglich am südlichen

Kartenrand sind kleinräumige Anthrazitvorkommen zu verzeichnen.

Perm

Es handelt sich dabei um hellgraue, fein- bis mittelkörnige, schwach feldspatführende Sandsteine, die silifizierte Trennflächen aufweisen. In einem Steinbruch am Talausgang des Halawu Nan Gou werden sie zwecks Gewinnung von Baumaterial abgebaut. Von untergeordneter Bedeutung sind die durch Eisenoxide tiefrot gefärbten, schluffigen Sand- und Siltsteine, sowie weißgrünliche, chlorithaltige Quarzite am Talausgang des Halawu Bei Gou. Die in Tab. 1 aufgeführten Stufen sind in der Beilage 2 als eine Signatur zusammengefaßt worden, da sie nur kleinräumig am Gebirgsrand auftreten und eine Differenzierung bei dem gewählten Maßstab zeichnerisch nicht darstellbar ist.

Trias

Der größte Teil des untersuchten Gebirgsbereiches einschließlich seines topographisch höchsten Teils besteht aus klastischen Sedimentgesteinen der mittleren und oberen Trias. Hierbei handelt es sich überwiegend um Sandsteine, die in zahlreichen Merkmalen den Feldspatgrauwacken ähneln. Da Grauwacken nach der Nomenklatur (FÜCHTBAUER 1988: 99) einen Matrixgehalt $\geq 15\%$ aufweisen und dieser Begriff meist für paläozoische Sedimente verwendet wird (MURAWSKI 1977: 90), soll diese Bezeichnung hier nicht verwendet werden. Die Auswertung der Dünnschliffe nach den Kriterien der Sandsteinklassifikation von FÜCHTBAUER (1988: 100) zeigt, daß es sich um stark verfestigte, dunkel-(grün-)graue feldspatreiche Sandsteine mit Gesteinsbruchstücken handelt, deren Matrixgehalt $< 15\%$ beträgt.

Untergeordnet treten Konglomerate auf. Unter Konglomeraten versteht man verfestigte Sedimente, die zu über 50 % aus Geröllen, also rundlichen Mineralen oder Gesteinsbruchstücken mit einem Durchmesser > 2 mm, bestehen (FÜCHTBAUER 1988: 69). Nach der Klassifikation von PETTIJOHN (1975: 165) handelt es sich um matrixarme Ortho-Konglomerate, d.h. die Gerölle sind so dicht gelagert, daß sie sich gegenseitig abstützen (Photo 9). Der Gerölldurchmesser beträgt im Mittel 5-15 cm, maximal jedoch 25 cm.

Der Gesteinsverband ist durch ein Kluftsystem von bankrechten und bankschrägen Trennfugen gekennzeichnet. Die Gesteinsoberflächen weisen oft scharf begrenzte Wülste mit halbkonischen Formen auf (Photo 51). Die triassischen Sedimentgesteine sind in Bezug auf ihre morphologische Wertigkeit generell als Härtlinge

Tab. 1: Stratigraphie des Arbeitsgebietes im Helan Shan und seinem westlichen Vorland. (Nach Angaben von CHAO Jingxuan et al. 1982: 32-65).

Formation/Abteilung	Sediment/Gestein	Mächtigkeit
QUARTÄR		
Holozän Q 4 (Quan Xin Tong = Potou Löß)		
Q 4 al	Alluvionen aus Schottern mit sandigen Beimengungen	ca. 5 m
Q 4 eol	graugelbe, äolische Sande und schluffhaltige Feinsande, Sandlöß	bis zu 5 m
Q 4 l	graue Stillwasserablagerungen aus Schluff und sandigem Ton	0,5 - 1,5 m
Pleistozän (Q 1 bis Q 3)		
Q 3 Jung-Pleistozän (Shang Geng Xin Tong = Malan Löß)		
Q 3 pl	proluviale Sedimente	15 - 40 m
Q 3 pl-a	hochenergetische Grobsedimente, Schotter mit Längsachsen zwischen 0,3 - 30 cm in sandiger Matrix	
Q 3 pl-b	Sande und Grobsedimente mit Längsachsen bis zu 15 cm auf Top der Schwemmfächer	
Q 3 pl-c	gelbe tonige Sande in Wechsellagerung mit Schottern im distalen Bereich der Schwemmfächer, bis zu 5 m mächtige Stillwasserablagerungen mit calcifizierten Wurzelröhren	
Q 2 Mittel-Pleistozän (Zhong Geng Xin Tong = Lishi Löß)		
Q 2 pl	proluviale Sedimente, hochenergetische Grobsedimente (Schotter mit Längsachsen 0,5 - 50 cm, max. bis 80 cm) mit Grobsandlagen, durch Kalkkrusten verfestigt	25 - 50 m max. 96 m
Q 1 Alt-Pleistozän (Xia Geng Xin Tong = Wucheng Löß)		
Q 1 pl	proluviale Sedimente aus kalkverbackenen Schottern (Längsachsen 6 - 8 cm, max. 25 cm) von Sandstein, Quarzit und Kalkstein; graugelbe schluffige Sande, Stillwasserablagerungen	5 - 20 m max. 40 m

Fortsetzung Tab. 1

Formation/Abteilung	Sediment/Gestein	Mächtigkeit
TERTIÄR		
Pliozän	N ₂ (Shang Xin Tong) gelbe Tonsteine, kalkhaltige Sandsteine, graue kalk- und sandhaltige Konglomerate, Fossilfunde von Vertebraten (<i>Ochotona spec.</i> , <i>Cervidae</i> , <i>Crictidae</i>)	> 35 m
Oligozän	E ₃ (Jian Xin Tong) roter bis tiefroter sandiger Ton, Sand, schluffiger Sandstein, sandhaltige Konglomerate, Fossilfunde von Vertebraten (<i>Amphohinus rectus</i> , <i>Tsaganomys spec.</i> , <i>Tataromys spec.</i> , <i>Didymoconus progressus</i>)	> 50 m
KREIDE		
Oberkreide	K ₁ ms ^b (Shang Ya Qun) tiefroter bis roter Sandstein, Konglomerat in Wechsellagerung mit grauem Sandstein, schluffiger Sandstein, Fossilfunde von Vertebraten (<i>Sphaerium jeholensis</i> , <i>Cypnidea spec.</i>)	342 m
	K ₁ ms ^a (Xia Ya Qun) tiefroter Konglomerate im Wechsel mit Sandstein	846 m
-----S c h i c h t l ü c k e -----		
TRIAS		
Obere Trias (Yanchang-Gruppe, yn)		
	T ₃ yn ⁵ fein- bis mittelkörnigen Sandsteine, grauschwarzer Tonschiefer	221 m
	T ₃ yn ⁴ grau-grüne, mittel- bis feinkörnige feldspathhaltige Sandsteine in Wechsellagerung mit schwarzem, schluffigem Sandstein	479 m
	T ₃ yn ³ mächtige feldspatreiche Sandsteine mit Gesteinsbruchstücken; z.T. stark geröllführend; Konglomerate; schwarzer Tonschiefer und feinkörnigem Sandstein; Funde von pflanzlichen Fossilien (<i>Neocalamites cf. carrerei</i> , <i>Bernouilla seilleris</i> , <i>Cladophlebis stenophylla</i> , <i>Danacopsis cf. fecumnda</i> , <i>Todites shensiensis</i>)	571 m
	T ₃ yn ² dunkel- (grün-) graue, feldspatreiche, fein- bis mittelkörnige Sandsteine mit Gesteinsbruchstücken; Konglomerate	899 m
	T ₃ yn ¹ dunkel- (grün-) graue, feldspatreiche, fein- bis mittelkörnige Sandsteine mit Gesteinsbruchstücken; Konglomerate	857 m

Fortsetzung Tab. 1

Formation/Abteilung	Sediment/Gestein	Mächtigkeit
Mittlere Trias (Zhifang-Gruppe, zh)		1.311 m
T ₂ zh	Hangendes: graue bis hellgraue, mittel bis grobkörnige, feldspathaltige Sandsteine mit linsenförmigen Einschaltungen von Konglomeraten. Liegendes: graugrüne bis graurote mittelkörnige, feldspathaltige Sandsteine mit Einschaltungen von roten Tonschiefern	
-----S c h i c h t l ü c k e -----		
PERM		
P ₂ sh (Shiqian Feng-Formation)	graurote und graugrüne gering- bis mittelmächtige fein- bis grobkörnige Sandsteine, tiefroter schluffiger Sandstein;	598 m
P ₂ s (Shang Shi Hezhizu)	graue quarzhaltige Sandsteine, schluffiger Sandstein	113 m
P ₁ x (Xia Shi Hezhizu)	graugelber Sandstein, schluffiger Sandstein	85 m
P ₁ s (Shang Zhi)	Sandstein, schluffiger Sandstein, Ton schiefer, Kohle	155 m
KARBON		
C ₃ t (Taiyuan-Formation)	Sandstein, Tonschiefer, Kohle, biogene Kalksteine, Fossilien (<i>Pecopteris cyathea</i> , <i>Neuropteris ovata</i> , <i>Lepidodendron oculus-felis</i>)	180 m
-----S c h i c h t l ü c k e -----		
ORDOVIZIUM		
O ₂ m (Miboshanzu)	dunkelgraue feinkörnige Quarzsandsteine, rote Tonschiefer, Chert-Konglomerate, mächtige mikrokristalline Kalksteine, Fossilien (<i>Glyptograptus spec.</i> , <i>Amplexograptus cf. gilianshanensis</i> , <i>Climacograptus cf. shihuiyouensis</i>)	1.369 m
O ₁ t ² (Tianjing Shan-Formation)	Kalksteine	458 m

anzusprechen. Hinsichtlich der Geröllführung der Gesteine ergibt sich eine Differenzierung der morphologischen Wertigkeit, da die gebankten Konglomerate eine höhere Verwitterungsresistenz aufweisen als die Sandsteine. An vielen Stellen kann daher eine Abfolge von mehreren Meter hohen Steilstufen aus Konglomeratbänken beobachtet werden, die durch mehr oder weniger schmale Simse aus Sandstein voneinander getrennt sind (Photo 31).

Nach den Ergebnissen einer im Halawu Bei Gou abgeteufte Tiefbohrung beträgt die Mächtigkeit der triassischen Sedimentgesteine mindestens 2600 m (CHAO Jingxuan et al. 1982: 45 ff).

Die mittlere Trias wird durch die Zhifang-Formation (T_2^{zh}) mit einer Mächtigkeit von 900 m vertreten. Sie setzt sich aus einer Wechselfolge von feldspatreichen Sandsteinen und Konglomeraten (Photo 3) zusammen, wobei im basalen Bereich Gerölle aus dunkelrotem Sandstein und Tonstein vorherrschen. Struktur und Textur der Gesteine ähneln - mit Ausnahme des relativ geringeren Feldspatgehalts - denen der Yanchang-Formation (Tab. 1).

Die obere Trias (Yanchang-Formation; T_{3yn}^1 bis T_{3yn}^5) ist im Oberlauf der Täler Halawu Bei Gou, Cha Gou und Halawu Nan Gou mit Mächtigkeiten von ca. 1700 m auskartiert worden. Auch für die Yanchang-Formation sind Einschaltungen von mächtigen Konglomeratbänken charakteristisch. Im Vergleich zur Zhifang-Formation weisen die Sandsteine in der Regel einen höheren Feldspatanteil auf (Photos 6 und 7). Der Anteil der Gerölle am Gesteinsverband der Yanchang-Konglomerate beträgt 70-80 %. Die Gerölle bestehen hauptsächlich aus Quarzit, Chert, Quarz-Glimmer-Schiefen und älteren Grauwacken. Vereinzelt kommen Einschaltungen von schwarzem Tonstein vor.

Die polarisationsmikroskopische Untersuchung von 18 Dünnschliffen zeigt, daß sich die Sandsteine der mittleren (Photos 4 und 5) und oberen Trias (Photos 6 und 7) nur graduell hinsichtlich des Feldspatgehaltes unterscheiden (Tab. 2). Wegen der weiträumigen Verbreitung und der Bedeutung dieser Gesteinsart für die Fragestellung der rezenten und vorzeitlichen Formungsprozesse werden sie hier ausführlich beschrieben.

Allgemein zeichnen sich die untersuchten Sandsteine im Dünnschliff durch einen hohen Anteil an zumeist monokristallinen, idiomorphen bis subidiomorphen, aber auch klastischen Feldspäten aus (Photos 4 bis 7). Der Quarzgehalt wird ausschließlich durch xenomorphe und klastische Monokristalle bestimmt. Weitere Gemengteile sind epiklastische Trümmer verschiedenster Genese und

Herkunft. Ebenfalls aus unterschiedlichen Paragenesen, jedoch untergeordnet, treten als Nebengemengteile einige Phyllosilikate und Schwerminerale (Silikate und Erze) auf. Hinsichtlich Struktur und Textur der Sandsteine kann festgestellt werden, daß das Korngrößenverhältnis allgemein gleich bis wechsellkörnig ist (1:10). Allgemein sind die Aggregate gut sortiert.

Die Form der Kornausbildung reicht von eckig bis gerundet bei den Epiklastiten, von idiomorph bis xenomorph bei den Monokristallen. Die Kornverbindung ist kompakt, durch Kataklyse jedoch oft aufgelöst. Gelegentlich sind Drucksuturen und Kornverzahnung festzustellen. Der intergranulare Raum scheint durch tektonische Beanspruchung vergrößert worden zu sein. Der Matrixgehalt beträgt etwa 10 % bis max. 15 %. Die Anordnung der Gemengteile ist regellos, eine Gradierung ließ sich nicht feststellen. Die folgende detaillierte Mineralbeschreibung wird durch die Angaben in Tab. 2 ergänzt.

Unter den monokristallinen Hauptgemengteilen sind vor allem die Quarze zu nennen. Sie treten nie idiomorph auf. Die Quarz-Rekristallite zeigen häufig sich verzahnende Korngrenzen sowie kompressionsbedingte Drucksuturen. Anzeichen für primären Quarz sind häufig Einschlüsse von stengeligem Apatit, idiomorphem Turmalin und perlschnurartig aufgereihten Flüssigkeits- und Gaseinschlüssen. Generell ist die Auslöschung primärer und sekundärer Quarzaggregate undulös. Zweites monokristallines Hauptgemengteil sind idiomorphe bis subidiomorphe, fast immer perthitische, Alkali-Feldspäte. Besonders häufig ist ein vollkommen entmischter Mikroklin vertreten, der epiklastisch auch als authigene Neubildung vorliegt. Sie weisen Merkmale einer Umbildung durch Serizitisierung, Kaolinisierung und metasomatische Ereignisse auf.

An untergeordneten monokristallinen Gemengteilen kommen Orthit, Granat, Sericit, Zirkon, kataklastischer Zoisit, Epidot, Disthen und Titan-Augit vor. Der Erzgehalt wird durch Titan-Minerale wie Titanit, Leukoxen und Perowskit-Aggregate (selten) sowie Magnetit und Hämatit (meist in Geröllfragmenten) bestimmt.

An epiklastischen Trümmern sind in den Sandsteinen Sedimentite (Chert, Quarz-Glimmer-Schiefer, große Tonschieferfetzen, Grauwacken und sehr vereinzelt Kalksteingerölle), Metamorphite (Gneise und Hornfelse) und Magmatite (Basalt, Diorit, Grano-Diorit, Granit, Trachyt und Quarzkeratophyr) zu finden.

Gesteinsart: Felspatreicher Sandstein mit Gesteinsbruchstücken, stark verfestigt

Bruchstücke : 80 bis 85 %
Grundmasse (Zement + Matrix): 10-15 %

MINERALE (Anteil am Gesteinsverband ca. 70 %)

QUARZ

Anteil : 50 bis 60 %
Korngröße : im Mittel 0,25 bis 0,6 mm; max. 2,5 mm
Sortierung : gut bis mittel
Zurundung : gut bis mittel

FELDSPÄTE

Anteil : 25 bis 30 %
Korngröße : im Mittel 0,25 bis 0,6 mm; max. 3 mm
Sortierung : gut bis mittel
Zurundung : gut bis mittel
Zusammensetzung: hauptsächlich Mikroklin und Perthit, untergeordnet Plagioklase (Albit)

SCHWERMINERALE (SM)

Anteil : < 1 %
Zusammensetzung: hauptsächlich Epidot, Magnetit, opake SM, Granat (selten), Augit (selten), Titanit (selten), Olivin (selten), Orthit (selten), Zirkon (selten).

GLIMMER

Anteil : < 1 %
Zusammensetzung: Muskovit, Biotit

GESTEINSBRUCHSTÜCKE (Anteil am Gesteinsverband 10 bis 15 %)

Sedimentite (10 bis max. 15 %) Chert, Tonschiefer, Grauwacken, Kalkstein (selten)

Metamorphite (< 2 %) Gneis, Hornfels

Magmatite (< 2 %) Basalt, Diorit, Granodiorit, Granit, Trachyt, Quarzkeratophyr (selten)

GRUNDMASSE (Anteil am Gesteinsverband 8 bis 10 %; z.T. bis 15 %)

Zement : hauptsächlich silifiziert, teilweise calcifiziert
Matrix : hauptsächlich Tonminerale, umgewandelt in Sericit und Chlorit
Kornverbindung: kompakt

Tab. 2: Ergebnisse der Auswertung von 18 Dünnschliffen an Gesteinsproben der Yanchang-Formation (Obere Trias)

Kreide

Die im Vorland anstehenden und teilweise von quartären Schottern bedeckten tiefroten Konglomerate und schluffigen Sandsteine werden von chinesischen Geologen aufgrund von fossilen Wirbeltierfunden (z.B. *Sphaerium jeholensis* und *Cypnidea spec.*) der Kreidezeit (K_{1ms^a} ; K_{1ms^b}) zugeordnet. Die Sedimente sind mäßig bis schwach verfestigt und daher sehr erosionsanfällig. Die tiefroten, z.T. bunt gesprenkelten, tonig-schluffigen Sandsteine sind weiträumig im Liegenden der Gebirgsfußfläche verbreitet und durch die quartäre Schotterdecke vor der Erosion geschützt (Photos 62 und 68).

Nach den Schichtenverzeichnissen einer Tiefbohrung, deren Endteufe bei 427,2 m unter Geländeoberkante lag (s. Beilage 2: Bohrung B 1 ca. 6 km SSE von Bayin Haote), beträgt die Mächtigkeit der kreidezeitlichen Sedimente 145 m. Da das aufgenommene Bohrprofil dieser Bohrung den tieferen Untergund der Gebirgsfußfläche repräsentiert, ist die vollständige Schichtenfolge in Tab. 3 zusammengefaßt.

Tertiär

Tertiäre Ablagerungen fehlen weitgehend im Bereich der Fußflächen. Lediglich an der Straße von Bayin Haote nach Gilantai stehen entlang einer Nord-Süd verlaufenden Störung rötlich schluffige Sandsteine mit eingeschalteten grauen Konglomeratbänken (E^3) an, die aufgrund neotektonischer Bewegungen verkippt worden sind (Photo 10). Nach Angaben des Isopachenverlaufs in Beilage 2 nimmt die Mächtigkeit des Tertiärs westlich von Bayin Haote bis auf über 200 m zu. Es ist daher zu vermuten, daß das Tertiär im Bereich der Gebirgsfußfläche nahezu vollständig erodiert wurde.

Quartär

Die pleistozänen Ablagerungen (Q 1 bis Q 3) bedecken den größten Teil der Gebirgsfußfläche und des weiteren Vorlandes in Form von alluvialen und proluvialen Ablagerungen mit max. Mächtigkeiten bis zu 70 m. Die altpleistozänen Sedimente sind ebenso wie die tertiären nur sehr vereinzelt im Arbeitsgebiet nachgewiesen.

Die jungpleistozänen Sedimente (Q 3) bestehen ebenfalls aus proluvialen Schottern.

Als holozäne Sedimente (Q 4) sind vor allem äolische Ablagerungen zu nennen, die im Westen des Untersuchungsgebietes als Flugsandschilde und Dünen morphologisch in Erscheinung treten. Die holozänen Talfüllungen der Gebirgstäler bestehen aus alluvialen Schottern.

Abschließend ist in Bezug auf die stratigraphischen Einheiten festzutellen, daß es bedeutende Schichtlücken in der stratigraphischen Abfolge gibt. So sind weder devonische noch jurassische Gesteine im Arbeitsgebiet ausgewiesen. Hinsichtlich der Gesteinsarten ist die Petrovarianz im untersuchten Gebirgsbereich als gering einzustufen.

2.2.3 Grundzüge der tektonischen Entwicklung des Helan Shan

Nach Angaben der von HUANG T.K. (1960a,b) und HUANG Chi-Ching (1978) erarbeiteten und allgemein anerkannten geotektonischen Gliederung Chinas gehört der Helan Shan dem Nordwestrand der Sino-Korea-Paraplatzform und damit den östlichen Bruchfaltengebieten der chinesischen Plattform an. Im Unterschied

Bohrtiefe	Stratigraphie	Gesteinsart	Mächtigkeit
0,0 - 8,3 m	Q_{3pl}	proluviale Schotter und Sande	8,3 m
- 153,3 m	K_{1ms}	schluffiger Sandstein, Konglom.	145,0 m
- 322,3 m	C_{3t}	Quarzsandstein, mikr. Kalkstein	169,0 m
- 422,5 m	C_{2y}	Sandstein, Kalkstein	100,2 m
- 427,1 m	O_{2m}	mikr. Kalkstein	4,6 m

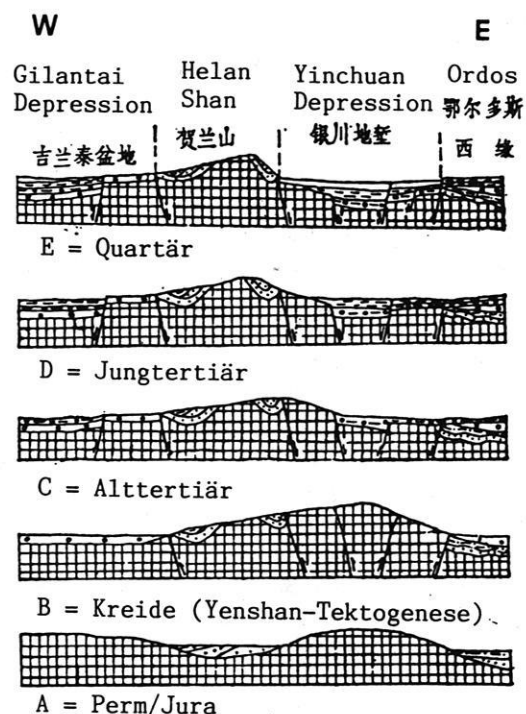
Tab. 3: Schematisches Schichtenverzeichnis der Tiefbohrung B 1 bei Bayin Haote. Ansatzpunkt der Bohrung s. Beilage 2. Erläuterungen zur Stratigraphie s. Tab. 1.

zur normalen Plattform (Orthoplattform) weisen die Paraplattformen eine größere tektonische Aktivität infolge von polyzyklischen Orogenesen und Bruchbildungen auf und besitzen größere Deckgebirgsmächtigkeiten (HUANG T.K. 1960b: 859). Die Sino-Korea-Paraplattform umfaßt als tektonische Einheit erster Ordnung Nordchina, Liaotung, Nordkorea sowie das Gelbe Meer. Im Süden wird sie vom Tsinling Falten-system, im Norden vom Innermongolischen Großen Khingan Falten-system und im Westen von der bereits zu Westchina gehörenden Alashan-Plattform begrenzt (Abb. 5). Als geologisch älteste chinesische Plattform wurde ihre Struktur durch die Chungtiao-Orogenese vor ca. 1,7 Mrd. Jahren geprägt (Tab. 4). Ihre Randbereiche konsolidierten sich gegen Ende des Proterozoikums während des Yangtze-Zyklus. Im späten Variszikum wurden die Ränder der Sino-Korea-Plattform durch Brüche zerlegt und gleichzeitig von granitischen Magmen intrudiert.

Beim Übergang vom Mesozoikum zum Känozoikum erfolgte eine erneute Aktivierung der im Paläozoikum entstandenen Schwächezonen, so daß sie im Zuge der Yenshan-Tektogenese durch X-förmige Brüche in ein Mosaik von Bruchschollen zerlegt wurden. Diese stellen zum Teil eingesenkte Synklinen und horstartige Heraushebungen (Antiklinen) dar. An den Rändern der Bruchschollen kam es zu Faltungen und Magmentätigkeit. Als Ergebnis der Yenshan-Tektogenese fand die Heraushebung der Horstscholle des Helan Shan etwa in der ausgehenden Oberkreide, also zeitgleich mit der altpaläidischen Faltung, statt (s. Stadium B in Abb. 6).

In Höhe des 38. Breitengrades ist die Sino-Korea-Paraplattform zwischen 100° und 110° ö.L. von Westen nach Osten in folgende tektonische Einheiten zweiter Ordnung gegliedert:
dem Alashan-Plattform-Massiv (bzw. Alashan-Hochscholle), der Bruchfaltenzone des Ordos-Westrandes und der Ordos-Plattform.

Die entlang einer polyzyklischen Tiefenstörung verlaufende Bruchfaltenzone des Ordos-Westrandes wiederum wird in die Bruchschollen der Helan Shan-Falten und Chotzu Shan-Falten als tektonische Einheiten dritter Ordnung untergliedert. Sie werden durch die vom Huang He durchflossene grabenförmige Einsenkung der Yinchuan-Depression als aktivem Senkungsgebiet voneinander getrennt (HUANG T.K. 1960a: 719; Bezeichnung der Plattformen nach CHANG Wen-You 1959: 476, Abb.3). Außer X-förmigen Brüchen im Untergrund treten auch horizontale Komponenten auf, an denen die mächtigen Deckschichten tangential abgleiten.



Legende

- | | |
|-------------------|-----------------|
| 1 = Paläozoikum | 5 = Alttertiär |
| 2 = Trias | 6 = Jungtertiär |
| 3 = Jura | 7 = Quartär |
| 4 = Untere Kreide | 8 = Störung |

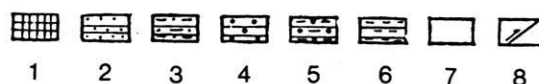


Abb. 6: Schematische Darstellung der tektonischen Entwicklung des Helan Shan und der angrenzenden Gebiete im Mesozoikum und Känozoikum (LIAO Yuhua 1988; zit. nach SHAN, Pengfei 1991: 300).

Diese Gebiete mit Scherbeanspruchung werden von dem chinesischen Geologen LI Si-Guang als geotektonische Schersysteme bezeichnet, die sich wiederum rein deskriptiv in einen Xi-Typ, Z-Typ und Epsilon-Typ einteilen lassen (LEE 1939: 296 ff.). Neben den Schersystemen werden die E - W und N - S streichenden Großsysteme für das heute noch in China verwendete geotektonische Gliederungssystem als eigene Strukturtypen unterschieden, die aber den Helan Shan nicht beeinflußt haben. Der Helan Shan ist zusammen mit dem Qilian Shan und Lüliang Shan die größte von bisher 20 bekannten Strukturen des Epsilon-Typs der

	Geological chronology	Isotopic age (my)	Subdivision of orogenic cycles and important events of tectonic development of China		Orogenic cycles of Europe		
Cenozoic	Quaternary	15	Himalayan		Alpine		
	Tertiary	67	Yenshanian				
Mesozoic	Cretaceous	137	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Formation and development of M-P and T-H</div>		Cimmerian		
	Jurassic	190				Indosinian	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Destruction and disintegration of parts of P-A; intensive activity of M-P and T-H</div>
	Triassic	230				Variscan	
Palaeozoic	Permian	280	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Consolidation of Central Asiatic-Mongolian ... geosynclines; cementation of Siberian Platform with Sino-Korean and Tarim Platforms: formation of P-A</div>		Variscan		
	Carboniferous	350					
	Devonian	405	Caledonian	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Formation of South China Platform</div>	Caledonian		
	Silurian	440	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Formation and development of P-A</div>				
	Ordovician	550			<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Disintegration of Chinese Protoplatform; formation of Kunlun, Tsinling, Peishan, Tienshan (central and southern parts) and other geosynclines</div>		
	Cambrian	570	Hsingkaian				
Late Proterozoic (Sinian Subera)	Eocambrian	700	Yangtzeian	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Formation of Yangtze and Tarim Platforms; combination of these platforms with Sino-Korean Paraplatform to form the Chinese Protoplatform</div>	Assyntian		
	Sinian s.s.						
	Chingpaikou	1000	?		Dalslandian		
	Chihsien	1400					
	Changcheng	1700*)	Chungtiaonian		<div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Formation of Sino-Korean Paraplatform</div>	Svecofennian	
Early Proterozoic	Huto	2000	Wutaiian		Karelian		
	Wutai	2500	Fupingian		Belomorian		
Archaean	Fuping						

*) According to the latest report by the Institute of Geochemistry, Academia Sinica, the lower limit of the Sinian Subera is fixed at $1,950 \pm 50$ my BP (June 17, 1976).

Tab. 4: Orogene Phasen und bedeutende Abschnitte in der tektonischen Entwicklung Chinas (HUANG Chi-Ching 1978: 626, Tab. 4).

Schersysteme. Dabei sind die Faltungsgirlanden des Qilian Shan und Lüliang Shan in Form einer Sinuskurve miteinander gekoppelt, während die Achse Liupan Shan - Helan Shan eine rechtwinklig zum Faltenbogen verlaufende Querfalte (auch "backbone"-Struktur) bildet.

Nach einer längeren tektonischen Ruhephase fand eine erneute intensive Hebung im Neogen während der Himalaya-Faltungsphase (zeitgleich mit der jungalpidschen Faltung) statt (Stadium D in Abb. 6). Aufgrund von geodätischen Vermessungen über einen 30jährigen Zeitraum wird die aktuelle Hebungsrate des Gebirges mit 2 mm/Jahr angegeben (SHAN Pengfei 1991: 300). Die östlich gelegene Yinchuan-Depression ist dagegen ein Senkungsgebiet, das mit 1600 m mächtigen quartären Sedimenten gefüllt ist.

Nach Angaben der Beilage 2 durchzieht eine Hauptstörungslinie den Helan Shan von NNE nach SSW. Etwa parallel dazu verläuft östlich davon eine Abfolge von Synklinal- und Antiklinalachsen, die in Höhe des Ortes Bayin Haote rechtwinklig von einer Nebenstörung gekreuzt werden. Die blaue Farbe der Störungslinien gibt an, daß der Helan Shan aus geomechanischer Sicht dem Epsilon-Typ der Scherungstektonik zuzuordnen ist. Die Epsilon-Struktur entlang der Achsen Qilian Shan - Qinling Shan sowie Liupan Shan - Helan Shan und Lüliang Shan ist eine seismisch aktive Zone. Im Bereich der Ostabdachung des Helan Shan und der Yinchuan-Depression hat es im Holozän mindestens vier Erdbeben mit einer Magnitude $M > 6,5$ auf der RICHTER-Skala gegeben. Seit Beginn der schriftlichen Aufzeichnungen im Jahre 876 n.Chr. wurden bis heute 16 Erdbeben mit einer Magnitude $M > 5,0$ in der Yinchuan-Depression verzeichnet. Das schwerste Erdbeben ereignete sich 1739 in Pingluo mit einer Magnitude $M = 8,0$. Die zeitlichen Abstände zwischen den Erdbeben wurden dabei immer kürzer. Die dabei entstandenen horizontalen Versatzerscheinungen sind eindrucksvoll bei der Großen Mauer im Hunguzi Gou, ca. 40 km NNW von Yinchuan, zu sehen. Der während der Ming-Dynastie (1368-1644 n.Chr.) errichtete Abschnitt der Großen Mauer ist dort um 1,45 m horizontal und 0,9 m vertikal versetzt worden (Alle Angaben nach SHAN Pengfei 1991 und Collection of Geological Maps of the P. R. of China 1974: Karte 5). Gemäß der Terminologie von CLOOS (1936: 386) handelt es sich beim Helan Shan um ein Bruchfaltengebirge, da Bruch und Faltung infolge von Zusammenschub und Vertikalbewegungen von Krustenteilen als ungefähr gleichwertige Elemente am Gebirgsbau beteiligt sind.

2.2.4 Tektonik des Arbeitsgebietes

Anhand der Tektonischen Karte (Beilage 2) und des Geologischen Profils der Beilage 2 ist die Faltung der mächtigen klastischen Sedimentgesteine im östlichen Bereich der Karte als Abfolge von NE-SW verlaufenden Sätteln und Mulden ersichtlich. Die Synklinal- und Antiklinalachsen verlaufen in einem spitzen Winkel zum Generalstreichen des Helan Shan, das etwa NNE-SSW gerichtet ist. Dieser Umstand deutet darauf hin, daß die Faltung der Sedimente lange vor der Heraushebung des Gebirgskörpers erfolgt sein muß. Das Auftreten der ältesten Gesteine am Gebirgsrand erhärtet diese Annahme.

Die stärkste gebietsgliedernde Funktion im Einzugsgebiet des Halawu Bei Gou und Cha Gou hat eine NNE-SSW verlaufende Synklinalachse. Die Synklinalachse verläuft in den Tiefenlinien der Täler Zhao Bei Shan Gou und Da Guan Gou. Aufgrund der damit verbundenen Lagerungsverhältnisse bildet die kontinentale Wasserscheide die Grenze zwischen der westlich davon gelegenen, überwiegend von Schichtflächen geprägten Landschaft und der sich östlich anschließenden, intensiv aufgelösten Schichtkopflandschaft (Photo 2). Rechtwinklig zur Synklinalachse verläuft in E-W Richtung die Miao Qian Liang Zhi Gou-Störung, die in Beilage 2 als S 1 angegeben ist. Auf über 20 km Länge quert sie auch die kontinentale Wasserscheide. Nach Angaben von CHAO Jingxuan et al. (1982: 112) handelt es sich dabei um eine dextrale Horizontalverschiebung, obwohl der zu erwartende horizontale Versatzbetrag nicht aus den in der Beilage 2 übernommenen Schichtgrenzen hervorgeht. Im Gelände konnte festgestellt werden, daß die Schichtflächen im Bereich der Störung S 1 gebrochen und in einem Winkel von bis zu 35° gegeneinander verstellt sind. Die ursprünglich glatten Hänge weisen daher im Querprofil eine Asymmetrie durch eine Abfolge von Schichtfläche und Schichtkopf auf.

Eine weitere Störung (S 2 in Beilage 2) verläuft vom Talaustritt des Halawu Bei Gou über mindestens 6 km in N-S Richtung parallel zum Gebirgsrand. Die Störungsfläche fällt etwa 50° nach Westen ein. Sie trifft nahezu im rechten Winkel auf die Störungen S 1 und S 3. Vermutlich setzt sich die Störung S 2 weiter nach Süden fort, wie es durch den gestrichelten Verlauf der Störungslinie angedeutet wird. In diesem Bereich sind die aufgeschlossenen kreidezeitlichen Ablagerungen deutlich vertikal gegeneinander versetzt. Diese Störung ist auf Schertektonik zurückzuführen. Sie wird dem Neocathaysischen System zugeordnet und gehört damit dem Xi-Typ der geotektonischen Schersysteme an.

Parallel zum Generalstreichen des Helan Shan sind im westlichen Gebirgsvorland zwei bedeutende, sich in N-S Richtung erstreckende Kompressions-Störungen ausgewiesen.

Die durch den Ort Bayin Haote verlaufende Störung (S 4 in Beilage 2) ist dem System des Epsilon-Typs der Scherungs-Tektonik zuzurechnen. Sie wird von CHAO Jingxuan et al. (1982) als Ausläufer einer Querfalte bzw. backbone-Struktur interpretiert und ist durch verstellte tertiär- und kreidezeitliche Sedimente sowie durch Quellaustritte markiert (Photo 10). Die Störung S 5 ist durch kompressionsbedingte Scherbewegungen gekennzeichnet.

Die tektonische Beanspruchung der Gesteine wird an vielen Stellen durch Harnische und Gleitströmungen im Anstehenden belegt. An einer Gefällsstufe im Oberlauf des Halawu Nan Gou konnten unverwitterte, quadratmetergroße Harnischflächen in den anstehenden Yanchang-Konglomeraten festgestellt werden. Der Gesteinsverband der Konglomerate ist vor allem im Oberlauf des Halawu Bei Gou oftmals durch Trennfugen zerlegt (Photo 8). Die dabei entstandenen Kappungsflächen (Photo 9) zeigen einen unverwitterten, frischen Erhaltungszustand.

Die neotektonische Hebung ist auch im Südteil des Helan Shan festzustellen. Südlich des Bian Qu Zi Gou und des Huang Qü Gou hat der Gebirgsrand den Charakter einer Bruchstufe, die sich durch den parallelen Verlauf der Höhenlinien bemerkbar macht (Beilage 1).

Zusammenfassend bleibt festzustellen, daß sämtliche Störungen im Arbeitsgebiet hauptsächlich auf Scherbeanspruchung und kompressionsbedingte Einengungstektonik zurückzuführen sind.

2.3 Hydrographische Verhältnisse

Abb. 7 zeigt die hydrographischen Verhältnisse des Helan Shan und seines Vorlandes im Überblick. Die auf dem Hauptkamm des Helan Shan verlaufende kontinentale Wasserscheide (Photo 2) trennt das endorrheische Abflußsystem des Alashan-Plateaus vom Einzugsgebiet des Huang He. Die zum Alashan-Plateau entwässernden Gerinne des Halawu Bei Gou und Cha Gou verlaufen erst nach Westen und biegen nach dem Verlassen der Fußflächen nach Norden um, da das Relief zur Tengger Wüste hin sanft ansteigt. Erstere münden nach Lauflängen von 100 bis 140 km in die Endpfanne bei Gilantai (Abb. 7). Das aufgrund des geringeren Einzugsgebietes schwächer ausgebildete Gerinne des Halawu Nan Gou biegt nach dem Verlassen der

Fußflächen nach SW um. Etwa 35 km vom Gebirgsrand entfernt wird der Abfluß bei der Ortschaft Bayin Trochae in einem Wasserbecken gestaut. Die von der Ostabdachung zum Huang He entwässernden Gerinne münden in den Kanalsystemen der Bewässerungsanlagen der Yinchuan-Depression.

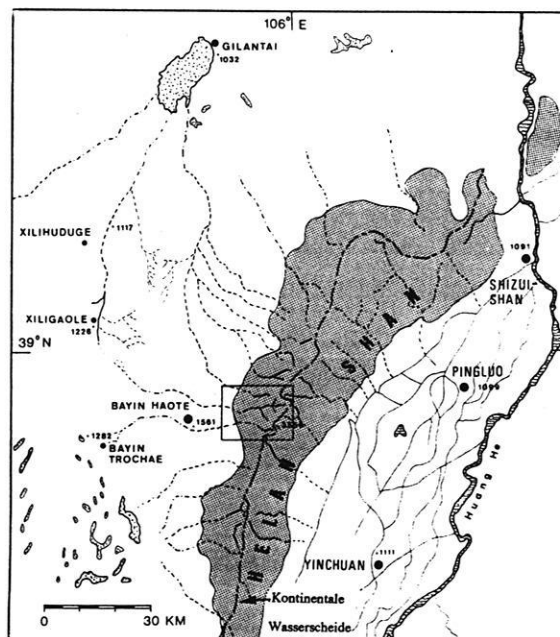
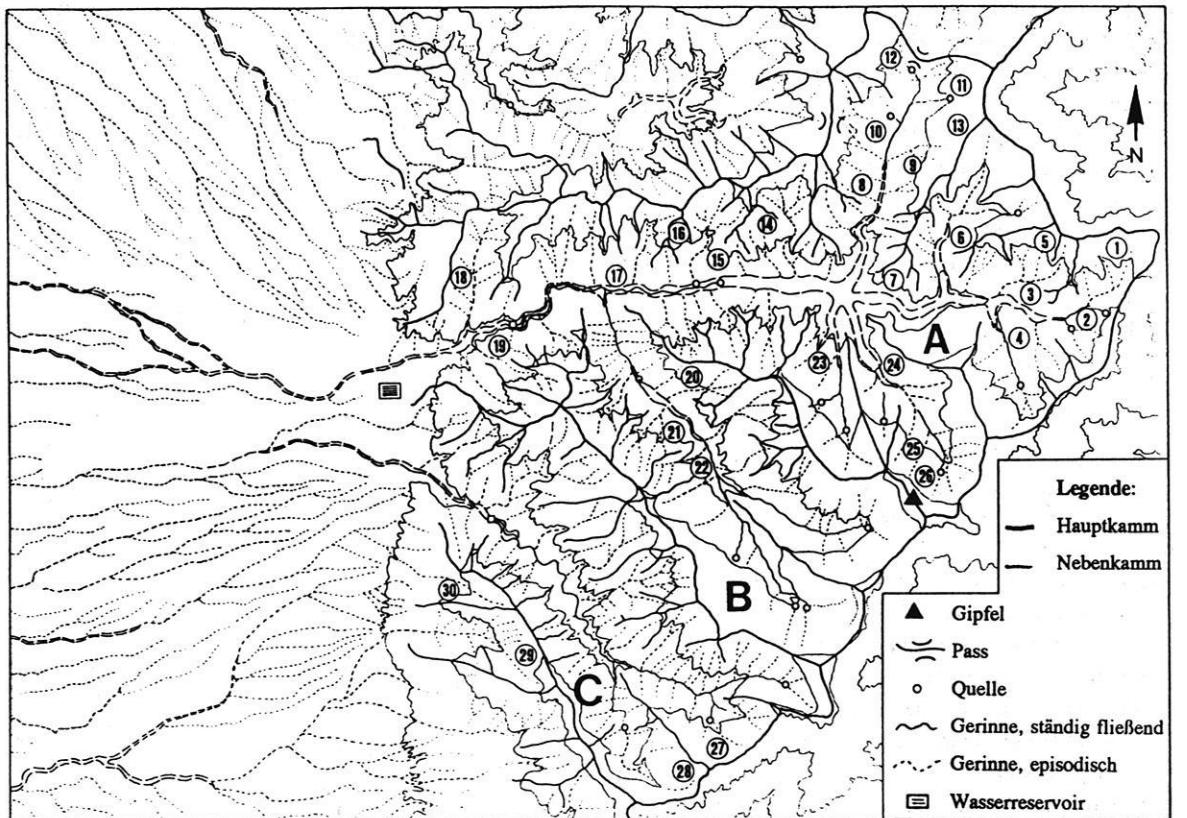


Abb. 7: Hydrographische Übersichtskarte des Helan Shan und seines Vorlandes. Das Rechteck gibt die Lage der Abb. 8 an.

Der nach Westen gerichtete Abfluß des am höchsten gelegenen Reliefbereichs erfolgt über die Täler Halawu Bei Gou, Cha Gou und Halawu Nan Gou, die im Zuge der Feldarbeiten intensiv kartiert wurden. Zusammen nehmen ihre Einzugsgebiete eine Fläche von 84 km² ein (Abb. 8). Das Längsprofil des Halawu Bei Gou-Abflußsystems kann vom Gipfel bis zur Endpfanne in drei Bereiche gegliedert werden:

- Im Oberlauf entspringen am Fuß von waldbestandenen Schutthalden zahlreiche Quellen in Höhen um 3000 m ü.d.M. Die Quellwässer versickern meist nach 1 bis 3 km Lauflänge in den blockreichen Alluvionen der Gebirgstäler, in denen das Niedrigwasser unterirdisch abfließt. Erst in Höhen von 2300 bis 2400 m ü.d.M. treten sie wieder als Gerinne mit ganzjährig oberflächlichem Abfluß zutage. Im Zuge wasserbaulicher



0 1 2 3 4 Km

A = Einzugsgebiet des Halawu Bei Gou

- | | |
|------------------------|----------------------|
| 1 = Bao Keng | 13 = Mi Guan |
| 2 = Tou Dao Gou | 14 = Tai Zi Gou |
| 3 = Er Dao Gou | 15 = Sha Tang Zi |
| 4 = San Dao Gou | 16 = Qing Gou |
| 5 = Dao Qu Zi | 17 = Shui Ni |
| 6 = Yao Gou | 18 = Qiao Gou |
| 7 = Xiao Qing Shu Wan | 19 = Xiao Si Ren Gou |
| 8 = Zhao Bei Shan Gou | 23 = Da Guan Gou |
| 9 = Yao Yao Gou | 24 = Bian Qu Zi Gou |
| 10 = Xi Gou | 25 = Shi Kuai Di |
| 11 = Dun Gou | 26 = Ebege da |
| 12 = Huang Tu Liang Zi | |

B = Einzugsgebiet des Cha Gou

- 20 = Lei Shi Gou
- 21 = Kuan Gou
- 22 = Hu Lu Gou

C = Einzugsgebiet des Halawu Nan Gou

- 27 = Ju Shi Shan
- 28 = Ma Ti Po

Weitere Namen

- 29 = Xiao Ma Lian Jing Zi Gou
- 30 = Da Ma Lian Jing Zi Gou

Abb. 8: Orohydrographie des Arbeitsgebietes im Helan Shan mit Angabe der Ortsnamen. Zur Kartengrundlage s. Kap. 7.1 und 8.2.

Maßnahmen wird der Abfluß am Gebirgsrand (2200 m ü.d.M.) durch ein unterirdisches Röhrensystem, unter Ausnutzung des natürlichen Gefälles, dem Ort Bayin Haote zugeführt. Die Lage der Einleitbauwerke ist aus der Abb. 8 ersichtlich.

- Mit dem Austritt aus dem Gebirge beginnt in Höhen um 2100 m ü.d.M. der Mittellauf. Hier dominiert die Seitenerosion über der Tiefenerosion. Auf der Gebirgsfußfläche verbreitern sich die Gerinne zu anastomisierenden Abflußbahnen. Entlang der Störung S 4 ist in

Bayin Haote ein Quellhorizont ausgeprägt (s. Beilage 2). Der ansonsten sehr tief unter der Oberfläche liegende Grundwasserspiegel befindet sich hier bei ca. 15 m unter Flur. Bei 22 m unter Flur stehen bereits die kreidezeitlichen schluffigen Sand- und Siltsteine an, die den lokalen Grundwasserstauer bilden. Das relativ leicht zu erschließende Grundwasser, die Wasserspeicherung in Form von Wasserreservoirs und die unterirdischen Zuleitungen aus den Tälern des Helan Shan bilden die Lebensgrundlage für den Ort Bayin Haote. Ein episodischer fluvialer Transport von kleineren Geröllen ist bis 1400 m ü.d.M. zu beobachten.

- Ab 1400 m ü.d.M. beginnt der Unterlauf. Hier fasert das Gerinne in zahllose Ablaßbahnen auf und bildet einen Bereich, in dem hauptsächlich Sande und Kiese akkumuliert werden. Zahlreiche Kupsten und Flugsanddecken zeugen von einer Kampfzone zwischen äolischem und fluvialem Transport. Nahe der Ortschaft Xiligaole setzt im Bereich der Kompressionsstörung S 5 unvermittelt Tiefenerosion in Form von bis zu 3 m tiefen Gullys ein. Aus zahlreichen Quellen wird ein ständig fließendes Gerinne mit einer Laufstrecke von ca. 13 km gespeist, dessen Wasser durch einen Damm aufgestaut und landwirtschaftlich genutzt wird (Abb. 7). Ab der Ortschaft Xilihuduge ist das Gerinne wiederum zerfasert und durch Lateralerosion gekennzeichnet. Das insgesamt 130 km lange Gerinnesystem wird episodisch nach sommerlichen Monsunregen durchflossen, wobei der Abfluß, verstärkt durch die genannten Quellhorizonte, gelegentlich die Endpfanne bei Gilantai erreicht.

2.4 Klimatische Verhältnisse

Für die Gestaltung von Witterung und Klima in Nord- und Nordnordwestchina sind die planetarische Lage in den Subtropen, der kontinentale Einfluß der großen eurasiatischen Landmasse und die Nachbarschaft zum Pazifischen Ozean bestimmend.⁷ Zwei Vorgänge der atmosphärischen Zirkulation prägen den Ablauf der Witterung in besonderer Weise. Dies ist zum einen der Sommermonsun, der aus östlichen und südlichen Richtungen dem Lande feuchte Luftmassen zuführt. Zum anderen sind es die Kaltlufteinfälle, die im Winter aus Ostsibirien und der Mongolei hereinbrechen und sich weit nach Süden auswirken. Verschieden temperierte Luftmassen des planetarischen Westwindgürtels der nördlichen mittleren Breiten und feuchtwarme Luft-

massen des nordpazifischen Passatgürtels sind daher weitere typische Luftströmungen dieses Teils von China.

Der Verlauf dieser Luftströmungen wird im Sommer durch das über Innerasien gelegene Wärmetief und im Winter durch ein kontinentales Kältehoch bestimmt, aus dem Kaltluftmassen in Gestalt von Nordwestwinden nach Ostasien abfließen. Von besonderer Bedeutung für die Niederschlagsverteilung sind die monsunalen Wetterlagen im Sommer, wobei das Wettergeschehen von zwei verschiedenen Monsunströmungen beeinflusst wird. Der von LAUTENSACH (zit. n. GELLERT 1987: 24) so bezeichnete malaiisch-chinesische äquatoriale Monsun wird von maritimen äquatorialen Luftmassen gespeist. Hinsichtlich seiner Mächtigkeit, des Feuchtegehaltes, der zeitlichen Dauer und des Einflusses auf Nordchina ist die auch als Südost-Monsun bezeichnete Strömung wesentlich stärker ausgeprägt als der japanisch-passatische Monsun (Südwest-Monsun), der seinen Ursprung in den subtropischen Antizyklonen des nordwestlichen Pazifiks hat. Anhand der Abb. 9 ist zu ersehen, daß die Westwinde der mittleren Breiten an der nordöstlich streichenden polaren Frontalzone auf die genannten monsunalen Luftströmungen stoßen.

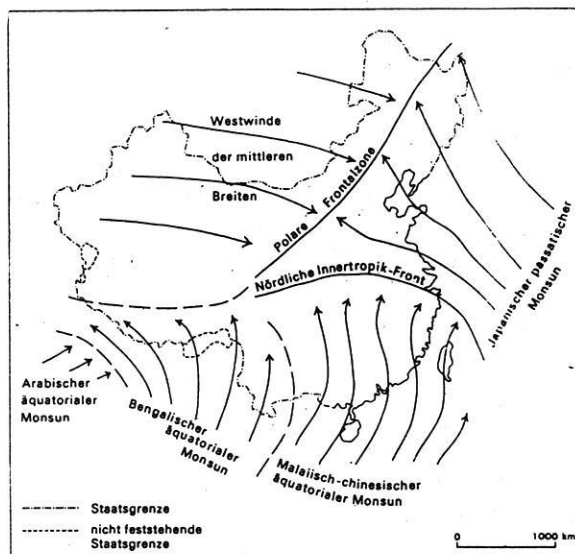


Abb. 9: Einfluß des Sommermonsuns über Ostasien im Juni und August. (aus: GELLERT 1987: 26, Abb.5)

Hierbei gleiten die erhitzten kontinentalen Luftmassen des Westwindgürtels ($T_{c_{SO}}$ in Abb. 10) auf die weniger heißen monsunalen Luftmassen maritim-tropischen oder äquatorialen Typs auf (Em_{SO} in Abb. 10).

⁷ Zu Witterung und Klima der VR China: DOMRÖS, M. & PENG, Gongbing (1988); GELLERT, J.F. (1987).

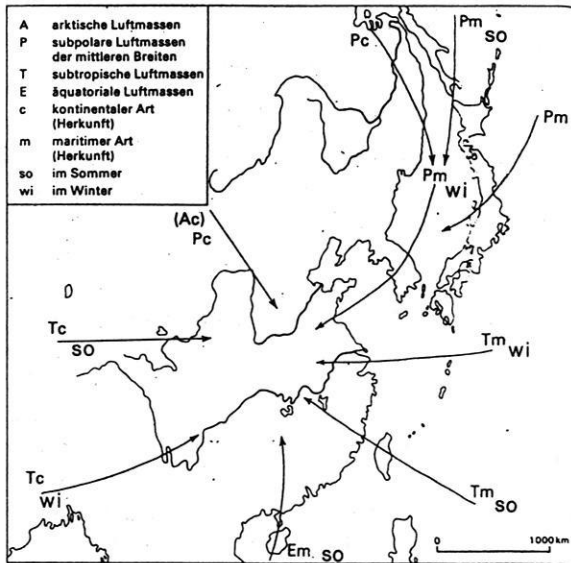


Abb. 10: Schematische Darstellung der nach China einfließenden Luftmassen (aus: GELLERT 1987: 30, Abb. 7)

Durch adiabatische Abkühlung wird die Feuchtigkeit der von ihnen überschichteten monsonalen Luftmassen zu Niederschlägen kondensiert.

Der Sommermonsun setzt an der südchinesischen Küste bereits Mitte Mai ein, bewegt sich dann etwa Mitte Juni nordwärts über den Mittellauf des Chang Jiang und erreicht den Huang He Bogen Ende Juli / Anfang August. Der Rückzug des Sommermonsuns dauert dagegen nur etwa einen Monat. Er setzt zu Beginn des September ein und hat Mitte Oktober bereits die Küste erreicht.

Klimageographisch ist das Ordos-Plateau nach Angaben der Klimaklassifikation von KÖPPEN und GEIGER (GEIGER & POHL 1954) dem wintertrockenen Steppenklima (BSk-Klima) und das Alashan-Plateau bereits dem winterkalten Wüstenklima (BWk-Klima) zuzuordnen (DOMRÖS & PENG Gongbing 1988: 235). Auch andere Klimaklassifikationen sowie die 1986 von HUANG Bing-Wei erstellte klimatische Gliederung Chinas weisen für das Arbeitsgebiet einen Übergang vom Steppen- zum Wüstenklima aus (DOMRÖS & PENG Gongbing 1988: 235). Nach Angaben der Klimateilung von TROLL & PAFFEN handelt es sich um ein Steppenklima mit humiden Sommerverhältnissen. Angaben zum Gebirgsklima des Helan Shan fehlen jedoch selbst in den chinesischen Klimateilungen. Für

einen Vergleich zwischen dem Gebirgsklima des Helan Shan und den angrenzenden Steppen und Wüsten sowie den benachbarten Gebirgsstöcken war es daher erforderlich, die Daten aller verfügbaren Wetterstationen im weiteren Arbeitsgebiet sowie in einem Umkreis bis zu 500 km Entfernung zu beschaffen und auszuwerten. Die Datenauswertung mit Hilfe der im folgenden Kapitel beschriebenen Trockengrenzformel von WANG (1941) ermöglicht Aussagen zur Aridität und Humidität des gegenwärtigen Klimas.

2.4.1 Dauer und Intensität der ariden und humiden Zeiten in Nordnordwest- und Nordchina

Die folgenden Angaben geben einen kurzen Überblick zur Datensituation. Insgesamt wurden die langjährigen Mittelwerte der Temperatur- und Niederschlagsdaten von 48 Wetterstationen in einer Entfernung von bis zu 500 km rund um den Helan Shan ausgewertet. Die Lage sowie nähere Angaben zu den Meßstationen (1 bis 48) und die Herkunft der Daten sind der Beilage 3 und der Tab. 21 in Kap. 9.3 zu entnehmen, wobei aus Gründen der besseren Handhabung die jeweilige Stationsnummer dem Stationsnamen beigelegt worden ist (z.B.: Bayin Haote/1). Hinsichtlich der räumlichen Verteilung sowie der Meßzeiträume bestehen gewisse Ungleichheiten. Während für das Autonome Gebiet Ningxia und den Huang He Bogen ausführliches Datenmaterial für ein relativ engmaschiges Stationsnetz beschafft werden konnte, ist das Netz der Wetterstationen vor allem in den Wüsten- und Steppengebieten recht lückenhaft. Für etwa die Hälfte der Meßstationen war ein Meßzeitraum von 25 bis 30 Jahren nachgewiesen (in der Regel 1951 - 1980), während für 18 Stationen nur die Mittelwerte für eine 10jährige Meßreihe berechnet werden konnten (1961 - 1970). Die Daten von Wetterstationen, deren Meßreihe unterhalb 10 Jahre lag, wurden nicht berücksichtigt. Wegen der großen Reliefunterschiede wurden die Daten sowohl von Stationen im Tiefland (z.B. Station Yuncheng/44 in 367,8 m ü.d.M.) als auch von Stationen im Hochgebirge (z.B. Station Tianzhu/28 in 3045,1 m ü.d.M.) ausgewertet. Die orographische Verteilung der Stationen stellt sich wie folgt dar:

< 1000 m ü.d.M.	: 6 Stationen
1000 bis 1499 m ü.d.M.	: 26 Stationen
1500 bis 1900 m ü.d.M.	: 8 Stationen
> 1900 m ü.d.M.	: 8 Stationen

Die Temperatur- und Niederschlagsdaten (Tab. 22 und Tab. 23 in Kap. 9.3) wurden nach der Methode von

WANG (1941) ausgewertet, die JÄTZOLD (1961) modifizierte. Im Gegensatz zum linearen Temperatur/Niederschlagsverhältnis ($n = 3t$ für die Trockenzeit bzw. $n = 2t$ für die Dürrezeit) der Methode von WALTER & LIETH (1964) ergibt die zugrundegelegte Trockengrenzformel eine Hyperbel, die sich bei negativen Temperaturen der Temperaturachse asymptotisch nähert. Die Formel für die in der Fachliteratur als WANG'sche Hyperbel (WANG 1941) bekannte Trockengrenze lautet für Monatswerte:

$$n [12n - 20(t + 7)] = 3000$$

mit n = Monatsniederschlag

t = Monatsmitteltemperatur.

Die Trockengrenzformel nimmt die Gerade $12n = 20(t + 7)$ als Ausgangsbasis, formt sie aber zu einer Hyperbel um, wobei die Konstante 3000 empirisch bestimmt wurde. Die WANG'sche Hyperbel geht von der richtigen Grundvorstellung aus, daß jede Trockengrenzformel eine Kurve ergeben muß, die in ihrem Verlauf der Kurve des Wasserdampfgehaltes der Luft in Abhängigkeit von der Temperatur ähnelt (JÄTZOLD 1961: 90). Damit wird - im Gegensatz zu WALTER & LIETH (1964) - die Ariditätsbestimmung auch für Temperaturen unter 0°C ermöglicht, die besonders für die winterkalten Gebiete Nordnordwestchinas von Bedeutung ist. Die nach der WANG'schen Formel berechneten Werte sind in den Klimadiagrammen nach der Methode von JÄTZOLD (1961) eingetragen. Die Trockengrenzwerte sind darin als zusätzliche Linie in Form einer Grenzniederschlagskurve eingezeichnet. JÄTZOLD (1961: 103 f.) definiert sie folgendermaßen:

"Als »Grenzniederschlagswert« ist die der jeweiligen Mitteltemperatur entsprechende Niederschlagsmenge zu bezeichnen, bei der gerade noch humides bzw. gerade schon arides Klima herrscht. An dieser eingezeichneten Zusatzkurve (...) wird die Effektivität des Niederschlags gemessen, was dem Betrachter ermöglicht, Niederschlagsüberschuß- (humide) und Niederschlagsmangel- (aride) Zeiten klar zu erkennen, besonders auch ihre Intensität und jahreszeitliche Lage (...). Die Grenzniederschlagsmengen geben aber nicht die potentielle Verdunstung wieder, sondern (wenn auch nur annähernd) die aktuelle unter Trockengrenzbedingungen, die das Geographisch wesentliche sind. Ein Nullpunkt der Verdunstung und damit der Ariditätsmöglichkeit existiert im Gegensatz zu allen bisherigen Diagrammen nicht."

Das Diagramm der klimatischen Trockengrenze (Beilage 3) enthält weitere von JÄTZOLD (1961, 1962) vorgeschlagene Grenzen, um die durch den Frosteintritt völlig veränderten hygrischen Verhältnisse nomenklatorisch zum Ausdruck zu bringen. Bei negativen Monatsmitteln der Temperatur gilt für den ariden Bereich die Bezeichnung "gelid-arid", der humide Bereich wird dagegen mit dem Terminus "nival-humid" bezeichnet. Zwar wirken gelidaride und nivalhumide Monate wegen der Kälteruhe nicht direkt auf die Pflanzenwelt ein, doch nivalhumide Monate speichern unterschiedlich große Schneemengen und sind daher ein Indikator für mehr oder minder mächtige Schneedecken. Gelidaride Monate charakterisieren dagegen kalte und schneearme Zeiten mit fehlender bis geringer Schneeretention, die wiederum das Auffrieren begünstigt. Während gelidaride Zeiten die Frostbodenbildung begünstigen, werden in den nivalhumiden Zeiten die Prozesse der Schnee-Erosion gefördert. Bei positiven Monatsmitteln der Temperatur werden vollaride, semiaride, semihumide und vollhumide Monate unterschieden.

Auf der Grundlage der geschilderten Methode wurde für jede Station ein Klimadiagramm mit den berechneten Trockengrenzwerten erstellt. Zusätzliche Eintragungen an der Basis eines jeden Diagramms geben differenzierte Auskunft über den Grad der Aridität bzw. Humidität. Einen Vergleich von Klimadiagrammen nach der Methode von WALTER & LIETH (1964) und der Methode der Trockengrenzformel nach WANG (1941) und von WISSMANN (1939) zeigt Abb. 11 für die Stationen Bayin Haote/1, Helan Shan/2 und Yinchuan/3. Krasse Unterschiede ergeben sich für die Wintermonate, die ungeachtet der vorherrschenden gelidariden Verhältnisse in den Diagrammen von WALTER & LIETH (1964) als humide Jahreszeit eingestuft werden.

Die Analyse der ariden und humiden Zeiten anhand der Klimadiagramme (Kap. 9.3) ergibt für die Plateaulandschaften generell einen von SE nach NW verlaufenden Gradienten zunehmender Aridität. Das Lößplateau und die Lößbergländer weisen 3 bis 5 humide Monate auf, im Ordosplateau beträgt ihre Anzahl nur noch 1 bis 3 und im Mongolischen Plateau ist nur in den Randbereichen 1 humider Monat zu verzeichnen, während die zentralen Bereiche ganzjährig arid sind. Entsprechend ist ein Gradient abnehmender Niederschläge von SE (Station Hua Shan/46 = 904 mm) nach NW (Station Ongt Gol/19 = 49 mm) ausgeprägt. Der Gradient der abnehmenden Jahresmitteltemperaturen ist dagegen von SSE (Yuncheng/44 = $13,6^{\circ}\text{C}$) nach NNW (Dalan Dsa-

1) Bayin Haote 38°50' N / 105°40' E (1561 m) 2) Helan Shan 38°46' N / 105°54' E (2901 m) 3) Yinchuan 38°29' N / 106°13' E (1111 m)
 7,3 °C (1953 - 1980) 215 mm -0,8 °C (1962 - 1980) 430 mm 8,5 °C (1951 - 1980) 202 mm

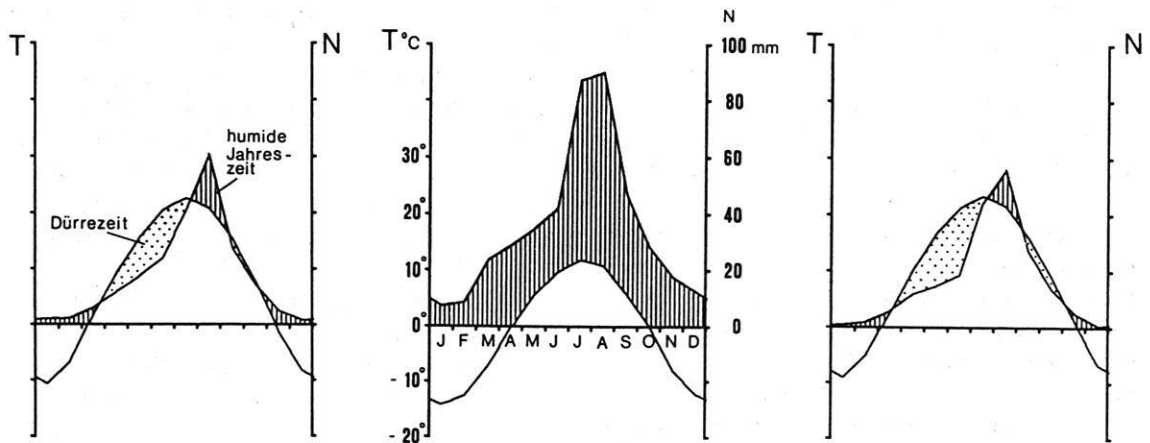
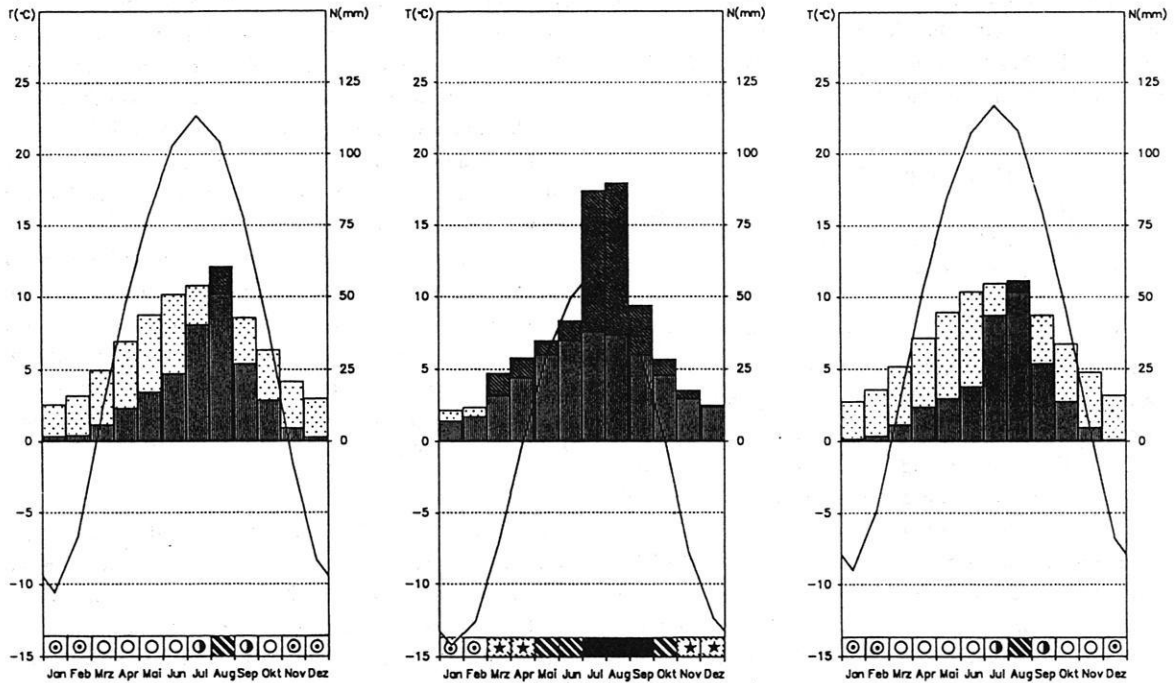


Abb. 11: Vergleichende Darstellung von Klimadiagrammen nach den Methoden von WANG (1941; modifiziert von JÄTZOLD 1961) (obere Reihe) und von WALTER & LIETH (1964) (untere Reihe) am Beispiel der Stationen Bayin Haote/1, Helan Shan/2 und Yinchuan/3. Man beachte, daß die Monate Dezember bis Februar nach der Methode von WALTER & LIETH (1964) trotz eindeutig arider Verhältnisse fälschlicherweise als humid eingestuft werden. Erläuterungen zu den Klimadiagrammen s. Beilage 3 im Anhang.

dagad/21 = 3,7°C) gerichtet. Entsprechend steigt die Zahl der gelidariden Monate von 1 in Xian/48 bis auf 5 in Dalan Dsadagad/21.

Der Gradient zunehmender Aridität verläuft in den betrachteten Gebirgsketten etwa von ESE (Hua Shan/46 = 10 humide Monate) über den Liupan Shan/42 (= 8 humide Monate) nach WNW zum Qilian Shan (Tianzhu/28 = 5 humide Monate). Abweichend von diesem Gradienten weist das Gebirgsklima des Helan Shan oberhalb von 2900 m fast ganzjährig humide Verhältnisse auf, während nur die Monate Januar und Februar gelidarid sind. Bemerkenswert ist das Auftreten von 4 nivalhumiden Monaten (Station Helan Shan/2), eine Anzahl, die für keine andere Gebirgsstation im Umkreis von 500 km errechnet wurde. Lediglich die Stationen Liupan Shan/42 und Hua Shan/46 weisen einen nivalhumiden Monat auf, wobei die überschüssigen Niederschlagsmengen weit unter denen des Helan Shan liegen. Das Gebirgsklima des Qilian Shan ist im Vergleich wesentlich arider. So weist die Station Tianzhu/28 in 3045 m ü.d.M. nicht einen einzigen nivalhumiden Monat, dafür aber 5 gelidaride Monate auf. Aus dem Gesagten wird die klimatische Sonderstellung des Helan Shan deutlich (s. Kap. 2.4.2). Die klimatischen Verhältnisse des Helan Shan sind in Höhenlagen oberhalb 2900 m ü.d.M. eindeutig als feuchtes und sehr sommerkühles Borealklima zu beschreiben. Für diese Bewertung wurden die qualitativen und quantitativen Kriterien der Feuchte- und Wärmeversorgung zugrunde gelegt, die von BARTHEL (1983) für die Klimaprovinz-

Feuchteversorgung	
qualitativ	quantitativ (in mm N/a)
feucht	> 400
mäßig feucht	300 - 400
schwach feucht	250 - 300
schwach trocken	200 - 250
mäßig trocken	150 - 200
trocken	100 - 150
sehr trocken	<100

Wärmeversorgung	
qualitativ	quantitativ (in °C/Julimittel)
sehr sommerkühl	< 12
sommerkühl	12 - 14
mäßig sommerkühl	14 - 16
mäßig sommerwarm	16 - 18
sommerwarm	18 - 20
sehr sommerwarm	20 - 22
sommerheiß	> 22

Tab. 5: Qualitative und quantitative Wertung und Bezeichnung der Feuchte- und Wärmeversorgung für die Klimaprovinzgliederung (BARTHEL 1983).

gliederung der Mongolei erarbeitet worden sind (Tab. 5). Auch die vegetationskundlichen Befunde (Kap. 2.5) weisen eindeutig auf boreale Klimaverhältnisse hin.

2.4.2 Grundzüge des borealen Gebirgsklimas des Helan Shan im Vergleich zum Klima des Vorlandes

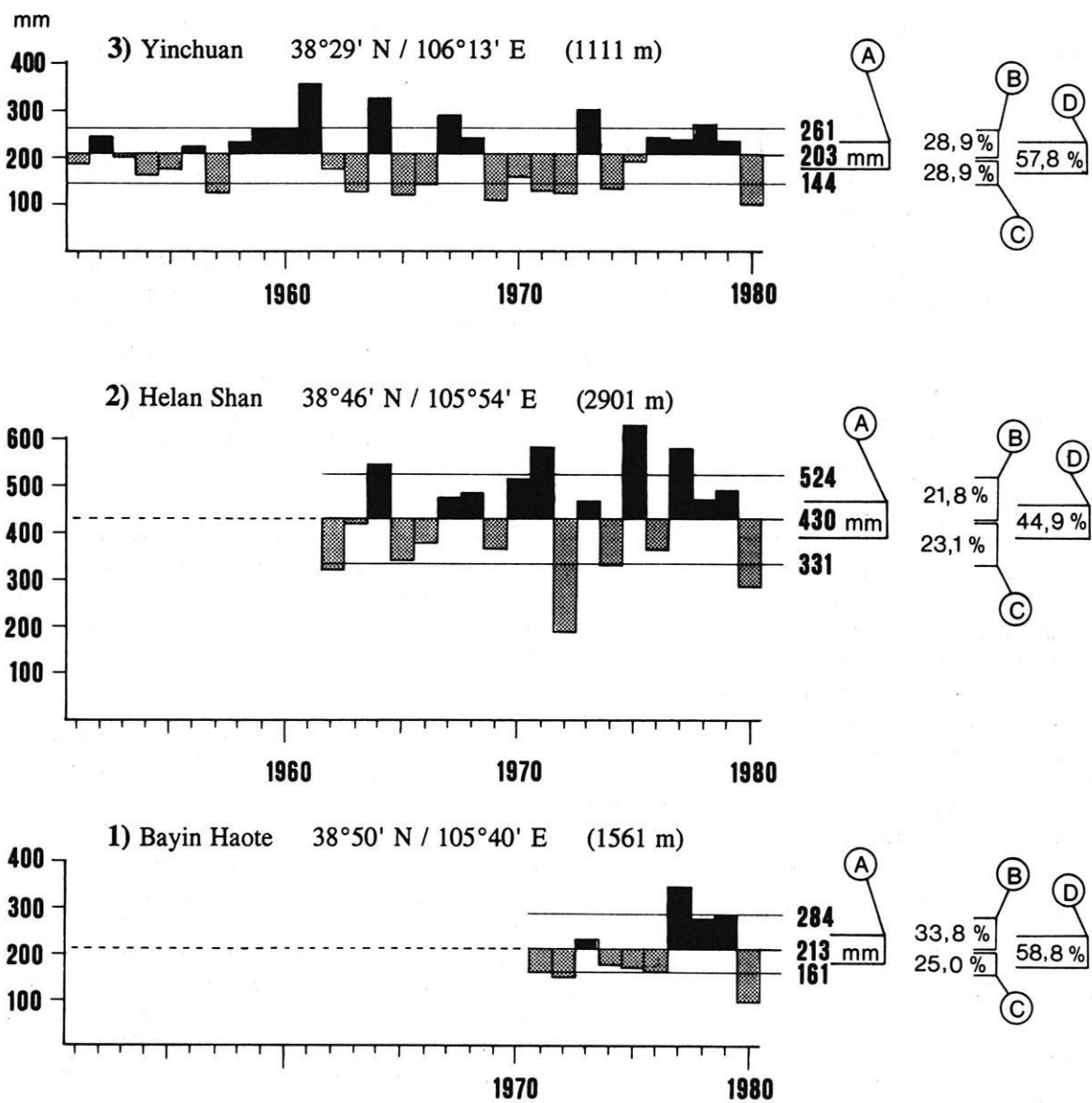
Aus dem Vergleich der Gebirgsstation Helan Shan/2 mit den umliegenden Stationen im Vorland (Bayin Haote/1, Zhuan Bie Li/4, Pingluo/6, Yinchuan/3, Yongning/7, Xiligaole/8, Gilantai/9 und, Zahanzi/13) läßt sich ein ausgeprägter klimatischer Höhengradient ableiten. Die Grundlage dieses Vergleichs bildet die Auswertung einer 10jährigen Meßreihe (Zeitraum 1961-1970).

Der Niederschlagsgradient liegt mit 16 mm pro 100 Höhenmeter in der Größenordnung, die von DOMRÖS & PENG Gongbing (1988: 194) für das Profil Xian/48 - Hua Shan/46 angegeben wird. Demzufolge fallen in der Gipfelregion etwa 530 mm Niederschlag im Jahr, während in Xiligaole/8 am Ostrand der Tenggerwüste nur 153 mm gemessen werden. Ausgeprägte Luv- und Lee-Effekte sind bei der Niederschlagsverteilung nicht festzustellen, da sich der Gebirgszug längs der Zugbahn der äquatorialen, feuchten Luftmassen des Südost-Monsuns erstreckt.

Die Jahressummen des Niederschlags sind von Jahr zu Jahr sehr variabel. Die mittlere Niederschlagsvariabilität beträgt im Vorland 28,9 % bis 29,4 % (Abb. 12) und liegt damit im Bereich der für den Sahel typischen Werte. Mit 22,5 % ist die Variabilität im Helan Shan etwas niedriger als im Vorland. Neben der Variabilität einzelner Jahre ist die Verteilung der Niederschläge innerhalb eines Jahres durch dazwischenliegende, niederschlagsfreie Perioden von 4 bis 11 Tagen (Juli/August) gekennzeichnet.

Als maximale Einzelniederschläge wurden 81,9 mm in Bayin Haote/1, 82,4 mm im Helan Shan/2 und 64,2 mm in Yinchuan/3 in den Monaten Juli und August ermittelt. Nach meinen Feldbeobachtungen fallen diese Niederschläge mit konstanter Intensität verteilt über einen Zeitraum von mehreren Stunden. Extreme Intensitäten wie im Sahel konnten nicht beobachtet werden. Die Niederschlagsverteilung auf der Basis von Dekadenwerten (September bis Juni) zeigt Abb. 13.

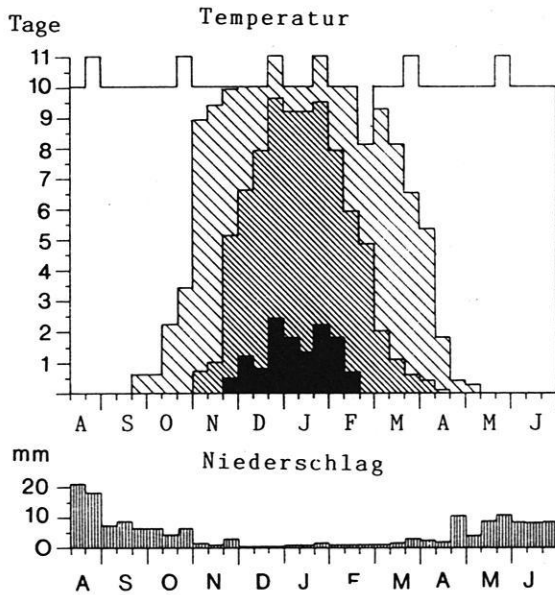
Der Jahresgang der relativen Feuchte (RF) weist im Vorland und im Gebirge grundsätzlich ein Minimum im Mai und ein Maximum im August auf (Beilage 4). Dabei







Niederschlagsparameter	YINCHUAN	HELAN SHAN	BAYIN HAOTE
(A) Mittlerer Jahresniederschlag	203,0 mm	430,0 mm	213,0 mm
(B) Mittlere positive Abweichung	58,6 mm = 28,9 %	93,6 mm = 21,8 %	71,0 mm = 33,8 %
(C) Mittlere negative Abweichung	58,7 mm = 28,9 %	99,1 mm = 23,1 %	52,6 mm = 25,0 %
(D) Mittlere Schwankung	117,3 mm = 57,8 %	192,7 mm = 44,9 %	123,6 mm = 58,8 %
Mittlere Variabilität	58,7 mm = 28,9 %	96,4 mm = 22,5 %	61,8 mm = 29,4 %

Abb. 12: Niederschlagsvariabilität im Helan Shan und seinem Vorland am Beispiel der Stationen Bayin Haote/1, Helan Shan/2 und Yinchuan/3. (Quelle: Daten des Meteorologischen Dienstes des Aut. Gebietes Ningxia)

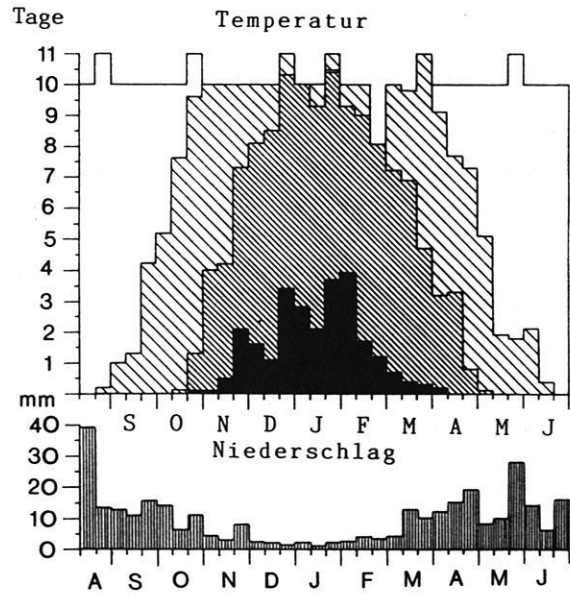
Bayin Haote /1



Anzahl der Tage mit einem Temperaturmittel

	> 0° C = 199,2 Tage
	< 0° C = 156,8 Tage
	< -10° C = 81,6 Tage
	< -20° C = 12,7 Tage

Helan Shan /2



Anzahl der Tage mit einem Temperaturmittel





	> 0° C = 82,3 Tage
	< 0° C = 282,0 Tage
	< -10° C = 118,0 Tage
	< -20° C = 25,9 Tage

Abb. 13: Vergleich der Dekadenwerte von Temperatur und Niederschlag (August bis Juni) der Stationen Bayin Haote/1 und Helan Shan/2 im 10-Jahresmittel (Meßzeitraum 1961-1970). (Quelle: Daten des Meteorologischen Dienstes des Aut. Gebietes Ningxia)

sind die Werte für den Helan Shan/2 und Yinchuan/3 sehr ähnlich. Im Herbst deuten die höheren Werte von Yinchuan/3 auf die bessere Feuchteversorgung der Flußoase hin. Im westlichen Vorland liegen die Werte zwischen März und September generell um 10 % bis 15 % niedriger als im Gebirge, während sie im Dezember und Januar nur um ca. 5 % differieren. Im Gebirge zeigt der Jahresgang der absoluten Feuchte große Schwankungen mit einem ausgeprägten Sommermaximum im August (Durchschnitt = 8,6 g/cm³; Maximum = 17,6 g/cm³) und einem Winterminimum im Januar (Durchschnitt 1,1 g/cm³, Maximum = 2,9 g/cm³).

Das Jahresmittel der Temperatur nimmt linear um 0,62°C pro 100 Höhenmeter ab, so daß für den Gipfel ein Jahresmittel von -4,8°C errechnet werden kann. Die Jahresmitteltemperatur im Vorland beträgt zwischen 7,3°C (Bayin Haote/1) und 8,5°C (Gilantai/9). Von besonderer Bedeutung für das Gebirgsklima sind die winterlichen Temperaturverhältnisse. Da die genaue Zahl der Eistage und Frostwechseltage anhand der Klimadaten nicht zu ermitteln war, können Anhaltswerte nur aus der Zahl der Tage mit einer Mitteltemperatur < -10°C bzw. ≤ 0°C in Abb. 13 geschlossen werden. Demnach treten an der Station Helan Shan/2 mindestens 143,9 Eistage (Bayin Haote/1 = 94,3 Eistage) und mindestens 138

Frostwechsellage auf (Bayin Haote/1 = 62,5 Frostwechsellage).

Im Helan Shan wurde im Zeitraum 1962-1970 durchschnittlich an 107 Tagen im Jahr eine geschlossene Schneedecke beobachtet (Beilage 4). Die Zahl der Schneefalltage beträgt durchschnittlich 45 pro Jahr, wobei das Maximum im März und April mit 7 Schneefalltagen liegt. Bei längeren Abständen zwischen den Schneefällen, die generell von Anfang Oktober bis Mitte Mai auftreten, hält sich die Schneedecke oft nur für 8 bis 12 Tage. Die Dauer der Schneedecke ist im Februar und März mit 18,6 Tagen am höchsten (Beilage 4). In Bayin Haote/1 fällt dieser Zeitraum mit 9 bis 10 Tagen geschlossener Schneedecke in den November und Dezember. Starke Schneefälle wurden episodisch sogar in den Wüsten und Steppen beobachtet. So brachte ein ergiebiger Schneefall am 28. November 1967 eine geschlossene Schneedecke von Yinchuan/3 (4 cm), über

den Helan Shan/2 (20 cm) bis nach Bayin Haote (13 cm) und Zhuan Bie Li/4 (4 cm) einschließlich des Ostrandes der Tenggerwüste in Xiligaole/8 (10 cm) und Gilantai/9 (9 cm). Selbst in den Wüstenstationen Tudaohou/12 und Zahanzi/13 treten 5 bis 6 cm mächtige Schneedecken auf, die sich für einige Tage halten können. Der Schneekoeffizient, also der prozentuale Anteil des festen Niederschlags am Jahresniederschlag, beträgt ca. 23 % in 2900 m und steigt bis auf 31 % in der Gipfelregion. Die Verteilung und die Dauer der Schneedecke hängt extrem von der Reliefsituation ab. Die winterliche Einstrahlung ist noch so stark, daß die S-exponierten Hänge wegen der hohen Sublimation keine lang andauernden Schneedecken aufweisen. Auf den N-exponierten Hängen kann die Schneedecke in geschützten Lagen bis Anfang Mai liegen bleiben. Auch durch den Wind finden große Umlagerungen des Schnees statt, so daß windexponierte Flächen nach kurzer Zeit freigeweht werden.

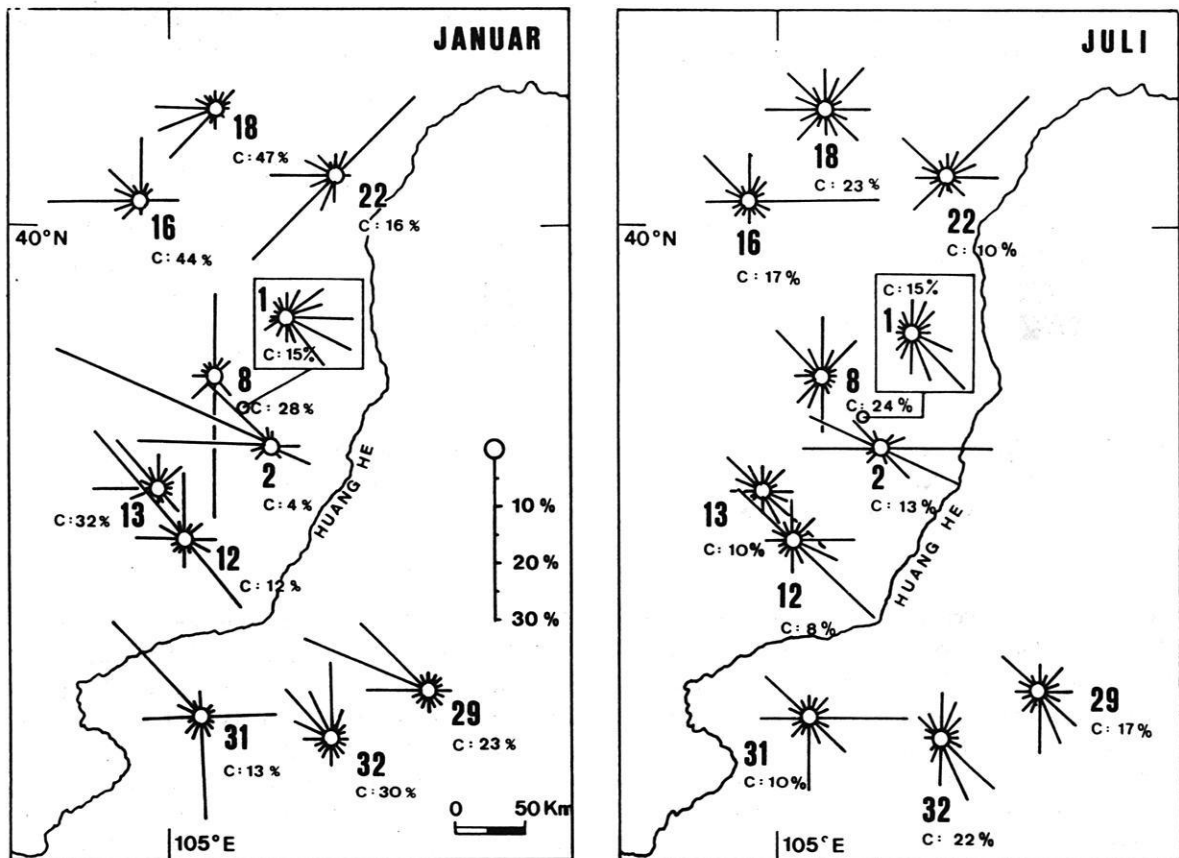


Abb. 14: Vergleichende Darstellung der prozentualen Häufigkeit der Windrichtungen (Januar und Juli) im Bereich des westlichen Huang He Bogens und seiner Rahmenbereiche. Erläuterung: C = prozentuale Häufigkeit von windstillen Tagen; nähere Angaben zu den Stationen s. Tab. 21 in Kap. 9.3. (Quelle: Daten des Meteorologischen Dienstes des Aut. Gebietes Ningxia; Meßzeitraum 1961-1970)

Aus dem Vergleich der Windrichtungen im Januar und Juli (Abb. 14) und der mittleren bzw. maximalen monatlichen Windgeschwindigkeiten (Abb. 15 und Abb. 16) sind bedeutende jahreszeitliche Unterschiede in den einzelnen Regionen ersichtlich.

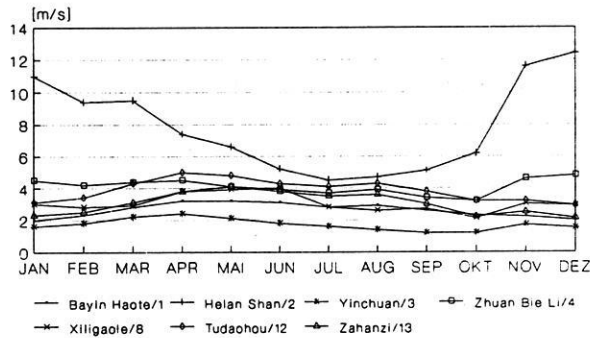


Abb. 15: Mittlere monatliche Windgeschwindigkeiten (m/s) im Helan Shan und seinem Vorland im 10-Jahresmittel (1961-1970). Lage der Stationen s. Beilage 3 und Tab. 21 in Kap. 9.3. (Quelle: Daten des Meteorologischen Dienstes des Aut. Gebietes Ningxia)

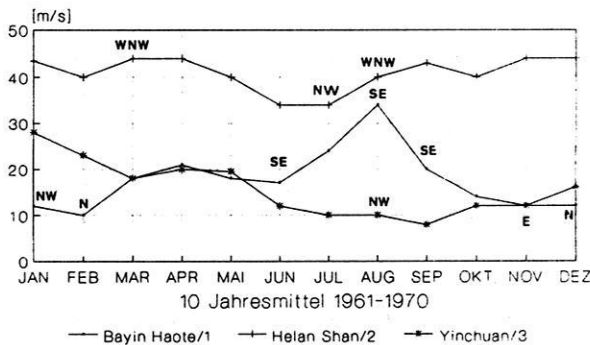


Abb. 16: Absolute Maxima der monatlichen Windgeschwindigkeiten (m/s) und der jeweiligen Windrichtung im Helan Shan und seinem Vorland im 10-Jahresmittel (1961-1970). Lage der Stationen s. Beilage 3 und Tab. 21 in Kap. 9.3. (Quelle: Daten des Meteorologischen Dienstes des Aut. Gebietes Ningxia)

Die Wetterlage im Januar wird von N-, NW- und WNW-Winden beherrscht, die kontinentale Kaltluftmassen aus dem über Südsibirien gelegenen nordasiatischen Kältehoch bis weit nach Nordchina bringen. Diese, von DOMRÖS & PENG (1988: 43) als "Wintermonsun" bezeichneten Kaltlufteinfälle, erreichen oft Sturmcharakter, wobei die WNW-Winde im Helan Shan max. Windgeschwindigkeiten > 40 m/s erreichen. Selbst im Vorland wurden in Bayin Haote/1 und Yinchuan/2 14 bzw. 26 m/s gemessen (Abb. 16).

Interessant ist der Einfluß von E- und SE-Winden, die verstärkt südlich des Helan Shan bei den Stationen 1, 12 und 31 auftreten. Das Wettergeschehen im Juli wird dagegen von SE- und ESE-Winden der sommerlichen Monsunströmungen bestimmt. Ihr Einfluß ist auch in Bayin Haote/1 mit max. Windgeschwindigkeiten bis 36 m/s und sogar bei den Wüstenstationen 12 und 13 dominierend, nimmt aber bereits in Xiligaole/8 stark ab. Im Vergleich des Jahresgangs der mittleren monatlichen Windgeschwindigkeiten nimmt der Helan Shan eine Sonderstellung ein. Während die mittleren monatlichen Windgeschwindigkeiten im Gebirge einen deutlichen Jahresgang mit einem winterlichen Maximum von 10 m/s bis 12 m/s (17,7 Tage mit einer Windstärke > 8) und einem sommerlichen Minimum von 5 m/s bis 6 m/s (4,2 Tage mit einer Windstärke > 8) erkennen lassen, ist dieser Jahresgang in Bayin Haote/1 wesentlich schwächer mit einem entgegengesetzten Verlauf und niedrigeren Windgeschwindigkeiten (Maximum im Mai = 3,2 m/s, Minimum im Dezember = 2 m/s). Dies gilt auch für die Windrichtungen. Im Januar überwiegen im Helan Shan Starkwinde aus WNW mit Spitzengeschwindigkeiten > 40 m/s, während in Bayin Haote/1 Südostwinde mit einer mittleren Windgeschwindigkeit von 2 m/s (maximal 14 m/s) wehen. Hierbei ist anzumerken, daß die Station Helan Shan/2 auf einem Gebirgspäß gelegen ist und die topographische Situation daher die Windverhältnisse beeinflusst. Im 6-Jahresmittel (1962-1968) wurden an der Station Helan Shan/2 121,7 Tage im Jahr mit einer Windstärke > 8 registriert.

Angaben zum Grad der Bewölkung lassen sich annähernd aus dem Jahresgang der Sonnenscheindauer ablesen (Abb. 17), der bei allen Stationen den gleichen Trend mit zwei Minima in den Monaten März/April und im August aufweist. Die geringen Abweichungen der prozentualen Jahresmittelwerte der Sonnenscheindauer (Yinchuan/3 = 3019,5 h/Jahr bzw. 68 %; Gilantai/9 = 3321,8 h/Jahr bzw. 75 %) weisen auf die hohe Einstrahlung sowohl im Gebirge als auch im Vorland hin.

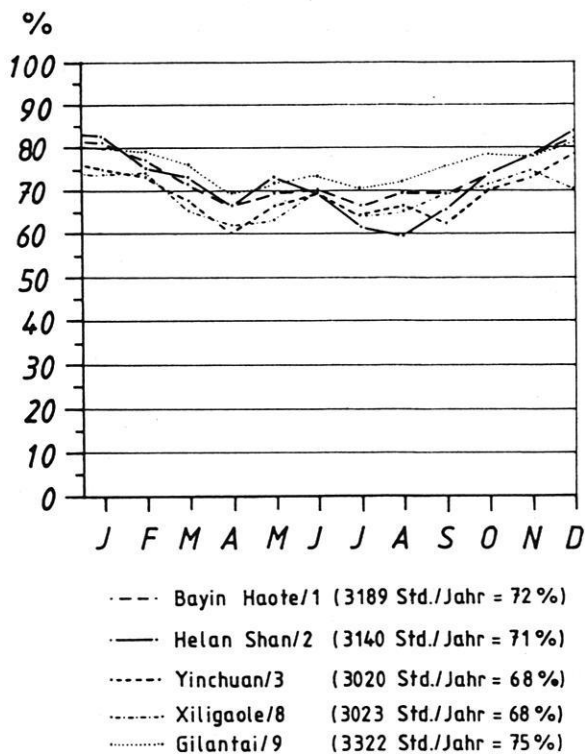


Abb. 17: Jahresgang der Sonnenscheindauer [%] im Helan Shan und seinem Vorland im 10-Jahresmittel (1961-1970). Lage der Stationen s. Beilage 3. Für die Stationen Helan Shan/2 und Xiligaole/8 lagen nur die Werte für das 3-Jahresmittel bzw. das 5-Jahresmittel vor. (Quelle: Daten des Meteorologischen Dienstes des Aut. Gebietes Ningxia)

Zusammenfassend läßt sich auf der Grundlage des vorgestellten Datenmaterials folgende, grob schematische Jahreszeitengliederung für den Helan Shan und sein Vorland aufstellen.

Im Winter (November bis März) wird der Witterungsablauf vom stabilen sibirischen Kältehoch bestimmt, während Tiefdruckstörungen der Westwindzone nur eine geringe Wetterwirksamkeit zeigen. Im Vorland herrschen durchgängig gelidaride Verhältnisse, die durch eine tiefe und langanhaltende Temperaturdepression in Verbindung mit extremer Niederschlagsarmut verursacht werden. Gelidaride Verhältnisse treten im Gebirge erst im Januar und Februar auf, während die Monate November und März sowie untergeordnet der Dezember aufgrund entsprechender Niederschläge als nivalhumid einzustufen sind. Vor allem im März finden ergiebige Schneefälle statt (Mächtigkeit der Schneedecke bis zu 150 cm, s. Beilage 4) und bilden eine mehr oder weniger

geschlossene Schneedecke, die jedoch auf den strahlungsexponierten Hängen oft binnen weniger Tage durch Ablation aufgezehrt wird. Das Vorland bleibt weitgehend schneefrei, wobei die Schneedecke nicht mächtiger als 10 cm ist. Es ist besonders hervorzuheben, daß die nivalhumiden Monate März und April bereits einen signifikanten Anstieg der Niederschlagssummen im Gebirge aufweisen, der nicht durch den Südost-Monsun erklärt werden kann. Sogar im Vorland ist trotz Niederschlagsarmut ein Anstieg des Bewölkungsgrades zu verzeichnen. Vermutlich treten im Übergang vom Winter zum Frühjahr im Verlauf zyklonaler Wetterlagen maritim umgewandelte kontinentale Luftmassen (Luftmasse Pm_{WI} in Abb. 10) auf. Nach GELLERT (1987: 31) nehmen sie über dem Japanischen Meer Feuchtigkeit auf und fließen dann als maritim nach Nordchina ein, wo sie anscheinend nur in den höheren Lagen Niederschläge bringen. Für die Vegetation ist es vorteilhaft, daß Kälteruhe und Trockenruhe in die gleiche Jahreszeit fallen. Im Vorland ist der Winter eine windarme Jahreszeit, während im Gebirge sehr heftige Winde dominieren.

Im Frühjahr (Übergangsperiode Winter/Sommer = April und Mai) nimmt der Einfluß der zyklonalen Tätigkeit der Westwindzone zu. Infolge fehlender Winterfeuchtigkeit und mangelnder Niederschläge sind die Verhältnisse im Vorland vollarid. Die relative Feuchte weist in dieser Zeit die niedrigsten Werte auf. In Verbindung mit Starkwinden treten Sand- und Staubstürme auf. Das Frühjahr ist im Vorland die windreichste Jahreszeit, während im Gebirge die mittlere monatliche Windgeschwindigkeit von 10 m/s auf 6,5 m/s sinkt. Im Gebirge ist im März und April ein Maximum der Frostwechseltage zu verzeichnen. Die einer hohen Strahlung ausgesetzten Südhänge sind schneefrei. Nur in geschützten Lagen können sich noch Schneeflecken bis in den Mai halten. Auch im Vorland ist der kräftige Temperaturanstieg gekoppelt mit häufigen Schwankungen zwischen negativen und positiven Temperaturen. Aufgrund des höheren Niederschlagsdargebots im Gebirge sind die Monate April und Mai als nivalhumid bzw. semihumid einzustufen.

Im Sommer (Juni bis August) stoßen die Westwinde der mittleren Breiten längs der polaren Frontalzone auf maritime monsunale Luftströmungen, die aus SW, S und SE herangeführt werden. In der Zone der Konvergenz beider Luftmassen kommt es - gelegentlich in Verbindung mit Gewittern - zu starken sommerlichen Niederschlägen. In den drei Sommermonaten fallen 58 % bis 62 % des Niederschlags, wobei die höchsten Niederschlagsmengen im August - also einen Monat nach dem

Temperaturmaximum (Juli) - fallen. Die damit verbundene Bewölkung bringt ein Minimum an Sonnenscheindauer von 59 % im Gebirge und etwa 65 % bis 70 % im Vorland. Der August ist im näheren Vorland daher der einzige semihumide Monat, während die Monate Juli semi- und Juni vollarid sind. Das hygrische Maximum macht sich am Ostrand der Tenggerwüste nur noch als semiarider Monat bemerkbar. Bei allen Stationen im Vorland weist der August die höchsten Werte der relativen Feuchte auf. Im Gebirge hingegen ist der Sommer - mit Ausnahme des semihumiden Monats Juni - eine vollhumide Jahreszeit. Dies äußert sich auch im Ansteigen der relativen Luftfeuchtigkeit von 52 % im Dezember auf 67 % im August. Das Niederschlagsdargebot ist einer hohen Variabilität unterworfen. Im Gebirge fallen Sommerniederschläge (51 % des Jahresniederschlags) fast ausschließlich als Regen. Im August beträgt die mittlere Anzahl der Regentage 11 bis 12 im Gebirge, wobei die maximalen Tagesniederschlagssummen zwischen 25,2 mm bis 82,4 mm liegen. Im Vorland wurden maximale Tagesniederschlagssummen bis 81,9 mm gemessen. Die Niederschlagsintensität ist im Sommer am höchsten. Tagesniederschlagssummen > 50 mm treten jedoch im 10 Jahresmittel nur an 0,3 Tagen im August auf. Für die Vegetationsentwicklung ist das thermisch-hygrische Maximum äußerst günstig.

Im **Herbst** (Übergangsperiode Sommer/Winter = September und Oktober) geht der Einfluß des Monsuns bereits Anfang September schnell zurück. Über der Mongolei beginnt die Ausbildung des bereits erwähnten stabilen Hochdruckgebiets. Generell ist eine ruhigere Entwicklung der Witterungsabläufe in Verbindung mit einer starken Niederschlagsverminderung und einem Rückgang der relativen Luftfeuchte festzustellen. Die Niederschlagsverminderung ist im Vorland ausgeprägter als im Gebirge, so daß der Monat September zwar noch semiarid (im Gebirge vollhumid), der Oktober bereits vollarid (im Gebirge semihumid) ist. Nach eigenen Feldbeobachtungen können die ersten Schneefälle bereits Mitte September auftreten. Tage mit Niederschlägen < 5 mm dominieren. Ende Oktober unterschreitet das Tagestemperaturmittel die 0°C-Grenze. Die täglichen Temperaturschwankungen steigen gegenüber dem Sommer beachtlich an, wobei die Frostwechselhäufigkeit im Oktober und November wieder ein Maximum erreicht. Die ersten starken herbstlichen Frühfröste beschließen die Vegetationsperiode.

2.5 Vegetation

2.5.1 Flora und Vegetation des Helan Shan

Die Flora des Helan Shan wurde bereits von mehreren Autoren bearbeitet (H.M. BRJEBARSKI 1873⁸; QING Renchang 1923⁸; WALKER 1941; DANERT et al. 1957). Eine ausführliche Artenliste der westlichen Abdachung des Helan Shan wurde von ZHAO Yi-Zhi (1987) veröffentlicht, in der er 511 Gefäßpflanzenarten auflistet. Jede Art wird kurz beschrieben und die einheimischen Namen erwähnt. Die Flechten- und Moosflora ist noch relativ unbekannt. Aufgrund der Angaben von MIEHE (1990: 58) über den Grenzverlauf der asiatischen Florenregionen ist das Arbeitsgebiet dem östlichen Randbereich der zentralasiatischen Florenregion und damit dem Florenreich der Holarktis zuzuordnen. In chinesischen Vegetationskarten (LIU Zhongling 1985) ist der Helan Shan als eigene Subregion ausgewiesen, die inselartig innerhalb dieser Florenregion vorkommt. Nach Angaben von ZHAO Yi-Zhi (1987) besteht die Gefäßpflanzenflora des Helan Shan aus 511 Arten, deren systematische Zugehörigkeit sich wie folgt darstellt:

7 Familien, die 7 Gattungen mit 10 Arten umfassen, zählen zu den Farnpflanzen. Die Gymnospermen sind mit nur 3 Familien vertreten, die sich in 5 Gattungen mit insgesamt 8 Arten gliedern. Die weitaus größte Artenzahl mit 493 stellen die Angiospermen (60 Familien, 236 Gattungen), wobei die Gramineen (14,2 %), Compositen (12,2 %), Rosaceen (8,2 %) und Leguminosen (6,1 %) die jeweiligen Hauptkontingente bilden.

Hinsichtlich des Endemismus ist zu bemerken, daß die Flora des Helan Shan 7 lokal endemische Arten aufweist. Weitere 10 Arten gelten als endemisch für die Innere Mongolei einschließlich des Helan Shan. Insgesamt 100 Arten kommen auch in anderen Erdteilen vor, in der Inneren Mongolei jedoch nur im Helan Shan.

Die Auswertung der von ZHAO Yi-Zhi (1987) erstellten Artenliste führt zu dem bemerkenswerten Resultat, daß die Gebirgsflora je nach Höhenstufe Florenelemente von verschiedenen Florenregionen aufweist:

- Für die mongolische Subregion sind die Arten *Prunus mongolica*, *Ammopiptanthus mongolicus*, *Caryopteris*

⁸ zit. n. ZHAO Yi-Zhi (1987)

mongolica, *Scorzonera divaricata*, und *Ajania achilloides* unterhalb von 1900 m ü.d.M. nachgewiesen.

- Die nordchinesische Subregion, die bereits der Sino-japanischen Florenregion zugehörig ist, wird in Höhen zwischen 2000 m und 2400 m ü.d.M. durch die Species *Pinus tabulaeformis*, *Ostryopsis davidiana*, *Zizyphus jubata* var. *spinosa* und *Euonymus nanus* repräsentiert.

- Die Ost-Tibetische Subregion ist oberhalb 2500 m ü.d.M. durch die nachstehend genannten Arten charakterisiert: *Picea crassifolia*, *Salix cupularis*, *Valeriana tangutica*, *Stipa przewalskii*, *Allium przewalskii*, *Ranunculus tanguticus*, *R. membranaceus*, *Draba oreades*, *Artemisia hednii*, und *Stipa aliena*.

Von untergeordneter Bedeutung sind arktische Florenelemente, die durch die Arten *Arctous rubur* und *Orthilia secunda* var. *obtusata* vertreten sind. Der Nachweis von Florenelementen verschiedener Florenregionen in bestimmten Höhenstufen ist für zukünftige Untersuchungen zur nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte von großer Relevanz.

2.5.2 Vegetationsstufen und Wuchsformtypen

Der ausgeprägte klimatische Höhengradient führt zu einer vertikalen Abfolge verschiedener Klimaräume und damit zu verschiedenen Vegetationsstufen. Vom ökologischen Standpunkt aus sind neben dem Temperatur- und Niederschlagsgradienten vor allem die Expositionsunterschiede als wichtigste Faktoren für die Höhenstufung zu nennen. Die folgenden Angaben beruhen auf eigenen Vegetationsaufnahmen, deren Methodik in Kap. 7.7 näher erläutert wird. Für jeden Wuchsformtyp werden jeweils eine oder mehrere namengebende Charakterarten genannt.

Wälder

Borealer Koniferenwald (*Picea crassifolia*)

In N-Exposition ist auf einstrahlungsgeschützten Hängen ein borealer Fichtenwald vorhanden. Als wichtigste waldbildende Koniferenart tritt *Picea crassifolia* KOM. (Photo 22) in größeren Beständen auf, deren Verbreitungszentrum in der Umgebung des Qinghai Hu (Kuku Nor) und dem östlichen Qilian Shan liegt. SCHMIDT-VOGT (1977: 42) beschreibt sie als äußerst trockenresistent und tiefwurzeln. Nur vereinzelt treten Individuen der Art *Picea wilsonii* MAST. auf, die wie *P. crassifolia* extrazonal verbreitet ist.

Die obere Waldgrenze verläuft etwa in 3100 m ü.d.M., wobei Wassermangel bei Frost als grenzbildender Faktor

anzusehen ist (Photo 32). ELLENBERG (1978: 524) bezeichnet diesen Faktor als Frosttrocknis. Oberhalb der Waldgrenze findet man einzelne Pionierindividuen von *Picea crassifolia* als Krummholz mit Merkmalen der Windschur noch in Höhen bis 3230 m ü.d.M. In NE-Exposition liegt die Baumgrenze bei 3160 m ü.d.M. Im Bereich von Hangrinsen liegt die Obergrenze des Fichtenbewuchses dort, wo infolge fehlender Linearerosion keine N-exponierten Flächen vorhanden sind.

Die untere Waldgrenze in 2100 m ü.d.M. ist eine Trockengrenze. Kleinere Kiefernbestände von *Pinus tabulaeformis* CARR. sowie *Pinus sylvestris* var. *mongolica* LITVINOV sind zwischen der unteren Waldgrenze bis etwa 2300 m ü.d.M. vorhanden. Größere Kiefernwaldbestände konnten nur in zwei Tälern nördlich des Halawu Bei Gou kartiert werden. In Höhen zwischen 2100 m bis 2500 m ü.d.M. ist der Koniferenwald durch inselartig auftretende Pappelbestände (*Populus davidiana*) z. T. als Mischwald ausgeprägt (Photo 21).

Die natürliche Waldgemeinschaft ist durch selektives Ausholzen, Überweidung und einige verheerende Waldbrände stark beeinträchtigt. Die noch von WALKER (1941: 589) befürchtete vollständige Abholzung konnte durch ein seit Mitte der sechziger Jahre geltendes absolutes Fällverbot vermieden werden. Zahlreiche Schutzmauern und Zäune am Ausgang der Gebirgstäler verhindern außerdem die weidewirtschaftliche Nutzung. Durch Aufforstungsprojekte ist in Höhen zwischen 2200 m und 2600 m ü.d.M. ein Sekundärwald entstanden. Oberhalb von 2600 m ü.d.M. existieren Restbestände eines Naturwaldes. Das Alter der Fichten beträgt dort durchschnittlich 80 Jahre, in Einzelfällen sogar 130 Jahre. Der Stammdurchmesser liegt im Mittel bei 10 cm, bei größeren Bäumen um 30 cm. Die Baumhöhe beträgt 15 m bis 20 m. In Höhen zwischen 2600 m und 2800 m ü.d.M. ist die Bestandesdichte mit 800 bis 900 Stämmen pro ha am größten.

Die Strauch- und Krautschicht ist im kronenschließenden, stark bemoosten Waldbestand nur schwach ausgebildet. Oberhalb von 2900 m ü.d.M. wachsen in Waldlichtungen bereits Dornenzwergsträucher (*Caragana jubata*), deren Bestände zur Waldgrenze hin zunehmen. In offeneren Lagen ist die Strauch- und Krautschicht dagegen gut entwickelt (*Berberis caroli*, *Syringa oblata*, *Lonicera microphylla*). In der Krautschicht dominieren die Gramineen (*Elymus atratus*, *E. cylindricus*, *Poa artica*, *P. elanata*, *Roegneria dura*). Vereinzelt wachsen u.a. *Gentiana macrophylla*, *Dracocephalum heterophyllum*, *Dendrathera zawadskii* und *Eritrichium rupestre*.

Trockener Koniferenmischwald (*Juniperus rigida*)

In den Gebirgstälern treten offene Wacholder- und Ölweidenbestände in Höhen zwischen 2000 m bis 2500 m ü.d.M. auf, die stellenweise von Kiefern und Fichten durchsetzt sind. Der Anteil von 2 m bis 3 m hohen Sträuchern (*Juniperus rigida*, *Sabina chinensis*, *S. vulgaris*, *Elaeagnus angustifolia*, *Spiraea aquilegifolia*) nimmt in strahlungsoffenen Lagen zu. Die Krautschicht wird hauptsächlich von Gramineen (dominierend *Achnatherum*- und *Poa*-Arten sowie *Calamagrostis epigeios* und *Melica scabrosa*) gebildet.

Sommergrüner Laubwald (*Ulmus glaucescens*)

In geschützten Lagen der äquatorwärtigen Hänge gedeihen sommergrüne, nicht kronenschließende Laubwaldbestände (*Ulmus glaucescens* FRANCH., *Ulmus glaucescens* FRANCH. var. *lasiocarpa* REHDER, *Salix wallichiana*, *Populus cathayana*) in Höhen zwischen 2100 m bis 2700 m ü.d.M.

Strauch- und Zwergstrauchformationen

Sommergrüne Strauchformation der feuchten Mattenstufe (*Salix* spp.)

Hierbei handelt es sich vor allem um 1,0 m bis 2,0 m hohe Weidengesträucher (*Salix cupularis* REHD. var. *lasiogyne* REHD.; *Salix melea* SCHNEID.; *Salix characta* SCHNEID.) im Bereich der Mattenstufe, die sich anemochor verbreiten. Dichte Bestände treten inselartig auf den feuchten, E und NE exponierten Flanken vorzeitlicher Erosionsformen im Huang Tu Liang Zi, Mi Guan und Yao Gou (s. Nr. 12, 13 und 6 in Abb. 8) oberhalb 3100 m ü.d.M. auf. Sehr kleine Bestände bis hin zu Einzel Exemplaren in Zwergstrauchform sind bis in die Gipfelregion verbreitet, wo die Weide oft mit *Caragana jubata* vergesellschaftet ist (Photo 33).

Zwergstrauchformation der feuchten Mattenstufe (*Caragana jubata*, *Potentilla nivea*)

Diese Formation aus 0,2 bis 0,5 m hohen Zwergsträuchern kommt vor allem im Bereich der Mattenstufe mit geschlossener Vegetationsdecke vor. Die Charakterart *Caragana jubata* ist zonal verbreitet und bildet noch in 3300 m bis 3400 m ü.d.M. Höhe geschlossene Bestände (Photo 41). In der Gipfelregion bildet sie mit *Salix*-Zwergsträuchern eine Gemeinschaft, wo sie auf N-exponierten Hängen eine größere Bestandsdichte hat. Die Untergrenze der Verbreitung liegt bei 2820 m ü.d.M. In Höhen zwischen 2800 m bis 3400 m ü.d.M. wächst auf strahlungsexponierten Hängen vor allem *Potentilla nivea* (Photo 55). In der Krautschicht treten oft Massenbestände von *Polygonum viviparum* auf. Weiterhin sind hauptsächlich *Delphinium albocoeruleum*,

Thalictrum alpinum, *Erigeron elongatum*, *Draba mongolica*, *Dracocephalum heterophyllum* und *Gentiana*-Arten vertreten.

Zwergstrauchformation der trockenen Mattenstufe (*Potentilla parvifolia*)

Strahlungsexponierte Hänge und Täler der unteren Mattenstufe werden in Höhen zwischen 2700 m bis 3000 m ü.d.M. vor allem von Zwergsträuchern der Art *Potentilla parvifolia* bewachsen. In der Krautschicht gedeihen vor allem in den Tälern größere Bestände von *Sanguisorba alpina* und *Polygonum viviparum*. Desweiteren kommen in der Krautschicht u.a. *Dianthus superbus*, *Allium cyaneum*, *Oxytropis deflexa* und *Silene repens* vor. Im Bereich von aufgelassenen Almen sind Ruderalformationen (*Urtica dioica*) vorhanden.

Dornzwergstrauchpolsterformation des Gebirgsvorlandes (*Caragana tibetica*)

Halbkugelförmige, nur 5 bis 10 cm hohe Polsterpflanzen sind für die edaphisch trockensten Bereiche der Fußflächen kennzeichnend. Die bedornten, verbißresistenten Zwergsträucher (*Caragana tibetica*) treten zusammen mit *Salsola laricifolia* und Gräsern (*Pennisetum paucifolia*) im Gebirgsvorland zwischen 1600 m bis 2000 m ü.d.M. auf (Photo 20).

Zwergstrauchformation der Halbwüste (*Artemisia* spp., *Calligonum alaschanicum*)

Die Halbwüsten sind durch 0,3 m bis 0,5 m hohe Zwergsträucher zahlreicher *Artemisia* und *Calligonum*-Arten mit geringem Deckungsgrad gekennzeichnet (Photos 12 und 13). In ausgedehnten Dünenfeldern sind in den Niederungen zwischen den Dünen *Artemisia sphaerocephalla*, *Caragana korshinskii* und *Calligonum alaschanicum* anzutreffen. In einigen dieser Bereiche weisen Vorkommen von *Nitraria tangutorum*, *N. roborovskii* und *Salsola passerina* auf hohe Salzgehalte hin. Die Fixierung der Dünen in der Umgebung von Siedlungen erfolgte mehrfach nach der Methode des "air seeding", indem Samen von *Artemisia* (*A. ordosica*), *Hedysarum* und *Calligonum*-Arten vom Flugzeug aus abgeworfen wurden. Nach dem Keimen schützen Zäune die so behandelten Gebiete vor Überweidung.

Krautige, von Gräsern beherrschte Formationen

Cyperaceen-Rasenpolster der Mattenstufe (*Kobresia* spp.)

Oberhalb der Baumgrenze gedeihen auf den strahlungsexponierten Hängen meist nur 5 cm hohe Rasenpolstersoden auf Rohhumus. Hauptsächlich handelt es sich um *Kobresia*-Arten (*Kobresia bellardii* (ALL.) DEGL.; *K. humilis* (C.A. MEY) SORG.; *K. pygmaea*

C.B. CLARKE), die bis in die Gipfelregion eine z.T. dichte Vegetationsdecke bilden (Photos 27 und 29). In sehr lockeren Beständen treten auch kleine horstförmige Gramineen (*Cleistogenes chinensis*, *Helictotrichon mongolicum*, *H. tibeticum*, *Koeleria litvinovii*, *Roegneria parvigluma*, *Poa poophagorum*, *P. paucifolia*, *P. oligophylla*, *P. prolixior* und *P. mongolica*) auf. Die Cyperaceen (darunter auch *Carex serreana* und *C. cranaocarpa*) bilden Wuchsgemeinschaften mit anderen Polsterwüchsigern wie *Arenaria meyeri*, *Cerastium arvense*, *Rhodiola dumulosa* und *Saussurea graminea* (Photo 44). Nach Angaben von MIEHE (1990: 366) kommt *K. pygmaea* im gesamten Hochland von Tibet und im Himalaya vor, wobei sie im Langtang oberhalb 4800 m ü.d.M. bestandsbildend ist.

Formation horstwüchsiger Gramineen
Formation horstwüchsiger Gramineen in Talungen und Hangbereichen (*Helictotrichon mongolicum*, *H. tibeticum*)

Diese Formation ist typisch für die strahlungsoffenen, gehölzlosen Talungen (Photo 21) und für S-exponierte Steilhänge und Felsleisten. Sie ist azonal verbreitet und an keine spezifische Höhenstufe gebunden. Dieses Ergebnis stimmt mit den Befunden von MIEHE (1982: 187) aus dem Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaya

überein. In strahlungsoffenen Talungen ist ein dichter Besatz von bis zu 0,5 m hohen Bülden vorhanden (*Achnatherum inebrians*, *Calamagrostis epigeios*, *Elymus atratus*, *E. cylindricus*, *Festuca extremiorientalis*, *F. ovina*, *Helictotrichon mongolicum*, *Poa angustifolia*). In höheren Lagen oberhalb 3000 m ü.d.M. wird diese Formation durch *Cleistogenes chinensis*, *Elymus nutans*, *Helictotrichon tibeticum*, *Poa oligophylla*, *P. paucifolia*, *Ptilagrostis mongolica* und *Roegneria parvigluma* vertreten.

Graslandformation des Gebirgsvorlandes (*Stipa bungeana*, *S. gobica*)

Auch in der Zone des Gebirgsvorlands dominieren horstwüchsige Gramineen (*Stipa bungeana* TRIN.; *S. gobica*, *S. breviflora* GRISEB.; *S. przewalskyi* ROSHEV., *Pennisetum centrasiaticum*). Im Unterschied zum Gebirge ist die Bestandesdichte relativ gering. Fleckenhaft tritt Strauchvegetation (*Reaunuria soongolica*) auf.

Hinsichtlich der Verbreitung von Wuchsformtypen und ihrer Charakterarten lassen sich grob schematisch folgende Vegetationsstufen unterscheiden, deren Grenzen in Abhängigkeit von der Exposition asymmetrisch verlaufen (Abb. 18):

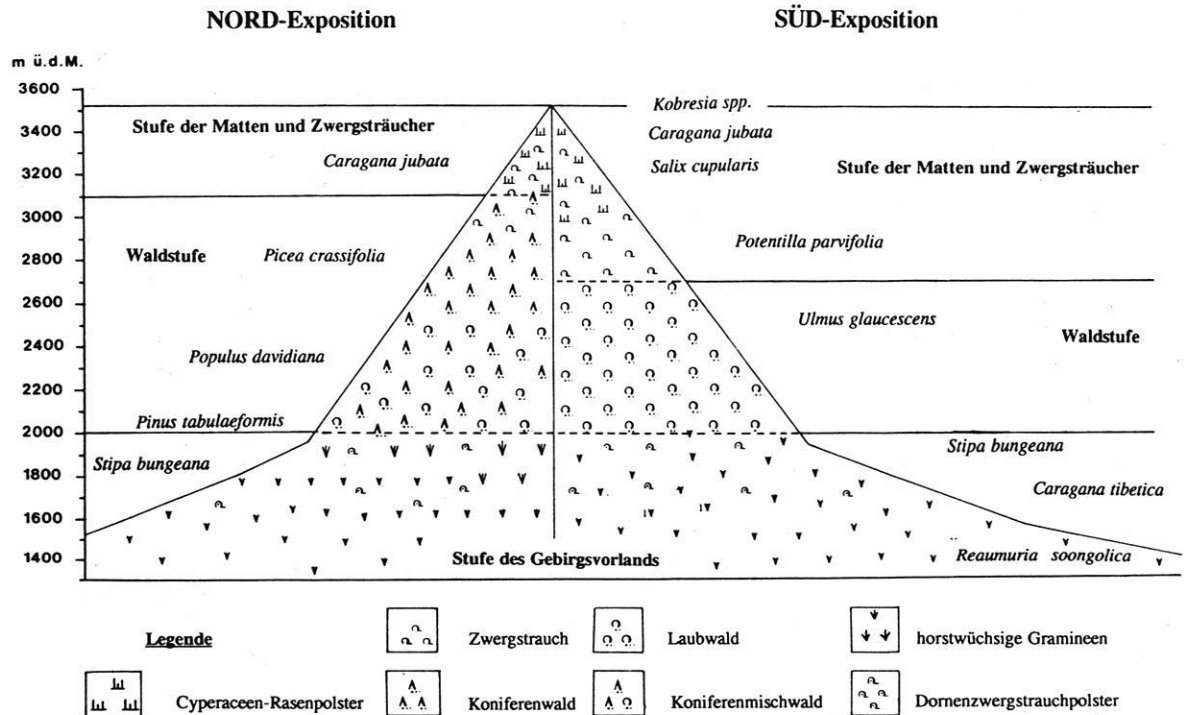


Abb. 18: Höhenstufen der Vegetation im Helan Shan mit Angabe ihrer Charakterarten.

Die **Stufe der Matten und Zwergsträucher** wird als höchste Stufe einer mehr oder weniger geschlossenen Vegetationsdecke von Gräsern, Geophyten, Stauden und Zwergsträuchern gebildet und entspricht der alpinen Stufe. Je nach Exposition lassen sich Zwergsträucher der trockenen und feuchten Mattenstufe unterscheiden, wobei erstere in S-Exposition zwischen 2700 m bis 3000 m ü.d.M. bestandsbildend sind. In den höchsten und strahlungsoffenen Lagen herrschen Cyperaceen-Rasenpolster vor. Ihre Untergrenze folgt der oberen Waldgrenze und liegt auf den strahlungsexponierten und daher relativ trockenen Hängen etwa bei 2700 m ü.d.M. Die Mattenstufe kann auf Schutthalden und steilen Flanken in die Waldstufe hineinreichen, so daß ihre Untergrenze nicht isohypsenparallel verläuft. Auf den im Vergleich dazu strahlungsgeschützten N-exponierten Hängen verläuft die Grenze etwa bei 3100 m ü.d.M. In Bereichen mit hoher Produktion von Frostschutt ist die Vegetationsdecke nur lückenhaft ausgebildet.

Die **Waldstufe** zeigt krasse Unterschiede des Besatzes und der Waldgrenzhöhen in Nord und Süd-Exposition (Photo 32). Die obere Waldgrenze steigt von S nach N von 2700 m bis auf 3100 m ü.d.M. an. Es handelt sich dabei um eine von der Strahlungsexposition abhängige lokalklimatische Grenze, die vor allem durch Frost-trocknis bedingt ist. Die waldgrenzbildenden Arten sind *Picea crassifolia* (borealer Koniferenwald in N-

Exposition) und *Ulmus glaucescens* (sommertüchiger Laubwald in S-Exposition). Die Gebirgstäler werden von Koniferen-Mischwäldern eingenommen. Der Verlauf der oberen Waldgrenze wird neben der Frosttrocknis auch durch den noch bis vor wenigen Jahren erfolgten Holzeinschlag beeinflusst. Diese Stufe entspricht der Abfolge von der subalpinen zur montanen Stufe des generalisierten alpinen Systems i.S. von OZENDA (1988: 317).

In der **Stufe des Gebirgsvorlandes** überwiegen die steppenhaften Grasländer mit horstwüchsigen Gramineen. Generell ist die Formation der horstwüchsigen Gramineen azonal und höhenstufenunspezifisch. Sie umfaßt einen Bereich von 2000 Höhenmetern vom Gebirgsvorland bis zum Gipfel. In Übereinstimmung mit den Befunden von MIEHE (1982: 150) aus dem Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaya ist festzustellen, daß diese azonale Formation wegen ihrer weitflächigen Verbreitung für vergleichende Vegetationsuntersuchungen der chinesischen Hochgebirge von großer Bedeutung ist. Im gebirgsnahen Bereich, der annähernd der kollinen Stufe gleichzusetzen ist, können Formationen der Dornenzwergsträucher (1600 m bis 2000 m ü.d.M.) und Formationen der Grasländer (unterhalb 1900 m ü.d.M.) voneinander unterschieden werden. Im Halbwüsten und Wüstenbereich unterhalb von 1400 m ü.d.M. sind Zwergstrauchformationen charakteristisch.

3. Rezente geomorphologische Höhenstufen unter besonderer Berücksichtigung der periglazialen Formung

In diesem Kapitel erfolgt eine Darstellung des hypsometrischen Formenwandels und der damit verbundenen Formungsprozesse auf einem von Osten nach Westen verlaufenden Längsprofil vom Hauptkamm des Helan Shan zum Ostrand der Tengger-Wüste. Die Ausgliederung der Höhenstufen wird dabei nach dem System der klimatischen Geomorphologie auf landschaftskundlicher Grundlage nach HÖVERMANN (1985) vorgenommen. Die Methode der landschaftskundlichen Diagnose macht die Oberfläche selbst zur Grundlage einer klimatisch-geomorphologischen Klassifikation. Der Begriff "Landschaft" bedeutet dabei eine charakteristische, gewässernetzübergreifende Prägung der Oberflächenformen im Sinne eines bestimmten Stils der Formung (HÖVERMANN 1985: 144). Eine genaue Abgrenzung der Höhenstufen wird durch das Ineinandergreifen verschiedener Formungsprozesse am Grenzsäum zweier Formungsregionen erschwert, in denen weder die eine noch die andere Formung vorherrscht (BÜDEL 1981: 33). Dies gilt vor allem im Steilrelief des Gebirges.

Den oberen und unteren Randsäumen der Formungsregionen werden klimatische Schwellenwerte zugeordnet. Die Berechnung der klimatischen Schwellenwerte basiert auf den ermittelten vertikalen Temperatur- und Niederschlagsgradienten (Kap. 2.4.2). Weitere klimatische Hinweise bietet die Höhenstufung der Vegetation (Kap. 2.5), denn der Verlauf der Wald- und Mattengrenze ist zugleich eine wichtige morphologische Grenze (LEHMKUHL 1989: 18). Hierbei ist auch der anthropogene Einfluß zu berücksichtigen, der beispielsweise durch Überweidung oder Abholzung die natürliche Vegetationsdecke beeinflusst.

Im folgenden werden die Höhenstufen sowie ihre charakteristischen Formen und Formungsprozesse vorgestellt. Ausführungen zu den spezifischen klimatischen Bedingungen ergänzen die Angaben zur jeweiligen Höhenstufe. Die Ergebnisse der Geländebegehungen und der Kartierungen sind in der Geomorphologischen Übersichtskarte des Arbeitsgebietes 1 : 100.000 zusammengefaßt (Beilagen 5 bis 7 im Anhang).

3.1 Höhenstufe des Aerodynamischen Reliefs

In der untersten morphologischen Höhenstufe des Arbeitsgebietes sind äolische Formungsprozesse der absolut dominierende Faktor der Landschaftsgestaltung.

Es handelt sich um den Ostrand der Tengger Shamo (Shamo = chinesische Bezeichnung für Sandwüste), deren Randsaum die Südwest-Ecke des Arbeitsgebietes (Beilage 5) berührt. Die Höhenlage beträgt ca. 1300 m ü.d.M. Aus logistischen Gründen beschränken sich die Beobachtungen auf den Bereich westlich der Oase Bayin Trochae (Standorte 198 und 245 in Beilage 5).

Klimatisch ist diese Höhenstufe durch ein trockenes bis sehr trockenes, sommerheißes und winterkaltes Wüstenklima mit Jahresniederschlägen < 150 mm und einer mittleren Lufttemperatur $> 7,6^{\circ}\text{C}$ gekennzeichnet. Genaue Werte zur potentiellen Evaporation liessen sich nicht ermitteln, sie liegen nach Angaben des regionalen Wetterdienstes jedoch über 1500 mm/Jahr. Aus den Klimadiagrammen der Stationen Gilantai/9, Xiligaole/8 und Minqin/14 (Beilage 3 in Verbindung mit Kap. 9.3) geht hervor, daß - mit Ausnahme des semiariden Monats August - ganzjährig aride Verhältnisse herrschen. Die Monate November bis Februar sind durchgehend gelidarid, also durch Frost beeinflusst. Im Winter treten gelegentlich so ergiebige Schneefälle auf, daß eine 5 cm bis 10 cm mächtige Schneedecke einige Tage überdauern kann (Vgl. Kap. 2.4.2). Sand- und Staubstürme treten vor allem im Frühjahr auf, so daß die Winderosion in dieser Jahreszeit sehr intensiv ist. Die mittlere Windgeschwindigkeit beträgt 3 m/s bis 5 m/s (Abb. 15), als extreme Maxima wurden bis zu 20 m/s gemessen (Abb. 16). Aufgrund der Kriterien von HAGEDORN & POSER (1974: 430) handelt es sich um eine Zone mit intensiven äolischen und episodisch fluvialen Prozessen (f_{3a}).

Nach der Legende zu den Beilagen 5 und 6 besteht der äolische Formenschatz aus aktiven Dünen (s. Beilage 7). Sie treten ganz überwiegend in Gestalt von Querdünen auf (Photo 11). Die staffelförmig angeordneten und durch einen schmalen Grundriß gekennzeichneten Querdünen bilden häufig Übergänge zu barchanoiden Dünenformen. Mit einer relativen Höhe von 10 m bis 30 m und einer Dünenbewegung von > 5 m bis 10 m pro Jahr stellen sie ein sehr mobiles Dünengebiet am Ostrand der Tengger-Wüste dar. Hinsichtlich ihrer Textur bestehen sie hauptsächlich aus Mittel- und Feinsanden. Ihre mittlere Korngröße wird in der Literatur (YANG Gensheng et al. 1987) mit 0,163 mm (2,56 Φ) angegeben. Die Dünenmobilität nimmt zum Zentrum der Tengger-Wüste auf Beträge < 5 m pro Jahr ab. Dort erreichen Megadünen-

Komplexe etwa bei 105° E und 38° N relative Höhen von 100 m bis 200 m. In Dünenkorridoren zwischen den Megadünen gibt es über 400 Salzseen (Abb. 3), deren Wasser relativ hohe Salzgehalte von 1-2 g/l aufweist (alle Angaben nach ZHU Zhenda et al. 1986: 88).

Die Ausrichtung der Querdünen, deren Kämmen durch die strichförmigen Signaturen (s. Punkt 1.1.1 der Legende in Beilage 7) angedeutet sind, wird von den vorherrschenden NW-Winden bestimmt, so daß die Dünenkämmen etwa in NE-SW Richtung streichen. Eine spärliche Pflanzendecke, die hauptsächlich von *Ephedra przewalskii* und *Artemisia ordosica* gebildet wird, tritt nur in Senken zwischen den Dünen auf.

Infolge des Feuchtigkeitsdefizits, des weitgehenden Fehlens von Vegetation und organischer Bodensubstanz fehlen ausgeprägte bodenbildende Prozesse. Lediglich in der unmittelbaren Umgebung der Salzseen sind Solonchaks ausgebildet.

3.2 Höhenstufe der Wüstenebenen

Charakteristisch für diese Höhenstufe ist seine Flachform mit einem Gesamtgefälle von max. 1 % sowie der zunehmende Deckungsgrad der Vegetation. Die damit einhergehende Fixierung der Dünensande und die zunehmende Bedeutung fluvialer Formungsprozesse - insbesondere der Einebnung - schafft einen morphologischen Landschaftstyp, den ich als "Wüstenebene" bezeichne. Klimatisch ist sie gegenüber dem Aerodynamischen Relief durch eine höhere Humidität gekennzeichnet, wie es aus dem Klimadiagramm der Station Bayin Haote/1 (Beilage 3 in Verbindung mit Kap. 9.3) hervorgeht. Aufgrund des jahreszeitlich konzentrierten Niederschlags weist der August bereits semihumide Verhältnisse auf. Insgesamt herrscht ein mäßig trockenes, sehr sommerwarmes und winterkaltes Wüstenklima mit Jahresniederschlägen zwischen 150 mm bis 200 mm und einer mittleren Lufttemperatur um 7,5°C vor. Hinsichtlich der Sand- und Staubstürme gelten auch hier die Angaben aus Kap. 2.4.2.

Die Wüstenebene vermittelt zwischen den Gebirgsfußflächen und dem basal gelegenen Aerodynamischen Relief in Höhen zwischen 1300 m bis 1500 m ü.d.M. Nach Osten gehen die aktiven Dünen der Tengger Shamo in einen etwa 5 km bis 8 km breiten Gürtel aus semifixierten Dünen über. Der Grenzsäum zur Tengger-Wüste verläuft dabei etwa von SE nach NW. Diese Querdünen und barchanoiden Dünenformen sind durch Vegetation weitgehend immobilisiert (Photo 12). Lediglich in den Dünenkorridoren und gelegentlich auf den

Kämmen ist die Deflation intensiv, so daß sich hier Treibsandfelder entwickeln. Aufgrund der Vegetationsbedeckung zeigt die Landschaft den Charakter einer Wüstensteppe. Über weite Flächen sind die immobilisierten Dünen durch fluviale Prozesse in Einebnung begriffen und zu schildförmigen Erhebungen umgeformt.

Die staffelförmige Anordnung ist nur noch teilweise erkennbar. In den abflußlosen Senken zwischen den Dünenreihen befinden sich schluffig-tonige Stillwasserabsätze, deren Mächtigkeit im cm-Bereich liegt.

Abweichend vom Typ der weitgehend immobilisierten und aufgelösten Querdünenreihen konnten im Bereich der Planquadrate U-25 bis U-27 sowie W-25 bis W-27 (Beilage 5) anhand der Luftbilddauswertung markante Dünenreihen mit breitem Grundriß festgestellt werden, wobei der Abstand zu den benachbarten Dünenreihen etwa 350 m bis 400 m beträgt. Die Geländekontrolle ergab, daß es sich hierbei um weitgehend durch Pflanzenwuchs immobilisierte, ca. 5 m bis max. 10 m hohe sandige Akkumulationen handelt, deren steile Leeseiten nach SE und die flacheren Luvseiten nach NW gerichtet sind. Dies steht im Gegensatz zur rezenten Ausrichtung der Querdünen. Aufgrund der guten Formenerhaltung ist anzunehmen, daß die Vegetationsdecke und damit die Immobilisierung der Dünen noch relativ jung ist.

Weiter nach Osten schließt sich dann eine etwa 1 km bis 3 km breite Zone mit vollständig fixierten Dünen an (Photo 13). Sie sind in der Regel nur max. 5 m hoch und vollständig von Sträuchern und Gräsern bewachsen. Infolge der Einebnung sind ihre Formen nur undeutlich erhalten und weisen sie ein kuppiges Relief auf. Eine staffelförmige Anordnung ist nicht mehr erkennbar. Weitere Formen äolischer Akkumulation sind gebundene Dünen in Form von kleinen Kupsten. Mit einer durchschnittlichen Höhe von 0,3 m sind die auf den höheren Flächen verbreiteten Kupsten im allgemeinen an das Vorhandensein bestimmter Sträucher und ihrer Wirkung als Sedimentfalle gebunden. Die Kupsten treten nicht als Einzelformen, sondern in der Regel zu Kupstenfeldern vergesellschaftet auf, die zusammenhängende Flächen von mehreren Quadratkilometern einnehmen (Photo 14). Auffallend ist der annähernd gleiche Abstand der Einzelformen zueinander, der im Bereich von 1 m bis 2 m liegt. Häufig sind sie durch Dornenzwergsträucher (*Caragana*-Arten) fixiert, untergeordnet treten auch *Hedysarum scoparium*, *Calligonum mongolicum*, *Artemisia sphaerocephala* etc. auf. Die Zerstörung der Vollform beginnt mit dem Absterben des Strauches.

Als weitere Akkumulationsform sind Sandschilde zu

nennen, die mehrere Meter mächtige Anwehungen bzw. Sandrampen an Böschungen und Terrassenkanten mit einem Gefälle von 8° bilden (Planquadrate Q-35 und P-38 bis P-41 sowie Standort 233 in Beilage 5; s. Photo 78). Sandfelder ohne morphologisch markante Akkumulationsformen treten häufig in Bereichen auf, deren Vegetationsdecke durch Überweidung weitgehend zerstört worden ist. Die damit verbundene Remobilisierung der Dünensande ist vor allem westlich von Bayin Haote zu beobachten. Zur Rehabilitation wurde dort ein Versuchsfeld zur Dünenfixierung (Planquadrate I-34 und J-34 in Beilage 5) durch Zäune vor weiterer Beweidung geschützt. Vom Flugzeug aus wurden Samen von zuvor getesteten Gras- und Straucharten abgeworfen (air seeding). Die Regeneration des Pflanzenkleides erfolgt dabei zuerst in den Mulden und Senken (JÄKEL 1990: 147)

Die Verbreitung der äolischen Formen ist zum einen an fluviale Leitbahnen und deren Terrassenakkumulationen gebunden. Dies wird besonders am Verlauf der Terrassenböschungen deutlich, deren Verlauf der Beilage 5 zu entnehmen ist. Der Grenzsaum zwischen den aktiven, den semifixierten und den vollständig fixierten Dünengebieten verläuft in etwa parallel zur Böschung dieser Terrasse.

Zum anderen werden durch Überweidung und Zerstörung der Busch- und Grasvegetation die Sande in vielen Bereichen erneut mobilisiert. In diesem Zusammenhang ist es sehr auffällig, daß sich nordöstlich an den Streifen mit fixierten Dünen (etwa parallel zur Linie zwischen den Planquadraten X-60 bis J-44 in Beilage 5) ein großer Bereich mit semifixierten Dünen anschließt und somit der Deckungsgrad der Vegetation in Richtung zum rezenten Gerinne wieder abnimmt. Inselhaft treten sogar aktive Dünenfelder mit einer Ausdehnung von 2 km² bis 3 km² auf. Zwei Dünenfelder unmittelbar westlich des Ortes Bayin Haote belegen dies. Die Ausrichtung der Luvseiten der bis zu 22 m hohen Querdünen (Standort 200 in Beilage 5) weist auf eine sommerliche Hauptwindrichtung aus SSE hin. Hier machen sich lokalklimatische Differenzierungen bemerkbar. Diese relativ kleinen Dünenfelder verbleiben mehr oder weniger stationär, da eine Kompensation zwischen den NW (Winter) und SE (Sommer) gerichteten Bewegungskomponenten stattfindet.

Die fluviale Formung erfolgt hauptsächlich in den Sommermonaten. Die Abflußrinnen werden dabei nicht nur von den Gebirgstälern Halawu Bei Gou und Halawu Nan Gou, sondern zusätzlich in bedeutendem Maße vom Entwässerungssystem der Gebirgsfußfläche - insbeson-

dere des großen Schotterkegels - gespeist. Die Abflußrinne, die sich etwa vom Planquadrat X-31 bis X-42 erstreckt, wird sogar ausschließlich vom Gerinnesystem des Schotterkegels gespeist. Aufgrund des vorgegebenen Reliefs divergieren sie bereits nach dem Verlassen des Gebirgsrandes in eine nördliche und eine südliche Abflußrinne, die beide durch kräftige Lateralerosion gekennzeichnet sind.

Generell gliedern sich beide Abflußrinnen in der Höhenstufe von 1500 m bis etwa 1400 m ü.d.M. in zwei Niveaus. Sie werden im folgenden als Niedrig- und Hochwasserbett bezeichnet, also dem Niveau, das als höchstes von rezenten Abflüssen überspült wird.

Das rezente Hochwasserbett wird von Sandhügeln mit einer relativen Höhe von 1 m bis 3 m eingenommen (Photos 15 und 16), die einen Zwergstrauchbewuchs aufweisen. Aufgrund der granulometrischen Untersuchungen (Probe 36 in Abb. 19) haben die Feinstsande (63-125 µm) mit 60 % den größten Anteil an der Textur, wobei die mittlere Korngröße (M_z) 0,106 mm (3,22 Φ) beträgt. Die Sandhügel haben daher eine wesentlich feinere Textur als die Dünensande der Tengger-Shamo. Im Vergleich zu einer Sandprobe (Probe 37 in Ab. 19), die in unmittelbarer Nähe von der Sohle des rezenten Gerinnes genommen wurde (Photo 75), zeigt sich, daß die fluvial transportierten Sande gröber ($M_z = 2,72 \Phi$) und schlechter sortiert sind. Eine Überflutung des Hochwasserbettes findet sehr selten statt und ist mit

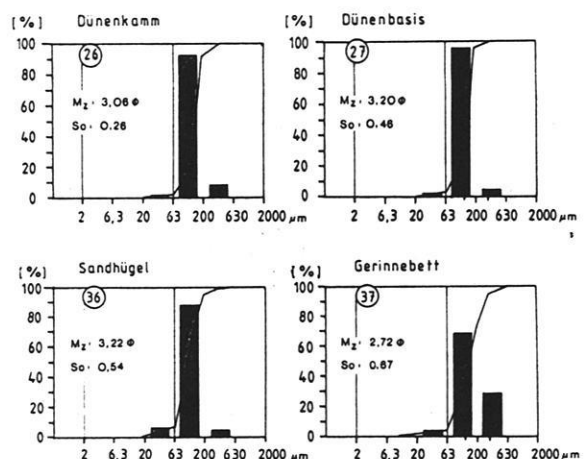


Abb. 19: Korngrößensummenkurven und Histogramme der Proben 26 (Dünenkammsand), 27 (Dünenbasissand), 36 (Sandhügel) und 37 (Gerinnebett). Zur Herkunft der Proben s. Photo 18 (Proben 26 und 27) und Photo 75 (Proben 36 und 37).

Stillwasserabsätzen aus tonarmen und sehr schluffhaltigem Kolluvium verbunden, die sich als mm- bis cm-mächtige Schichten an die Sandhügel anlagern.

Wegen der geringen Höhe der Erosionskanten von durchschnittlich 0,5 m bis 0,8 m sind sie in der Geomorphologischen Karte (Beilage 5) nicht mehr darstellbar. Das nur spärlich bewachsenene, von Sanden und Kiesen bedeckte Niedrigwasserbett weist stellenweise Grobsedimente auf, wobei die Längsachsen der gut gerundeten Schotter z.T. 30 cm erreichen (Photo 17). Da die Schotter keine Patina aufweisen, ist ein - wenn auch sehr selten stattfindender - fluvialer Transport gegeben.

Nach Breite, Form und Länge des Niedrigwasserbettes ist das nördliche Abflußsystem aufgrund des größeren Einzugsgebietes wesentlich ausgeprägter als das südliche. Relativ hoch sind die Werte für das Gefälle der nördlichen Abflußrinne: sie reichen von 0,83 % (1450 m bis 1400 m ü.d.M.) über 0,79 % (1350 m bis 1400 m ü.d.M.) und weisen zwischen den Standorten 119 und 239 (Beilage 5) noch 0,65 % auf. Aufgrund der Feldbeobachtungen im Sommer 1988 ist zu folgern, daß der episodisch stattfindende Transport von kleineren Schottern etwa bis 1400 m ü.d.M. erfolgen kann. Darüber hinaus reichen die Fließgeschwindigkeiten nur zum Transport von Mittel- und Grobsanden. Unterhalb von 1400 m ü.d.M. verengt sich das Niedrigwasserbett der nördlichen Abflußrinne auf 5 m bis 10 m Breite. Die Hochwasserterrasse wird zunehmend von Flugsanden überdeckt, die ihr als flache Sandschilde, vor allem aber in Form der bereits erwähnten bis zu 3 m hohen Sandhügeln das Gepräge geben. In der Höhenstufe von 1350 m bis 1300 m ü.d.M. wird auch das Niedrigwasserbett vollkommen übersandet. Es fasert in zahlreiche Gerinne auf, die Sandhügel nehmen die gesamte Breite des Hoch- und Niedrigwasserbettes ein.

Ab 1290 m ü.d.M. setzt abrupt Tiefenerosion ein (Photo 81). Die etwa 400 m lange und bis zu 3 m tiefe Erosionsrinne wurde vermutlich ebenso wie der nahegelegene Quellhorizont bei der Ortschaft Xiligaole von der neotektonischen Verstellung der Schichten (Störung S 5 in Beilage 2) verursacht. Das Bodenprofil der dabei aufgeschlossenen feinsandig-schluffigen Substrate weist Merkmale der Karbonatisierung auf, wobei der Karbonatgehalt zwischen 5 % bis 8 % liegt (Abb. 40 in Kap. 4.3.1.4). Ansatzweise kann die Bildung von Serosemen diagnostiziert werden. Ausgeprägte Bodenbildungen konnten in dieser Höhenstufe - soweit die Sedimente an geeigneten Aufschlüssen einsehbar waren - nicht festgestellt werden.

In Xiligaole wird der Abfluß in einem Reservoir aufge-

staut. Daher erreichen Hochwasserabkommen nur noch sehr selten die Endpfanne bei Gilantai, in die das nördliche Abflußsystem letztendlich mündet. Das weitflächige Auftreten von Indikatorpflanzen wie *Salsola passerina* weist auf halophile Vegetation und damit auf zunehmende Versalzung in Xiligaole hin.

Das Gefälle der südlichen Abflußrinne ist mit Werten von 0,71 % (1400 m bis 1450 m ü.d.M.) und 0,56 % (1350 m bis 1400 m ü.d.M.) wesentlich geringer als das nördliche. Westlich des Ortes Tonggunaoer, in dem der Abfluß durch ein Rückhaltebecken (Planquadrat D-48 in Beilage 5) aufgestaut wird, ist praktisch kein Gefälle mehr vorhanden. Das Gelände steigt nahe des Ortes Bayin Trochae sogar wieder sanft zum Ostrand der Tengger-Wüste an. Starke Gefälleunterschiede in Form von Stufungen treten nicht auf.

Insgesamt weist die Höhenstufe nur stellenweise den Charakter von Sandschwemmebenen i. S. von HÖVERMANN (1985) auf. Dies wird auch aus dem Vergleich der von HÖVERMANN (1985) angegebenen klimatischen Schwellenwerte (mittlerer jährlicher Regenfall von 20 mm bis 60 mm) mit den Niederschlagssummen dieser Höhenstufe deutlich, die um 150 mm bis 200 mm liegen.

Oberhalb 1450 m ü.d.M. markiert der Wechsel von der an die Abflußrinnen gebundenen - linienhaften zur flächenhaften Verbreitung der Schotter (Photo 17) den Übergang zur Kieswüste ("Gobi" nach chinesischer Bezeichnung). Vom Bedeckungstyp her handelt es sich um Schotter- und Kiesflächen alluvialer Schwemmfächer, ähnlich den Serir-Flächen Nordafrikas.

3.3 Höhenstufe der Gebirgsfußflächen

Oberhalb 1500 m ü.d.M. bis zum Gebirgsrand in ca. 2200 m ü.d.M. geht die Flachform der Wüstenebene in einen Landschaftstyp über, der durch weitgespannte Schrägflächen mit einer mittleren Neigung von 4 % bis 5 % ausgestaltet ist (Photo 20). Die klimatischen Verhältnisse der Höhenstufe der Gebirgsfußflächen sind durch mittlere Jahresniederschläge von 150 mm am unteren Grenzsäum bis 320 mm am Gebirgsrand gekennzeichnet. Die Monate Juli und August weisen bereits einen Feuchtigkeitsüberschuß auf und sind daher als semihumid zu bezeichnen. Aufgrund des relativen Höhenunterschiedes von 700 m zwischen der Unter- und Obergrenze und des damit verbundenen Temperaturgradienten nimmt die Jahresmitteltemperatur von 7,6°C auf 3,4°C am Gebirgsrand ab. Das entsprechende Julimittel beträgt 24°C bis 19°C. Hinsichtlich der

rezenten Morphodynamik resultiert aus den klimatischen Parametern ein Abtragungsregime mit fluvialen Prozessen der Flächen- und Hangspülung bei periodischem Abfluß und äolischer Formung (f_{2s_1a} nach HAGEDORN & POSER 1974).

Aus dem Isohypsenverlauf der topographischen Karten, den Luftbildauswertungen und den Geländebeobachtungen geht hervor, daß diese Schräglächen kegelartige Oberflächen aufweisen. Insgesamt handelt es sich um ein System ineinandergreifender Schwemmkegel, die mit konkaven Hangformen in 2200 m ü.d.M. am Gebirgsrand ansetzen und einen bis zu 14 km breiten Saum am westlichen Gebirgsrand bilden. Im Sinne von HÖVERMANN (1985) handelt es sich um Pedimente, d.h. kegelförmig gestaltete Flächen mit anastomisierendem Gerinnenetz, wobei es gleichgültig ist, ob sie als Abtragungsformen im Anstehenden oder als Akkumulationsformen ausgebildet sind. Folgt man anderen Autoren wie MENSCHING (1978) sind diese Schräglächen als Überschüttungs-Glacies einzuordnen. Zur Vermeidung der Begriffsverwirrung bezeichne ich diese Höhenstufe daher mit dem neutralen Begriff "Gebirgsfußfläche".

Der weitaus größte Schwemmkegel breitet sich im Anschluß an den Talausgang des Halawu Bei Gou und Halawu Nan Gou etwa 14,5 km nach Westen bis zur Ortschaft Bayin Haote aus. Er besteht im Hangenden aus gerundeten bis gut gerundeten Grobsedimenten in einer sandig-kiesigen Matrix. Aufgrund des Isohypsenverlaufs und des Substrats ist diese Form als Schotterkegel zu bezeichnen. Die Tatsache, daß der Schotterkegel keinen Anschluß mehr an sein Liefergebiet hat und durch die Hochwasserabkommen der beiden Haupttäler infolge Lateralerosion ausgeräumt wird, belegt die Fossilität dieser Form. Am Gebirgsrand beträgt die Sprunghöhe von der Geländeoberkante des gegenwärtigen Ausraumbereiches bis zur Oberkante der nördlichen Kegeloberfläche etwa 70 m bzw. bis zur südlichen sogar max. 90 m. Die dadurch entstandene und von mir so bezeichnete obere Terrasse wird in Kap. 4.3.1.1 näher erläutert.

Sehr auffällig ist die Auflösungsform des Schotterkegels, wobei die Intensität der Zerschneidung beträchtlich variiert. Während der Südteil des Kegels vor allem distal in einzelne Riedel aufgelöst ist, weist der Nordteil einen wesentlich besseren Erhaltungszustand auf. Im distalen Bereich des Schotterkegelsüdteils ist die Schotterdecke fast vollständig erodiert, so daß die Sockelgesteine im Liegenden exhumiert worden sind. Der Felssockel der Fußflächen besteht aus Gesteinen mit unterschiedlicher morphologischer Wertigkeit.

Es handelt sich dabei weitgehend um schluffige Sandsteine, die aufgrund ihres geringen Verfestigungsgrades besonders erosionsanfällig sind. Entsprechend ändert sich die Gestalt der Talzüge, die als muldenartige, langgestreckte Vertiefungen beginnen. An den Stellen, wo die Schotterdecke ganz zerschnitten worden ist, setzt abrupt Tiefenerosion ein und es bilden sich kerbförmige Tiefenlinien in den erosionsanfälligen Sandsteinen. Mit zunehmender Entfernung vom Gebirge vereinigen sich die Tiefenlinien und bilden schließlich beim Verlassen dieser Höhenstufe breite Abflußbahnen mit anastomisierendem Gerinnenetz. Am Südrand des Schotterkegels wurden paläozoische Kalksteine, soweit sie vorzeitig überschüttet worden sind, exhumiert (Planquadrate B-16 bis B-21 in Beilage 6). Einige Hügel dieses morphologisch härteren Gesteins überragen die Fläche des Schotterkegels. Aufgrund der subaerischen Exposition hat sich dort ein sehr hügeliges und zertaltes Karstrelief ausgebildet (Photos 1 und 20), dessen nähere Untersuchung zukünftigen Geländearbeiten vorbehalten bleibt.

Dagegen haben die Entwässerungssysteme auf dem nördlichen Teil des Schotterkegels die Schotterdecke noch nicht soweit zerschnitten, daß die Tiefenerosion in großem Maße wirksam werden konnte. Diese Erosionsrinnen und kleinen Schluchten sind häufig miteinander verzweigt und gliedern durch dazwischen gelegene niedrige Kämme und Hügel das Relief in Gestalt eines Badlands. Der nördliche Teil des Schotterkegels wird distal stark übersandet. Im Verschneidungsbereich zur Wüstenebene stehen dort schwach verfestigte tertiäre Sandsteine und Konglomerate an (Planquadrate Q-29 bis U-29 in Beilage 6). Diese nach W einfallenden Schichten überragen den Schotterkegel um einige Dekameter.

Im Vergleich der drei Querprofile in Abb. 20, die den Ausräumbereich in verschiedenen Entfernungen vom Gebirgsrand zeigen, treten die Reliefunterschiede zwischen dem Nord- und Südteil des Schotterkegels deutlich hervor. Der Südteil des Schotterkegels ist gegenüber dem Nordteil vertikal versetzt. Am Gebirgsrand beläuft sich dieser Versatzbetrag auf etwa 25 m (Profil 3 in Abb. 20) und nimmt auf 15 m bis 20 m in Profil 2 (2 km Entfernung vom Gebirgsrand) ab. Im Profil 1 (7 km Entfernung vom Gebirgsrand) ist dagegen der Nordteil höher, da die Schotterdecke auf dem Südteil bereits weitgehend erodiert ist. Ferner geht aus dem Profil 1 hervor, daß sich die südliche Abflußrinne mit zunehmender Entfernung vom Gebirgsrand deutlich tiefer einschneidet als die nördliche. Diese Tatsachen sowie die intensive Zerschneidung der Überschüttungsflächen und der unvermittelte Anstieg des Gebirges

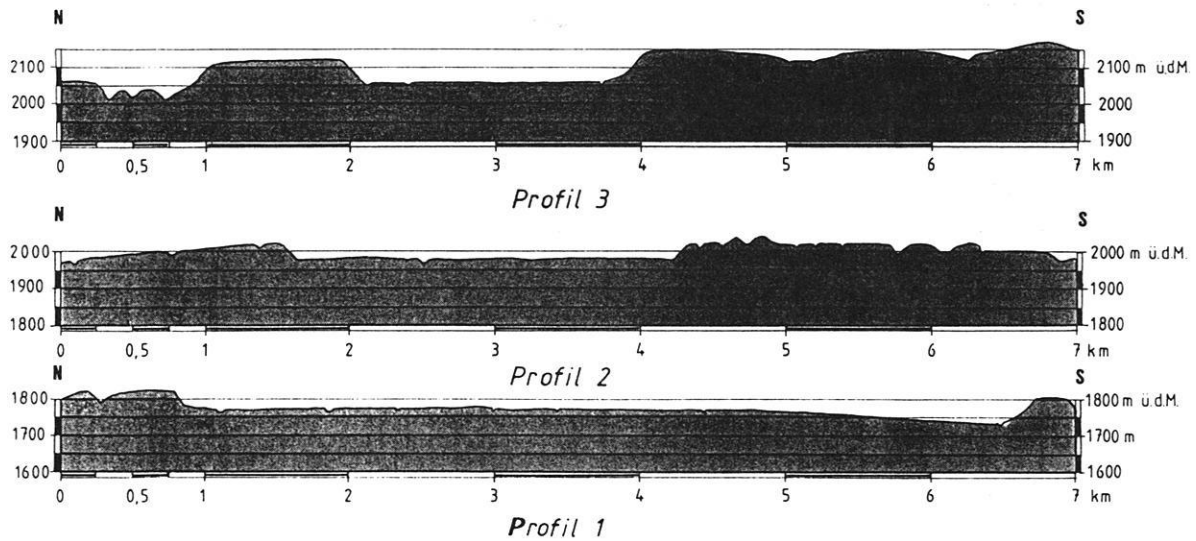


Abb. 20: Querprofile der Gebirgsfußfläche im Ausräumebereich des Schotterkegels. Lage der Querprofile P 1, P 2 und P 3 s. Beilage 6.

ohne Übergänge läßt die Schlußfolgerung zu, daß es sich hierbei um Auswirkungen der neotektonischen Hebung des Gebirges handelt.

Wie das in der Ortschaft Bayin Haote aufgenommene Bodenprofil (Abb. 21) zeigt, kann die Mächtigkeit des Sandlösses bis 3 m erreichen.

Die Schotterkegel sowie deren Ausräumungsbereiche sind weitflächig von ungeschichteten gelbgrauen schluffig-feinsandigen Sedimenten mit erhöhten Karbonatgehalten von 8 % bis 12 % bedeckt (Photo 19). Aufgrund ihrer Korngrößenverteilung (Probe 62 in Abb. 26, Kap. 3.5) mit einem Maximum im Grobschluffbereich und Feinsandanteilen um 30 % sowie einer mittleren Korngröße von 0,047 mm ($M_z = 4,40 \Phi$) sind sie i.S. von FIEDLER & ALTERMANN (1964) als Sandlöß zu bezeichnen. Die Mächtigkeit beträgt im Mittel ca. 1 m.

Bei den Bodenbildungsprozessen ist die Karbonatisierung charakteristisch. Die Karbonatanreicherung ist in 1,2 m bis 1,4 m unter Flur mit Werten um 13 % CaCO_3 besonders ausgeprägt und macht sich makroskopisch durch Kalkadern und Kalkfüllungen bemerkbar. Die sommerlichen Niederschlagssummen reichen nicht aus, um die im Boden befindlichen Calciumcarbonate zu lösen und abzuführen. Die Bodenreaktion ist über das gesamte Profil basisch (pH 8,0 bis 9,0). Aus dem Vergleich der Korngrößenparameter der Proben 62, 65 und 67

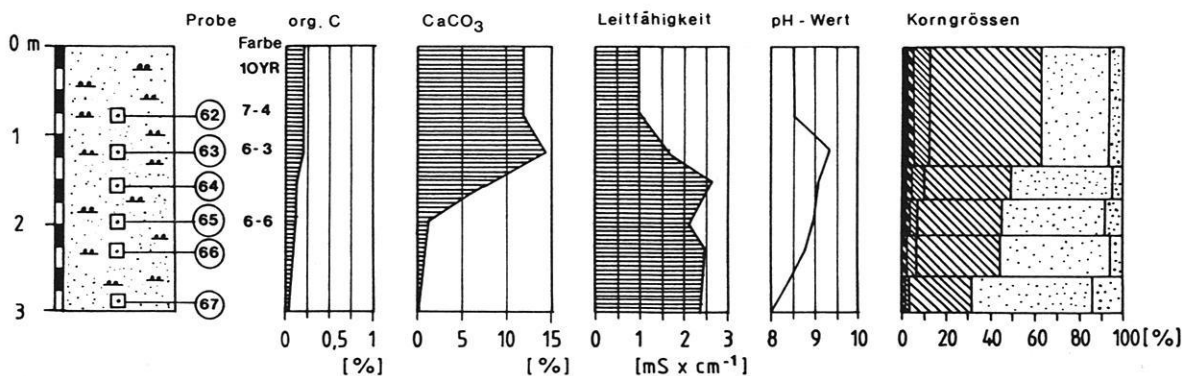


Abb. 21: Das Bodenprofil Bayin Haote. Zur Lage des Profils s. Planquadrat I-27 in Beilage 6 (Legende s. Abb. 22)





























	gerundete Grobsedimente		Humuszone
	kantige Grobsedimente		Holzkohleschicht
	Diamiktit		calcifizierte Stengelröhren
	ungeschichtete Sande		Entnahmestelle einer Bodenprobe
	geschichtete Kiese		Entnahmestelle einer Probe für die Schwermineralanalyse
	geschichtete Grobsande		
	geschichtete Mittelsande		KORNGRÖSSENVERTEILUNG
	geschichtete Feinsande		Kies
	ungeschichteter Schluff		Grobsand
	geschichteter Schluff		Mittelsand
	Ton		Feinsand
	Rostflecken		Grobschluff
	Horizontalschichtung		Mittelschluff
	Kreuzschichtung		Feinschluff
	Ah - Horizont		Ton

Abb. 22: Legende zu allen Bodenprofilen.

(Abb. 26 in Kap. 3.5) geht hervor, daß die Textur zur Basis gröber wird und die Sortierung zunimmt. In 2,5 m Tiefe geht der Sandlöß in schluffige Feinsande über. Aufgrund der klimatischen Bedingungen und der spärlichen Vegetation ist der Humusgehalt im Oberboden sehr gering (ca. 0,2 % org. C). Eine Graufärbung ist daher kaum feststellbar.

Die mittlere bis hohe Salinität weist auf Versalzungen hin. Aufgrund der bodenkundlichen Merkmale sind die Böden dieser Höhenstufe überwiegend als Xerosole ausgeprägt. Die Karbonatgehalte des Sandlösses betragen in Höhen um 1800 m ü.d.M. nur noch 8 %, da hier mit höheren Jahresniederschlägen eine zunehmende Auswaschung stattfindet.

Die rezente Morphodynamik ist durch periodische fluviale Prozesse während der sommerlichen Monsunregen gekennzeichnet. Nach Niederschlagsereignissen mit einer hohen Niederschlagsmenge, die nach eigenen Beobachtungen in der Regel über einige Stunden verteilt fällt, kommt es auch zur Flächenspülung auf den tieferen Reliefbereichen, vor allem aber im Ausraumbereich des großen Schotterkegels. Die höheren Reliefbereiche unterliegen dagegen einer intensiven linienhaften Zerschneidung. Die Niederschlagsintensität ist jedoch im Vergleich zum sahelischen Niederschlagsregime oder gar zum Typ der saharischen Ruckregen als gering einzustufen. Die Flächenspülung wird durch die infiltrationshemmende Sandlößdecke begünstigt. Die

äolische Formung greift vor allem die flächenhaft verbreitete Sandlößdecke an, die an vielen Stellen der Deflation ausgesetzt ist. Infolge von Überweidung ist der Deckungsgrad des mit Dornenzwergsträuchern durchsetzten steppenhaften Grasslands relativ gering und begünstigt diesen Vorgang. Während die ausgewehten Schluffpartikel als Staub über weite Strecken transportiert werden, bilden sich aus der ausgewehten Sandfraktion kleinere Dünenfelder von ca. 1 m bis 2 m hohen Querdünen (Photo 18). Sie bestehen fast ausschließlich aus Feinsanden mit einem Feinstsandanteil ($63 \mu\text{m}$ bis $125 \mu\text{m}$) von 18 % bis 33 %. Die Korngrößenanalyse der Proben 26 (Dünenkamm) und 27 (Dünenbasis) ergab, daß die Sortierung von der Dünenbasis zum Dünenkamm zunimmt (Photo 18 sowie Abb. 19 in Kap. 3.2). Die Sortierung der Dünenkammsande ist mit $S_o = 0,26 \Phi$ als extrem gut einzustufen.

3.4 Höhenstufe der Torrententäler

Landschaftsbildendes Element der Formungsregion vom Gebirgsrand in etwa 2200 m bis in Höhen um 2900 m ü.d.M. sind die stark eingetieften, von schmalen bis breiten Schottersohlen gekennzeichneten Täler (Photos 21 bis 23). Aufgrund der periodischen sommerlichen Abflüsse mit z.T. starker episodischer Schotterführung, die in Engtalstrecken die ganze Breite der Talsohle beanspruchen kann, handelt es sich hierbei um Torrenten (SCHULZ 1989: 258; HORMANN 1964). Im Sinne von HÖVERMANN (1985) verwende ich daher für diese Höhenstufe den Begriff der Torrententälerlandschaft. HAGEDORN & POSER (1974: 430) bezeichnen diesen Landschaftstyp als Zone mit intensiver Hangspülung und periodisch starken fluvialen Prozessen ($f_2S_2d_1$). Klimatisch sind die Ober- und Untergrenzen dieser Höhenstufe durch jährliche Niederschlagsmengen von 320 mm bis 430 mm und Jahresmitteltemperaturen von $3,4^\circ\text{C}$ bis $-0,8^\circ\text{C}$ charakterisiert. Das Julimittel reicht von 18°C bis 12°C . Die Anwendung der Trockengrenzformel von WANG (1941; Kap. 2.4.1) ergibt 3 bis 10 humide Monate im Jahr, davon sind 1 bis 4 Monate sogar vollhumid. Aufgrund der mäßig feuchten, sommerkühlen bis mäßig sommerwarmen Verhältnisse (Tab. 5 in Kap. 2.4.1) ist diese Höhenstufe als klimatisches Übergangsgebiet vom borealen Gebirgsklima zum wintertrockenen Steppenklima des Gebirgsvorlandes zu beschreiben.

Das Untersuchungsgebiet wird im wesentlichen vom Halawu Bei Gou und seinem Zufluß, dem Cha Gou, sowie in untergeordnetem Maße vom Halawu Nan Gou entwässert. Beide Talsysteme sind aufgrund der vorge-

gebenen geologischen Verhältnisse als Quertäler ausgebildet. Aus dem Vergleich der Talquerprofile in Abb. 23 ist zu ersehen, daß sich ihre Talformen sehr voneinander unterscheiden.

Das Halawu Bei Gou weist vom Austritt am Gebirgsrand (Profil 4 in Abb. 23) in 2140 m bis 2220 m ü.d.M. eine 2 km lange Engtalstrecke mit einem Gefälle von 4,8 % auf. Stellenweise ist sie als Schluchtstrecke mit schmaler, z.T. nur 40 m breiter Schottersohle ausgebildet, die episodisch voll durchflossen wird (Profil P 5 in Abb. 23). Dieser Abschnitt ist als Durchtransportstrecke der Schotter zu bezeichnen, wobei das Flußbett vom blanken Fels gebildet wird. Die Hänge sind bis zu 200 m über dem Flußbett sehr steil (Hangwinkel $> 40^\circ$). Oberhalb 2220 m ü.d.M. verbreitert sich der Talboden und geht in ein Kastental mit einer Gefällstrecke von 4,5 % bis 5,5 % über (Profil P 6 in Abb. 23). Bis zu 30 m hohe, von den angrenzenden Talhängen isolierte Felsformen, bilden ein eigentümliches Formenelement. Hierbei handelt es sich um anstehendes Gestein und nicht um Felsabbrüche. Diese Talform weist eine bis zu 350 m breite Talsohle auf, in die das gegenwärtige, ca. 10 m bis 20 m breite Schotterbett bis zu 2 m tief eingeschnitten ist (Photo 21). Da es während der sommerlichen Monsunregen durchflossen wird, ist es weitgehend vegetationsfrei. Das Niedrigwasserbett wird aufgrund eines Quellhorizontes ab 2400 m bis 2200 m ü.d.M. ganzjährig von Wasser durchflossen. Größere Abkommen, die im Juli und August auftreten, bilden in höher liegenden Teilen der blockreichen Alluvionen des Flußbettes senkrechte, bis zu 2 m hohe Kanten (Photo 22). Die an diesen Aufschlüssen erkennbare Talverschüttung mit mächtigen Grobsedimentakkumulationen sowie die bereits geschilderten Quellhorizonte lassen auf eine Übertiefung unbekanntes Ausmaßes schließen. Weitere Niveaus ließen sich nicht feststellen. Aus zahlreichen kleineren Seitentälern reichen Schwemmfächer in das Haupttal hinein und zwingen das Niedrigwasserbett zum Pendeln auf der Talsohle (Photo 21). Die Genese dieser vegetationsbedeckten und damit vorzeitlichen Fächer wird in Kap. 4.2.2.1 diskutiert. Die Taleintiefung beträgt ca. 400 m bis 500 m, stellenweise über 500 m.

Die von zahlreichen Rensen durchzogenen Hänge des Kastentals sind bis zu 100 m über dem Talboden steil und frei von Hangschutt. An den steilen Hängen ist als besondere Form der Hangabtragung die Rensenspülung zu nennen. Die flacheren Abschnitte der Taloberhänge weisen Hangschuttdecken mit lößartigem Feinmaterial auf. In 2440 m ü.d.M. treffen als größere Nebentäler das Zhao Bei Shan Gou und das Bian Qu Zi Gou fast im rechten Winkel auf das Haupttal. Diese als Längstäler zu

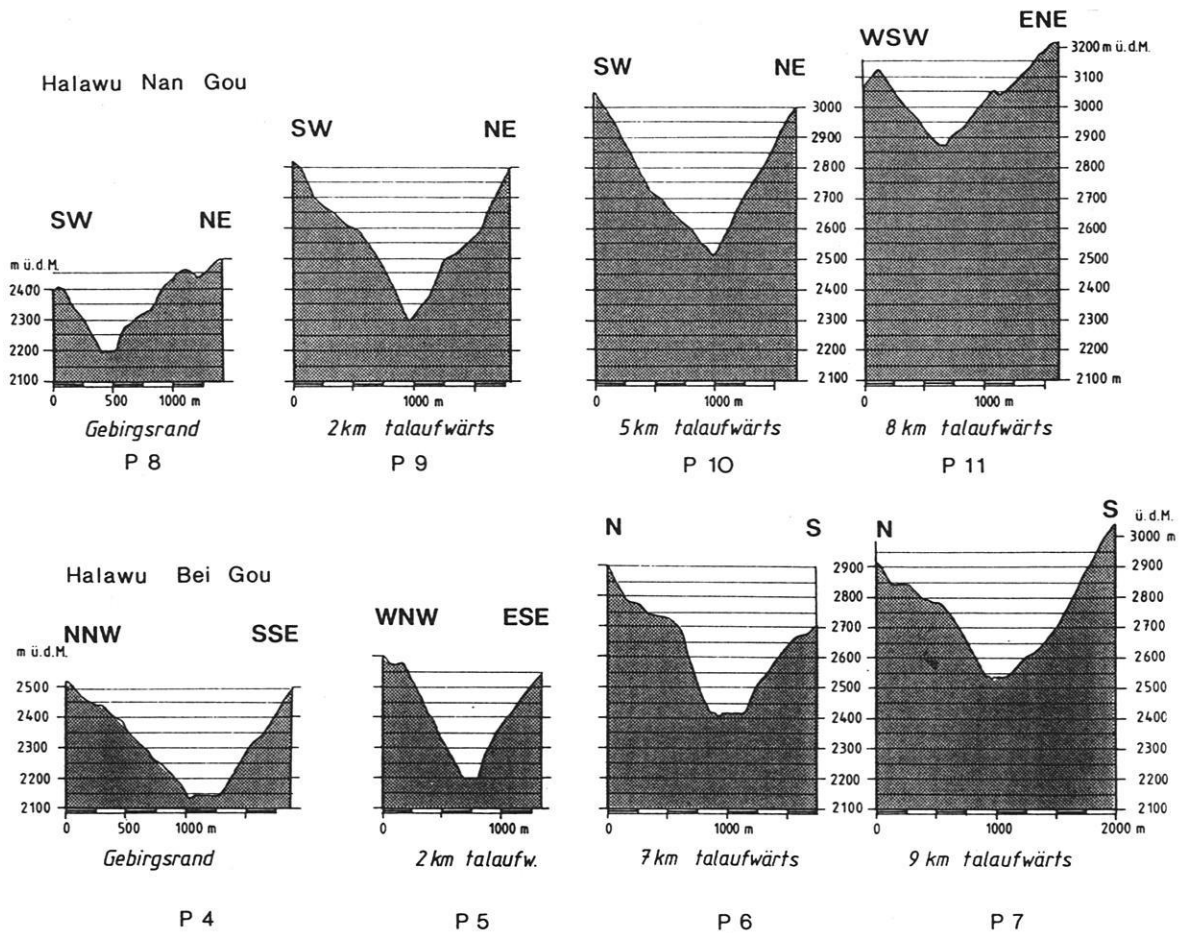


Abb. 23: Talquerprofile des Halawu Bei Gou (P 4 bis P 7) und Halawu Nan Gou (P 8 bis P 11). Lage der Querprofile P 4 bis P 11 s. Beilage 6.

bezeichnenden Nebentäler gehören ebenfalls zum Typ des Kastentals. Alle anderen Nebentäler sind mit zunehmender Entfernung vom Haupttal als Kerbtäler ausgestaltet, deren Gefälle oft 20° überschreitet. Einige Kerbtäler wie das Qing Gou weisen im Längsprofil einen gestuften Verlauf auf. Etwa ab 2550 m ü.d.M. nimmt der Talcharakter eine Muldenform an (Profil P 7 in Abb. 23).

Auch beim benachbarten Quertal Cha Gou ist das Kastental die vorherrschende Talform, wenn auch eine Tendenz zur asymmetrischen Ausgestaltung erkennbar ist. In 2540 m ü.d.M. gabelt sich das Cha Gou in einen östlichen und einen südöstlichen Talschluß. Der letztere ist oberhalb 2820 m ü.d.M. als Kerbtal mit einem Gefälle von 20° ausgeprägt (Photo 30), bis es etwa in

2950 m ü.d.M. mit einem konvexen Verlauf in eine muldenförmige Tiefenlinie übergeht.

Das Halawu Nan Gou ist im Gegensatz zum Halawu Bei Gou über weite Strecken von 2300 m bis 2600 m ü.d.M. ein typisches Kerbtal (Profile P 8 bis P 10 in Abb. 23). Der Talweg verläuft nicht gestreckt, sondern stark gewunden. Stellenweise hat es den Charakter einer Schlucht, die angrenzenden Hänge weisen mit Hangwinkeln $> 45^\circ$ eine ausgesprochene Steilheit auf (Photo 23). Auf diesem Abschnitt ist es eine Durchtransportstrecke, die ganzjährig durchflossen wird. Der Talboden besteht an vielen Stellen aus anstehendem Fels, bedeutende Verschüttungsbereiche gibt es ausschließlich oberhalb 2600 m ü.d.M. Talweitungen wie im Halawu Bei Gou existieren nicht. Oberhalb 2700 m ü.d.M. geht das Kerbtal in ein asymmetrisches Kastental und ab

2800 m ü.d.M. in eine muldenförmige Tiefenlinie über. Unterhalb 2300 m ü.d.M bis zum Gebirgsrand wird das Tal kastenförmig.

Generell sind die Talhänge bis zu 100 m über dem Talboden steil und tragen keine Schuttdecken. Die auffallende Schutfreiheit der Hänge läßt sich einerseits aus der Steilheit des Reliefs und andererseits aus der periodisch intensiven Hangspülung erklären. Auffallend an den Talhängen ist der ausgeprägte Verwitterungsgrad des Anstehenden. Neben den tektonisch vorgezeichneten und linear erosiv verbreiterten Klüften ist das Anstehende durch wulstförmige, z.T. zwiebelschalenförmige Verwitterungsflächen geprägt (Photo 52). Möglicherweise stehen diese Erscheinungen in Zusammenhang mit der Verwitterungsform eines Vorzeitklimas.

Aus bodenkundlicher Sicht sind die bodenbildenden Prozesse in dieser Höhenstufe wesentlich ausgeprägter als im Vorland. Die Alluvionen der Gebirgstäler und vor allem die waldbedeckten flacheren Hänge sind von einer 1 m bis 1,5 m mächtigen Feinerdeschicht bedeckt, deren Horizontabfolge sie als Kastanoseme ausweist (Abb. 24).

Die kastanienbraune Bodenfarbe des Ah-Horizontes weist auf einen geringen Anteil an Grauhuminsäuren hin. Der oberste Humushorizont (3 % bis 4 % org. C) ist zimtfarbig, locker, staubig-schluffig und kleinbröckelig, während der darunter gelegene B-Horizont tonreicher ist und eine kräftige kastanienbraune Farbe aufweist. Hinsichtlich der Korngrößenverteilung liegt das Maximum in der Grobschlufffraktion. Die mittlere

Körnung ist mit Werten zwischen 0,020 mm bis 0,031 mm ($Mz = 5,01 \Phi$ bis $5,65 \Phi$) wesentlich feiner als beim Sandlöß (0,047 mm bis 0,082 mm). Die Tongehalte liegen bei 3 % bis 4 % und nehmen zur Basis geringfügig zu. Aufgrund ihrer Korngrößenverteilung und der horizontalen Schichtung handelt es sich vermutlich um fluvial umgelagerten sekundären Löß. Die im Vergleich zum Vorland niedrigeren Calciumcarbonatgehalte von ca. 4 % und die geringe Salinität sind ein Hinweis auf die zunehmende Bedeutung deszendenter Verlagerungsprozesse.

Oberhalb 2800 m ü.d.M. geht die Talform des Kastentals in Muldentäler über. Morphologisch markiert dies den Übergang von der Torrententälerlandschaft zur periglazialen Höhenstufe.

3.5 Periglaziale Höhenstufe

Der höchste morphologische Formungsbereich ist die durch frostdynamische Prozesse geprägte periglaziale Höhenstufe.⁹ Aus den nachfolgend erläuterten klimatischen Verhältnissen geht hervor, daß sie der Zone $F_2S_2D_2$ nach der Einteilung von HAGEDORN & POSER (1974) entspricht. Der mittlere Jahresniederschlag beträgt 430 mm in 2900 m ü.d.M. und steigt - unter Zugrundelegung des Niederschlagsgradienten von 16 mm/100 m (Kap. 2.4.2) - bis auf 530 mm im Gipfel-

⁹ In den nachfolgenden Ausführungen werden die Begriffe "periglazial" und "periglaziär" als Synonyme benutzt.

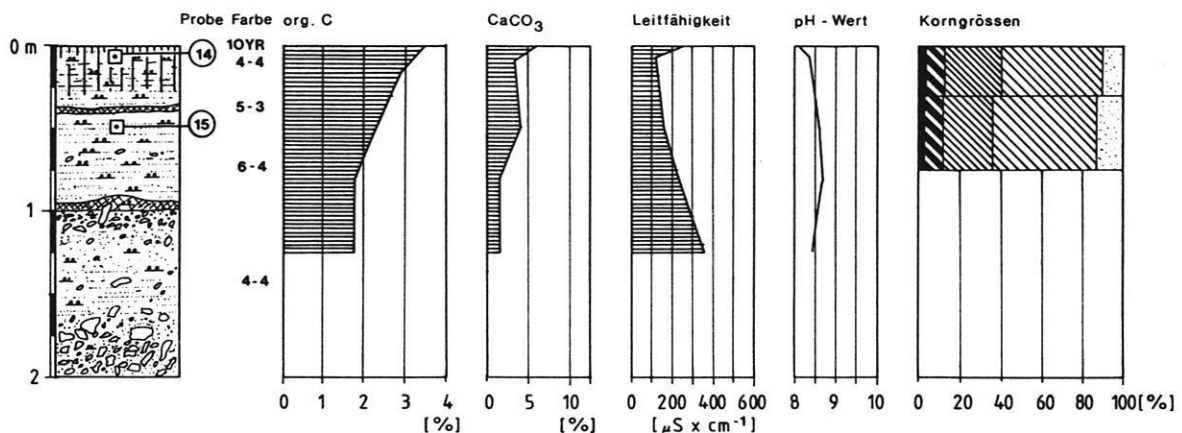


Abb. 24: Das Bodenprofil Halawu Bei Gou. Zur Lage des Profils s. Planquadrat L-6 in Beilage 6 (Legende s. Abb. 22)

bereich an. Die Jahresmitteltemperaturen liegen demzufolge im Bereich zwischen $-0,8^{\circ}\text{C}$ an der Untergrenze und $-4,7^{\circ}\text{C}$ an der Obergrenze dieser Höhenstufe. Das Julimittel der Lufttemperatur liegt entsprechend zwischen $11,9^{\circ}\text{C}$ und ca. 8°C . Die Jahresamplitude der Lufttemperatur beträgt $26,1^{\circ}\text{C}$ und ist damit als mäßig kontinental einzustufen (Tab. 6).

Gegenüber den anderen Höhenstufen herrschen in diesem Bereich, der dem Typ des borealen Gebirgsklimas entspricht, eindeutig die humiden Verhältnisse vor. Unter Anwendung der Trockengrenzformel von WANG (1941) sind 10 bis 11 Monate als humid, davon 4 bis 6 sogar als nivalhumid zu bezeichnen.

Nach den Angaben der Beilage 4 sind die klimatischen Voraussetzungen für Frostverwitterung und -bewegung im Arbeitsgebiet oberhalb 2900 m ü.d.M. gegeben. Als günstige klimatische Voraussetzungen sind die zahlreichen, tiefgründigen Bodenfrostwechsel, eine charakteristische Differenzierung der Schneeverteilung und eine ausreichende Substratbefeuchtung zu Beginn der Frostperiode zu nennen. Hinzu kommen langsam fortschreitende Auftauvorgänge und ein günstiges Verhältnis zwischen der Dauer der Frostperiode und der frostfreien Periode. Während der Geländearbeiten konnte beobachtet werden, daß bereits Anfang September austretendes Kluftwasser in Höhen oberhalb 3300 m ü.d.M. am frühen Nachmittag zu Eiszapfengalerien gefror (Photo 24).

Das Frostregime ist gekennzeichnet durch jahreszeitliche Bodengefrorenis, wobei es sich hier um den kontinental geprägten Typ des Winterfrostbodens handelt. Überlagert wird er in den Übergangsjahreszeiten von einer tageszeitlich bzw. kurzperiodisch auftretenden Bodengefrorenis in den Monaten Oktober, November sowie März und April. Anzeichen für das Vorkommen von sporadisch auftretendem Dauerfrost konnten nicht gefunden werden. Nach Angaben von KARTE (1979: 17) kommt dem thermischen Steuerungsfaktor der "Bodengefrorenis" eine größere Bedeutung zu als dem Frostwechselkriterium. Dieser Begriff umfaßt das Zusammenspiel thermischer und hygrischer Milieufaktoren, da fehlendes Wasser im Substrat bzw. fehlende Bodenfeuchtigkeit die Frostwirkung sehr einschränkt. Da im Helan Shan eine ausreichende Durchfeuchtung des Substrats bei Eintritt der Frostperiode gegeben ist, steht dem Bodenwasserhaushalt genügend Feuchtigkeit zur Verfügung, so daß die Voraussetzungen für die geomorphologische Wirksamkeit gegeben sind. Nach Angaben der Forstbehörde in Bayin Haote beträgt der Tiefgang der Bodengefrorenis 1,7 m am Gebirgsrand und

ist in höheren Reliefbereichen mit Sicherheit noch stärker ausgeprägt. Die Verteilung und Dauer der Schneedecke, die aufgrund ihrer thermischen Isolierung und ihrer Wirksamkeit in Gestalt von Schmelzwasserzuflüssen einen eigenständigen klimatischen Faktor darstellt, hängt extrem von der Reliefsituation ab. Die winterliche Sonneneinstrahlung ist noch so stark, daß die S-exponierten Hänge wegen der hohen Sublimation keine lang andauernden Schneedecken aufweisen. Auf den N-exponierten Hängen kann die Schneedecke in geschützten Lagen bis Mai, z.T. sogar bis Anfang Juni überdauern. Auch durch den Wind finden große Umlagerungen des Schnees statt, so daß windexponierte Flächen nach kurzer Zeit freigeweht werden. Hierbei kommen den winterlichen, oft sturmartigen Kaltluftereinbrüchen eine besondere Bedeutung zu.

Der indirekt-klimatische Steuerungsfaktor der Vegetationsbedeckung überlagert die klimatischen Faktoren vor allem durch seine stabilisierende Wirkung bei Umlagerungen und Materialtransporten. Von besonderer Bedeutung ist hierbei der unterschiedliche Verlauf der Waldgrenzhöhen in N- und S-Exposition. Auch die aklimatischen Milieufaktoren von Substrat und Relief begünstigen die periglaziären Formungsprozesse. Vor allem das tektonisch-strukturell relativ einheitliche Ausgangsrelief stellt einen Gunstbereich für frostmechanische Verwitterung dar. Das durch tektonische Beanspruchung vorgezeichnete System von Klüften und Trennfugen bildet Ansatzpunkte für die mechanische Verwitterung.

Die Frostverwitterung ist besonders in Gebieten steilen Reliefs unmittelbarer Auslöser von Prozessen gravitativer Massenbewegungen. Die rezente Zertrümmerung des Gesteins ist durch die Existenz von weitflächig verbreitetem Frostschutt belegt. Der Gesteinsverband wird durch Frostsprengung des gefrorenen Kluftwassers entlang der Kluftsysteme gelockert. Durch gravitative Abführung des feinen Frostschutts aus den Bereichen der Kluftsysteme wittern allmählich größere Blöcke aus der Felswand, die aufgrund ihrer kinetischen Energie andere, bereits gelockerte Blöcke beim Herabfallen mitreißen. Die physikalische Verwitterung des anstehenden Gesteins ist jedoch nicht nur auf die Klüfte beschränkt. Vielmehr konnte an steilen Felspartien beobachtet werden, daß die Oberfläche selbst oft zwiebelschalenförmig abplatzt (Photo 3).

Die Frostverwitterung ist die vorherrschende Verwitterungsart in der frostklimatisch geprägten Höhenstufe. Sie verursacht eine selektive Herauspräparierung von Felsformen, da die gebankten Konglomerate im Vergleich zu den Sandsteinen eine höhere Verwitte-

rungsresistenz und damit eine höhere morphologische Wertigkeit haben. Die Konglomeratbänke sind daher als steil abfallende Frosthänge ausgeprägt, während die dazwischen geschalteten Sandsteine schneller verwittern und schmale Felsleisten bilden.

Auf diese Weise entstehen Hangformen, die mit einem steilen konvexen Knick bzw. Gesteinsstufen beginnen. Der obere Hangabschnitt wird von Felswänden mit einer intensiven Frostverwitterung gebildet (Photo 25). Den Mittelhang nehmen Frostschuthalden mit leicht konkavem Längsprofil und Neigungen zwischen 25° bis 32° ein. Teilweise gehen die Frostschuthalden in Wanderschuttdecken über. Der Unterhang mit seiner relativ flachen Hangfußzone ist häufig durch Gelisolifluktuationsloben gekennzeichnet. Diese Abfolge ist in Anlehnung an STÄBLEIN (1977: 187) als Steinschlag-Frosthang zu bezeichnen. Oberhalb 3300 m ü.d.M. ist die Frostverwitterung so intensiv, daß die selektive Herauspräparierung stark zurücktritt (Photo 31). In dieser Höhe sind die N-exponierten Hänge durchgehend von Frostschutt und Blockschutt bedeckt, der in Gestalt ungebundener und halbgebundener Gelisolifluktuations hangabwärts transportiert wird. Durch die damit verursachte Wandrückverlegung werden die Steilstufen der Frosthänge allmählich aufgezehrt und die ursprünglich scharfgratigen Kämme abgerundet (Photo 31). Morphographisch sind die Hänge den Ausgleichs-Frosthängen ähnlich. Hierin drückt sich die von HÖVERMANN (1985) beschriebene Formungstendenz der periglazialen Höhenstufe zur Schaffung eines plumpen, verwaschenen Formenschatzes aus. Die Felswände der Talhänge werden durch Frostverwitterung zu isolierten Komplexen in Gestalt von Felsburgen (Tors) aufgelöst. Die frei über ihre Umgebung aufragenden

pfeiler- und kancelartigen Felsgruppen aus kantengerundetem Gestein sind besonders im Halawu Nan Gou ausgeprägt (Photo 52).

Infolge der Beweglichkeit des Frostschutts auf den Hängen ist der Flechtenwuchs ungleichmäßig über die Gesteinsoberfläche verteilt (Photo 37). Eine Patina konnte nicht festgestellt werden. Hinsichtlich der Verbreitung des Frostschutts existiert eine klare Abhängigkeit von der jeweiligen Hangexposition. Auf den N-exponierten Hängen ist eine sehr hohe Produktion von Frostschutt zu verzeichnen (Photos 32 bis 35). Die Anlieferung von Frostschutt ist dabei so hoch, daß die lineare Erosion unterdrückt und das Material zu Frostschuthalden akkumuliert wird. Die Längsprofile der Hänge weisen einen gestreckten Verlauf bei Hangneigungen von 30° bis 35° auf. Oberhalb 3100 m ü.d.M. sind diese Glatthänge weitflächig mit Frostschutt bedeckt (Photos 32 und 33). An steilen Hangpartien wird die Waldgrenze durch herunterrollende Blöcke aufgeschlitzt.

Die S-exponierten Hänge und Talflanken sowie die Böden der Talschlüsse werden dagegen von einer mehr oder weniger geschlossenen Lößdecke überzogen. Wie aus dem Bodenprofil einer Grabung im Cha Gou ersichtlich wurde (Abb. 25), beträgt die Mächtigkeit der Lößdecke ca. 80 cm in den Talungen.

Auf den Hängen ist die Mächtigkeit geringer, liegt aber noch im Dezimeterbereich. Hierbei benutze ich den Begriff "Löß" sowohl als Bezeichnung für ungeschichtete, gelbliche, carbonathaltige, poröse, schwach tonige Schluffe äolischen Ursprungs i.S. von LIU Tungsheng (1985: 3) als auch für Lößderivate, also

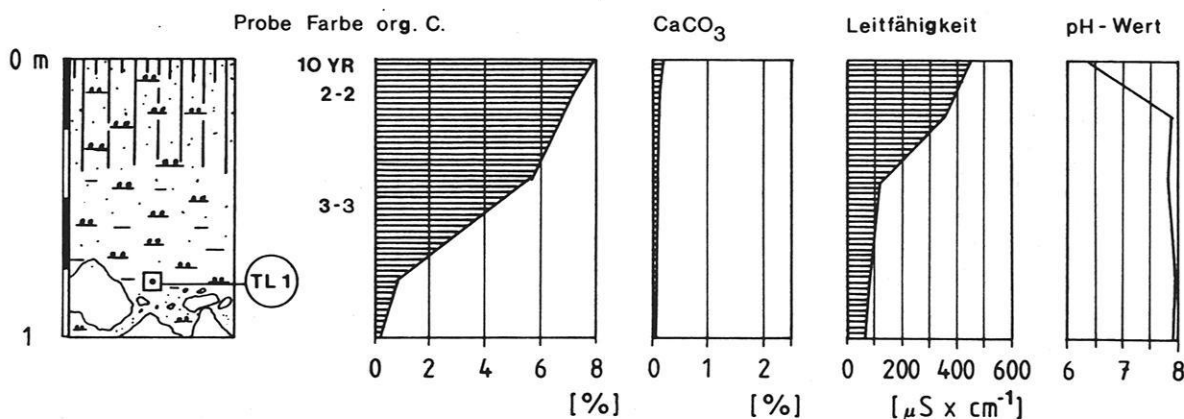


Abb. 25: Das Bodenprofil Cha Gou. Zur Lage des Profils s. Planquadrat G-6 in Beilage 6 (Legende s. Abb. 22)

für ungeschichtete, pedogen überprägte, entkalkte und umgelagerte Feinsedimente gleicher Körnung und Farbe. Die Korngrößenverteilung des Lösses im Helan Shan ist höhenwärts durch eine signifikante Zunahme des Tonanteils gekennzeichnet. So weist die Probe 102 aus 3000 m ü.d.M. nur 4 % Ton auf, während der Tongehalt bei der Probe 101, die in 3330 m ü.d.M. aus dem Ah-Horizont entnommen wurde, 14 % beträgt (Abb. 26). Die mittlere Körnung liegt mit Werten zwischen 0,013 mm bis 0,020 mm ($M_z = 6,25 \Phi$ bis $5,66 \Phi$) in dem Bereich, der von LIU Tungsheng (1985: 101) für den nordchinesischen Lößgürtel angegeben wird. Wie aus dem Bodenprofil in Abb. 25 zu ersehen ist, sind die Prozesse der Bodenbildung in der periglazialen Höhenstufe durch eine Humusakkumulation gekennzeichnet, deren Mächtigkeit im Mittel bei 30 cm bis 40 cm liegt. Dies hängt damit zusammen, daß der Abbau organischer Stoffe während der Bodengefrorenis stark eingeschränkt wird. Die intensive organogene Bodendurchmischung ist ein Hinweis auf eine reiche Bodenfauna.

Der Löß als Ausgangssubstrat der Bodenbildung ist nahezu vollständig entkalkt, da die Schmelzwässer des Frühjahres und die sommerlichen Niederschläge den Boden intensiv durchfeuchten. Die Sickerwässer lösen das Calciumcarbonat fast vollständig und verfrachten es in größere Tiefen. Ein typisches Sickerwasserregime läßt sich in den Bodenprofilen erst oberhalb 2800 m ü.d.M. nachweisen. Die Kalkauswaschung und Humusanreicherung weisen tendenziell auf Vorgänge der Tschernosemierung hin. Aufgrund der bodenkundlichen Merkmale und der A - C Profilauffolge handelt es sich um mineralische Rohböden vom Typ des Locker-Syrosems.

Der Löß stellt eine isolierende Schicht dar und verringert die Frostverwitterung. Unter den gegenwärtigen klimatischen Verhältnissen findet eine Lößsedimentation vor allem im Frühsommer und - aufgrund eigener Feldbeobachtungen - gelegentlich im Spätsommer statt. Aufgrund der fleckhaften bis fehlenden Vegetationsbedeckung und der Mobilität des Frostschutts fehlt eine geschlossene Lößdecke auf den N-exponierten Hängen oberhalb 3100 m ü.d.M.

Zur räumlichen Abgrenzung der periglaziären Formungsprozesse ist die Verwitterungsart jedoch kein geeignetes Kriterium. Dies wird bei den Formen der Frostschuttakkumulation deutlich. Die N-exponierten Talschlüsse sind oberhalb 3000 m ü.d.M. durch Bildung von Frostschutthalen charakterisiert, im steilen Relief werden sogar Sturzschutthalen gebildet, die als polyzonale Formen durchaus auch in die Höhenstufe der Torrententäler reichen können. Nach KARTE (1979: 35)

sind sie zwar ein wesentliches Formenelement im periglaziären Milieu, sie sind jedoch weder hinsichtlich ihrer Ausprägung noch in ihrer Verbreitung auf das Periglaziär beschränkt und stellen daher kein geeignetes Abgrenzungskriterium dar. Im folgenden soll daher das Vorkommen sowie die Verbreitung und Vergesellschaftung typischer Periglazialerscheinungen analysiert werden.

3.5.1 Periglaziäre Formentypen

Als Formen der Bodenmusterung ohne Detritusorientierung (Texturböden) treten Frostspaltenpolygone auf, die an spezielle edaphische Bedingungen gebunden sind (Photo 27). Es handelt sich dabei um polygonale Rißsysteme mit Durchmessern von 0,6 m bis 3,1 m, die ausschließlich im Löß auftreten. Daher hat KUHLE (1987a: 183) den Begriff "Löß-Polygon" für diesen Formentyp eingeführt. Sie treten vorzugsweise an gut drainierten Standorten auf. Die Korngrößenverteilung des Substrats der Lößpolygone (Probe 102 in Abb. 26, Kap. 3.5) zeigt eine homogene Zusammensetzung, wobei das Maximum im Grobschluffbereich (50 % bis 55 %) liegt. Die untersuchte Probe 102 wurde aus einem aufgedragenen Lößpolygon entnommen (Entnahmetiefe ca. 15 cm unter Gelände). Aufgrund der homogenen Zusammensetzung fehlt jegliche Materialsortierung. Die Sortierung ($So = 1,38$) ist als schlecht bis sehr schlecht einzustufen, die mittlere Korngröße (M_z) beträgt 0,02 mm ($5,66 \Phi$).

Die Frostspalten reichen 20 cm bis 30 cm tief, das Zentrum der Lößpolygone ist leicht aufgewölbt. Die Öffnungsbreite der Risse beträgt ca. 5 cm, wobei die randlichen Sedimente durch Abwärtsbiegen gekennzeichnet sind. Die Spalten sind in der Regel nicht verfüllt. Abweichend davon sind auf WNW-exponierten Hanglagen die Spalten der Löß-Polygone teilweise durch Mittel- und z.T. Grobkiese verfüllt. Vermutlich werden durch winterliche Starkwinde, die hauptsächlich aus WNW kommen, derartige Korngrößen über kurze Strecken äolisch verfrachtet und in die Spalten eingeweht.

Die Löß-Polygone sind zu großen Feldern angeordnet. Bemerkenswert ist ihr Auftreten auch an 14° geneigten Hängen, ohne daß es auch nur ansatzweise zur Bildung von Streifenböden kommt. Dieses Phänomen läßt sich möglicherweise durch den dichten, flächendeckenden Besatz mit Mattenvegetation erklären. Die bestandsbildenden *Kobresia*-Gräser sind so sehr miteinander

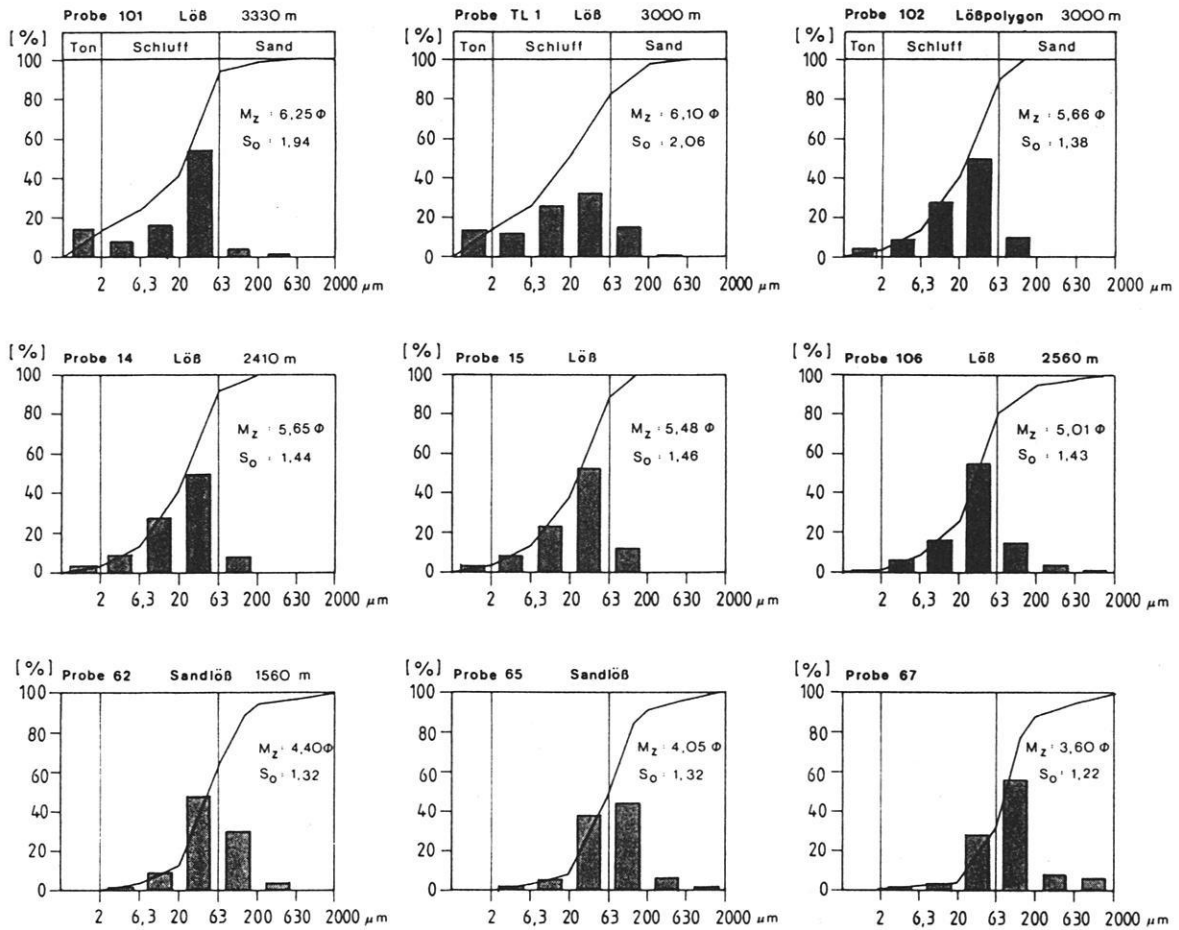


Abb. 26: Korngrößensummenkurven und Histogramme der Proben 14, 15, 62, 65, 67, 101, 102 und TL 1. Zur Herkunft der Proben s. Abb. 21 (Proben 62, 65 und 67), Abb. 25 (TL 1) sowie Tab. 16 in Kap. 8.6.

verfilzt, daß man sie kaum mit dem Spaten durchstechen kann. Vermutlich bleibt die Polygonform durch das dichte Wurzelwerk erhalten, das allerdings nur die obersten 5 cm des Oberbodens erfaßt. Hinsichtlich ihrer vertikalen Verbreitung konnte eine Zunahme des Durchmessers der Polygone von 0,6 m in tieferen bis zu 3,1 m in höheren Lagen festgestellt werden. Das Erscheinungsbild der untersten Vorkommen war weniger deutlich als das der höher gelegenen. Die größten Lößpolygone sind in 3000 m bis 3360 m ü.d.M. ausgeprägt. Die tiefsten Vorkommen wurden in 2830 m ü.d.M. festgestellt (Planquadrat U-7 in Beilage 6).

Die Entstehung der Löß-Polygone ist sowohl durch thermische Kontraktion bei plötzlich auftretender Temperaturemniedrigung (Kongelikontraktion) als auch durch Dehydratation bedingt, ohne daß es zu einer langfristigen Eisanreicherung in der Frostspalte kommt.

Neben den Frostspaltenpolygone existieren unterhalb 2900 m ü.d.M. auch Übergangsformen zu Spaltenmikropolygone. Aus dem überregionalen Vergleich wird ersichtlich, daß das Verbreitungsgebiet der Frostspaltenpolygone vorzugsweise auf die schärferen kontinental geprägten Frostregime mit Jahresmitteltemperaturen von -1°C bis -4°C beschränkt ist (KARTE 1979: 45). Die Frostspaltenpolygone sind nur dann als Leitformen des Periglaziärs zu bezeichnen, wenn sie mit anderen Formen vergesellschaftet sind, die als Indikatoren einer geomorphologisch sehr wirksamen Bodengeformis gelten. Rezent sind die Löß-Polygone aus dem Mt. Everest in 5000 m ü.d.M., aus dem Anyemaqen Massiv ($34^{\circ}50' \text{N}$, $99^{\circ}33' \text{E}$) in 3700 m bis 4200 m ü.d.M. (KUHLE 1987a: 183), aus dem Kunlun Shan in 4200 m ü.d.M. (JÄKEL & HOFMANN 1991: 41) und aus dem Laji Shan in 3300 m ü.d.M. bekannt (JÄKEL 1991: 24).

Kuppelförmige Erdbüten (Thufure i. S. von WEISE 1983: 76) mit vollständiger Vegetationsbedeckung treten auf ebenen und schwach geneigten Arealen im Talschluß des Zhao Bei Shan Gou unterhalb des Talpasses (Planquadrat O-4 in Beilage 6) und im Huang Tu Liang Zi (Planquadrat P-5 in Beilage 6) auf, denen es an einer guten Drainage mangelt. Die Größe der auf Photo 29 abgebildeten Erdbüten variiert in engen Grenzen. Die Höhe beträgt meist um die 40 cm bis 50 cm, und der Durchmesser um 70 cm. Das schluffige bis feinsandige Lockermaterial der Erdbüten ist weitgehend steinfrei. Die charakteristischen Merkmale der Erdbüten bestehen in ihrem Aufbau aus minerogenem Feinmaterial, der geschlossenen Vegetationsdecke und im Fehlen eines perennierend gefrorenen Kerns. Die Vegetationsdecke aus dicht verfilzten Grasmatten spielt bei der weiteren Entwicklung eine wichtige Rolle als Erosionsschutz und trägt als Selbstverstärkungseffekt zur weiteren Bütenbildung bei. Durch Zerstörung der Vegetationsdecke infolge von Viehtritt etc. kommt es zu einer raschen Auflösung der Form.

Die innere Struktur der Büten läßt auf eine Umlagerung des Feinmaterials schließen, die durch eingelagerte Humusschichten farblich nachgezeichnet wird. Nach SCHUNKE & ZOLTAI (1988: 232) geht die Bildung der Erdbüten auf langsame und langfristige Umlagerungen des Lockermaterials zurück. Diese kongeliturbaten Strukturen sind Ausdruck frostbedingter Druck- und Aufpressungsvorgänge. Als Voraussetzung sind frostempfindliche Böden und die Ausbildung von saisonaler Bodengeformnis zu nennen. Der Kern aus Mineralboden ist nur im Winter gefroren. Grabungen nach einem relativ frühen Schneefall zeigten aber, daß der Mineralkern bereits Ende September gefroren war (Planquadrat P-5 in Beilage 6).

Als Ausdruck flächenhaft wirksamer periglaziärdenudativer Prozesse sind Formen der Gelisolifluktion zu nennen. Unter diesem Begriff werden nach KARTE (1979: 76) frostdynamisch bedingte, hangabwärtige, langsame Massenbewegungen zusammengefaßt. Der hangabwärtige Materialversatz des Frostbodenfließens wird durch das Überschreiten der Fließgrenze der Auftauschichten bei hohem Wassergehalt ausgelöst. Dabei herrscht im Arbeitsgebiet die Makrogelisolifluktion bei tiefgründiger jahreszeitlicher Bodengeformnis vor. Die Funktion der Gleitsohle übernimmt dabei der bis in den Monat April überdauernde winterliche Frostboden. Die ausreichende Substratbefeuchtung ist durch die in Kap. 2.4.2 erwähnten, deutlich erhöhten Niederschlagsmengen der Monate März und April gegeben (s. auch Beilage 4), während die Monate November bis

Februar aufgrund der ausgeprägten gelidariden Verhältnisse eher durch Stabilität gekennzeichnet sind. Das Zusammenspiel beider Faktoren führt zum Typ der von BÜDEL (1959) so bezeichneten "periodischen Solifluktion", wobei das Material unsortiert und ungeschichtet, aber in Gefällsrichtung eingeregelt ist. Als reibungsmindernde Voraussetzung sind Hangneigungen $> 6^\circ$ erforderlich.

Die Makrogelisolifluktion tritt sowohl auf vegetationsfreien Flächen als auch auf Flächen mit geschlossener Vegetationsdecke aber insgesamt geringer Durchwurzelungstiefe, insbesondere im Bereich der alpinen Mattenvegetation, auf. Bei größerer Durchwurzelungstiefe, wie sie in geschlossenen Fichtenbeständen gegeben ist, wird die Gelisolifluktion zwar unterdrückt, ist sonst aber flächenhaft wirksam. Sie ist auf vegetationsbedeckten Hängen nachweisbar durch Sproßdeformationen bzw. Sproßverlängerungen von Schößlingen der Fichte (*Picea crassifolia*), die sich während der Wachstumsphase in Anpassung an den sich bewegenden Untergrund bilden. Grob geschätzt liegen die ermittelten Raten bei 4 cm/Jahr bis 5 cm/Jahr. Bei Hangneigungen $> 20^\circ$ wird sie durch gravitative Massenbewegungen sowie Ausspülungsprozesse abgelöst.

Als Kleinformen der ungebundenen Gelisolifluktion treten unsortierte Schuttstufen und Schuttloben bevorzugt auf N-exponierten Hängen oberhalb 3200 m ü.d.M. auf (Photo 35). Die Stirnhöhe der Schuttloben beträgt oft mehrere Dezimeter, die Länge des Lobenrandes kann sich auf mehrere Meter belaufen. Sie bestehen aus blockig-kantigem Frostschutt, wobei die Lobenstirn hangabwärts bogenförmig gestaltet ist.

Unterhalb 3200 m ü.d.M. herrscht mit zunehmender Vegetationsdecke die halbgebundene Gelisolifluktion vor. Hier treten sortierte Schuttloben auf, wobei grobe Blöcke an der Lobenstirn angereichert sind. Die hangabwärts vorgelagerte Vegetationsdecke aus Zwergsträuchern und Kurzgrasmatten werden von der Lobenstirn regelrecht überwältigt bzw. überfahren. Ihr Hauptverbreitungsgebiet ist der Übergang von der gebundenen zur ungebundenen Gelisolifluktion. Unterhalb von 3100 m ü.d.M. wird die Gelisolifluktion in der Waldstufe unterdrückt. In steileren Reliefpartien kann der ansonsten geschlossene Waldbestand durch stromartig konzentrierte Massenbewegungen von Blöcken in Gestalt sog. Blockstraßen regelrecht aufgeschlitzt werden. Derartige Blockstraßen lassen sich in der Regel von Ihrem Liefergebiet, nämlich den Glatthängen bzw. den Frostkliffs, z.T. über 200 bis 400 Höhenmeter bis weit in

die Waldstufe verfolgen (Photos 25 und 26). Die Blockstraßen sind in der Regel einige Meter bis Dekameter breit (Photo 36) und konvergieren in den hochgelegenen Talschlüssen zu haldenförmigen Blockanreicherungen, den sog. Blockschutthalten (Photos 34 und 43).

Insgesamt ist die Gelifluktion im Bereich der alpinen Mattenstufe ein bedeutender denudativer Vorgang. Während die N-exponierten Hänge oberhalb 3200 m ü.d.M. flächenhaft durch Formen der ungebundenen Gelifluktion geprägt sind, herrschen in der gleichen Höhenlage auf den S-exponierten Hängen wegen der Lößbedeckung und der insgesamt niedrigeren Frostschuttproduktion Formen der linearen Erosion vor. Hierzu zählen auch die Steinschlagrinnen im Steilrelief (Photo 38).

Wanderschuttdecken als Anzeiger einer amorphen Gelifluktion treten auf bis zu 20° geneigten Hängen bei fehlender bzw. geringer Vegetationsbedeckung auf. Im Gegensatz zu den Frostschutthalten zeichnen sie sich durch einen höheren Anteil an Feinmaterial aus, der die Hohlräume zwischen den Grobkomponenten ausfüllt. Die Schuttbestandteile sind in der Regel kantig, unsortiert und ungeschichtet. Lediglich im inneren Aufbau ist eine Einregelung der Längsachsen größerer Schuttbestandteile in Gefällsrichtung zu erkennen. Die flächenhafte Ausbreitung der Wanderschuttdecken ist im Gelände schwierig nachzuweisen, da sie kein auffälliges Mikrorelief erzeugen.

Eng vergesellschaftet treten als weitere Kleinformen der Gelifluktion Wanderblöcke (Photo 28), Bremsblöcke und Solifluktionsterrassetten auf. Bei letzteren wird die Mattenvegetation durch eine talwärts gerichtete Bewegung an Hindernissen zu Wülsten aufgestaucht, die quer zum Hang verlaufen.

Formen der Rasenabschälung (Gelideflation i. S. von WEISE 1983: 150) kommen auf windexponierten Flächen oberhalb 3000 m ü.d.M. vor. Die fehlende Winterfeuchtigkeit im Boden in Verbindung mit mangelnder Niederschlagsstätigkeit (November bis Februar) sowie die häufigen stürmischen Winde führen in Verbindung mit der starken Bodenaustrocknung zu sehr intensiven Deflationswirkungen. Rasenschalen tritt bevorzugt an Solifluktionsschliffen auf. Die Grassoden werden hauptsächlich von einem dichten Wurzelflechtwerk der bestandsbildenden Art *Kobresia pygmaea* gebildet, die normalerweise nur 5 cm tief wurzelt. Werden die Rasenflächen der Mattenstufe durch Steinerschlag oder Viehtritt verletzt, so entstehen durch

Deflation des unterliegenden lößartigen Feinerdebodens ausgedehnte Kahlflächen vor allem in Paßsituationen. Während die Deflation den sekundären Vorgang darstellt, ist die häufige kurzperiodische tageszeitliche Bodengeformnis mit der Bildung von Kammeis ("pipkrake") der wesentliche primäre Prozeß der Rasenabschälung. Hierdurch wird der Lößboden gehoben, getrocknet und der Ausblasung zugänglich gemacht. Die häufig zu beobachtenden markanten und überhängenden Rasenschliffe erhärten die Annahme, daß Kammeis hierbei eine wichtige Rolle spielt. Häufig bleiben Zeugen des rasenbedeckten Lößbodens über den steinig abbläsungsflächen stehen. Auf den entblößten Flächen konnten keine Hinweise für eine Wiederbesiedelung dieser Standorte gefunden werden.

An gelifluktidalen Kleinformtypen sind Rasenstufen, unsortierte Schuttstufen und Schutt-Terrassetten sowie Kleinstufen der gebundenen Gelifluktion zu nennen. Sie treten gehäuft im Unterhangbereich an flachen Hangpartien auf (Neigung 5° bis 15°). Wegen der besseren Durchfeuchtung im Unterhangbereich und der zu vermutenden größeren Feinmaterialmenge handelt es sich weniger um klimatisch denn als edaphisch bedingte Varianten.

Weitere gelifluktidale Formen im Nano-Bereich sind nicht sortierte Streifen. Dies sind parallel verlaufende, etwa 5 cm breite Streifen von vegetationsfreiem und vegetationsbedecktem lößartigem Feinmaterial. Sie kommen auf mäßig geneigten Hängen vor und verlaufen quer zur hangabwärts gerichteten Gelifluktionbewegung. WASHBURN (1973: 129) beschreibt sie folgendermaßen: "*Nonsorted stripes are patterned ground with a striped pattern and a nonsorted appearance due to parallel lines of vegetation-covered ground and intervening strips of relatively bare ground oriented down the steepest available slope*".

Als polyzonale Formen treten Muren auf, deren Aktivität vor allem auf die Schneeschmelze im Frühjahr beschränkt ist. Die Murbahnen zeichnen sich als mehrere Meter breite muldenförmige Tiefenlinien aus, wobei die Ränder von Schuttwällen nachgezeichnet werden (Photos 38 und 39). Nach dem Verlassen des Steilreliefs breiten sie kegelartige Akkumulationen an den Unterhängen aus, deren Ausmaße relativ gering sind (Photo 43). Die Längserstreckung dieser Murkegel liegt meist unter 10 m.

Da die Schneedecke im Helan Shan ihre größte Mächtigkeit zu Beginn der Übergangsjahreszeit im März/April erreicht, sind mit Beginn der Schneeschmelze

und entsprechender Steilheit des Reliefs die Bedingungen für Murenaktivität gegeben. Außerdem ist die Schneedecke während der Schneeschmelze der Wasserlieferant für eine Durchfeuchtung des Frostschutts, die selbst bei kurzfristiger Dauer eine morphodynamisch wichtige Bedeutung hat. Aus dem Gang der Klimaelemente in Beilage 4 ist ersichtlich, daß die Schnee-Erosion episodisch eine bedeutende Rolle spielen kann. So fiel im März 1963 binnen eines Tages eine 150 cm mächtige Schneedecke, die sich über mehrere Tage hielt.

Angaben zur periglazialen Höhenstufe im Südteil des Helan Shan finden sich bei GENG Kan & QIU Weili (1991), deren Untersuchungen sich auf das Gan Gou Liang (zur Auffindung der Lokalität s. Buchstabe H in Beilage 1 im Anhang) konzentrierten. Das periglaziale Formeninventar wird durch Formen der Frostverwitterung bestimmt, die oberhalb 2700 m ü.d.M. flächenhaft verbreitet sind. Tors mit Höhen zwischen 5 m bis 7 m sowie Blockströme werden als Beispiele aus Höhen oberhalb 3000 m ü.d.M. genannt. Weitere periglaziäre Formentypen sind Thufure, asymmetrische Dellen und Tälchen sowie gelisolifluidale Kleinformtypen (Schutt-Terrassetten, unsortierte und sortierte Schuttloben, Fließerdeloben). Die Fließerdeloben können auf Hängen mit Neigungswinkeln zwischen 7° bis 15° bei einer Höhe von 0,3 m bis 0,5 m bis zu 100 m Längserstreckung aufweisen. Nichtsortierte Frostspaltenpolygone bzw. Lößpolygone mit einem Durchmesser von 0,7 m bis 1,5 m treten in Höhen zwischen 2750 m bis 3050 m ü.d.M. auf. Vorzeitlich angelegte Kryoplanationsterrassen und Kryopedimente werden oberhalb 3100 m ü.d.M. rezent.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß Formen der Frostverwitterung und Gelisolifluktion maßgeblich an der denudativen Überformung des Meso- und Makroreliefs beteiligt sind. Für die großräumige Verbreitung der periglaziären Formen sind neben den klimatischen Faktoren vor allem die Expositionsunterschiede im Helan Shan entscheidend.

3.5.2 Räumliche Ausdehnung und regionaler Typ des Periglaziärs

Die Abgrenzung der räumlichen Ausdehnung des Periglaziärs erfolgt in der vorliegenden Arbeit auf Grundlage der von KARTE (1979: 104) vorgeschlagenen Kriterien der Vergesellschaftung von periglaziären Formen sowie der Verbreitungsgrenzen periglaziärer Formengesellschaften. Im wesentlichen ist darunter die

Verbreitungsgrenze von Kleinformen der Gelisolifluktion zu verstehen, die andere Autoren als "Solifluktionsgrenze" bezeichnen (GARLEFF 1983; KLAER 1962a, 1962b; STINGL 1969). Nach KARTE (1979: 173) gehören zu einer periglaziären Formengesellschaft Vertreter von mindestens zwei, hinsichtlich ihrer Genese verschiedenen periglaziären Formentypen, die regelhaft vergesellschaftet auftreten. Neben der Inventarisierung der Formen wurden daher die untersten regelhaften Formenvorkommen kartiert. Entscheidend war dabei das Auftreten der gelisolifluidalen Formen in Gebieten, auf denen Gelisolifluktionsformen auf allen dafür geeigneten Standorten vorkommen. Neben der geforderten Regelmäßigkeit sollten die Formen unter rezemtem Klima aktiv, deutlich ausgeprägt und eindeutig identifizierbar sein. Die untersten Einzelvorkommen sowie edaphisch bedingte Gunstvoraussetzungen wurden daher für die Abgrenzung nicht berücksichtigt.

Der Grenzsaum ist damit - vergleichbar der klimatischen Schneegrenze - eine Abstraktion und nicht unmittelbar im Gelände zu beobachten. Das Kriterium der Strukturbodengrenze i.S. von HÖVERMANN (1962) läßt sich aufgrund fehlender Formen der Bodenmusterung mit Detritussortierung nicht anwenden. Ein weiteres Problem bei der Anwendung der Strukturbodengrenze ist darin zu sehen, daß es bislang noch keine eindeutige Begriffsbestimmung dieses Kriteriums gibt (HEINE 1977).

Als untere Verbreitungsgrenze von periglaziären Formengesellschaften wurde für das Arbeitsgebiet eine Höhenlage von ca. 2900 m ü.d.M. ermittelt, wobei Expositionsunterschiede aus zeitlichen Gründen nicht untersucht werden konnten. Sie verläuft damit in N-Exposition etwa 200 m unterhalb der Waldgrenze.

Für den Südteil des Helan Shan geben GENG Kan & QIU Weili (1991: 94) die Untergrenze der periglazialen Höhenstufe mit 2700 m ü.d.M. an. Da GENG Kan & QIU Weili (1991) keine Angaben zur Methodik der räumlichen Abgrenzung machen, ist zu vermuten, daß sich diese Angaben auf die tiefsten Einzelvorkommen periglaziärer Formen beziehen.

Abschließend ist die Frage des regionalen Typs des beschriebenen Periglaziärs anhand des Formeninventars und der in Tab. 6 zusammengefaßten klimatischen Kennwerte zu behandeln. Aufgrund des geschilderten Steilreliefs und der Breitenlage überlagern sich der planetarische und hypsometrische Formenwandel in entscheidender Weise. Wegen des klimatischen Bodengefrorenistyps (jahreszeitliche Bodengefrorenis) und der Vegetationsbedeckung (borealer Nadelwald, Zwergsträucher, *Cyperaceen*- Kurzgrasmatten) trägt der Helan Shan Merkmale der kontinental geprägten medio-litudinalen periglaziären Höhenstufe nach KARTE

(1979). Mit einer relativen Formenvielfalt von 20 % erfährt das periglaziäre Formeninventar eine relative Verarmung. So fehlen Erscheinungen der Kongelikontraktion genauso wie frostbedingte Sortierungserscheinungen (Strukturböden). Das Substrat taut im Frühsommer vollständig auf. Gleichzeitig trocknet die periglaziäre Aktivitätsschicht bei hoher Einstrahlung und Verdunstung weitgehend aus. Dies ändert sich erst, wenn durch die hochsommerlichen Monsunregen wieder Feuchtigkeit zugeführt wird.

klimatische Parameter	Helan Shan/2 2901 m ü.d.M.	Bayin Haote/1 1561 m ü.d.M.	Yinchuan/3 1111 m ü.d.M.
Jahresmitteltemperatur	-0,6°C	+7,3°C	+8,5°C
Temperaturmittel des kältesten Monats	-14,2°C	-10,6°C	-9,0°C
Temperaturmittel des wärmsten Monats	+11,9°C	+22,7°C	+23,4°C
Jahresamplitude	26,1°C	33,3°C	32,4°C
Frosttage (T > 0°C)	282 Tage	157 Tage	o.A.
Eistage (T < -10°C)	118 Tage	82 Tage	o.A.
Frostfreie Periode	82 Tage	199 Tage	o.A.
mittl. Jahresniederschlag	430 mm	215 mm	202 mm
mittl. Schneedeckendauer	108 Tage	o.A.	o.A.
mittl. Schneedeckemächtigkeit	ca. 35 cm	10 cm	10 cm

Tab. 6: Klimatische Parameter der periglazialen Höhenstufe im Helan Shan im Vergleich zum Vorland. Nähere Angaben zu den Stationen s. Beilage 3 in Verbindung mit Kap. 9.2.

Der Vegetationseinfluß ist besonders für den hypsometrischen Wandel des Periglaziärs auf den N-exponierten Hängen ein entscheidendes indirekt-klimatisches Differenzierungskriterium. Auf den N-exponierten Hängen lassen sich drei Abschnitte unterteilen. Im unteren Abschnitt dominieren Kleinformen der gebundenen Gélisolifluktion in Gestalt von Wanderblöcken und Bremsblöcken sowie Erdbülten. Im mittleren Abschnitt löst sich die geschlossene Vegetationsdecke und damit die Lößdecke höhenwärts auf. Hier gewinnen Formen der halbgebundenen und ungebundenen Gélisolifluktion zunehmend an Bedeutung. Der obere Abschnitt, also Höhen oberhalb 3300 m bzw. 3400 m ü.d.M., ist als Frostschuttstufe zu bezeichnen. Eine Vegetationsdecke fehlt, die Formen der ungebundenen Gélisolifluktion dominieren. Insgesamt ist im oberen Abschnitt eine Verarmung des Formeninventars zu verzeichnen. Eindeutig herrscht Denudation vor, während die lineare Erosion stark unterdrückt wird.

Auf den S-exponierten Hängen sind nur der untere und mittlere Abschnitt vertreten, die durch Matten- und

Zwergstrauchvegetation geprägt sind. Hier spielen Formen der linearen Erosion (Steinschlagrinnen, kerbförmige Abflußbahnen etc.) eine wesentlich größere Rolle. Im Gegensatz zu den N-exponierten Hängen reicht die Lößdecke bis in die Gipfelregion. Eine Frostschuttzone ist nur ansatzweise zu erkennen.

Die Anwendung der von KARTE (1979) aufgestellten Systematik zur Abgrenzung verschiedener Typen des Periglaziärs führt zu der Feststellung, daß das Arbeitsgebiet im Helan Shan sowohl einige Merkmale der mediolatitudinalen periglaziären Höhenstufe der Mittelbreiten als auch Merkmale der subperiglaziären Höhenstufe der dauernd humiden Mittelbreiten (Korea und Japan) aufweist. Als abweichende Merkmale vom Modell der mediolatitudinalen periglaziären Höhenstufe i.S. von KARTE (1979: 156), das die Gebirge der Mittelbreiten von 60°N bis 40°N umfaßt, ist das Auftreten von Frostspaltenpolygonen zu nennen. Außerdem verläuft die Untergrenze des Periglaziärs nicht gleichsinnig zur Waldgrenze, sondern 200 m darunter und greift damit in die Waldstufe hinein. Im Gegensatz zu den Gebirgen der Kontinentostseiten (Korea, Japan) treten bei einer Jahresamplitude der Temperatur von 26,1°C die Periglaziärserscheinungen regelhaft auf und werden nur in geringem Maße von sommerlichen Abflüssen überformt. Hierin ist die zonale Eigenständigkeit der periglazialen Höhenstufe des Helan Shan zu sehen, der als thermisch kontinental, aber hygrisch als monsunfeuchtes, durch semihumide bis humide Verhältnisse geprägtes Gebirge einen Übergangsraum von den Subtropen zu den Mittelbreiten darstellt.

3.5.3 Überregionaler Vergleich mit Periglaziärgebieten der Gebirge Zentral- und Ostasiens

Die dem Helan Shan benachbarten Periglaziärgebiete Zentral- bzw. Hochasiens sind der Qilian Shan mit seinen Ausläufern des Lenglong Ling im Südwesten, das mongolische Khangai-Gebirge im Nordwesten und der Tian Shan im Westnordwesten. Der Taibai Shan (Qinling Shan) im Südosten ist bereits den Periglaziärgebieten Ostasiens zuzurechnen. Die Lage der genannten Gebirge ist der Beilage 1 sowie der Abb. 45 (Kap. 5.4) zu entnehmen.

Das dem Arbeitsgebiet nächstgelegene Gebiet rezenter Vergletscherung liegt 425 km WSW des Helan Shan in der Gebirgskette des Lenglong Ling (höchster Gipfel 5154 m ü.d.M.; 37°42'N/101°30'E). Nach Angaben der geomorphologischen Übersichtskarte der VR China (Blatt J-48; M 1 : 1.000.000) befindet sich die rezente Schneegrenze in N-Exposition in einer Höhe von 4300 m ü.d.M., in S-Exposition liegt sie etwa bei 4500 m ü.d.M. Die insgesamt 250 Gletscher umfassen

eine Fläche von 107 km². Neben Kargletschern sind auch Talgletscher ausgebildet. Infolge des monsunalen Einflusses betragen die Niederschläge 400 mm bis 600 mm auf den Südhängen und 300 mm bis 400 mm auf den Nordhängen. Die Untergrenze der sich daran anschließenden ausgedehnten Periglazialzone liegt etwa bei 3050 m ü.d.M. auf polwärtiger und 3350 m ü.d.M. bei äquatorwärtiger Exposition (REN Binghui 1980).

Der Mayaxue Shan (100°E bis 102°E und 37°N bis 39°N) erstreckt sich über 50 km bei einer Breite von 20 km bis 25 km. Das bis zu 4447 m ü.d.M. hohe Massiv ist eisfrei. Oberhalb 4000 m ü.d.M. ist rezente eine nivale Höhenstufe ausgebildet. Sie wird in der Hauptsache durch zahlreiche, bis zu 100 m Breite messende Nivationstrichter belegt, die in den morphologisch weichen Kalkgesteinen ausgeprägt sind (REN Binghui 1980).

Der 50 km südlich von Lanzhou gelegene, 30 km lange und 8 km breite Mahan Shan erreicht eine Gipfelhöhe von 3670 m ü.d.M. Unter den gegenwärtigen klimatischen Bedingungen (Jahresmitteltemperatur ca. -2,3°C; mittlerer Jahresniederschlag 494 mm) ist im Gipfelbereich eine periglaziale Höhenstufe ausgeprägt. Sie wird belegt durch Blockmeere, Kryoplanationsterrassen und Frostkliffs, die hauptsächlich oberhalb 3500 m ü.d.M. verbreitet sind. Angaben zur Untergrenze der periglazialen Höhenstufe fehlen jedoch (REN Binghui: 1980).

Im Taibai Shan ist oberhalb 3400 m ü.d.M. ein marginaler Periglazialraum ausgeprägt (ROST 1992: 43). Das Vorkommen alpinen Permafrostes ist auf Höhen zwischen 3490 m bis 3660 m ü.d.M. beschränkt (ROST & MA 1991: 162).

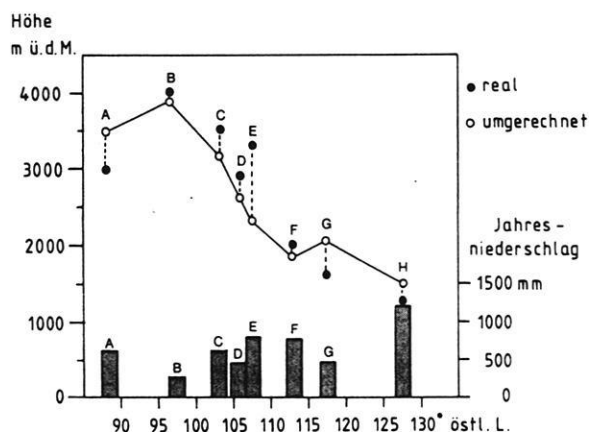
Nach Angaben von KUHLE (1987a: 233) liegt die Untergrenze des alpinen Permafrostes im Qilian Shan (98°E/40°N) bei 3300 m ü.d.M. in N-Exposition und steigt auf 3800 m ü.d.M. in S-Exposition an.

Im weiter westlich gelegenen und stark kontinental geprägten Tian Shan verläuft die Untergrenze des sporadischen Permafrostes bereits bei 2200 m ü.d.M. in NW-Exposition und 3000 m ü.d.M. in SE-Exposition (GORBUNOV 1978).

In der nordwestlichen Mongolei ist die einmalige Verzahnung des arktischen Permafrostes mit dem nordhemisphärischen Wüstengürtel gegeben. Im Khangai Gebirge erreicht der diskontinuierliche Permafrost etwa bei 46°30'N seine maximale äquatorwärtige Ausdehnung auf der Nordhalbkugel (KLIMEK 1980: 12). Die Untergrenze liegt in N-Exposition bei 2100 m ü.d.M. Aus dem Vergleich der Angaben für den Qilian Shan und dem Khangai-Gebirge ist entlang des 98. Längengrades ö.L. der Gradient der Permafrostuntergrenze mit ca. 180 m je Breitengrad zu veranschlagen. Der N-S

verlaufende Gradient der periglaziären Untergrenze wird aufgrund der gewaltigen Reliefunterschiede Zentral- und Ostasiens von einem E-W verlaufenden Gradienten überlagert. Nach Angaben der Abb. 27 steigt die Untergrenze des Periglaziärs von den Küstenregionen Ostasiens in 1800 m ü.d.M. (Changbai Shan) zu den zentralasiatischen Gebirgen bis auf 4000 m ü.d.M. an (Tian Shan).

Im Unterschied zu den genannten Periglaziärgebieten tritt im Helan Shan weder diskontinuierlicher noch sporadischer Permafrost auf. Diese Tatsache ist damit zu begründen, daß der Massenerhebungseffekt im Helan Shan geringer ausgeprägt ist als in den angrenzenden



- A = Bogda Shan (89°E / 43°30'N)
- B = Daxue Shan (98°E / 39°N)
- C = Lenglong Ling (101°30'E / 37°40'N)
- D = Helan Shan (106°E / 38°30'N)
- E = Taibai Shan (107°30'E / 34°N)
- F = Wutai Shan (114°E / 39°N)
- G = Huang Gang Liang (117°E / 43°N)
- H = Changbai Shan (128°E / 41°30'N)

Abb. 27: Verlauf der Untergrenze des rezenten Periglaziärs in den Gebirgen Zentral- und Ostasiens entlang des 40. Breitengrades auf einem E-W Profil. Aus Gründen der Vergleichbarkeit wurden die Werte für die Untergrenze des Periglaziärs auf den 40. Breitengrad unter Annahme eines Gradienten von 150-200 Höhenmeter je Breitengrad umgerechnet. Die Balkendiagramme an der Basis der Abb. 27 geben die Jahresniederschlagssummen der jeweiligen Gebiete an. (Datengrundlage: Helan Shan = eigene Angaben; Taibai Shan = ROST & MA 1991: 162; alle anderen Angaben nach GENG Kan & QIU Weili 1991: 96)

Gebirgen mit größerer Horizontal- und Vertikalerstreckung. Im Gegensatz zum Helan Shan weisen die genannten Gebirge eine größere Formenvielfalt auf. Dies hängt neben der Existenz von Permafrost, die im Tian Shan zur Bildung von Eiskeilpolygonen führt, auch mit der zunehmenden Bedeutung tageszeitlicher, kurzperiodischer Bodengefrorenis zusammen. Auf diese Weise werden selbst im Taibai Shan Frostmusterböden gebildet, die im Helan Shan bislang nicht nachgewiesen werden konnten.

Im Vergleich zum Taibai Shan, dessen Jahresmitteltemperatur bezogen auf 3350 m ü.d.M. bei $-1,8^{\circ}\text{C}$ liegt (ROST & MA 1991: 164), ist der Einfluß der Gletscherrückbildung im Helan Shan ausgeprägter. Beiden Gebirgen ist jedoch gemeinsam, daß eine optimale periglaziale Formung durch die relativ hohen Temperaturen im Juli und August unterdrückt wird.

3.6 Zusammenfassung

Die Anwendung der landschaftkundlichen Diagnose nach der Methode von HÖVERMANN (1985) ergibt bei der gegebenen Vertikalerstreckung des Arbeitsgebietes von 2267 m eine Abfolge von fünf klimatisch-morphologischen Landschaftstypen, nämlich den Höhenstufen des aerodynamischen Reliefs, der Wüstenebenen, der Gebirgsfußflächen, der Torrententäler und des Periglaziärs. Die hypsometrische Differenzierung ist gekennzeichnet durch ein Zusammenwirken äolischer, fluvialer, gravitativer und frostdynamischer Formungsprozesse. Ihre Wirksamkeit hinsichtlich der Formung des Makroreliefs ist an die räumliche Ausdehnung der vorgestellten morphologischen Landschaftstypen gekoppelt. Betrachtet man das Arbeitsgebiet im größeren Zusammenhang, so haben das Aerodynamische Relief (Tengger Shamo) und die Wüstenebenen den weitaus größten Flächenanteil. Äolische und periodisch/episodisch wirksame fluviale Formung sind daher die bestimmenden Formungsprozesse. Die Ausdehnung der periglazialen Höhenstufe des Helan Shan nimmt sich dagegen mit einer Gesamtfläche von ca. 90 km^2 eher bescheiden aus. Entsprechend gering ist daher die Bedeutung der frostdynamischen Prozesse bei der rezenten Formung des Makroreliefs. Dennoch ist der erstmalige Nachweis einer periglazialen Höhenstufe im Helan Shan hervorzuheben. In der Geomorphologischen Karte der VR China (Blatt J-48, Maßstab 1 : 1.000.000) ist zwar im Lenglong Ling eine periglaziale Höhenstufe mit einer Untergrenze etwa bei 3100 m ü.d.M. eingetragen, die ab 4500 m ü.d.M. in die glaziale Formungsregion übergeht. Für den Helan Shan werden in den höchsten Reliefbereichen jedoch nur denudative und keine frostdynamischen Prozesse ausgewiesen. Die Humidität dieser Höhenstufe ist neben der

Vegetationskartierung (Kap. 2.5) durch die Klimadaten mit sommerlichen Monsunregen und Schneefällen im Frühjahr belegt (Kap. 2.4). Dies ist ein besonders wichtiger Faktor, da das Vorkommen der periglazialen Höhenstufe an dauernd humide Klimabedingungen gebunden ist. In Verbindung mit dem regelhaften Auftreten der geschilderten Periglaziärformen ist der Nachweis für die Existenz einer periglazialen Höhenstufe im Arbeitsgebiet als gesichert anzusehen.

Die Höhenstufung spiegelt sich auch in pedologischer Hinsicht durch eine Differenzierung der bodenbildenden Prozesse wieder. Während die Böden im Vorland mäßig bis stark carbonathaltig sind und nur sehr geringe Humusanteile haben, nimmt der Carbonatgehalt der Gebirgsböden höhenwärtig stark ab. Außerdem weisen die Gebirgsböden ausgeprägte Ah-Horizonte mit hohen Anteilen humoser Substanzen auf. Die textuellen Unterschiede machen sich in der höhenwärtigen Abnahme der mittleren Korngröße und der rezenten Lösssedimentation im Gebirge bemerkbar. Der weitflächig im Vorland verbreitete Sandlöß kommt unter gegenwärtigen klimatischen Bedingungen nicht zur Ablagerung, da die Niederschläge und der davon abhängige Deckungsgrad der Vegetation zu gering sind. Diese Ablagerung ist daher der Deflation ausgesetzt.

Ein Vergleich der Höhenstufung des Helan Shan mit den von HÖVERMANN (1987: 119, Fig. 10) konstruierten Längsprofilen der N-Abdachung des Qilian Shan, dessen Ausläufer nur 300 km SW des Arbeitsgebietes liegen, ergibt besonders im Bereich zwischen $98^{\circ}20'E$ bis $98^{\circ}30'E$ eine bemerkenswerte Übereinstimmung. Die Untergrenze des Periglaziärs liegt dort bei 3000 m ü.d.M. in NE-Exposition. Oberhalb 3900 m bis 4400 m ü.d.M. ist dort sogar eine nivale Höhenstufe ausgeprägt. Das Vorkommen von Torrententälern im Helan Shan ist ein weiterer Beleg dafür, daß der Einfluß des Sommermonsuns in diesem Raum größer ist als bisher angenommen. Generell steigt die Höhenlage der Torrententälerlandschaft von Ostasien nach Zentralasien an, während gleichzeitig ihre Vertikalerstreckung abnimmt: während sie im Taibai Shan etwa bei 800 m ü.d.M. liegt (ROST & MA 1991: 162), steigt die Untergrenze bei Wuwei ($102^{\circ}30'E$) auf 1900 m ü.d.M. und erreicht bei Jiuquan ($98^{\circ}20'E$) Werte um 2600 m ü.d.M. Erst westlich des $98.$ Längengrades ö.L. geht sie mit zunehmender Aridität in die Höhenstufe der Wüstenschluchten über.

Sandschwemmebenen i.S. von HÖVERMANN (1985) konnten im Arbeitsgebiet morphologisch nicht eindeutig nachgewiesen werden. Sie treten in deutlicher Ausprägung erst 250 km westlich des Arbeitsgebietes an der W-Abdachung des Yabrai Shan auf (YANG Xiaoping 1991: 21).

4. Befunde aus dem Arbeitsgebiet und ihre Deutung als Indikatoren der jungquartären Klimaentwicklung

4.1 Vorbemerkung zur methodischen Vorgehensweise

Aufgrund der in Kap. 3 vorgestellten rezenten Höhenstufung, ihrer typischen Formen und Formungsprozesse ist es nun möglich, andersgeartete morphologische Formen abzugrenzen, die im Widerspruch zur rezenten Morphodynamik stehen. Bei der Deutung dieses nichtrezenten Formenschatzes muß geklärt werden, ob es sich um Reliktformen geologischer Bildungen oder um echte Vorzeitformen im Sinne der Klimageomorphologie handelt. Hierbei gilt es auch, das Problem der Formenkonvergenz zu berücksichtigen und im Einzelfall - besonders bei den großen Erosionsformen im Gebirge - festzustellen, ob es sich um Strukturformen oder echte Skulpturformen handelt. Weiterhin ist in Betracht zu ziehen, daß die nicht rezenten Formen infolge eines - noch zu beweisenden - Klimawechsels zwar keine Weiterbildung mehr erfahren, jedoch durch die gegenwärtigen Formungsprozesse überprägt werden. Dies gilt vor allem für die frostdynamischen Prozesse in der periglazialen Höhenstufe.

Die Erkennung der Vorzeitformen erfolgt - vor allem im Gebirgsbereich - auf dem von WILHELMY (1974: 44) so bezeichneten indirekten Weg. Auf der Grundlage des dabei angewendeten aktualistischen Prinzips wird die Genese der Vorzeitformen aus der Morphodynamik solcher Klimazonen abgeleitet, in denen gegenwärtig gleiche Formen entstehen. Hierzu bieten sich Vergleiche zu den rezent vergletscherten Hochregionen des Lenglong Ling, dessen Gipfel ca. 425 km WSW des Helan Shan liegt, und des Qilian Shan an (HÖVERMANN & WANG Wenying 1987). Die kritische Anwendung des aktualistischen Prinzips, dessen Grenzen in der Glazialgeomorphologie von KUHLE (1991: 55) aufgezeigt werden, bildet in der vorliegenden Arbeit die methodische Grundlage zur Diagnose der Vorzeitformen und der daraus abzuleitenden Rekonstruktion der Klimaentwicklung.

Die Kernfrage dieser Arbeit, nämlich die Rekonstruktion des letzteiszeitlichen Verlaufs der Schneegrenze und damit die Frage nach einer möglichen glazialen bzw. nivalen Formung, erforderte als Vorbereitung der Geländearbeit die Anwendung der geomorphologisch-integrativen Karteninterpretation i.S. von SCHULZ

(1986, 1987a, 1987b, 1987c, 1988, 1991) und die Methodik der Luftbildauswertung. Daraus ergaben sich Hinweise auf auffällige, karähnliche Erosionsformen im Gebirge. Zur Überprüfung der Hypothese einer möglichen vorzeitlichen Vergletscherung des Helan Shan wurde das Formeninventar anhand der flächendeckend zur Verfügung stehenden Topographischen Karten (Maßstab 1 : 50.000) in Verbindung mit der Interpretation von Luftbildern (Kap. 7.1) analysiert. Diese Auswertungen wurden durch eigene Kartierungen im Gelände überprüft. Genaue Angaben zu den verwendeten Methoden der Feld- und Laborarbeit sind in Kap. 7 zusammengefaßt.

Im Bereich des Vorlandes gab die Karten- und Luftbildinterpretation Hinweise auf Terrassen, die dann gezielt im Zuge detaillierter Geländearbeiten untersucht und durch Profilaufnahmen dokumentiert wurden. Die Aufnahme der Terrassenprofile beinhaltete neben der Grobsedimentanalyse auch die Entnahme von Proben zur Altersbestimmung sowie für Laboruntersuchungen chemischer und physikalischer Parameter. Zusätzlich wurden Schwermineralanalysen an Dünsanden und Sandlössen durchgeführt, um die Frage nach deren Liefergebieten beantworten zu können.

4.2 Befunde aus dem Helan Shan und ihre Deutung

4.2.1 Erosionsformen

Ein wesentliches Merkmal des kartierten Formeninventars in Höhenlagen oberhalb 2800 m ü.d.M. sind Erosionsformen, die oftmals durch eine dreieckförmige bzw. trichterförmige Wandrückverlagerung gekennzeichnet sind. Die lichte Weite dieser Formen kann mehrere hundert bis über eintausend Meter betragen und weist in der überwiegenden Zahl der untersuchten Fälle eine regelhafte Verengung im Auslaß, geneigte Böden und/oder steile Rückwände bei einer insgesamt geringen Übertiefung auf. Diese auffälligen Erosionsformen wurden hinsichtlich ihrer typischen morphologischen Merkmale und der ermittelten morphometrischen Kennwerte (Längserstreckung, lichte Weite, max. Höhe des Einzugsgebietes, durchschnittliche Hangneigung etc.) erfaßt (Abb. 28).

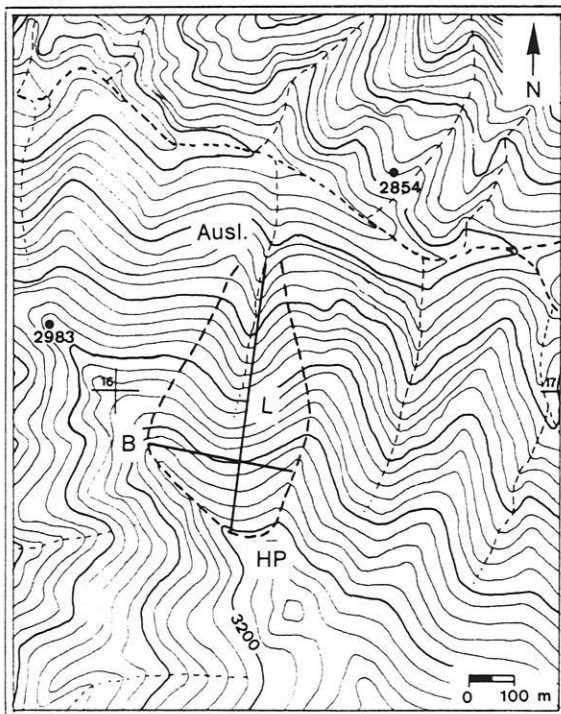


Abb. 28: Ermittlung morphometrischer Kennwerte, schematisch (B = lichte Weite; L = Länge; HP = höchster Punkt im Einzugsgebiet; Ausl. = Auslaß)

Hierbei wurden nur Erosionsformen mit einer lichten Weite > 250 m berücksichtigt. Die Einteilung der Formen in Formengruppen beruht in erster Linie auf den gemeinsamen morphologischen Merkmalen, der lichten Weite sowie dem Verhältnis von Längserstreckung und lichter Weite (Abb. 28). Auf diese Weise lassen sich fünf Formengruppen (im folgenden Formengruppe 1 bis 5 benannt) ausgliedern, wobei die Dimensionen der lichten Weite und das Ausmaß der Übertiefung von 1 nach 5 abnehmen (Tab. 7 bis 10). In den folgenden Kapiteln wird jede Formengruppe mit ihren Merkmalen vorgestellt. Zum besseren Verständnis sind einige der analysierten Formen mit einer Höhenlinienäquidistanz von 20 m in den Abb. 29 bis 31 dargestellt. Die Zahlen und Buchstaben der Planquadrate am Rahmen der Abb. 29 bis 31 entsprechen denen der Geomorphologischen Übersichtskarte des Arbeitsgebietes (Beilagen 5 und 6) und erlauben in Verbindung mit den Tab. 7 bis 10 ein schnelles Auffinden der besprochenen Formen.

Die Höhenlinienkarte in Abb. 29 zeigt die südlich des Gipfels Ebegeda gelegenen Talschlüsse des Cha Gou und Halawu Nan Gou. Die relative Höhendifferenz vom

Gipfel (3556 m ü.d.M.) zum Talboden des Cha Gou (2580 m ü.d.M.) am Nordrand der Karte beträgt 976 m. Zur besseren Lesbarkeit wurden die Konturen der besprochenen Erosionsformen exemplarisch durch schwarze Linien mit Dreieckssignaturen kenntlich gemacht. Mit Ausnahme der Formengruppe 4 sind Beispiele aller Formengruppen in dieser Abbildung zu finden.

Abb. 30 zeigt die Umrisse von Erosionsformen der Formengruppe 2 in der Gipfelregion und den nördlich davon gelegenen Talschlüssen des Bian Qu Zi Gou, Da Guan Gou und Tou Dao Gou. Die Höhendifferenz vom Talboden des Halawu Bei Gou in der NW-Ecke des Blatts (2300 m ü.d.M.) zum Gipfel (3556 m ü.d.M.) liegt bei 1256 m.

In Abb. 31, die das nördlich des Haupttals gelegene Seitental Zhao bei Shan Gou darstellt, sind nur die Erosionsformen der Formengruppe 3 und 4 hervorgehoben. Die relative Höhendifferenz vom Talboden des Halawu Bei Gou in der SE-Ecke (2320 m ü.d.M.) bis zum höchsten Punkt (Planquadrat P-5, 3391 m ü.d.M.) beträgt hier auf 1071 m.

4.2.1.1 Formengruppe 1

Als Musterbeispiel der Formengruppe 1 gilt der durch einen hufeisenförmigen, von drei Seiten durch Rück- und Seitenwände umgrenzte Talschluß des Cha Gou (Form A in Abb. 29). Diese Erosionsform ist im spitzen Winkel in die ENE-WSW streichenden Sandsteinschichten eingetieft. Als typisches Merkmal weist sie in Höhenlagen zwischen 2980 m und 3100 m ü.d.M. einen Verflachungsbereich mit durchschnittlichen Hangneigungen zwischen 5° bis 9° und damit eine markante Verflachung der Profilinie im Längsprofil auf (Photo 41). Seiten- und Rückwände überragen den Talboden um 400 m. Der Verflachungsbereich ist mit Blockschuttmassen ausgekleidet, die von einer 80 cm mächtigen Lößschicht bedeckt werden (Photo 44). An der Basis eines dort gegrabenen Aufschlusses (Abb. 25 in Kap. 3.5) wurde die Lößprobe TL 1 aus dem Kontakt zu den Blockschuttmassen entnommen. Die Thermolumineszenzdatierung der Probe TL 1 ergab ein Alter von $7,9 \pm 0,6$ ka (Kap. 7.4).¹⁰ Daraus kann gefolgert werden, daß die Lößsedimentation im Cha Gou vor etwa 8000 Jahren begann. Grob geschätzt ergibt sich daraus eine Sedimentationsrate von 10 cm/1000 Jahre.

¹⁰ ka = 1000 Jahre; 62 ka = 62.000 Jahre vor heute.

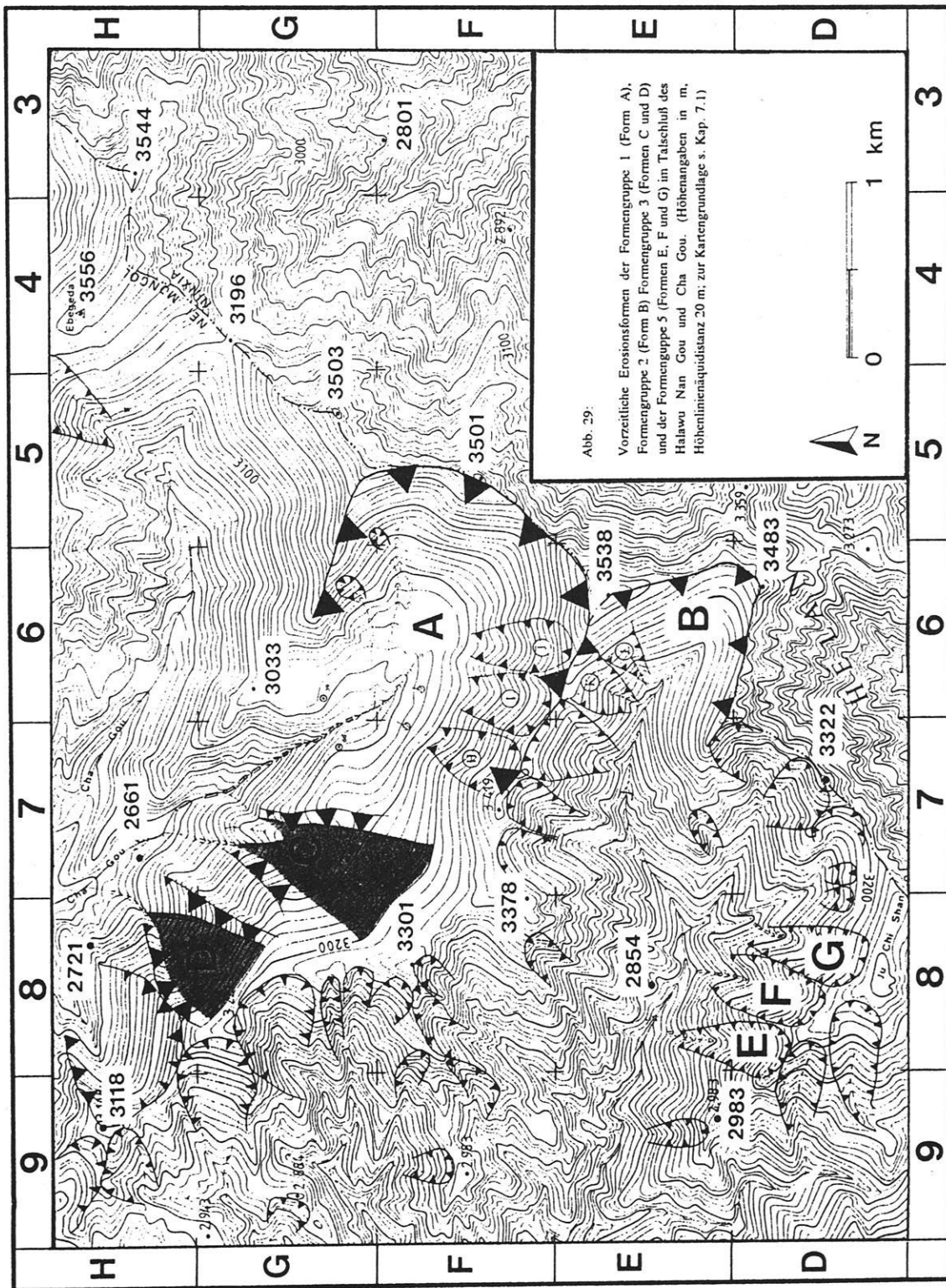


Abb. 29: Vorzeitliche Erosionsformen der Formengruppe 1 (Form A), Formengruppe 2 (Form B), Formengruppe 3 (Formen C und D) und der Formengruppe 5 (Formen E, F und G) im Talschluß des Halawu Nan Gou und Cha Gou. (Höhenangaben in m, Höhenlinienäquidistanz 20 m; zur Kartengrundlage s. Kap. 7.1 und 7.2)

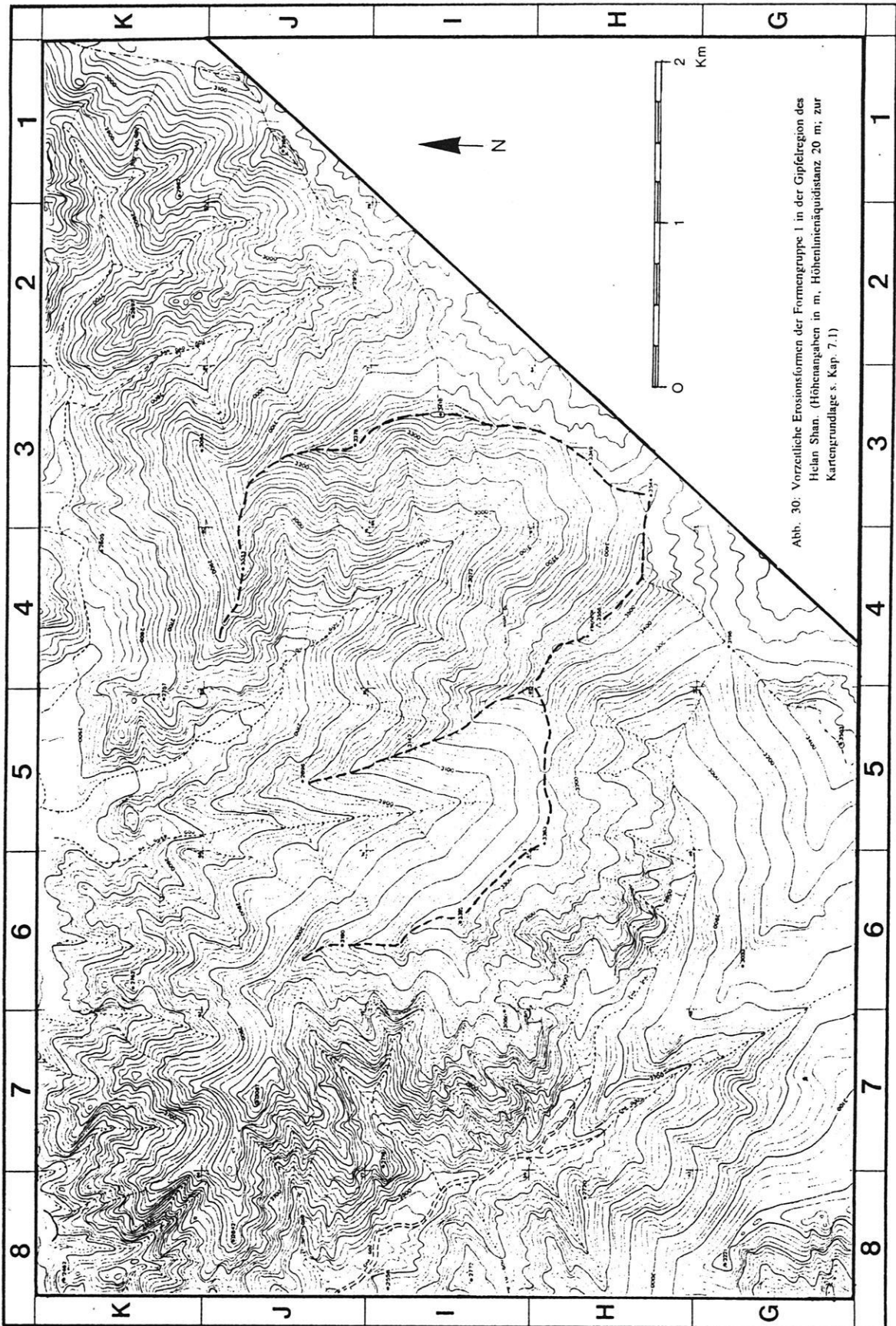


Abb. 30: Vorzeitliche Erosionsformen der Formengruppe 1 in der Gipfelregion des Helan Shan. (Höhenangaben in m, Höhenlinienäquidistanz 20 m; zur Kartengrundlage s. Kap. 7.1)

Abb. 30: Vorzeitliche Erosionsformen der Formengruppe 1 in der Gipfelregion des Helan Shan. (Höhenangaben in m, Höhenlinienäquidistanz 20 m; zur Kartengrundlage s. Kap. 7.1 und 7.2)

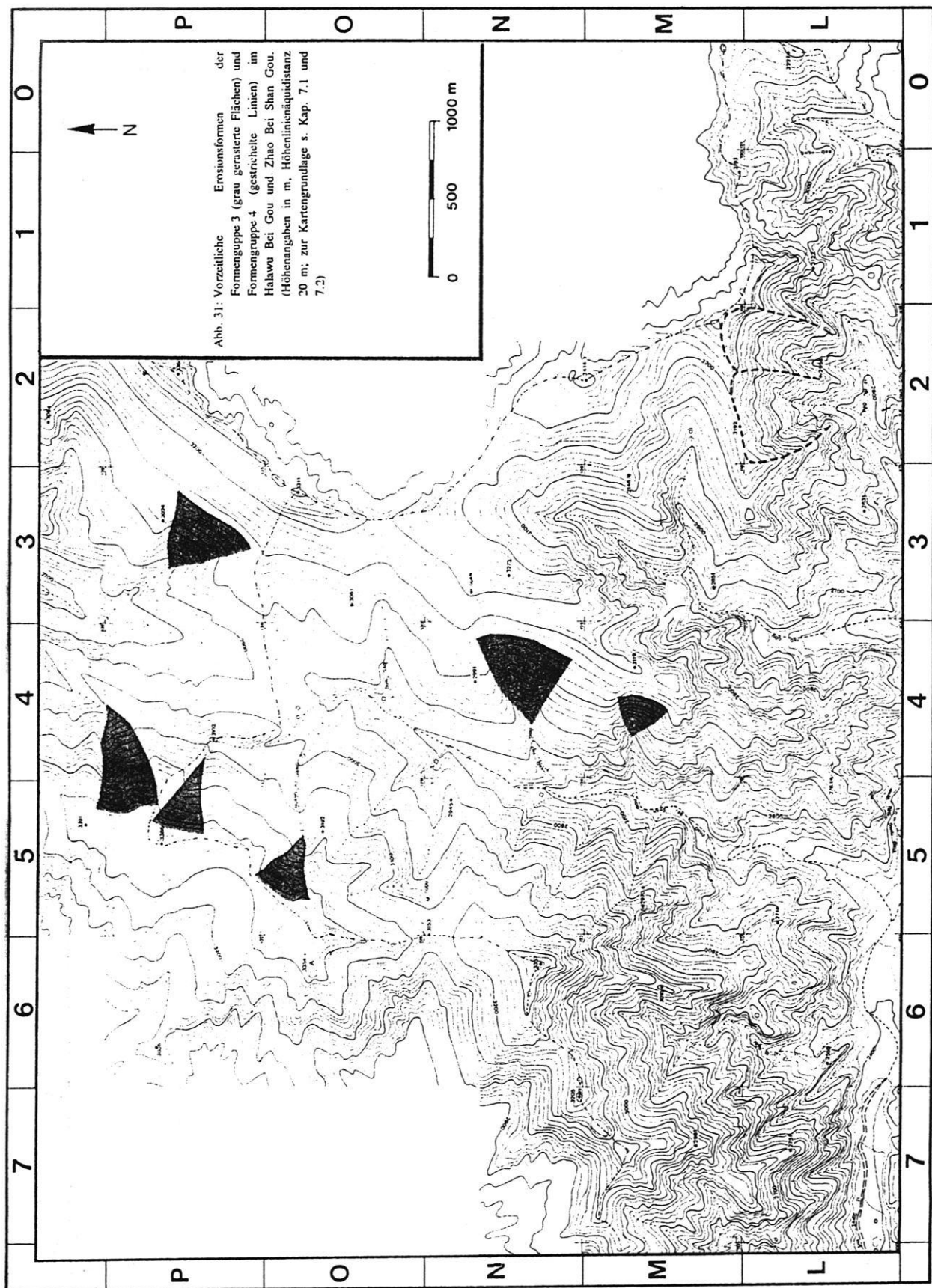


Abb. 31: Vorzeitliche Erosionsformen der Formengruppe 3 (grau gerasterte Flächen) und Formengruppe 4 (gestrichelte Linien) im Halawu Bei Gou und Zhao Bei Shan Gou. (Höhenangaben in m, Höhenlinienäquidistanz 20 m; zur Kartengrundlage s. Kap. 7.1 und 7.2)

Das wirkliche Ausmaß der Übertiefung ließ sich im Gelände nicht ermitteln, zumal die ständige Materialzufuhr von Blöcken und Steinen aus der unmittelbar anschließenden periglazialen Höhenstufe den Talschluß überformt (z.B. Bildung von Blockschutthalden). Auch Murenaktivität spielt hierbei eine Rolle. Die intensive Frostverwitterung und die damit verbundene Wandrückverlegung ist besonders im nordwestlichen Teil ausgeprägt. Dort ist die Seitenwand bis auf kleinere Reste infolge der Rückverlegung fast vollkommen aufgezehrt worden. Aufgrund der intensiven fluvialen Erosion wird der Verflachungsbereich durch rückschreitende Erosion in der Tiefenlinie kerbförmig zerschnitten. Unterhalb 2950 m bis etwa 2820 m ü.d.M. ist die Tiefenlinie mit einem Gefälle von 25° kerbförmig ausgeprägt und von großen Blöcken mit Längsachsen von 6 m bis 8 m erfüllt. Von den angrenzenden, bis zu 42° steilen Talhängen wird Verwitterungsschutt zugeführt. Oberhalb 3100 m ü.d.M. bestehen die Seiten- und Rückwände aus Blockschutthalden mit Hangneigungen zwischen 26° bis 32°, während anstehendes Gestein in Form einzelner Felssäulen auf südexponierten Hängen sowie am Grat auftritt (Photo 41). Durch intensive Prozesse der Rückverlegung ist die Rückwand in Verlängerung der Tal-längsachse um 200 m niedriger als die seitlichen Umräumungen. Mit einer lichten Weite von 1450 m und einer Länge von 1300 m sowie einem relativen Höhenunterschied von 558 m handelt es sich hierbei um die größte und markanteste Erosionsform im gezeigten Kartenausschnitt der Abb. 29. Die NE-exponierte Seitenwand der Erosionsform A in Abb. 29 weist drei trichterförmige Erosionsformen mit lichten Weiten < 300 m auf. Sie sind aufgrund ihrer Morphologie und Morphometrie der Formengruppe 5 zuzuordnen (Kap. 4.2.1.5).

Die Talschlüsse des Bian Qu Zi Gou und des Da Guan Gou unmittelbar nördlich bzw. nordwestlich des Gipfels zeigen ebenfalls die typische Hufeisenform und sind von drei Seiten durch Rück- und Seitenwände umgrenzt (Abb. 30 und Photo 42). Ihnen fehlt jedoch die typische Stufe im Längsprofil. Der relativ schmale Verflachungsbereich wird hier durch den rezenten Talboden gebildet, der ohne Stufung im Längsprofil zum Haupttal Halawu Bei Gou verläuft. Beachtlich sind die Dimensionen dieser Erosionsformen: im Fall des Bian Qu Zi Gou beträgt die lichte Weite ca. 1700 m bei einer Längserstreckung von 2000 m. Der Talschluß des Da Guan Gou weist eine lichte Weite von 1000 m bei einer Längserstreckung von 1500 m auf. Die Talschlüsse sind, ähnlich wie beim Cha Gou, nach Nord bzw. Nordnordwest geöffnet. Obwohl hinsichtlich der Exposition und der dreiseitigen Umräumung Gemeinsamkeiten mit dem Cha Gou

bestehen, lassen sich diese Talschlüsse wegen der fehlenden Verflachung im Längsprofil und der daher nicht nachweisbaren Übertiefung nicht eindeutig dieser Formengruppe zuordnen. Auch im Querprofil zeigt sich, daß die lichte Weite des Talbodens im Vergleich zum Cha Gou relativ gering ist.

4.2.1.2 Formengruppe 2

In der Formengruppe 2 sind weite, muldenförmige Talschlüsse mit einem durchschnittlich geringen Gefälle zusammengefaßt. Die Böschungen der Talschlüsse schliessen sich oft ohne ausgeprägte Wandumrahmung in einem deutlichen Halbkreis und gehen ohne markante Stufen in höher gelegene Flächen über. Als typisches Beispiel ist die Erosionsform im Planquadrat P 5 in Beilage 6 zu nennen. Wegen der schwach ausgeprägten Verflachung ist die Übertiefung relativ gering. Die insgesamt fünf kartierten Formen weisen durchschnittlich eine lichte Weite von 731 m und ein Gefälle von 21,8° auf. Auffallend ist die Bevorzugung der NW und NE-Exposition (Tab. 7).

Als weiteres Beispiel ist die Form B in Abb. 29 anzuführen. Angaben zur tatsächlichen Übertiefung sind bei dieser Form aufgrund der enormen Frostschuttfuhr nicht möglich (Photo 31). Die rückwärtige Wandumrahmung dieser Form geht in seitlich lange, nicht besonders ausgeprägte Flanken über.

4.2.1.3 Formengruppe 3

Sie beinhaltet nach unten spitz zulaufende Dreiecksflächen, die im untersten Teil deutlich gegen ihre Umgebung eingesenkt sind (Photos 45 bis 47). Die lichte Weite beträgt im Mittel 523 m bei einer Hangneigung von 24,9°. Im oberen Teil verschmelzen sie in einer Höhe von durchschnittlich 3180 m ü.d.M. mehr oder weniger im allgemeinen Hang (Tab. 8).

Die Böden dieser Dreiecksflächen weisen einen gestreckten und nahezu hangparallelen Verlauf der Isohypsen auf und werden von einer geringmächtigen Decke aus Blockschutt überzogen. Die Übertiefung ist nur gering. Als idealtypisches Kartenbeispiel ist die Erosionsform im Planquadrat P-3 zu nennen (Abb. 31). Die Außenseiten der Dreiecksflächen sind normalerweise durch kleine Gerinne, sog. Marginalrinnen, nachgezeichnet und etwas eingetieft, wodurch der Rand gegen den anschließenden Hang besonders hervorgehoben wird. Dieser Bereich ist in der Geomorphologischen Übersichtskarte (Beilage 6) durch Zackensignatur gekenn-

Exp.	HP	Ausl.	h	L	B	Neig.	L/B	Lok.
NW	3483	3100	383	1150	880	19,0°	1,31	D 6/E 6
W	3414	2840	574	1425	800	22,0°	1,78	M 2/M 3
NE	3391	2700	691	1100	750	25,5°	1,47	Q 5
WNW	3300	2940	360	975	650	21,0°	1,50	P 5
NW	3140	2820	320	825	575	21,5°	1,43	J 1
ϕ	3346	2880	466	1095	731	21,8°	1,51	Mittelwerte

Tab.7: Morphometrische Kennwerte der Formengruppe 2.

Erläuterungen: Exp. = Exposition; HP = höchster Punkt im Einzugsgebiet [m ü.d.M.]; Ausl. = Höhenlage des Auslasses [m ü.d.M.]; h = relative Höhendifferenz zwischen HP/ und Ausl. [m]; L = Länge [m]; B = lichte Weite [m]; Neig. = mittlere Hangneigung [°]; L/B = Verhältnis Länge/lichte Weite; Lok. = Lokalisation der Form durch Angabe der Koordinaten des Planquadrates.

Exp.	HP	Üb.	Ausl.	h	L	B	Neig.	L/B	Lok.
W	3273	3100	2820	280	800	757	19,0°	1,39	N-4
NE	3301	3200	2860	340	925	675	20,5°	1,37	G-7
NW	3320	3100	2860	240	550	650	24,0°	0,85	P-3
NE	3221	3160	2720	440	650	625	34,5°	1,04	G-8/H-8
S	3200	3120	2980	140	300	500	24,0°	0,60	L-0
E	3391	3320	3000	320	625	375	27,0°	1,67	P-4/P-5
ESE	3386	3320	3080	240	525	325	24,5°	1,62	P-4/P-5
ESE	3320	3300	3140	160	400	300	21,5°	1,33	O-5
WNW	3119	3000	2780	239	475	500	29,0°	0,95	M-4
ϕ	3281	3180	2916	267	583	523	24,9°	1,20	Mittelwerte

Tab. 8: Morphometrische Kennwerte der Formengruppe 3.

Erläuterungen: Exp. = Exposition; HP = höchster Punkt im Einzugsgebiet [m ü.d.M.]; Üb. = Höhenlage, in welcher der Oberhang des Breitbodens in den allgemeinen Hang übergeht [m ü.d.M.]; Ausl. = Höhenlage des Auslasses an der Vereinigung der Marginalrinnen, Beginn der Kerbtalstrecke [m ü.d.M.]; h = relative Höhendifferenz zwischen Üb./ und Ausl. [m]; L = Länge [m]; B = lichte Weite [m]; Neig. = mittlere Hangneigung [°]; L/B = Verhältnis Länge/lichte Weite; Lok. = Lokalisation der Form durch Angabe der Koordinaten des Planquadrates.

zeichnet. Bei einigen Formen, wie im Huang 'u Liang Zi (Planquadrat P-5 in Abb. 31), sind die Gerinne nur an einer Seite ausgeprägt (Photo 47). Hier macht sich der Einfluß der geotektonischen Struktur bemerkbar. Infolge einer Horizontalverschiebung (Störung S 1 in Beilage 2; vgl. Kap. 2.2.3) wurden die ursprünglich einheitlichen Schichtflächen parallel zur Synklinalachse gebrochen und gegeneinander verstellt. Daraus ergibt sich eine asymmetrische Abfolge von Schichtkopf und Schichtfläche, so daß die Marginalrinnen nur an einer Seite vorhanden sind. Am Beispiel der Formen C und D in Abb. 29 ist zu ersehen, daß kerbförmige Tiefenlinien am Auslaß der Erosionsform ansetzen. Auch hier deutet sich eine Expositionsabhängigkeit an, da die markantesten und größten Formen nach NW bzw. NE geöffnet sind.

4.2.1.4 Formengruppe 4

Sie umfaßt überwiegend längliche, fächerartig aufwärts geweitete, steile Böden mit kräftigem oberem Anstieg ohne markante Verflachungen (Photo 50). Die

Hangneigung beträgt im Mittel 33,2°, die lichte Weite liegt bei 505 m. Auch trichterförmige Talschlüsse mit steilen, talaufwärts geweiteten Böden, wie es bei der Erosionsform im Planquadrat V-7 (s. Beilage 6) der Fall ist, werden dieser Formengruppe zugeordnet. Die Wandbildungsprozesse erreichen im Vergleich zur Formengruppe 1 ein geringes Ausmaß. Auch hier zeigt sich eine Bevorzugung der N und NE Exposition, sie kommen aber auch auf S-Hängen vor. Die Höhenlage des oft sehr engen Auslasses (Photo 51) liegt im Mittel bei 2678 m ü.d.M., das Verhältnis von Länge zu Breite beträgt 1,36 (Tab. 9).

Besonders bei der Erosionsform im Planquadrat L-2 (Photo 50) wird ersichtlich, daß die Erosionsform im rechten Winkel zu den nach W einfallenden Sandsteinschichten eingelagert ist. Daher können diese Formen nicht als strukturbedingte Ausweitung von Talschlüssen gedeutet werden. Die steilen Böden dieser Formen sind mit kantigem Gesteinsschutt und Blöcken in einer lößartigen Feinmaterialmatrix ausgekleidet, deren Mächtigkeit im Meterbereich liegt.

Exp.	HP	Ausl.	h	L	B	Neig.	L/B	Lok.
S	3200	2820	380	650	575	30,0°	1,13	L 2
N	3160	2800	360	500	550	35,0°	0,91	J 2
N	3067	2580	487	700	550	34,5°	1,27	J 7/J 8
NNE	3067	2560	507	850	550	31,5°	1,55	J 7
N	2980	2400	580	700	550	40,0°	1,27	V 7
SW	3160	2720	440	725	525	31,0°	1,38	L 3
NE	3180	2760	420	750	500	29,0°	1,50	J 3
SE	3140	2780	360	675	475	28,5°	1,42	M 6/M 7
S	3300	2860	440	825	400	28,5°	2,06	L 2
NNW	3032	2500	532	500	375	44,0°	1,33	V 6
φ	3129	2678	451	688	505	33,2°	1,36	Mittelwerte

Tab. 9: Morphometrische Kennwerte der Formengruppe 4.

Erläuterungen: Exp. = Exposition; HP = höchster Punkt im Einzugsgebiet [m ü.d.M.]; Ausl. = Höhenlage des Auslasses; h = relative Höhendifferenz zwischen HP/ und Ausl. [m]; L = Länge [m]; B = lichte Weite [m]; Neig. = mittlere Hangneigung [°]; L/B = Verhältnis Länge/lichte Weite; Lok. = Lokalisation der Form durch Angabe der Koordinaten des Planquadrates.

4.2.1.5 Formengruppe 5

Sie besteht aus ausgeprägten Trichterformen mit übersteilter Rückwand und einem konkaven Verlauf der Isohypsen im Oberhang (Photo 53). An den schmalen Auslaß schließen sich in der Regel Kerbtalstrecken an (Photo 54), die an ihrer Mündung eine markante kegelförmige Anhäufung grober Blöcke und feinmaterialhaltigen Schutts in chaotischer Lagerung aufweisen (Photo 55 sowie Kap. 4.2.2.1). Im Gegensatz zur Formengruppe 3 weisen die Formen im Oberhang eine typische rückwärtige und seitliche Begrenzung auf und sind mit einer mittleren lichten Weite von 286 m wesentlich kleiner und steiler (Tab. 10).

Im Vergleich zur Formengruppe 1 sind sie hinsichtlich der lichten Weite um den Faktor 5 kleiner (Vgl. Form A in Abb. 30). In Ihren wichtigsten morphologischen Merkmalen ähneln die Formen denen der Gruppe 2, sind jedoch steiler und in ihren Dimensionen, vor allem der lichten Weite, um den Faktor 2,5 kleiner.

4.2.1.6 Zur Genese der Formen

Die Diskussion der Genese der vorgestellten Erosionsformen muß sich der Frage stellen, welche Formungsprozesse die Wandrückverlagerung, den Abtransport des Wandschutts, die höhenwärts typische Weitung und die nachweisbare Expositionsabhängigkeit verursacht haben können. Anhand der Auswertung der morphometrischen Kennwerte (Tab. 7 bis 10) ist ein Zusammenhang zwischen der lichten Weite, der Übertiefung und der Exposition zu ersehen. Demzufolge sind die stärker übertieften Erosionsformen mit lichten Weiten > 600 m nach Nordwesten, Norden und Nordosten exponiert. Als möglicher endogener Faktor ist eine strukturbedingte trichterförmige Ausweitung der Talschlüsse in Betracht zu ziehen. Bei näherer Untersuchung zeigt sich jedoch, daß diese Erosionsformen oft entgegen der Lagerungsverhältnisse in das Gestein eingetieft sind (Photo 50). Nur in wenigen Fällen stimmt die Längsachse der Erosionsform mit dem natürlichen Einfallen der Schichten überein. Somit können lagerungsbedingte

Exp.	HP	Ausl.	h	L	B	Neig.	L/B	Lok.
N	3380	3100	280	550	360	31,0°	1,52	F 7/F 6
N	3300	2880	420	900	300	25,0°	3,00	D 8
NNE	3419	3080	339	550	300	31,0°	1,83	F 7
N	3440	3120	320	500	300	33,0°	1,66	F 6
S	3420	3200	220	410	300	34,5°	1,36	E 6
E	3280	2980	300	775	275	20,5°	2,82	D 8/D 9
N	3220	2740	480	750	275	31,0°	2,72	D 8/E8
N	3240	2800	440	800	250	29,0°	3,20	D 8
ESE	3357	2820	537	725	250	19,5°	2,90	N 5
E	3220	2880	340	575	250	25,5°	2,30	D 9
φ	3328	2960	368	654	286	28,0°	2,33	Mittelwerte

Tab. 10: Morphometrische Kennwerte der Formengruppe 5.

Erläuterungen: Exp. = Exposition; HP = höchster Punkt im Einzugsgebiet [m ü.d.M.]; Ausl. = Höhenlage des Auslasses, Beginn der Kerbtalstrecke [m ü.d.M.]; h = relative Höhendifferenz zwischen HP/ und Ausl. [m]; L = Länge [m]; B = lichte Weite [m]; Neig. = mittlere Hangneigung [°]; L/B = Verhältnis Länge/lichte Weite; Lok. = Lokalisation der Form durch Angabe der Koordinaten des Planquadrates.

Konvergenzerscheinungen aufgrund der geschilderten geologischen Situation mit Sicherheit ausgeschlossen werden.

Auch die Möglichkeit einer intensiven lokalen Wandverwitterung ist in die Deutung einzubeziehen. Derartige Verwitterungsformen können durchaus zu Wandabbrüchen führen. Die dadurch entstandenen Formen sind in ihren Dimensionen viel zu unbedeutend und hinterlassen keine trichterförmig in den Hang eingesenkte Erosionsform. Zieht man die fluviale Dynamik zur Erklärung heran, so ergeben sich unlösbare Widersprüche. Gerade im Steilrelief herrscht bei rein fluvialer Erosion die Tendenz zur kerbförmigen Einschneidung und talwärtigen Verbreiterung des Abflußsystems vor. Dies steht im Widerspruch zur ausgeprägten hangaufwärtigen Verbreiterung und hangabwärtiger Eintiefung mit talwärts gelegenen schmalen Ausläß.

Hinsichtlich ihrer Höhenlage liegen die Erosionsformen fast ausnahmslos in der gegenwärtigen Periglazialzone und damit in Bereichen, die durch frostdynamische Prozesse gekennzeichnet sind, sowie - seltener - im Grenzsäum zur torrentiellen Morphodynamik. Unter den gegenwärtigen klimatischen Bedingungen herrscht in dieser Höhenstufe die Tendenz zur Verhüllung des Ausgangsreliefs durch gravitative Massenbewegungen vor. Die Erosionsformen stehen zweifellos im Widerspruch zu den rezenten Formungsprozessen der periglaziären Morphodynamik und sind daher als Vorzeitformen zu bezeichnen. Diese Aussage wird ferner durch die Tatsache belegt, daß sie mit lößbedecktem Schutt ausgekleidet sind, auf dem sich eine Strauch-, z.T. auch Baumvegetation, entwickelt hat.

Aufgrund der kartypischen Merkmale, nämlich Verengung im Auslaß sowie steile Rückwände bei nachweisbarer Übertiefung und Bevorzugung strahlungsgeschützter Expositionen, bleibt als weitere Erklärungsmöglichkeit nur noch die Erörterung einer glazigenen Entstehung übrig. Im Hinblick auf eine mögliche glazigene Entstehung bietet sich die Anwendung des Kar-Indexes (auch "Form Flatness Index bzw. FFI" genannt) nach DERBYSHIRE & EVANS (1976) als Ausdruck für die Übertiefung von Erosionsformen an. Die zur Berechnung des Kar-Indexes notwendigen Werte zeigt Abb. 32.

Nach DERBYSHIRE (1983: 456) ist der Kar-Index < 5 in ozeanisch beeinflussten Gebieten, kann in kontinental geprägten Gebirgen jedoch Werte bis max. 7,5 ergeben. Die Anwendung des Kar-Indexes bringt jedoch nur für die Formengruppe 1 aussagekräftige Ergebnisse. Im Fall der Form A (Abb. 29) wurde ein Wert von 4,42 errech-

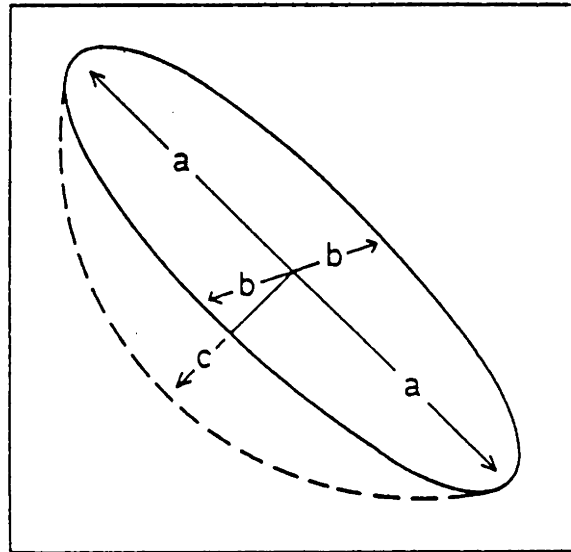


Figure 15.12. Diagram of an idealized cirque form, showing the orthogonalals measured for the calculation of the index of flatness $\left(\frac{a}{2c}\right)$ and the gradient (a-b plane).

Abb. 32: Ermittlung des Kar-Indexes (Form Flatness Index nach DERBYSHIRE & EVANS 1976) am Beispiel einer idealisierten Karform. Die Berechnung erfolgt durch Anwendung der Formel $(a/2c)$. (aus: DERBYSHIRE & EVANS 1976: 475)

net, der damit voll im Bereich der für Kare typischen Werte liegt. Diese Erosionsform weist aufgrund ihrer Morphologie, nämlich der hufeisenförmigen Hohlform mit dreiseitig steilen Rück- und Seitenwänden sowie der ausgeprägten Übertiefung, die typischen Merkmale eines Kars auf. Die strahlungsgeschützte Exposition nach NW begünstigte eine Schnee- und Firnakкумуляtion. MAULL (1958: 379) beschreibt Kare als Leitformen der Glazialerosion generell als " (...) rückwärts und seilich von Wänden unrahmte, in eine Hochscholle von irgendwelcher Gestaltung eingesenkte, sesselförmige, rundliche oder längliche Nischen (...)".

Unter Anwendung der rein deskriptiven Kar-Typisierung von MAULL (1958: 383) handelt es sich bei der Form A in Abb. 29 um ein Hochtalkar.

Für die Formengruppen 2 bis 5 liegen die Werte oberhalb 7,5 und damit nach Ansicht von DERBYSHIRE & EVANS (1976) außerhalb der für Kare typischen Werte. Unter dem Gesichtspunkt der Methodenkritik ist hier

einzuwenden, daß diese Methode und ihr Anspruch auf Allgemeingültigkeit sich nicht auf die Verhältnisse der zentralasiatischen Hochgebirge übertragen läßt. Ein aktualistischer Vergleich zu den rezenten Gletschern im Qilian Shan mag dies verdeutlichen (Photo 46). Die rezenten Gletscher im Steilrelief des Qilian Shan sind häufig als Hängegletscher ausgeprägt (KUHLE 1987a: 204 ff.). Der in höheren Hangbereichen noch relativ breite Gletscherkörper verjüngt sich nach unten und hat dadurch die Konfiguration eines auf der Spitze stehenden Dreiecks. Das Verhältnis von Länge und lichter Weite gibt KUHLE (1987a) mit Werten zwischen 1,3 und 1,5 an, während Wandvergletscherungen Werte zwischen 0,8 bis 1,1 ergeben.

Die Mächtigkeit der Grundmoräne nimmt zur Gletscherstirn zu, während das Ausmaß der basalen Abrasion abnimmt. Massenbilanz und Aktivität der Gletscher in Gebirgen wie dem Qilian Shan, deren Klima eine ausgeprägte Kontinentalität bei allgemein niedrigen Jahresmitteltemperaturen kennzeichnet, sind besonders vom thermischen Zustand des Eises abhängig. Die Temperaturen an der Basis dieser Gletscherkörper liegen tiefer als der Druckschmelzpunkt. Da diese Gletscher also randlich am Untergrund angefroren sind und eher dem Typ des "kalten" Gletschers entsprechen, setzen sie unter niedrigen Schubspannungen relativ wenig Masse um. Vorgänge der Regelation, der basalen Abrasion und der Schmelzwassererosion spielen daher nur eine geringe Rolle, so daß die resultierende Gletschererosion geringer ist als bei den temperierten Gletschern. Aufgrund seiner langsamen Fließdynamik und der geringen Produktion an Grundmoräne ist dieser Gletschertyp durch Stabilität gekennzeichnet und übertieft die präglaziale Ausgangsform nur in geringem Maße. Die resultierenden Erosionsformen sind daher nicht mit den Kartypen zu vergleichen, wie sie aus den Alpen von den temperierten Gletschern bekannt sind. Statt der lehnesselförmigen Erosionsformen entstehen eher dreieckige bzw. trichterförmige, nach unten spitz zulaufende Formen der Wandrückverlagerung mit relativ steilen Böden bei allgemein geringer Übertiefung. LEHMKUHL (1991) beschreibt rezente Hängegletscher dieses Typs ebenfalls aus dem Qilian Shan (Photo 46). Nach dem Abschmelzen derartiger Hängegletscher bleiben Erosionsformen zurück, deren Kar-Indices nach der Methode von DERBYSHIRE & EVANS (1976) Werte $> 7,5$ ergeben, obwohl es sich eindeutig um glazigene Formen handelt. Für die Interpretation der Formengruppen ist daher die Anwendung des aktualistischen Vergleichs aussagekräftiger als der Kar-Index.

Der aktualistische Vergleich zu den Verhältnissen im Qilian Shan und insbesondere zum Lenglong Ling ergibt

eine bemerkenswerte Übereinstimmung mit den Erosionsformen im Arbeitsgebiet. Dies trifft vor allem auf die Formengruppe 3 zu, die aufgrund ihrer morphologischen Merkmale, der Exposition und der Höhenlage genau die typischen Merkmale rezenter Hängegletscher aufweist. Diese Erosionsformen sind daher als glazigene Formen im Sinne des von HÖVERMANN (1973/74) so genannten Typ des "Breitbodens" zu deuten. HÖVERMANN (1973/74: 48 ff.) bezeichnet damit ausgedehnte, nach unten spitz zulaufende Dreiecksflächen, die im untersten Teil deutlich gegen ihre Umgebung eingesenkt sind, während sie in den oberen Partien mit dem allgemeinen Hang verschmelzen. Der Rand der Dreiecksfläche wird gegen das benachbarte Gehänge besonders dadurch hervorgehoben, indem die Außenseiten der Fläche durch kleine Bäche, sog. Marginalrinnen, nachgezeichnet werden. Unterhalb des Zusammenflusses der Marginalrinnen setzt eine Kerbtalstrecke an. Breitböden gelten nach HÖVERMANN (1973/74: 49) als Charakter- und Leitformen glazialer Formung im Mittelgebirgsbereich. In morphologischer Hinsicht ergibt sich daraus eine glaziale Serie mit der Abfolge Breitboden - Marginalrinnen - Kerbtalzer-schneidung.

Die Breitböden des Helan Shan sind als reine Skulpturformen vor allem in Hänge eingetieft, deren Neigung mit der der Schichtflächen übereinstimmt. Im Bereich des Huang Tu Liang Zi sind sie jedoch aus den genannten Gründen tektonischer Beanspruchung (Kap. 4.2.1.3) strukturell überprägt, so daß die Marginalrinnen an einer Seite oft verkümmert sind oder ganz fehlen. Im Vergleich der vorzeitlichen Breitböden aus dem Helan Shan und rezenter Breitbodengletscher im Zentralen Qilian Shan (LEHMKUHL 1992) zeigt sich anhand der morphometrischen Kennwerte eine annähernde Gleichheit der Formen. Die Breitböden im Qilian Shan sind jedoch um einen Faktor 2 größer. LEHMKUHL (1992) gibt aufgrund einer Kartenauswertung von 38 Breitböden die lichte Weite mit 540 m, die Längserstreckung mit 1000 m, das mittlere Gefälle mit 30° und das Verhältnis von Länge zu Breite mit $1,15 : 1$ an.

Die Formengruppe 2 ist mit einer mittleren lichten Weite von 726 m, der Höhenlage zwischen 3334 m bis 2925 m ü.d.M. und dem ausschließlichen Auftreten in NW-exponierten Talschlüssen ebenfalls der glazialen Formung zuzuordnen. Nivale Erosionsformen erreichen in der Regel eine lichte Weite < 250 m. Hinsichtlich ihrer morphologischen Merkmale entspricht die Formengruppe 2 dem Typ des von MAULL (1958: 384) so benannten Talschlußkars. Mit $20,9^\circ$ ist das durchschnittliche Gefälle geringer als bei der Formengruppe 3.

Im Vergleich zur Formengruppe 1 ist das Absetzen der Form gegenüber dem Talboden schwer zu bestimmen.

Während die Formengruppen 1 bis 3 als glazigene Formen zu interpretieren sind, weist die Formengruppe 4 aufgrund der sehr steilen Böden (mittlere Neigung 32,4°) und der geringeren lichten Weite von 500 m eine Sonderstellung auf. Die Bevorzugung der NW- bzw. NE-Exposition tritt hier stark zurück. Weder Wandbildungsprozeß noch glaziale Überarbeitung erreichen hier ein besonderes Ausmaß. Aufgrund ihrer morphologischen Merkmale und ihrer Ähnlichkeit mit Quelltrichterkarren werden sie als trichterförmige Karoide interpretiert.

Die Formengruppe 5 ist mit einer durchschnittlichen lichten Weite von 286 m im oberen Bereich nivaler Formen, deren lichte Weiten in der Regel bei 100 m liegen (LEHMKUHL et al. 1992: 6). Generell ist die nivale Formung eine Zehnerpotenz kleiner als die glaziale Formung. In ihrer Morphologie stimmen sie mit Nivationstrichtern (nivation funnels) überein, wie sie aus NE-Xizang (HÖVERMANN 1987: 123), dem Kunlun Shan (YANG Xiaoping 1991: 60) und dem Qilian Shan (WANG Jintai 1987: 172) beschrieben worden sind. Durch die klar erkennbare Hangversteilung sind sie deutlich abzugrenzen von Breitböden, die hangaufwärts mit dem Hang verschwimmen. Eine rezente nivale Formung kann aufgrund der vorliegenden Klimadaten (Beilage 4) ausgeschlossen werden, da es keine perennierenden Schneeflecken und damit nur eine

unbedeutende Schnee-Erosion gibt. Die Nivationstrichter sind in allen Expositionen vertreten, ihre Ausprägung ist auf N-exponierten Hängen am deutlichsten.

Nach Abwägung verschiedener Möglichkeiten der Entstehung dieser Erosionsformen und unter Berücksichtigung des Problems der Formenkonvergenz ist die Frage nach dem "Gemeinsamen, alle Formen und Formenabfolgen erklärenden Prozeß" (SCHULZ 1986: 132) dahingehend zu beantworten, daß die Formengruppen 1 bis 3 als Leitformen der Glazialerosion bezeichnet werden müssen. Aus dem morphometrischen Vergleich der Formengruppen hinsichtlich der lichten Weite und des Verhältnisses Länge/lichte Weite in Tab. 11 und Abb. 33 wird deutlich, daß die Formengruppe 4 den Übergang zwischen eindeutig nivalen Formen (Formengruppe 5) und eindeutig glazialen Formen (Formengruppen 1 bis 3) darstellt.

4.2.2 Akkumulationsformen

Die Ablagerungen in den Tälern in Höhen oberhalb 2600 m ü.d.M. unterscheiden sich hinsichtlich Form und Substrat wesentlich von den Schotterbetten der Torrenten. Unter gegenwärtigen Klimabedingungen werden in den Torrenten periodisch Korngrößen von Sanden bis zu kleineren Blöcken transportiert und nach relativ kurzer Transportstrecke abgelagert. Feinanteile werden ausgespült und über weite Strecken verlagert. Die Torrenten sind daher durch eine Sortierung des

FGpe.	HP	Ausl.	h	L	B	Neig.	L/B	Typ
1	3538	2980	558	1300	1450	5°/32°	0,90	Hochtalkar
2	3346	2880	466	1095	731	21,8°	1,51	Talschlußkar
3	3281	2916	267	583	523	24,9°	1,20	Breitboden
4	3129	2678	451	688	505	33,2°	1,36	Karoid/Nivationskar
5	3328	2960	368	654	286	28,0°	2,33	Nivationstrichter

Tab. 11: Morphometrische Kennwerte der Formengruppen 1 bis 5 im Vergleich und ihre morphologische Deutung.

Erläuterungen: FGpe. = Formengruppe; HP = höchster Punkt im Einzugsgebiet [m ü.d.M.]; Ausl. = Höhenlage des Auslasses, Beginn der Kerbtalstrecke [m ü.d.M.]; h = relative Höhendifferenz zwischen Üb. bzw. HP/ und Ausl. [m]; L = Länge [m]; B = lichte Weite [m]; Neig. = mittlere Hangneigung [°]; L/B = Verhältnis Länge/lichte Weite; Typ = morphologische Deutung als glaziale/nivale Erosionsform.

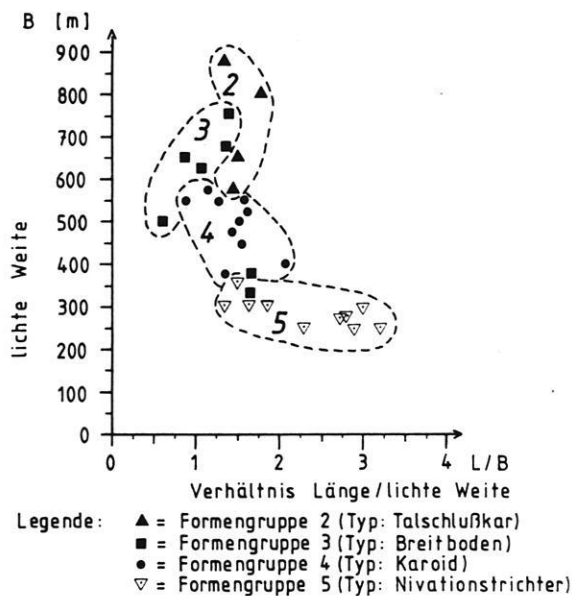


Abb. 33: Vergleich morphometrischer Kennwerte der lichten Weite (B) und des Verhältnisses Länge/lichte Weite (L/B) aller Erosionsformen bzw. Formengruppen.

Materials gekennzeichnet, das je nach Breite der Torrente den ganzen Talboden einnehmen kann. Oberhalb 2500 m ü.d.M. werden die Torrentenflußbetten schmaler. Die an Bachanrissen freigelegten Aufschlüsse zeigen einen andersgearteten Ablagerungstyp, der letztendlich das Liefergebiet des in den Torrenten transportierten Materials ist.

Nach Erläuterung von Form und Substrat dieser Akkumulationen soll in den folgenden Kapiteln untersucht werden, welche Lagebeziehungen zwischen den vorzeitlichen Ablagerungen und den glazialen bzw. nivalen Erosionsformen bestehen und welchem Formenschatz sie zuzuordnen sind.

4.2.2.1 Diamiktite

Das typische Substrat und den inneren Aufbau dieser Ablagerungen zeigt exemplarisch ein Aufschluß im Halawu Bei Gou (Photo 56). Die mindestens 2 m mächtige Ablagerung ist im Hangenden als ungeschichtete Masse zu beschreiben, die ein Gemisch aus allen Korngrößen (Ton, Schluff, Sand, Kies, Brocken und Blöcke) darstellt. Ein besonderes Merkmal ist die Grobblockanreicherung, wobei die Blöcke mit einer

Kantenlänge von 1 m bis 1,5 m konkave Ausbrüche aufweisen. Stellenweise schwimmen große Blöcke regelrecht in der Matrix. Die Sortierung ist entsprechend der Korngrößenverteilung sehr schlecht. Die Petrographie der Gesteinskomponenten entspricht der des lokalen Einzugsgebietes. Der Carbonatgehalt ist mit 3 % bis 4 % am Top relativ gering und nimmt zur Basis ab. Die Gesteinskomponenten sind überwiegend kantengerundet und kantig, untergeordnet treten auch gerundete Gerölle auf. Insgesamt ist das Material dicht gelagert, ungeschichtet und weist eine massige Struktur auf. Im Liegenden tritt etwa in 1,8 m unter Top eine linsenförmige Einschaltung von länglichen Schottern auf, deren Längsachsen eine dachziegelförmige Einregelung aufweisen.

Aufgrund der beschriebenen Textur und Struktur, insbesondere der chaotischen Lagerung, ist diese Ablagerung als Diamiktit zu bezeichnen. Unter dem Begriff Diamiktit werden nach FLINT (1971: 154) moränenartige Sedimente nicht bestimmter Genese zusammengefaßt, die sowohl glazigenen als auch nichtglazigenen Ursprungs (z.B. Rutschmassen und Fließerden) sein können.

Hinsichtlich ihrer Morphologie lassen sich drei Typen unterscheiden:

- Diamiktite mit relativ ebenem Relief, aus denen große Blöcke herausragen, kommen als Talfüllungen oberhalb 2700 m ü.d.M. vor. Sie nehmen häufig die gesamte Breite des Tales ein. Wie aus einem Aufschluß im Halawu Nan Gou zu ersehen ist, sind besonders diese Talfüllungen durch Blockanreicherungen gekennzeichnet. Talaufwärts lassen sie sich bis zum Auslaß der vorzeitlichen Erosionsformen, vor allem der Breitböden, verfolgen. Vor dem Auslaß der Breitböden gehen sie in dammähnliche Formen mit sehr flachen Böschungen über, so daß sich hangaufwärts ein rückläufiges Gefälle ausgebildet hat (Photo 49). Die Abflußrinnen zerschneiden diese Formen. Weiter hangaufwärts, also unterhalb der Vereinigung der Marginalrinnen (Kap. 4.2.1.3), gehen die Diamiktite in Blockschuttmassen über, die stellenweise wulstförmig angeordnet sind (Photo 48).

- Wallförmige Diamiktite mit flachen Böschungen treten in Höhen zwischen 2620 m und 2800 m ü.d.M. als bis zu 3 m hohe isolierte Reste oft nur an einer Seite des Tales auf. Sie sind meist nur einige Meter bis Dekameter lang und verlaufen häufig quer zum Gefälle des Talbodens. Einige Formen lassen ansatzweise eine bogenförmige Anordnung erkennen.

- Kegelförmige Diamiktite sind aufgrund ihrer Steilheit und ihren Ausmaßen die morphologisch auffälligsten Akkumulationsformen im Helan Shan. Sie treten vergesellschaftet mit den beschriebenen Erosionsformen der Formengruppe 5 auf und bilden mit ihnen eine regelhafte Formensequenz. Diese Sequenz besteht aus dem Nivationstrichter (Photo 53) und einer anschließenden Kerbtalstrecke mit reinem Durchtransport (Photo 54), an deren Auslaß kegelförmige Diamiktite mit Hangwinkeln um 30° abgelagert sind (Photo 55). Der innere Aufbau dieser bis zu 30 m hohen Schuttkegel ist dadurch gekennzeichnet, daß die überwiegend kantigen Grobsedimente (vor allem Brocken und Blöcke) einen geringeren Matrixanteil haben als die anderen Diamiktite. Derartige Ablagerungen kommen auch an der Mündung von Nebentälern in das Haupttal vor (Planquadrat L-6 in Beilage 6). Sie sind dort flacher gestaltet und einer Kerbtalstrecke vorgelagert, die talaufwärts Anschluß zu mehreren Nivationstrichtern und Karoiden hat. Sie unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Längserstreckung von mehreren hundert Metern von den wesentlich kleineren Murkegeln. Die Murkegel kommen ausschließlich im Übergang vom Steirelief zum Talboden vor. Als Murbahnen fungierten Hangrunsen und Steinschlagrinnen. Ihre relativ kleinen kegelförmigen Ablagerungen (Photos 39 und 40) sind hinsichtlich Struktur und Textur auch als Diamiktite zu beschreiben. Sie sind jedoch in ihren Ausmaßen kleiner und nicht so steil wie die Ablagerungen der o.g. Formensequenz.

4.2.2.2 Blockströme und Blockschutthalden

In Höhenlagen oberhalb 2700 m ü.d.M. treten stromartig konzentrierte Blockanreicherungen in den Tälern auf, die aufgrund ihrer Merkmale als Blockströme i.S. von WEISE (1983: 89) zu bezeichnen sind. Besonders ausgeprägt sind diese Blockströme im Cha Gou (Photo 58) und im Bian Qu Zi Gou (Photo 59). Sie unterscheiden sich hinsichtlich Form und Substrat grundsätzlich von den Diamiktiten der Talfüllungen. Die Blockströme sind 1 km bis max. 1,5 km lang, ca. 20 m bis 40 m breit und streckenweise streifig angeordnet. Die großen kantigen bis kantengerundeten Blöcke mit einer Kantenlänge von bis zu 1,5 m weisen auf ihren wetterexponierten Oberflächen eine dunkelbraune Verwitterungshaut und Flechtenbewuchs auf, während dies auf ihrer Unterseite fehlt. Daher kann auf eine gegenwärtige Formungsruhe geschlossen werden, zumal diese Blockströme rezent durch die Torrenten zerschnitten werden. In den dadurch geschaffenen Aufschlüssen (Photo 59) ist deutlich zu erkennen, daß die Blockströme im Mittel etwa 2 m mächtig sind. Die oberen 1 m bis 2 m bestehen aus einer

Anreicherung mittlerer und grober Brocken und Blöcke, wobei die Zwischenräume als Hohlräume ausgebildet sind. Im Liegenden setzt sich das Material aus kleineren Blöcken und einem Korngrößengemisch aus Kies, Sand und Schluff - untergeordnet auch aus Ton - zusammen, das die Hohlräume zwischen den Blöcken vollständig ausfüllt. Aufgrund seiner chaotischen Lagerung und der massigen Struktur entspricht das Liegende den bereits beschriebenen Diamiktiten. Blockströme sind auch auf den flachen kegelförmigen Diamiktiten an der Mündung von Nebentälern vertreten.

Im Übergang zu den Talflanken werden die Blockströme zunehmend von Hangschutt überdeckt, der mit schluffigen Sanden (Probe 103; s. Tab. 16 in Kap. 8.6) vermennt ist. Ein Aufschluß im Da Guan Gou (Photo 57; Planquadrat K-6 in Beilage 6) zeigt eine derartige Situation. Die kantigen bis kantengerundeten Blöcke im Liegenden, von denen der größte 2,6 m lang, 1,4 m breit und 1,1 m hoch ist (Photo 57), werden im Hangenden von einer ca. 2 m mächtigen Wechselfolge von schluffigen Sanden und kantigem Hangschutt bedeckt, auf der ein humoser, gut durchwurzelter Oberboden entwickelt ist. An der Grenzfläche zwischen der Blockanreicherung und dem Hangschutt waren in einer Tiefe von 1,8 m unter Gelände Holzkohlepartikel eingelagert, deren Alter mittels der ¹⁴C-Methode auf 3085 ± 130 Jahre v.h.¹¹ bestimmt werden konnte (Probe Hv 15988). Die Position der datierten Holzkohle läßt die Schlußfolgerung zu, daß die Holzkohle zu einer Zeit abgelagert wurde, als die Blockströme bereits in Formungsruhe waren.

Haldenförmige Blockschuttanreicherungen sind strikt von den Blockströmen der Talungen zu unterscheiden. Sie kommen ausschließlich am Unterhang steiler Felswände vor und bestehen aus kantigem Blockschutt. Die Blöcke sind zudem kleiner und kantiger als bei den Blockströmen der Talungen. Der Haldenhangwinkel beträgt ca. 20° bis 30°. Auch hier weist der Flechtenbewuchs auf eine relative Formungsruhe hin. Einige Blockschutthalden sind sogar von Wald bestanden.

4.2.2.3 Zur Genese der Formen

Als gemeinsames Merkmal weisen die vorgestellten Akkumulationsformen im Vergleich zu den Torrenten ein größeres Korngrößenspektrum auf und sind durch

¹¹ Jahre vor heute bzw. J.v.h. = Alter in Jahren vor 1950 (Kap. 7.3).

Groblockanreicherungen geprägt. Ein derartiger Groblockeintrag ist unter rezenten Klimabedingungen nicht erklärbar. Die Transportkraft der Gebirgsbäche reicht selbst nach monsonalen Starkregen nicht dazu aus, Blöcke dieser Größenordnung zu bewegen. In der Regel werden diese Akkumulationen von einer 1 m mächtigen Schicht aus umgelagertem Löß bedeckt, die durch eine Bodenbildung mit Merkmalen der Kastanosemierung gekennzeichnet ist. Aufgrund dieser Tatsachen lassen sich diese Substrate nicht aus der rezenten, vorherrschend fluvialen Dynamik ableiten und sind als Vorzeitformen anzusehen. Da eine rein fluviale Genese grundsätzlich auszuschließen ist, konzentriert sich die Deutung auf drei genetisch verschiedene Prozesse, nämlich gravitativen, nivalen und glazigenen Bildungen. Die Deutung der Prozeßdynamik muß sowohl die Frage der Transportleistung als auch das Problem der Materialbereitstellung berücksichtigen.

Eine rein gravitative Massenverlagerung in Gestalt von Bergstürzen oder Hangrutschungen, die u.a. durch Erdbeben ausgelöst werden können, hinterläßt eine Abrisnische am Hang und eine Sturzbahn, vor der sich auf dem Talboden oder Hangfußbereich eine regellose Sturzmasse ausbreitet. Hierbei handelt es sich um lokal eng begrenzte Phänomene. Dieses Erscheinungsbild widerspricht jedoch den geschilderten Talfüllungen und insbesondere den Formen der wallförmigen Diamiktite. Auch die kegelförmigen Diamiktite lassen sich nicht als Bergsturzmassen deuten, da die Nivationstrichter aufgrund ihrer regelhaften Form klar von Abrisnischen zu trennen sind. Zur Deutung dieser auffälligen Formensequenz bietet sich ein aktualistischer Vergleich zur nivalen Höhenstufe des Qilian Shan an, die nach Angaben von LEHMKUHL (1989: 48) derartige Abfolgen aufweist. Die Abfolge: Nivationstrichter - Durchtransportstrecke - Schuttkegel (Nivationskegel) bezeichnet LEHMKUHL (1989: 48) wegen ihrer Regelmäßigkeit als "nivale Serie". Aufgrund der Formgleichheit und der eindeutigen Lagebeziehungen zwischen der Akkumulationsform und dem Nivationstrichter sind die steilen kegelförmigen Diamiktite als Nivationskegel und die gesamte Abfolge als nivale Serie zu deuten, wie sie in Abb. 34 schematisch dargestellt ist. Die Bereitstellung des Materials erfolgte durch eine Frostdynamik, die im Vergleich zu den gegenwärtigen Verhältnissen sehr viel wirksamer gewesen sein muß. Hierbei kann natürlich auch gravitative Massenverlagerung aus dem Rückhang und eine Überprägung durch murartige Transportprozesse erfolgen. Von größerer Bedeutung ist jedoch das Zusammenwirken von Frostverwitterung und Schnee-Erosion. Häufig vereinigen sich die Transportstrecken mehrerer benachbarter

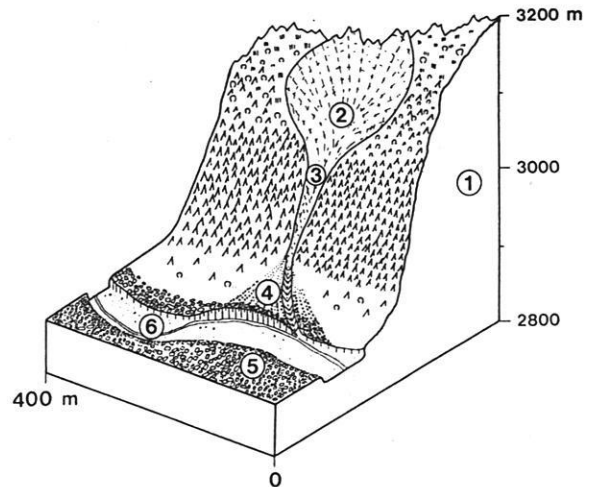


Abb. 34: Schematische Darstellung der nivalen Serie im Helan Shan. (1 = anstehende Sandsteine und Konglomerate; 2 = Nivationstrichter; 3 = kerbförmige Durchtransportstrecke; 4 = Nivationskegel; 5 = Blockstrom; 6 = Torrentenflußbett)

Nivationstrichter und Nivationskare und bilden vor der Mündung kurzer Seitentäler ins Haupttal einen gemeinsamen Nivationskegel mit flacherem Hangwinkel. Mögliche Konvergenzerscheinungen nivaler Serien mit "wineglass valleys" (VON ENGELN 1942: 377) sind hier jedoch auszuschließen, da sie idealtypisch auf Schichtkammlandschaften und junge Bruchstufen beschränkt sind. VON ENGELN (1942: 377) verwendet diese Bezeichnung für Täler mit breitem Oberlauf und schluchtartigem engem Unterlauf. Der Fuß des Weinglases wird durch den Schwemmfächer am Talausgang dargestellt.

Die wallförmigen Diamiktite in den Tälern lassen sich jedoch nicht durch nivale Formung erklären. Aufgrund der Tatsache, daß sie sich bis zu den glazialen Erosionsformen, insbesondere den Breitböden, verfolgen lassen, stellt sich hier die Frage, ob es sich um glazigene Diamiktite handelt. Hinsichtlich ihrer Form entsprechen sie den von KUHLE (1991: 78) beschriebenen Satzendoränen subrezent abgetauter Hängegletscher, wobei die Satzendoräne das vorzeitliche Gletscherzungenende in abgeflachter Form nachgestaltet. Aufgrund von Form und Substrat in Verbindung mit der Lagebeziehung zu den Breitböden sind sie daher als Endmoränen zu deuten. Sie gelten damit als Hinterlassenschaften einer Talvergletscherung geringen Ausmaßes und können aufgrund ihrer Position, der Frische der Form und dem

geringen Verwitterungsgrad der Geschiebe dem Spätglazial zugeordnet werden. Die talaufwärts gelegenen Talfüllungen bis zu den Marginalrinnen sind als Grundmoräne zu deuten. Die Annahme eines glazialen Transportes würde außerdem die konkaven Ausbrüche an den Blockoberflächen und die kantengerundeten Blöcke erklären. Demzufolge besteht die glaziale Serie der Hängegletscher aus der Abfolge: Breitboden - Marginalrinne - Kerbtalstrecke - Grundmoräne - Satzendumoräne. Hinsichtlich der Beweiskraft der vorgestellten Erosions- und Akkumulationsformen sei ausdrücklich gesagt, daß nicht der einzelnen Form, sondern nur der Formensequenz in Gestalt der nivalen bzw. glazialen Serie ein Indikatorwert zukommt.

Aus dem Vergleich der glazialen Erosionsformen und ihrer akkumulativen Hinterlassenschaften wird deutlich, daß die glazigenen Diamiktite relativ unbedeutend sind. Diese Tatsache kann neben der geringen Schuttproduktion der kalten Gletscher dadurch erklärt werden, daß die Ausbildung der Kar- und Hängegletscher nur zu einer Talvergletscherung geringen Ausmaßes geführt haben. Weiterhin spielt die postglaziale Erosion durch die torrentiellen Abflüsse eine bedeutende Rolle.

In Talstrecken, wo Satzendumoränen vollkommen fehlen, ist eine Deutung der Talfüllungen als glazigene Diamiktite sehr zweifelhaft. Dies gilt besonders im Steilrelief für die Bereiche, die von Murkegeln überprägt worden sind. Wie der geschilderte Aufschluß eines Murkegels zeigt (Photo 40), weist das chaotisch sedimentierte Material alle Merkmale glazigener Diamiktite auf. An dem geschilderten Beispiel ist weiterhin klar erkennbar, daß die vorzeitliche Muraktivität bedeutendere Ausmaße hatte. Die flacheren und kleineren Kegel im Anschluß an Hangrunsen im Steilrelief sind daher eindeutig als Murkegel zu interpretieren. Hinsichtlich ihrer Ausmaße unterscheiden sie sich um mindestens eine Zehnerpotenz von den Murkegeln rezenter Genese. Sie werden gegenwärtig fluvial erodiert.

Um Konvergenzerscheinungen ausschließen zu können, müssen neben Form und Substrat vor allem die Lagebeziehungen zu den Erosionsformen berücksichtigt werden. Daher können nur die Diamiktite als glaziär gedeutet werden, die wallförmig quer zum Tal verlaufen oder eine direkte Lagebeziehung zu den glazialen Erosionsformen aufweisen.

Die Deutung der Blockströme stützt sich auf den morphologischen Befund, daß ihr Vorkommen an die Verbreitung der Diamiktite gebunden ist. Daraus kann abgeleitet werden, daß sich die Blockströme erst nach

der Ablagerung der Diamiktite unter periglazialen Bedingungen gebildet haben. Zeitlich können sie daher erst nach dem Ende des Eisabbaus entstanden sein. Eine Deutung als Blockgletscher muß hier jedoch negiert werden, da den Blockströmen die typische Konfiguration (konzentrisch angeordnete Wülste, lobenförmiger Grundriß, steile Stirn) fehlt. Die Blockschutthalden sind dagegen als Mehrzeitform zu deuten, die zwar durch periglaziale Prozesse entscheidend gefördert werden, für deren Bildung aber nicht zwingend frostklimatische Bedingungen herrschen müssen.

4.3 Befunde aus dem westlichen Gebirgsvorland und ihre Deutung

4.3.1 Terrassenprofile

Die markantesten morphologischen Formen im Vorland sind die am Gebirgsrand aufgeschütteten und miteinander verzahnten Schotterkegel. Da diese, als Glacisfächer zu bezeichnenden Formen, von ihren Liefergebieten getrennt sind und durch Erosion intensiv ausgeräumt werden, handelt es sich hier eindeutig um vorzeitliche Formen. Die dadurch entstandene Glacis terrasse bezeichne ich als obere Terrasse. Mit einer durchschnittlichen Sprunghöhe von 50 m bis 70 m (bezogen auf den rezenten Ausräumungsbereich) beginnt sie am Gebirgsrand in 2200 m ü.d.M. (Photo 60) und verläuft mit einem mittleren Gefälle von 4 % bis 5 % über eine Strecke von 17 km nach Westen und taucht dort in einer Höhe von 1500 m ü.d.M. ab (Abb. 35).

Dort setzt die untere Terrasse mit einem wesentlich geringeren Gefälle von ca. 1 % an, deren Sprunghöhe im Mittel nur 5 m beträgt. Beide Terrassen sind zum Teil mehrstufig ausgeprägt. Sie unterscheiden sich hinsichtlich der Mächtigkeit und des Substrats.

4.3.1.1 Profil der oberen Terrasse

Geeignete Aufschlüsse zur Untersuchung des Terrassenkörpers konnten an den Standorten S 171 und S 224 (s. Planquadrat L-19 bzw. Q-16 in Beilage 6) aufgenommen werden. Da die Terrassenböschung gewöhnlich mit heruntergefallenen Schottern verhüllt ist, war es nur in Erosionsrinnen am Hang möglich, den Aufbau der Sedimente zu untersuchen. Beide Aufschlüsse zeigen eine nahezu identische Sedimentabfolge, wie sie in Abb. 36 dargestellt ist.

Die relative Höhe vom gegenwärtigen Gerinnebett bis

zur Oberkante der Terrassenfläche beträgt ca. 70 m (Photo 61). Grob schematisch läßt sich das Profil vom Top zur Basis in drei Einheiten gliedern, nämlich einer Sandlößdecke am Top, einem darunter folgenden Schotterkörper mit ausgeprägtem Kalkkrustenprofil und schluffigen Sandsteinen im Liegenden.

Die Oberfläche des Terrassenkörpers wird flächenhaft von einer ca. 1 m mächtigen Sandlößschicht bedeckt (Photo 19). Wie aus Abb. 36 ersichtlich, beträgt der Carbonatgehalt ca. 8 % an der Oberfläche und geht bis in 1 m Tiefe auf 4 % zurück. Die mittlere Korngröße des Sandlösses nimmt vom Top (Probe 22 in Abb. 36; $M_z = 4,13 \Phi$) zur Basis zu. Im Kontakt zum Schotterkörper beträgt der Feinsandanteil bereits 60 %. Unter gegenwärtigen Klimabedingungen ist die durch Trockenrißpolygone gekennzeichnete Sandlößdecke einer intensiven Deflation ausgesetzt, wobei die ausgewehten Feinsandanteile zu kleinen Querdünen aufgeweht werden (Photos 18 und 19). Der Vergleich der Schwermineralanalysen der Proben 24 (Basis des Sandlösses) und 25 (Dünensand) zeigt eine große Übereinstimmung des Schwermineralspektrums. Bei Schwermineralgehalten von 3,6 % bis 4,7 % dominieren die mäßig stabilen und instabilen Schwerminerale Epidot, Hornblende und Ilmenit (Tab. 12).

Probe	Substrattyp	sehr stabil	stabil	mäßig stabil	instabil	Rest	% Anteil der Schwerminerale
24	SL	2,5 %	23,2 %	41,5 %	31,8 %	1,0 %	3,63 %
25	AES	2,9 %	23,1 %	43,3 %	30,2 %	0,5 %	4,68 %
28	SL	2,5 %	23,7 %	40,8 %	28,6 %	4,4 %	3,78 %
32	AE	1,7 %	35,1 %	40,6 %	21,8 %	0,8 %	2,03 %
36	AES	3,0 %	16,9 %	38,7 %	40,2 %	1,2 %	2,42 %
41	SL	3,9 %	24,2 %	38,3 %	32,8 %	0,8 %	3,36 %
49	AE	1,9 %	29,5 %	43,0 %	24,8 %	0,8 %	2,07 %
50	AES	2,1 %	27,0 %	39,4 %	29,9 %	1,6 %	3,23 %
53	SL	2,6 %	26,3 %	39,6 %	30,3 %	1,2 %	2,39 %
54	SL	1,5 %	28,9 %	40,7 %	27,8 %	1,1 %	2,07 %
56	AES	1,0 %	26,2 %	40,0 %	32,1 %	0,7 %	2,46 %
57	SL	1,5 %	25,7 %	43,6 %	28,5 %	0,7 %	2,83 %
59	AE	1,4 %	24,9 %	44,8 %	28,5 %	0,4 %	2,08 %

Erläuterungen:

Substrattyp AES = kolkförmiger Dünenrand von der Oberfläche
 AE = kolkförmiger Sand aus 60 cm bis 270 cm unter Geländeoberfläche
 SL = Sandlöß

Einteilung der Verwitterungsanfälligkeit nach BOENICK (1983); Vgl. Kap. 7.8.2
 Zur Herkunft der Proben s. Tab. 16 in Kap. 8.6.

Tab. 12: Die Schwermineralzusammensetzung der Proben aus dem westlichen Vorland.

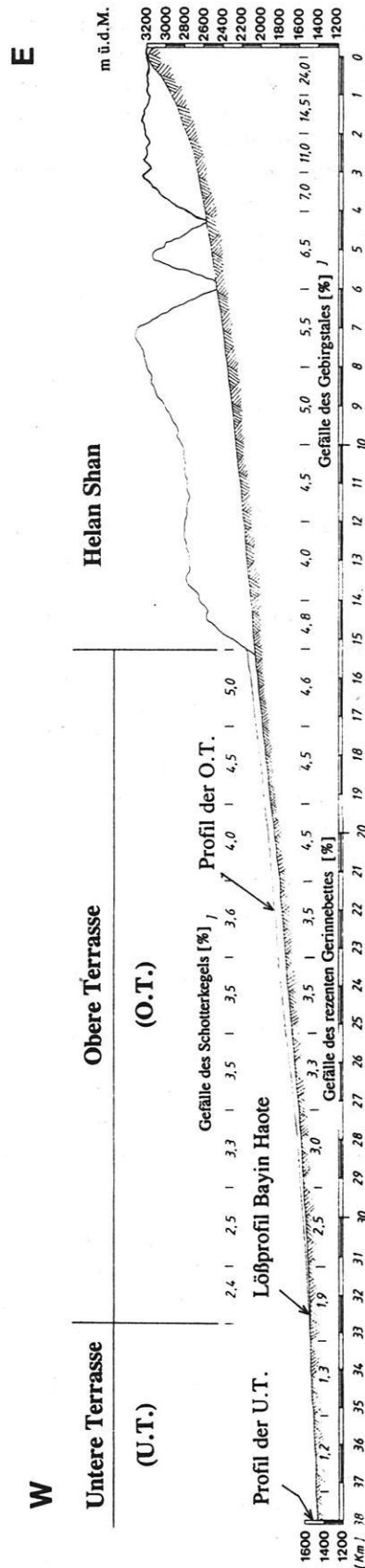


Abb. 35: Längsprofil des Hauptals Halawu Bei Gou und der Terrassensysteme im westlichen Gebirgsvorland.

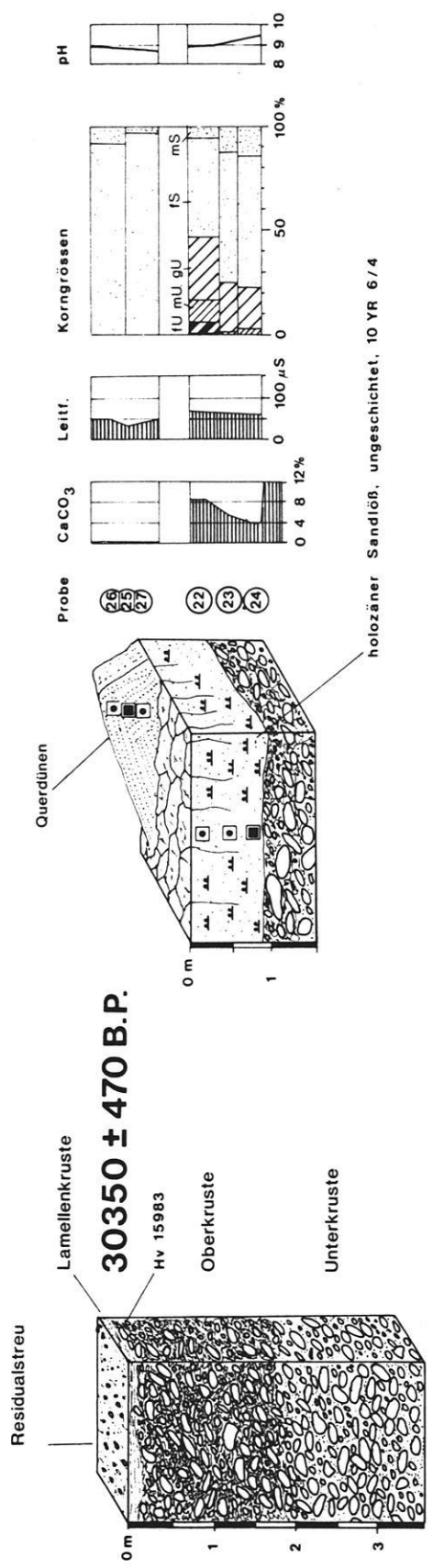


Abb. 36: Querprofil der oberen Terrasse mit schematischer Darstellung des Kalkkrustenprofils (a) und der Sandlöbdecke (b) mit Angabe der Analysenergebnisse (Legende s. Abb. 22). Zur Entnahme der Proben 22 bis 24 s. Photo 19.

An den Terrassenrändern ist durch die nahezu vollständige Abwehung des Sandlößes der darunter folgende Schotterkörper freigelegt. Die subaerisch exponierten Schotter tragen eine dunkelbraune Eisen-Mangan Kruste und sind bereits stark angewittert. Stellenweise sind die Schotter durch Kernsprünge zerlegt (Photo 71).

Die hochenergetischen Grobsedimente im Liegenden weisen Mächtigkeiten von 15 m bis 20 m auf (Photo 66), wobei die Mächtigkeit vom Gebirgsrand in Richtung zum Vorland auf < 15 m abnimmt. Es handelt sich hierbei um Schotter in einer sandig-kiesigen Matrix mit Längsachsen bis 80 cm, gelegentlich sogar bis zu 120 cm. Um die Grobsedimente morphometrisch und petrographisch charakterisieren zu können, wurden an den Standorten 206 (Photo 73; Planquadrat E-21 in Beilage 6) und 222 (Planquadrat N-27 in Beilage 6) Grobsedimentanalysen am Schotterkörper der Terrasse durchgeführt (Kap. 7.5). Die gebirgsnahen Schotter am Standort 206 sind demzufolge durch einen ausgeprägten

Rundungsgrad gekennzeichnet. Auch die gebirgsfernen Schotter am Rande des Schotterkegels sind überwiegend gerundet, während der Anteil stark gerundeter Schotter abnimmt. Von der petrographischen Zusammensetzung bestehen die Grobsedimente zu über 74 % bis 90 % aus feldspathaltigen Sandsteinen (Abb. 37). Untergeordnet treten auch Konglomerate auf, jedoch niemals Kalksteine. Die Schotter weisen eine horizontale z.T. dachziegelförmige Schichtung auf. Deutlich können Bänderungen feinerer und gröberer Schotter unterschieden werden (Photo 73).

Als besonderes Merkmal weist der Schotterkörper ein Kalkkrustenprofil auf (Abb. 36 a). Dieses Profil gliedert sich von der äußeren Struktur her in zwei vom Verfestigungsgrad her eindeutig unterscheidbare Schichten, die in ihren Merkmalen sehr dem von BLÜMEL (1981: 175 ff.) beschriebenen schematischen Aufbau der Kalkkrusten ähneln (Photo 62).

Die morphologisch sehr widerständige Oberkruste ist

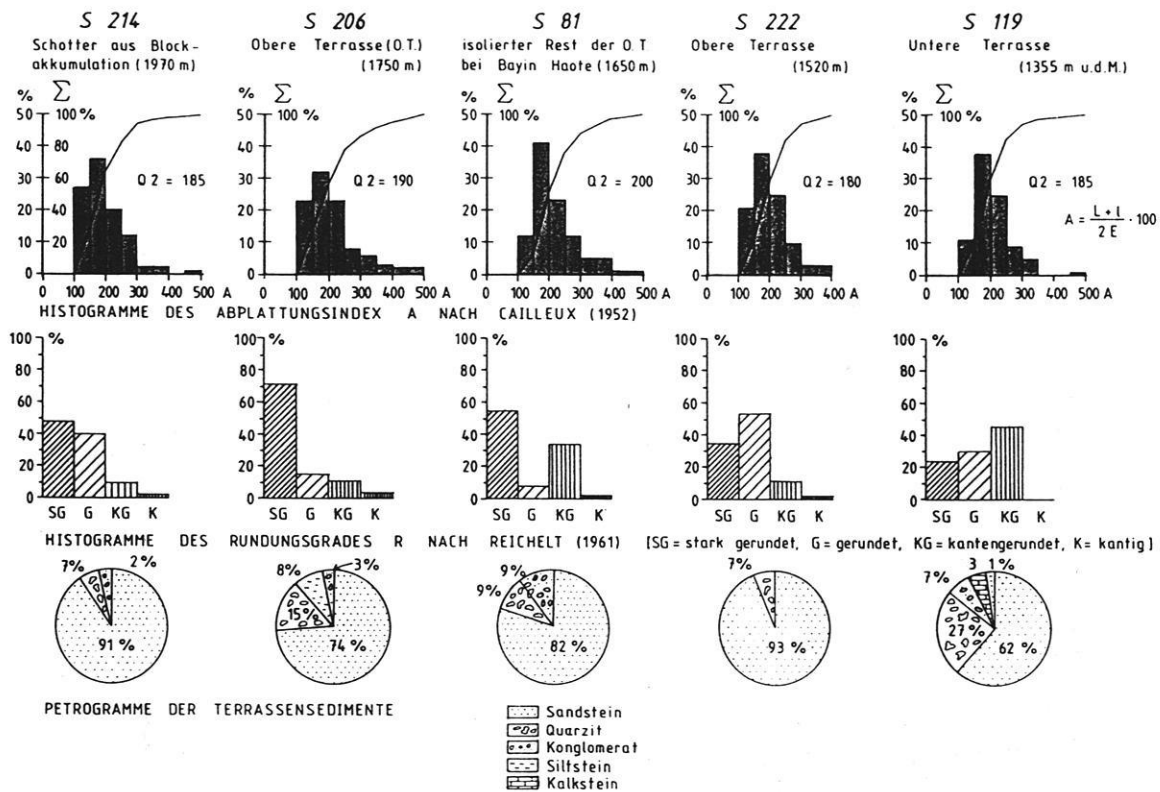


Abb. 37: Grobsedimente der oberen und unteren Terrasse im Vergleich der Histogramme und Summenkurven der Abplattungsindizes nach CAILLEUX (1952) sowie der Zurundungsgrade nach REICHELDT (1961). Die Petrogramme geben die Gesteinszusammensetzung an.

durch einen sehr hohen Verbackungsgrad gekennzeichnet (Photo 63). Die Schotter sind dicht zementiert, so daß die Kalkkruste wasserundurchlässig ist (Photo 65). Die Grenze gegen den unteren Krustenbereich ist in Form einer Hohlkehle ausgebildet (Photos 62 und 64). Die Mächtigkeit der CaCO_3 -Akkumulation reicht in den Hohlräumen zwischen den Schottern bis zu 2 m. In den oberen Zentimetern, also im Übergang zum Sandlöß, wird die Kalkkruste durch eine Lamellenkruste i.S. von BLÜMEL (1981: 178) abgeschlossen, die an subaerisch exponierten Stellen zu beobachten ist (Photo 69). Sie besteht - wie im Dünnschliff (Photo 70) erkennbar - aus sehr dünnen, parallelen Kalklamellen, die das Aussehen von Stromatolithen haben. Nach den Laborbefunden setzt sich die Lamellenkruste aus Calcitlagen zusammen. Klastische Beimengungen der Sandfraktion treten auch auf und bilden dann noduläre Strukturen. Die Kalklamellen umhüllen die Geröllkomponenten als cm-dicke Schicht, die oberflächlich durch Taurillen als Anzeichen einer Oberflächenverkarstung gekennzeichnet ist. Infolge der oberflächlich ablaufenden Karstprozesse und der Auswehung wird das unlösliche nichtcarbonatische Residuum aus der Matrix freigesetzt. An den Terrassenrändern ist daher an exponierten Stellen eine Residualstreu aus verwitterten Sandstein- und Quarzgeröllen ausgebildet. Ihr Vorkommen weist auf die rezente Überprägung durch erosive und denudative Prozesse hin. Die gegenwärtige Krustenzerstörung schließt jedoch nicht aus, daß auch unter rezenten Bedingungen die Schotter von dünnen Lamellenkrusten überzogen werden. Im Arbeitsgebiet bildet sie jedoch keine zusammenhängende Schicht, sondern wird rezent zerstört. Generell nimmt die Mächtigkeit der Oberkruste von 2 m zum distalen Bereich der Fußflächen bis auf 1 m ab.

Die **Unterkruste** zeichnet sich bis in etwa 6 m Tiefe durch einen geringeren Verbackungsgrad aus (Photo 64). Infolge verstärkter Ausräumung kommt es hier zur bereits erwähnten Bildung von Hohlkehlen. Diese Hohlkehlen der Schotterkörper der oberen Terrasse sind ein weithin sichtbares morphologisches Merkmal. Nach den Geländebefunden nehmen der Kalkgehalt und der Verfestigungsgrad zur Basis hin ab. Das Gerüst bilden locker miteinander verkittete Schotter in einer sandig-feinkiesigen Matrix (Photo 64). Schluffig-tonige Anteile in der Matrix wurden in keinem Aufschluß angetroffen. Der Übergang in die nicht kalkangereicherte liegende Grundmasse ist scharf ausgeprägt (Photo 67). Hier fällt besonders auf, daß die Grobsedimentakkumulation mit groben Schottern einsetzt.

Die **liegende Grundmasse**, also das Sockelgestein an der

Basis des Aufschlusses, besteht bis in 50 m relativer Höhe oberhalb des rezenten Gerinnebettes (1870 m ü.d.M. in Abb. 36) aus roten Siltsteinen und stark schluffigen Sandsteinen, deren Farbwert nach der MUNSELL-Skala 2.5 YR 4/6 beträgt. Aufgrund ihres geringen Verfestigungsgrades lassen sie sich mit dem Geologenhammer relativ leicht freilegen (Photo 68). Das Gestein weist vereinzelt grün-weißlich gefärbte Lagen im Dezimeterbereich auf und ist ausgesprochen carbonatarm. Gelegentlich treten Lagen von kantigen Steinen und Kiesen in der feinkörnigen Grundmasse auf, deren Korngröße jedoch deutlich unterhalb von 15 cm liegt. Nach Angaben der Geologischen Karte in Beilage 2 ist das Gestein stratigraphisch der Oberen Kreide zuzuordnen. Die Mächtigkeit des Sockelgesteins beläuft sich nach den Angaben einer Tiefbohrung (Tab. 3 in Kap. 2.2.2; s. B 1 in Beilage 2) auf mindestens 145 m.

Zur Klärung der Altersstellung des Krustenprofils wurden drei aus den Kalkkrusten entnommene Proben mit Hilfe der Radiokarbonmethode datiert. Die Datierung einer Probe aus dem unteren Bereich der hart zementierten Oberkruste am Standort 171 (Planquadrat L-19 in Beilage 6) ergab ein Alter von 30350 ± 470 Jahren v.h. (Probe Hv 15983). Zwei weitere Proben, die an den Standorten 224 bzw. 206 (Planquadrat Q-16 bzw. E-21 in Beilage 6) entnommen wurden, stammen aus dem Übergang von der Lamellenkruste zur Oberkruste. Für diese Proben wurden Alter von 21970 ± 160 bzw. 12860 ± 110 Jahren v.h. bestimmt (Proben Hv 15984 bzw. Hv 15985). Laut Kommentar von M.A. GEYH (schriftl. Mitt. v. 25.9.89) ist bei der Interpretation des Befundes zu berücksichtigen, daß die Kalkkrusten möglicherweise durch aufsteigendes Grundwasser neugebildet worden sein könnten. Da der Grundwasserspiegel im Bereich der oberen Terrasse erst mehrere Dekameter unter Gelände anzutreffen ist, kann dieser Einfluß bei den gegenwärtigen Klimaverhältnissen ausgeschlossen werden.

Die Zerschneidung des Schotterkörpers ist ein wesentliches morphologisches Merkmal der oberen Terrasse. Wie in Kap. 3.3 dargelegt wurde, ist der Schotterkörper vor allem in der Südhälfte in einzelne schmale Riedel aufgelöst. In der Ortschaft Bayin Haote sind isolierte Reste der oberen Terrasse in Gestalt von einzelnen ca. 50 m hohen Hügeln vorhanden (s. Planquadrat I-27 in Beilage 6). Eine Grobsedimentanalyse von Material aus dem Top des Hügels (Standort 81 in Beilage 6) ergab neben einem hohen Anteil stark gerundeter Grobsedimente eine signifikante Zunahme kantengerundeter Schotter (Abb. 37). Die petrographische Zusammensetzung der Schotter entspricht

denen der oberen Terrasse. Die Mächtigkeit der Schotter beträgt dort 6 m bis 8 m, bemerkenswert ist die Größe der eingelagerten Blöcke (Photo 79).

Der zentrale Teil des Schotterkegels sowie der liegenden Grundmasse ist von der Mündung der Haupttäler bis zum distalen Bereich, also auf ca. 14 km Horizontaldistanz, weitgehend ausgeräumt worden. Der dadurch entstandene Ausräumungsbereich ist am Gebirgsrand noch relativ schmal und verbreitert sich fächerartig zum Vorland (Abb. 20 in Kap. 3.3). Auf seiner ganzen Fläche ist der Ausräumungsbereich durch das Vorkommen gerundeter und kantengerundeter Blöcke gekennzeichnet, die von Sandlöß mit spärlichem Graswuchs bedeckt werden. Häufig treten die Blöcke konzentriert als Blockansammlungen auf. Besonders auffällig ist eine ca. 3 m hohe und 60 m lange drumlinförmige Blockakkumulation am Standort 214 in 1970 m ü.d.M. (s. Planquadrat J-16 in Beilage 6), deren Längserstreckung etwa parallel zum Gefälle verläuft (Photo 72). Die dort durchgeführte Grobsedimentanalyse (Abb. 37) ergab einen ausgeprägten Rundungsgrad der überwiegend aus Sandsteinen bestehenden Schotter.

4.3.1.2 Profil der unteren Terrasse

Die Böschung der unteren Terrasse verläuft von der Ortschaft Bayin Haote über eine Strecke von ca. 20 km nach W. Am deutlichsten ist sie im Bereich der nördlichen Abflußrinne zu beobachten. Wegen ihrer geringen Sprunghöhe von durchschnittlich 5 m bis 6 m und der rampenartig angewehten Sandakkumulation ist sie im Vergleich zur oberen Terrasse morphologisch schwach ausgeprägt. Ihre Oberflächenform ist aufgrund des Höhenlinienverlaufs nicht als Kegelform, sondern als schwach geneigter Schwemmfächer zu beschreiben. Der einzige geeignete Aufschluß befindet sich in der Nähe des Gehöftes Ogt am Standort 119 (s. Planquadrat Q-42 in Beilage 5), da dort das rezente Gerinnebett die Terrassenböschung unterschneidet (Photo 74). Den Sedimentaufbau des Terrassenkörpers zeigt Abb. 38 im Blockbild und im Querprofil (Photos 75 und 76). Insgesamt ergibt sich folgender Aufbau des Terrassenkörpers:

(0) Sandhügel aus Feinsand am Top der Terrasse

(1) 0-75 cm: 10 YR 5-6 (trocken), gelblich braun; Feinsand, mittel schluffig; schwach verfestigt; carbonathaltig; ungeschichtet; mit nonorthogonalen Trockenrißpolygonen und Prismengefüge; auf der korrasiv überformten Oberfläche sind gerundete Mittel- und Feinkiese in den Trockenrissen angereichert.

(2a) 75-120 cm: 10 YR 6-4 (trocken), hell gelblich

braun; Feinsand und Mittelsand mit Kiesbändern; sehr schwach verfestigt; carbonathaltig; horizontal geschichtet.

(2b) 120-165 cm: 10 YR 6-4 (trocken), hell gelblich braun; Kies und Feinbrocken (gerundet, Längsachsen bis zu 33 cm), sandig; schwach verfestigt; carbonatarm; horizontal geschichtet; an der Basis calcifizierte Pflanzenteile (Wurzel- und Stengelröhren).

(2c) 165-195 cm: 10 YR 6-4 (trocken), hell gelblich braun; Mittel- und Grobsand mit Einschaltungen von 2-5 cm mächtigen Lagen aus Feinkies und Mittelkies; schwach verfestigt; schwach carbonathaltig; horizontal geschichtet.

(3) 195-260 cm: 10 YR 4-4 (trocken), dunkel gelbbraun; Schluff, schwach tonig; schwach verfestigt; carbonatreich; Krümelgefüge; Tonanteil zur Basis abnehmend.

(4) 260-330 cm, max. bis 400 cm: 10 YR 5-4 (trocken); hell gelblich braun; Mittelsand; schwach verfestigt; carbonatfrei; kreuzgeschichtet.

(5) 330-450 cm: 10 YR 5-4 (trocken); hell gelblich braun; Mittelsand, grobsandig in Wechsellagerung mit fluvialen Grobsedimenten; schwach verfestigt; carbonatarm; mit Einschaltungen von schwach schluffigem Feinsand; an der Grenzfläche zur Schicht 4 calcifizierte Pflanzenteile (Wurzel- und Stengelröhren).

Die Schicht 1 ist in ihren sedimentologischen und bodenkundlichen Merkmalen weitgehend identisch mit der Sandlößdecke der oberen Terrasse. Auch hinsichtlich des Schwermineralspektrums der Proben 28 und 24 (Abb. 39) zeigt sich eine gute Übereinstimmung.

Aus dem Vergleich der Proben 28 (Sandlöß), 32 (Mittelsande) und 36 (Sandhügel auf Top der Terrasse) geht hervor, daß die mäßig stabilen Schwerminerale, vor allem Epidot und Hornblende, vorherrschen (Tab. 12 in Kap. 4.3.1.1). Lediglich die Feinsande des Sandhügels zeigen einen erhöhten Anteil instabiler Schwerminerale. Auch hier wird die Sandlößdecke korrasiv überformt und die Feinsandanteile zu Sandhügeln aufgeweht. Eine Durchmusterung des Probenmaterials des Sandlösses ergab hinsichtlich der Fossilführung nur Negativ-Befunde. Es konnten keine Mikrofossilien und nur sehr vereinzelt Opalphytolithe beobachtet werden. Insgesamt machen die Sedimente einen sterilen Eindruck. Die Leitfähigkeitsmessungen belegen ein Fehlen von Evaporiten.

Im Gegensatz zur ungeschichteten Sandlößdecke ist die Schicht 2 durch horizontale Schichtung gekennzeichnet. Aufgrund der unterschiedlichen Schotterführung läßt sie sich in drei Komplexe untergliedern. Die Schicht 2 b

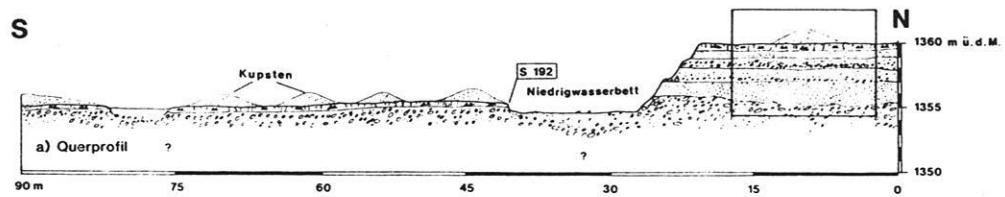
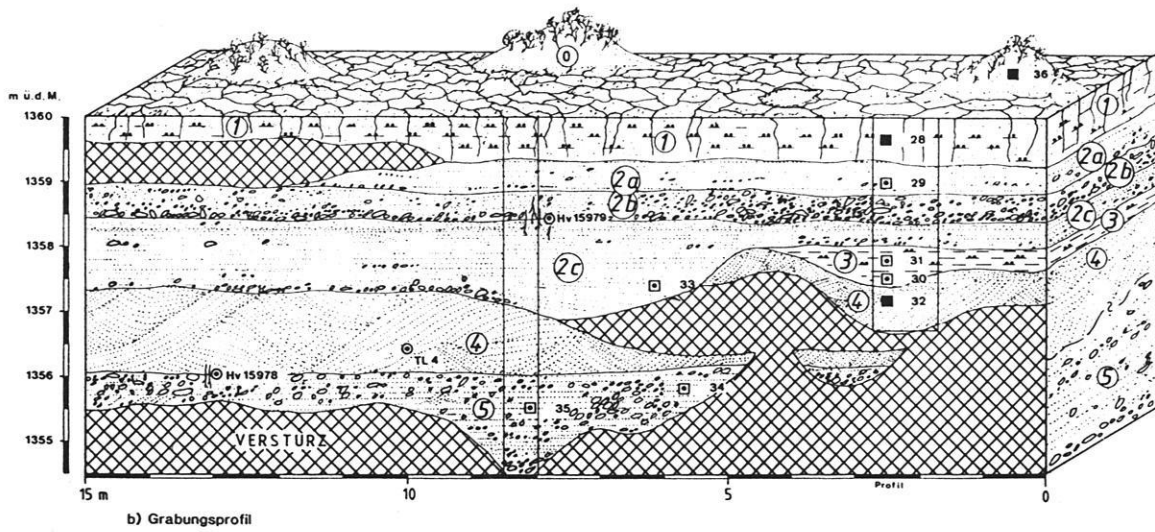
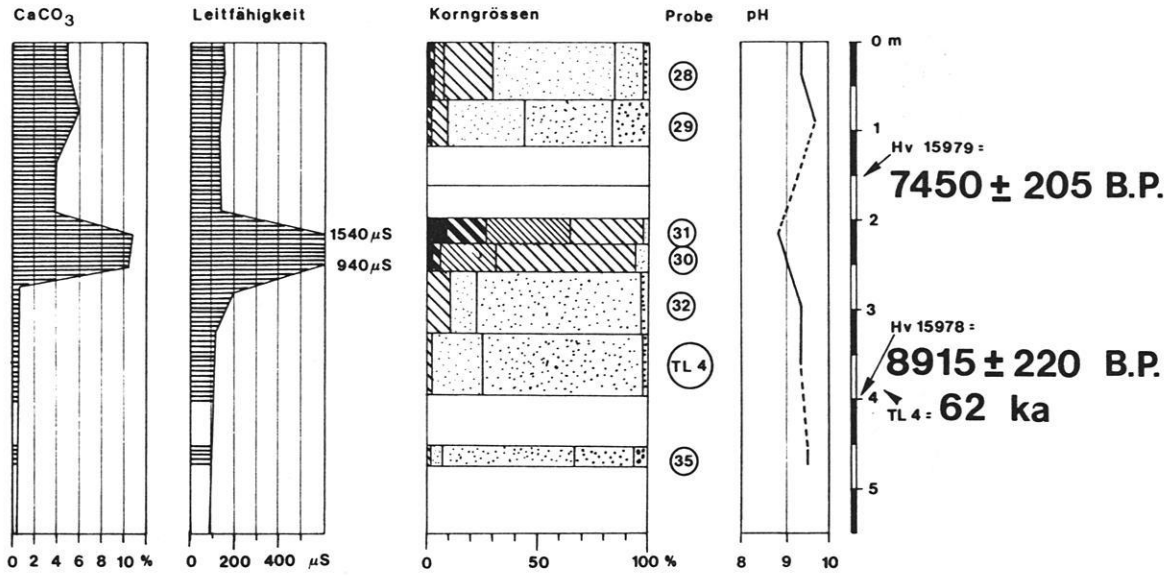


Abb. 38: Querprofil (a) und Grabungsprofil (b) der unteren Terrasse mit Angabe der Analysenergebnisse (Legende s. Abb. 22).

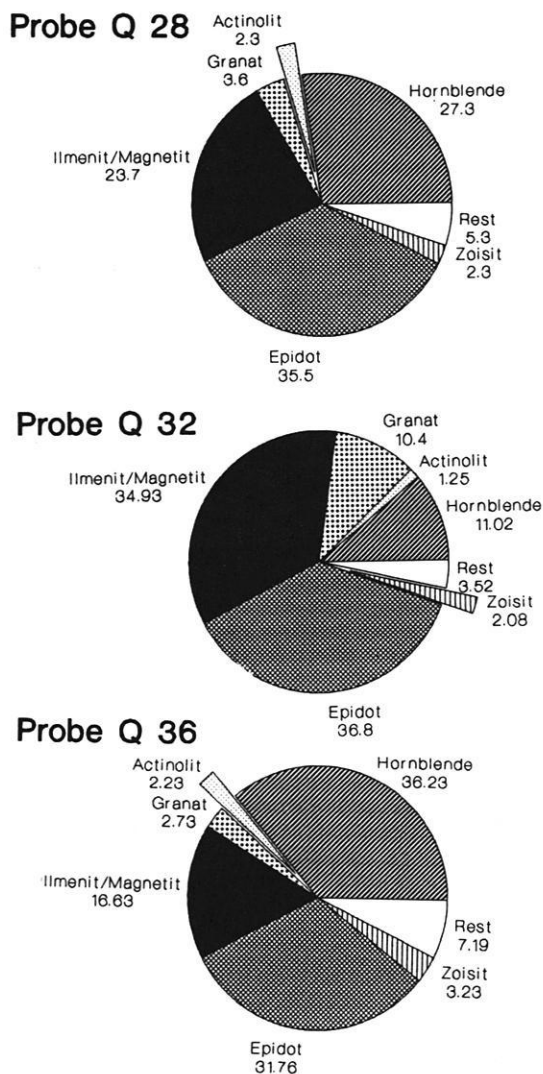


Abb. 39: Ergebnisse der Schwermineralanalysen der Proben 28 (Sandlöß), 32 (Mittelsande) und 36 (rezenter Sandhügel). Zur Entnahme der Proben aus der unteren Terrasse s. Abb. 38 in Verbindung mit Abb. 22.

weist infolge ihrer Schotterführung sogar auf höher energetische Bedingungen hin. In dieser Schicht konnten verkalkte Stengelröhren in situ geborgen werden (Photo 80), die mit Hilfe der Radiokarbon-Methode auf 7450 ± 205 Jahre v.h. datiert wurden (Probe Hv 15979). Die darunter folgenden Sande (Schicht 2 c) weisen auf schwächere Fließbedingungen hin.

Die Schicht 3 stellt eine linsenförmige Einlagerung von Stillwasserabsätzen dar, deren Leitfähigkeit auf eine mittlere bis hohe Salinität hinweist.

Die Schicht 4 ist aufgrund ihrer Schichtung als Ablagerung unter äolischen Sedimentationsbedingungen zurückzuführen. Die Thermolumineszenzdatierung der Probe TL 4 von der Basis dieser Schicht ergab ein unerwartet hohes Alter von 62 ka. Einschränkend ist aus methodischer Sicht anzumerken, daß die exakte Dosisrate der Probe nicht ermittelt und stattdessen eine Dosisrate von 2 Gy/ka angenommen wurde, die für Dünenande repräsentativ ist (Schriftl. Mitt. ZHOU Li-Ping). Die Datierung ist daher unter dieser Annahme als Angabe des maximalen Alters zu interpretieren (Kap. 7.4). Eine ^{14}C -Datierung von calcifizierten Stengelröhren, die unmittelbar daneben aus der gleichen Schicht stammen, ergab ein Alter von 8915 ± 220 Jahren v.h. (Probe Hv 15978). Die verkalkten Wurzel- und Stengelröhren, deren Struktur aufgrund der Kalkumhüllung konserviert worden ist, können i.S. von KLAPPA (1980) als Rhizolithe bezeichnet werden. Nach den Laborbefunden bestehen die bis zu 4 cm dicken Rhizolithe zu 60 % aus CaCO_3 . Im Dünnschliff (Photo 85) ist ersichtlich, daß die Rhizolithe aus Sandkörnern in einer dichten carbonatreichen Grundmasse bestehen, die um den ursprünglich vorhandenen Pflanzenteil angelagert worden sind. Der nach dem Absterben der Pflanze entstandene Hohlraum wurde durch Flugsande verfüllt (Photo 84).

Aus der durch Schotterführung gekennzeichneten Schicht 5 an der Basis des Profils wurde eine Grob-sedimentanalyse durchgeführt, derzufolge die Schotter zu ca. 50 % kantengerundet waren (Abb. 37 in Kap. 4.3.1.1). Der Anteil stark gerundeter Grob-sedimente lag nur bei 25 %. Im Vergleich zur oberen Terrasse zeigt sich also eine deutliche Abnahme des Rundungsgrades. Auch die petrographische Zusammensetzung zeigt Unterschiede, der Anteil der Sandsteine geht auf 62 % zurück, während der Anteil der Quarzite auf 27 % ansteigt und außerdem sogar vereinzelt Kalksteine (3 %) auftreten. Lediglich der Abplattungsindex ist den Werten der oberen Terrasse ähnlich. Die max. Längsachsen betragen ca. 30 cm. Die Schotter bilden keine kompakte Schicht, sondern sind als einzelne Komponenten in eine sandig-kiesige Schicht eingebettet.

Die in den Schichten 2 und 4 gefundenen calcifizierten Stengelröhren kommen nicht nur in den Sedimenten der unteren Terrasse vor, sondern sind in Deflationswannen zwischen den Dünen weitflächig verbreitet. Die an der Oberfläche angereicherten Rhizolithe bilden dann regelrechte Deflationspflaster. In der Aufsicht sind Verzweigungen des Wurzelsystems noch deutlich erkennbar (Photo 83). Diese Fundsituation ist typisch für die

Standorte 198 (Planquadrat C-54 in Beilage 5) und 199 (Planquadrat I-35 in Beilage 5). Die dort von der Oberfläche aufgesammelten calcifizierten Stengelröhren konnten mittels der Radiokarbonmethode auf 5945 ± 105 Jahre v.h. (Probe Hv 15980) bzw. 7420 ± 80 Jahre v.h. (Probe Hv 15982) datiert werden. Dies ergibt eine gute Übereinstimmung mit den Datierungen aus der unteren Terrasse. Grabungen an den Standorten 200 bis 202 (Photo 80; Beilage 5) ergaben, daß die oberflächlich korradierten Sedimente aufgrund ihrer Korngrößenverteilung (Proben 54, 55, 58 in Tab. 19, Kap. 8.6) und übereinstimmender sedimentologischer Merkmale als Sandlöß zu bezeichnen sind. Demzufolge sind die Rhizolithe aus dem Sandlöß freigelegt worden. Hier ist zu ergänzen, daß die Deflationspflaster auch Knochenreste und Keramikscherben enthalten (s. Planquadrat K-35 in Beilage 5). Da sie jedoch nicht näher untersucht werden konnten, ist eine Deutung als Relikte neolithischer Siedelplätze nicht möglich.

4.3.1.3 Weitere, nicht näher untersuchte Terrassen

Neben diesen beiden Terrassensystemen treten im Bereich des Gebirgsrandes weitere Terrassen auf. Es handelt sich hierbei um Schotterkegel-Terrassen, deren Längserstreckung < 4 km beträgt. Sie gehören einer Schotterkegelgeneration an, die dem großen Schotterkegel aufsitzt. Ihre Entstehung muß daher zeitlich nach der Bildung der oberen Terrasse erfolgt sein. Diese relativ kleinen Schotterkegel sind mit einer mittleren Neigung von 15 % wesentlich steiler und reichen nur bis zu 4 km ins Vorland. Auch diese Schotterkegelgeneration hat gegenwärtig keinen Anschluß mehr an ihre Liefergebiete und unterliegt einer intensiven Zerschneidung. Das Ausmaß der Zertalung ist jedoch nicht so ausgeprägt wie bei der oberen Terrasse. Die zugehörigen Täler weisen häufig sehr ausgeprägte Gefällsstufen auf und münden als Hängetäler ins Vorland. Besonders deutlich wird dies am Beispiel des Da Ma Lian Jing Zi Gou (zur Auffindung der Lokalität s. Nr. 30 in Abb. 8, Kap. 2.3). Das Längsprofil zeigt oberhalb 2400 m ü.d.M. eine in mehrere Absätze gegliederte Steilstufe am Gebirgsrand. Da dieses Tälchen nur ein Einzugsgebiet von ca. 1 km² besitzt, hat die fluviale Erosion vermutlich nicht mit der neotektonischen Hebung des Gebirges Schritt halten können. Die rezenten Abflußrinnen umgehen daher diese Schwemmkegel.

Ihr Profilaufbau weist Gemeinsamkeiten mit dem Profil der oberen Terrasse auf. Unter einer Sandlößdecke folgt

in abruptem Wechsel ein Schotterkörper mit einer Mächtigkeit < 15 m, die durch Kalkkrusten miteinander verbacken sind. Die Profillgliederung der vergleichsweise geringmächtigen Kalkkrusten ist undeutlich ausgebildet. So fehlt ihnen die deutliche Hohlkehle, die den Wechsel zwischen Oberkruste und Unterkruste markiert. Die Schotterkegel sind häufig durch mehrere Stufen bzw. Absätze gegliedert (Planquadrat M-14 in Beilage 6). Sie nehmen als tiefergeschaltete Flächen den Ausräumungsbereich der oberen (Schotterkegel)-Terrasse ein (s. Planquadrat O-14 in Beilage 6). Da sie räumlich zwischen der unteren und oberen Terrasse vermitteln, bezeichne ich sie als Schotterkegel des mittleren Stadiums, die jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht näher untersucht werden konnten.

4.3.1.4 Profil Xiligaole

Das Profil wurde in einer 2,2 m tiefen und ca. 5 m breiten Erosionsrinne aufgenommen, die über mehrere hundert Meter im Bereich der nördlichen Ablußrinne eingeschnitten ist (Photos 81 und 82). Die Entfernung zum Gebirgsrand beträgt ca. 50 km (s. Planquadrat X-51 in Beilage 5). Zwar tritt in diesem Bereich die Böschung der unteren Terrasse morphologisch nicht mehr in Erscheinung, dennoch stimmt die aufgenommene Schichtenfolge im wesentlichen mit den in Kap. 4.3.1.2 beschriebenen Sedimenten überein und soll der Vollständigkeit halber in die Betrachtung der Terrassen einbezogen werden (Abb. 40):

- (1) 0-20 cm: 10 YR 6-4 (trocken), hell gelblich braun; Schluff, sandig; mittel verfestigt; stark carbonathaltig; mit Trockenrissen.
- (2) 20-75 cm: 10 YR 5-6 (trocken), gelblich braun; Feinsand, schwach schluffig; schwach verfestigt; carbonathaltig; vereinzelt mit Feinkiesen durchsetzt.
- (3) 75-95 cm: 10 YR 5-8 (trocken), gelblich braun; Sand und Kies; sehr schwach verfestigt; carbonatarm; horizontal geschichtet.
- (4) 95-115 cm: 10 YR 5-8 (trocken), gelblich braun; Grobsand und Feinkies; sehr schwach verfestigt; carbonatarm; horizontal geschichtet.
- (5) 115-135 cm; 10 YR 5-6 (trocken), gelblich braun; Mittelsand, grobsandig, mit Kiesen und Schottern bis 20 cm; schwach verfestigt; carbonatarm; horizontal geschichtet.
- (6) 135-200 cm: 10 YR 5-6 (trocken), gelblich braun; Sande verschiedener Körnung, hauptsächlich Grobsand; schwach verfestigt; carbonatarm; horizontal geschichtet; vereinzelt linsenförmige Einschaltungen von Kiesen.
- (7) 200-300 cm: 10 YR 5-8 (trocken), gelblich braun;

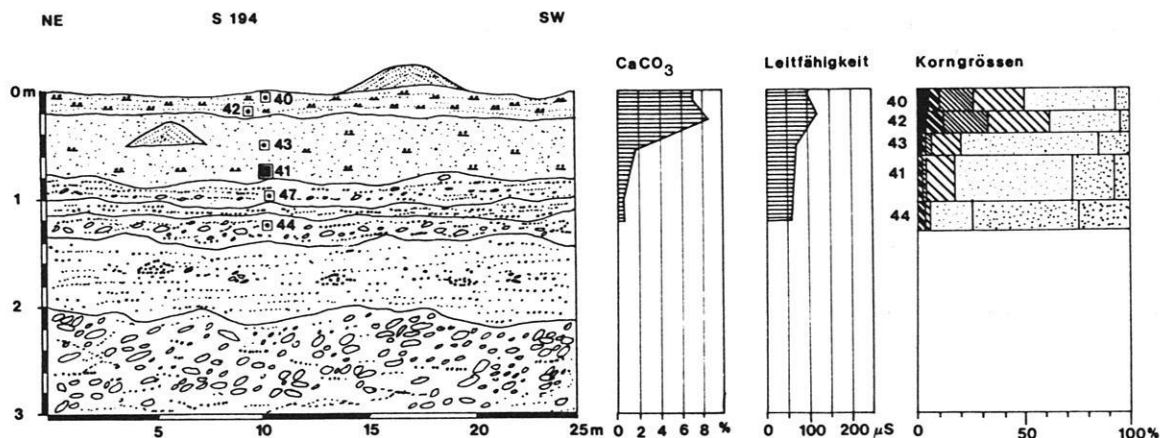


Abb. 40: Profil bei Xiligaole mit Angabe der Analysenergebnisse (Legende s. Abb. 22).

fluviale Grobsedimente in sandiger Matrix; schwach verfestigt, carbonatarm.

Die Mächtigkeit der Sandlößdecke beträgt hier nur noch 20 cm. Darunter folgen bis 75 cm Tiefe feinkörnige schluffige Sande. In 50 cm Tiefe sind deutlich die kreuzgeschichteten Sande eines einsedimentierten Sandhügels zu erkennen. Die gute Erhaltung der Form weist darauf hin, daß der Prozeß der Einsedimentierung sehr langsam und kontinuierlich erfolgt sein muß. Die Schwermineralanalyse dieser Sande (Probe 41 in Abb. 40) zeigt auch hier die Dominanz mäßig stabiler bis instabiler Minerale. Der Schwermineralgehalt liegt bei 3,4 %. Von besonderem Interesse ist die schotterführende Schicht 7. Eine Grabung in 220 cm Tiefe förderte Schotter mit maximaler Größe von 28 x 16 x 8 cm zutage (Photo 82). Petrographisch zeigen die Schotter dieselbe Zusammensetzung wie die der unteren Terrasse. Die Schotter bilden jedoch keine kompakte Schicht, sondern stellen Einzelkomponenten in einer sandig-feinkiesigen Grundmasse dar.

4.3.1.5 Vergleich und Deutung

Im Vergleich der Terrassen zeigen sich hinsichtlich der Mächtigkeit der Terrassenkörper und deren Substrate sowie der Form der Terrassenflächen große Unterschiede. Während die Kegelform der oberen Terrasse intensiv zertalt ist, weist die fächerartige Form der unteren Terrasse einen guten Erhaltungszustand auf. Insgesamt zeigt sich im Übergang der beiden Terrassen neben der Verarmung des fluvialen Formenschatzes eine charakteristische Abnahme der Sprunghöhe. Ein

wichtiger Unterschied im Aufbau der Terrassenkörper ist darin zu sehen, daß die obere Terrasse durchweg aus gerundeten hochenergetischen Grobsedimenten besteht, deren Genese ausführlich in Kap. 5.3 diskutiert wird. Sie enthält im Gegensatz zur unteren Terrasse keine Einschaltungen äolischer Herkunft, z.B. in Gestalt von Dünenresten. Von besonderer stratigraphischer Bedeutung sind die vollständig ausgebildeten Kalkkrustenprofile im Schotterkörper der oberen Terrasse. Kalkkrusten fehlen der unteren Terrasse vollkommen. Ihre Sedimente dokumentieren vielmehr eine Abfolge fluvialer und äolischer Ablagerungsprozesse, ohne daß man hier von hochenergetischen Prozessen sprechen könnte. Beide Terrassen weisen als gemeinsames Merkmal eine Bedeckung durch Sandlöß auf, die folglich erst nach der Terrassengenease als jüngste Bildung entstanden sein kann. Diamiktite konnten in beiden Terrassen nicht nachgewiesen werden.

Während der Terrassenkörper der oberen Terrasse auf eine relativ einheitliche Prozeßdynamik schließen läßt, dokumentiert die Sedimentfolge der unteren Terrasse einen Wechsel fluvialer und äolischer Ablagerungen. Die Energetik des fluvialen Transports nimmt zum Top der Terrasse ab. Die Schicht 5 an der Basis (Abb. 38 in Kap. 4.3.1.2) deutet auf eine Verschwemmung von Sanden und Kiesen, aber auch von Schottern bis 30 cm Länge hin. In Übereinstimmung mit der nachgewiesenen Schotterführung an der Basis des Profils Xiligaole ist hiermit der Beleg erbracht, daß einzelne Schotter zur Zeit der Akkumulation der unteren Terrasse bis zu 50 km weit ins Vorland transportiert worden sind.

Darauf folgte eine Phase äolischer Akkumulation, die

durch Reste von Dünenkörpern belegt ist. Das Alter der Dünenkörper (Schicht 4) ist mit ca. 62.000 Jahren der Würmeiszeit zuzuordnen. Die Dünen wurden anschließend durch fluviale Vorgänge eingeebnet. Der gute Erhaltungszustand des datierten Dünenrestes und die geringe Schotterführung der Schicht 2 c sind dahingehend zu deuten, daß die Dünen allmählich zusedimentiert wurden und für die fluviale Dynamik nur geringe Fließgeschwindigkeiten abgeleitet werden können. In kleineren Hohlformen konnten sich sogar Stillwasserabsätze in Gestalt toniger Schluffe (Proben 30 und 31 aus Schicht 3) bilden. Die hohe Leitfähigkeit dieser Stillwasserabsätze ist als Indikator einer Austrocknung der Stillwasserbereiche anzusehen, so daß es hier zur Anreicherung von Salzen kam. Die Schicht 2 b läßt auf eine Zunahme der Fließgeschwindigkeiten und damit der Transportkraft schließen.

Als jüngste Bildung gelangte der Sandlöß zur Ablagerung. Eine vergleichende Betrachtung der Schwermineralassoziationen zeigt bei allen untersuchten Proben eine Artenarmut. Sowohl im Dünensand als auch im Sandlöß setzt sich die Schwermineralassoziation zu 80 % aus nur drei Schwermineralarten zusammen, nämlich Epidot (32 % bis 39 %), Hornblende (11 % bis 36 %) und Ilmenit/Magnetit (16 % bis 34 %). Der hohe Anteil mäßig stabiler und instabiler Scherminerale, der bei allen Proben um 70 % bis 80 % liegt, deutet auf einen geringen Verwitterungseinfluß hin (Tab. 12 in Kap. 4.3.1.1). Aussagen zur mechanischen Beanspruchung lassen sich hieraus nicht ableiten. Der Gesamtschwermineralgehalt der untersuchten Dünensande und Sandlösse liegt im Mittel bei 3,2 %, während er bei den Sanden unterhalb des Sandlösses nur 2,1 % beträgt. Im Vergleich zu den Gesamtschwermineralgehalten von Sanden der Badain Jirin Wüste, die im Mittel 1,8 % betragen (YANG Xiaoping 1991: 26), sind die Gehalte im Arbeitsgebiet allerdings erhöht. Hinsichtlich der Zusammensetzung der Schwermineralassoziation zeigen sich aber deutlich Gemeinsamkeiten. Auch im Vergleich mit Ablagerungen aus dem südöstlich des Helan Shan gelegenen Lößplateau zeigt sich insbesondere beim Malan Löß eine große Übereinstimmung (LIU Tungheng et al. 1985: 101). Zielsetzung der Schwermineralanalysen war es, die Frage nach der Herkunft der rezenten Dünensande, des Sandlösses und der älteren Sande unterhalb des Sandlösses zu beantworten. Aufgrund der nahezu identischen Schwermineralassoziationen aller untersuchten Proben (Tab. 20 in Kap. 8.6) kann geschlossen werden, daß allochthone Einflüsse eine große Rolle spielen und sowohl der Sandlöß als auch die Dünensande aus denselben Liefergebieten stammen. Untergeordnet treten auch

autochthone Einflüsse auf. So konnte Epidot in den Dünnchliffen der triassischen Sandsteine als Schwermineralkomponente nachgewiesen werden, wobei der Gehalt allerdings < 1 % beträgt (Tab. 2 in Kap. 2.2.2). Die Untersuchungen lassen insgesamt einen Bezug zu weiter entfernten Liefergebieten erkennen. Da die stärksten Windgeschwindigkeiten und daher der intensivste äolische Sedimenttransport in Verbindung mit WNW- und NW-Winden auftreten, kommen die vorzeitlichen Seeböden westlich der Badain Jirin Wüste sowie die Sedimente der Endpfanne bei Gilantai als Liefergebiete in Betracht. Nach Angaben des Schichtenverzeichnisses einer Tiefbohrung im Zentrum von Gilantai beträgt die Mächtigkeit der quartären Sedimente mindestens 452 m (ZHU Zhenda et al. 1986: 23). Die Deflation der Sedimente aus der Endpfanne ist nach Angaben von ZHU Zhenda et al. (1986) ein wichtiges Liefergebiet für die Dünensande der Tengger-Wüste und vermutlich auch der Sandlösse.

Die Trockenrißpolygone an der Oberfläche des Sandlösses deuten auf eine intensive Durchfeuchtung hin, die unter rezenten Niederschlagsbedingungen nicht erklärbar ist. In einer anschließenden Phase ausgeprägter Trockenheit entstanden die Risse durch Volumenschwund des Substrats.

Die verkalkten Wurzelröhren bezeugen einen intensiven vorzeitlichen Pflanzenwuchs auf heute fast vegetationsfreien Flächen, der zeitlich mit der Bildung der Sandlößdecke erfolgte. Bei der Interpretation der Datierungen Hv 15978 und Hv 15979 (Abb. 37 in Kap. 4.3.1.1) muß berücksichtigt werden, daß das Wachstum der Pflanzenteile und insbesondere der Wurzeln in Bezug auf den Dünenkörper postsedimentär erfolgte. Eine synsedimentäre Genese, also eine Akkumulation von Dünensand und zeitgleicher ausgeprägter Pflanzenwuchs, der anschließend abstarb und durch Kalkumhüllung konserviert wurde, ist auszuschließen. Insgesamt ist der Beleg eines frühholozänen intensiven Pflanzenwuchses ein Indikator für einen erhöhten Oberflächenzufluß und die periodische Bildung flacher Wasseransammlungen. Da Seeablagerungen nicht gefunden werden konnten, haben diese Wasseransammlungen nur kurzfristig nach den Abflußereignissen in kleinen Senken existiert und trockeneten zwischenzeitlich aus. Wie die Leitfähigkeitsmessungen belegen, kam es in den kleinen Senken dabei zur Bildung von Evaporiten. Ein hoher Grundwasserstand kann aufgrund fehlender Reduktionserscheinungen in den Bodenprofilen ausgeschlossen werden. Daraus ist zu folgern, daß die Systeme von Oberflächenzuflüssen gespeist worden sind.

Die Entstehung der Terrassen sowie ihre zeitliche Stellung wird in Kap. 5.3 diskutiert.

4.3.2 Aufschlüsse in der Umgebung von Bayin Haote

4.3.2.1 Sandlößprofil Bayin Haote

In einer ca. 12 m breiten und bis zu 3 m tiefen Erosionsrinne ist ca. 2,5 km südlich des Ortes Bayin Haote ein Bodenprofil aufgeschlossen (Photos 77 und 78). Das am Standort 228 aufgenommene Profil (Planquadrat H-26 in Beilage 6) befindet sich im Verschneidungsbereich der oberen und unteren Terrasse in einer Höhe von 1560 m ü.d.M. Es besteht aus der nachstehend erläuterten Schichtenfolge (Abb. 41):

- 0-75 cm: 10 YR 5-3 (trocken), braun; Feinsand, stark schluffig, mittelsandig; mittel verfestigt; stark carbonathaltig; Ah-Horizont etwa 2 cm bis 5 cm mächtig, org. Substanz besteht vorwiegend aus Pflanzenresten.
- 75-105 cm: 10 YR 4-2 (trocken), dunkel graubraun; Lehm, schluffig; mittel bis stark verfestigt; schwach carbonathaltig; begrabene (fossile) obere Humuszone (OHZ), zur Basis feinkörniger, Wurzelgänge z.T. mit Wurzelresten; Entnahme der Probe Hv 15986.
- 105-120 cm: 2.5 Y 6-4 (trocken), hell gelblich braun; Mittelsand, feinsandig, schwach schluffig; sehr schwach verfestigt; sehr carbonatarm.
- 120-135 cm: 10 YR 7-3 (trocken), sehr hellbraun; Schluff, sandig; mittel verfestigt; schwach carbonathaltig, Wurzelgänge.
- 135-155 cm: 10 YR 4-2 (trocken), dunkel graubraun; Schluff, sandig-lehmig; mittel bis stark verfestigt; fast carbonatfrei; begrabene (fossile) untere Humuszone (UHZ), zur Basis hin feinkörniger, mit Einschaltungen aus Feinsanden, Wurzelgänge. z.T. mit Wurzelresten; Entnahme der Probe Hv 15990
- 155-190 cm: 10 YR 6-3 (trocken), hell gelbbraun; Schluff, sandig; stark verfestigt; carbonatfrei; Wurzelgänge.
- 190-250 cm: 10 YR 6-4 (trocken) hell gelbbraun; Feinsand, mittelsandig, schwach lehmig; stark verfestigt; carbonatfrei; an der Basis rostfleckig marmoriert, Entnahme der Probe TL 3 in einer Tiefe von 230 cm unter Geländeoberfläche.
- ab 250 cm Schotter in sandiger Matrix, gerundet bis gut gerundet, dachziegelförmig geschichtet.

Unter Anwendung der allgemein in China gebräuchlichen Definition von LIU Tungsheng et al. (1985: 3) handelt es sich hier um Sandlöß, der durch Merkmale der Verwitterung und Humusanreicherung gekennzeichnet ist. Das Sandlößprofil ist deutlich durch zwei dunkelgraubraune Schichten gegliedert, die etwa 10 cm

bis 15 cm mächtig sind. Aufgrund ihres relativ hohen Gehaltes an org. Kohlenstoff (1,2 %) werden sie im folgenden die obere und die untere Humuszone genannt.

Der hohe Carbonatgehalt des rezenten Oberflächenbodens weist auf die gegenwärtig vorherrschende ascendente Bodenwasserbewegung hin. Die Salinität ist als mäßig zu bezeichnen. Eine Anreicherung organischer Substanz in Gestalt eines humushaltigen Bodenhorizontes ist unter rezenten Klimabedingungen auf die oberen Zentimeter beschränkt. Bis in 0,75 m Tiefe konnten nur 0,4 % org. C nachgewiesen werden. Die ungeschichteten schluffigen Sande weisen ein Säulengefüge auf, wobei die Schrumpfungsrissen nach unten schmaler werden und bis etwa 0,3 m reichen. Die aktuelle Durchwurzelung reicht etwa bis 100 cm.

Darunter folgt mit einem scharfen Übergang die obere Humuszone. Sie ist in erster Linie durch einen hohen Gehalt an org. Kohlenstoff (1,2 % org. C) und einen Anstieg der Salinität gekennzeichnet. Der Carbonatgehalt beträgt jedoch nur etwa 3 % und ist unterhalb dieser sehr gering. Die Datierung von Probenmaterial nach der ¹⁴C-Methode ergab ein Alter von 6315 ± 60 Jahren v.h. (Probe Hv 15986). Bei der Korngrößenverteilung ist eine Tonanreicherung an der Basis der Schicht mit etwa 14 % Ton zu verzeichnen. Die fest verbackenen Aggregate lassen sich nur als Klumpen herausbrechen.

Die Humuszonen werden durch eine Schicht aus schwach schluffigem, feinsandigem Mittelsand getrennt, die ein Einzelkorngefüge aufweist. Geringe Salinität und eine mäßige Alkalität kennzeichnen diese Schicht.

Die untere Humuszone weist ebenfalls höhere Schluff- und Tonanteile auf. Sie fasert in mehrere, manchmal nur zentimetermächtige Schichten auf und ist carbonatarm. Bemerkenswert ist der Gehalt an Evaporiten, die mittlere Salinität unterscheidet sich deutlich von den unmittelbar angrenzenden Schichten. Eine Altersdatierung ergab ein Alter von 7165 ± 75 Jahren v.h. (Probe Hv 15990) für die untere Humuszone. Auf der gesamten Profillänge von 28 m konnten in Tiefen zwischen 1,2 m und 1,6 m unter Gelände zwar mehrere humushaltige Schichten festgestellt werden, aus Abb. 41 wird jedoch deutlich, daß sie der unteren Humuszone angehören, die in mehrere zentimetermächtige Schichten zerfasert. Auch hier ist der Übergang zu den Schichten im Liegenden durch eine deutliche Abnahme des Gehaltes an org. Kohlenstoff ausgeprägt.

Das Material der untersten Schicht besteht aus stark feinsandigem Sandlöß (Probe TL 3), ist nahezu kalkfrei und von geringer Salinität. Ein wichtiges bodenkund-

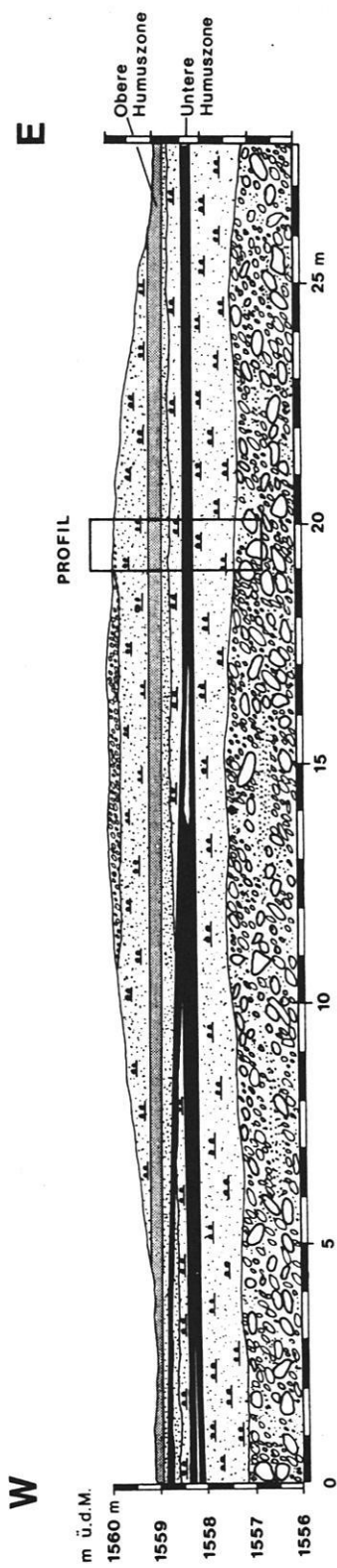
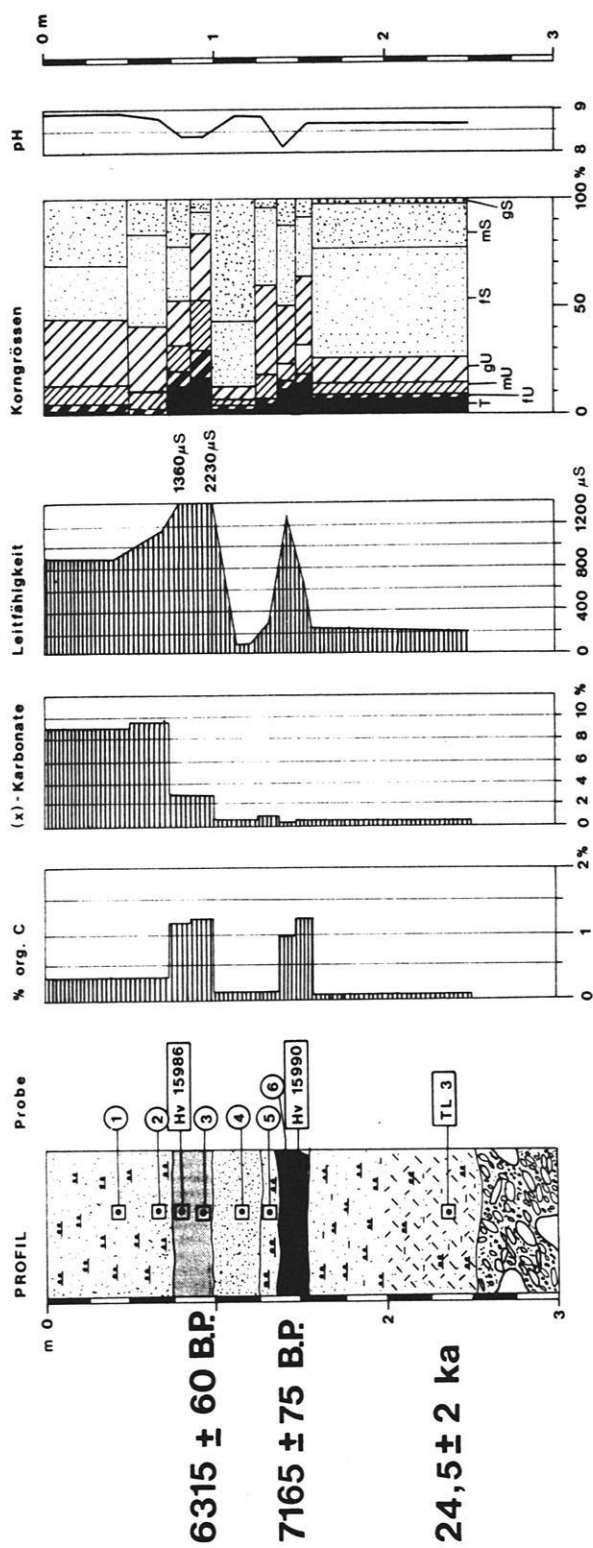


Abb. 41: Sandloßprofil Bayin Haote mit oberer und unterer Humuszone (Legende s. Abb. 22).

liches Merkmal ist neben der Zunahme der mittleren Korngröße die Rostfleckung der unteren 50 cm dieser Schicht. Das Alter dieses Sandlösses konnte durch die Datierung der Probe TL 3 unter Anwendung der Thermolumineszenzanalyse bestimmt werden. Wie aus Kap. 7.3 hervorgeht, wurde der Paläodosismwert hierbei sowohl durch Extrapolation (Additive Methode) als auch durch Berechnung der künstlichen Strahlendosis auf der Basis von Integralen ermittelt (Regenerierungsmethode). Die Anwendung beider Verfahren sollte eine Minimierung der systemimmanenten Fehlerquellen gewährleisten. Die drei in Tab. 18 angegebenen TL-Alter dieser Probe zeigen, daß die Spannweite der Probendatierung relativ gering ist. Da die Altersdatierung nach der Regenerierungsmethode im mittleren Bereich der Abweichungsbeträge liegt, kann das Alter der Probe mit $24,5 \pm 2$ ka angegeben werden. Die beschriebene Sedimentabfolge liegt diskordant einer Schotterflur auf. Angaben zur Mächtigkeit dieser Schotter gibt das ebenfalls in Bayin Haote aufgenommene Brunnenprofil.

4.3.2.2 Brunnenprofil Bayin Haote

Während der Aushubarbeiten eines 26 m tiefen Brunnenschachtes auf dem Gelände des Forest Department in Bayin Haote (Planquadrat H-26 in Beilage 6) konnte ein komplettes Profil der quartären Ablagerungen am Standort 193 aufgenommen werden (Abb. 42).

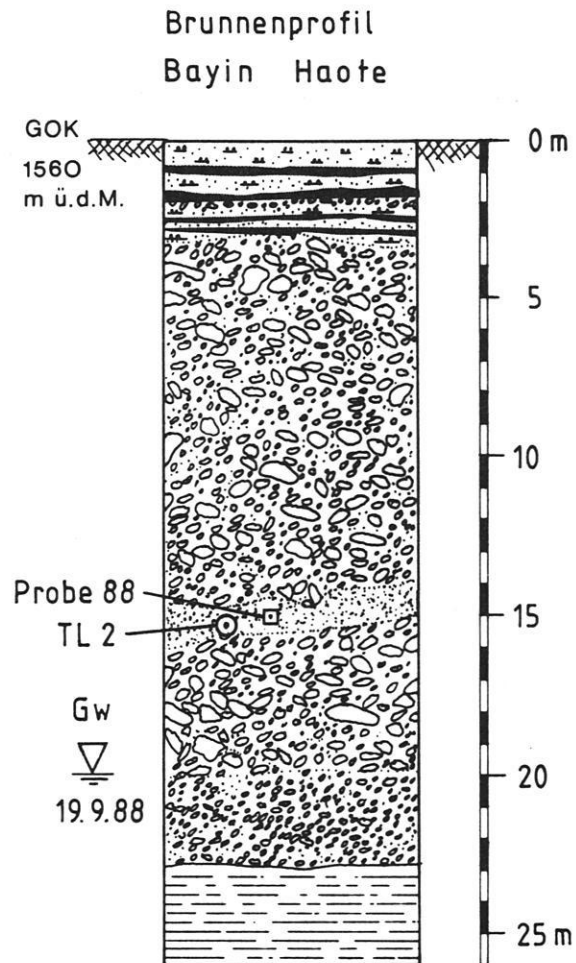


Abb. 42: Brunnenprofil Bayin Haote (Legende s. Abb. 22).

- 0,0-0,6 m: 10 YR 5-3 (trocken), braun; Feinsand, schwach schluffig, stark tonig; mittel verfestigt; stark carbonathaltig; ungeschichtet.
- 0,6-0,8 m: 10 YR 4-2 (trocken) dunkel graubraun; Sand schluffig-lehmig; mittel bis stark verfestigt; schwach carbonathaltig; Humuszone.
- 0,8-1,6 m: 10 YR 7-3 (trocken), sehr hellbraun; Feinsand, stark schluffig; schwach verfestigt; schwach carbonathaltig; ungeschichtet.
- 1,6-1,7 m: 10 YR 4-1 (trocken) dunkel graubraun; Sand, schluffig-tonig; mittel bis stark verfestigt; schwach carbonathaltig; Humuszone.
- 1,7-2,2 m: Kiese und Steine, gerundet, in sandiger Matrix.
- 2,2-2,5 m: 10 YR 5-2 (trocken), graubraun; Feinsand, stark schluffig, schwach mittelsandig; schwach bis mittel verfestigt; carbonatarm; ungeschichtet.
- 2,5-2,7 m: 10 YR 4-1 (trocken) dunkel graubraun; Sand, schluffig-tonig; mittel bis stark verfestigt; schwach carbonathaltig; Humuszone.
- 2,7-2,9 m: 10 YR 5-3 (trocken), graubraun; Feinsand, stark schluffig; schwach verfestigt; carbonatarm.

- 2,9-3,2 m: 10 YR 4-2 (trocken) dunkel graubraun; Sand schluffig-lehmig; mittel bis stark verfestigt; carbonatarm; Humuszone.
- 3,2-3,3 m: 10 YR 5-2 (trocken), graubraun; Feinsand, stark schluffig, schwach mittelsandig; stark verfestigt; carbonatfrei; ungeschichtet.
- 3,3-14,0 m: hochenergetische Grobsedimente; gerundete, z.T. auch kantengerundete Sandsteinblöcke mit Längsachsen bis zu 100 cm mit erkennbarer Schichtung; Hohlraum zwischen den Blöcken mit Sanden mittlerer und grober Körnung ausgefüllt.
- 14,0-15,5 m: 10 YR 6-6 (feucht), braungelb; Mittelsand, schwach feinsandig, mit Mittel- und Feinkiesen; sehr lose; carbonatfrei; geschichtet; Entnahme der Proben 88 und TL 2

15,5-20,0 m: hochenergetische Grobsedimente aus gerundeten Sandsteinblöcken mit Längsachsen bis zu 90 cm.

20,0-23,0 m: gerundete Grobsedimente mit Längsachsen < 40 cm

23,0-26,0 m: rötlicher Siltstein, schwach verfestigt; wassergesättigt.

Die Schichten lassen sich schematisch zu drei Komplexen zusammenfassen, wobei der oberste eine 3,3 m mächtige Sandlößdecke darstellt. Sie ist durch eine Abfolge von vier Humuszonen gekennzeichnet, die als 10 cm bis 20 cm mächtige organikhaltige Schichten in Erscheinung treten. Hieraus ergibt sich, daß die in Kap. 4.3.2.1 vorgestellten Humuszonen keine Singularität sind, sondern sich auch in anderen Profilen nachweisen lassen. Eine Parallelisierung zur oberen und unteren Humuszone (Kap. 4.3.2.1) ist jedoch nicht möglich, da die Humuszonen oft in mehrere dünne Lagen ausfasern. Entscheidend ist hier der Nachweis einer Anreicherung humushaltiger Substanzen, die unter rezenten Klimabedingungen nicht zu erklären ist.

Den mittleren Komplex bilden mit einer Mächtigkeit von 19 m hochenergetische, gerundete und untergeordnet auch kantengerundete Grobsedimente. Sie weisen ähnlich den Ablagerungen der oberen Terrasse eine lagenweise Schichtung auf. Erstaunlich sind die Ausmaße der Grobsedimente, die annähernd den in Photo 79 dargestellten Verhältnissen gleichen und damit im krassen Widerspruch zu rezenten Transportprozessen stehen. Die Längsachsen der Schotter nehmen zur Basis des Schotterkörpers deutlich ab. Aus der Sandschicht in 14 m bis 15 m unter Gelände, die nach Angaben des örtlichen Brunnenbohrmeisters lediglich eine linsenförmige Einschaltung darstellt, wurde die Probe TL 2 zur Datierung nach der Thermolumineszenzmethode entnommen. Wie die Laborbefunde ergaben (Tab. 18 in Kap. 7.3), hat die Probe keine signifikante Bleichung zur Zeit der Ablagerung erfahren, so daß kein verwertbares TL-Potential aufgebaut werden konnte. Daher konnte diese Probe nicht datiert werden.

Den unteren Komplex bilden die als Wasserstauer zu bezeichnenden schwach verfestigten Siltsteine, die den lokalen Grundwasserstauer darstellen. Vermutlich handelt es sich hier um die gleichen kreidezeitlichen Ablagerungen, die das Sockelgestein der oberen Terrasse bilden. Ihre Mächtigkeit dürfte mit etwa 100 m zu veranschlagen sein (Tab. 2 und 3 in Kap. 2.2.2). Der Grundwasserspiegel lag zum Zeitpunkt der Profilaufnahme bei 20 m unter Flur (Abb. 42).

4.3.2.3 Vergleich und Deutung

Der Vergleich beider Profile zeigt eine gute Übereinstimmung der Schichtfolge des Sandlösses. Die Entkalkung der tieferen Sandlößschichten und vor allem die beschriebenen Humuszonen spiegeln die Klimaentwicklung des westlichen Vorlandes im Übergang Pleistozän/Holozän wieder und sind daher wichtige Klimazeugen. Aus der Datierung der Probe TL 3 an der Basis des Profils kann geschlossen werden, daß vor ca. 24.000 Jahren, also im Hochglazial der Würm-Eiszeit, im Vorland ein abrupter Wechsel der Sedimentationsbedingungen einsetzte. Die Aufschotterung im Vorland, die durch den Schotterkörper im Liegenden dokumentiert wird, war zu jener Zeit abgeschlossen. Von diesem Zeitpunkt an begann die Akkumulation äolischer Sedimente in Gestalt des Sandlösses. Unter Zugrundelegung der Datierungen läßt sich die Sedimentationsrate der Schicht oberhalb der Schotter bis zur unteren Humuszone mit einem Wert von 5,77 cm/1000 Jahre errechnen. Im Vergleich zu Sedimentationsraten aus anderen Lößprofilen ist dieser Wert äußerst gering. So geben BURBANK & LI (1985: 430) für das Lößprofil bei Lanzhou eine Sedimentationsrate von 26 cm/1000 Jahre an. Lediglich im 500 km östlich von Lanzhou gelegenen Lößprofil von Luochuan sind die Lößsedimentationsraten mit 7 cm/1000 Jahre vergleichbar gering (BURBANK & LI 1985: 430). Möglicherweise waren die Bedingungen zur Fixierung des Sandlösses aufgrund spärlicher Vegetation relativ ungünstig. Auch ist eine teilweise Erosion des Sandlösses vor Ablagerung der unteren Humuszone nicht auszuschließen. Die als Relikte zu deutenden Flecken aus rostroten Fe-Oxiden in den untersten 50 cm bis zu den Schottern können als Zeugen einer ehemals hydromorphen Beeinflussung des Substrates angesehen werden. Aufgrund der damals herrschenden Temperaturenniedrigung (Tab. 15 in Kap. 5.4) muß angenommen werden, daß auch das Vorland des Helan Shan der Zone des Dauerfrostbodens angehörte. Im jahreszeitlichen Verlauf bildete sich auf dem gefrorenen Substrat im Liegenden eine sommerliche Auftauzone, in der Staunässe vorherrschte. Dies würde die Bildung der Rostflecken erklären. Von besonderer Bedeutung ist hierbei die Frage, über welche Zeiträume hinweg der Dauerfrostboden existierte. Nach neuesten Untersuchungen aus dem nordöstlich des Arbeitsgebietes gelegenen Horqin Sandy Land (44°N/122°E) war der Dauerfrostboden dort noch im frühen und sogar mittleren Holozän ausgeprägt (freundl. mündl. Mitt. D. JÄKEL v. 16.03.1993).

Die Humuszonen sind ein Beleg für eine tiefgreifende

Klimaveränderung im frühen Holozän. Die ausgeprägte Anreicherung organischer Substanz ist als Ausdruck feuchterer Klimabedingungen zu deuten. Eine vergleichbare Humusanreicherung ist unter gegenwärtigem Klima im Helan Shan oberhalb 2400 m ü.d.M. bzw. oberhalb der 360 mm-Isohyete gegeben. Auch für die Verlehmung und Tonverlagerung der Humuszonen sind Niederschlagsmengen erforderlich, wie sie nur in semihumiden Klimaten möglich sind. VOGG (1986: 27) gibt die für eine Verlehmung und Tonverlagerung notwendigen Niederschlagsmengen mit 250 mm/Jahr bis 500 mm/Jahr an. Auch die intensive Durchwurzelung muß als reliktsches Merkmal angesehen werden. Entlang größerer und kleinerer Wurzelgänge ist eine deutliche Verdichtung des Gefüges, vermutlich infolge bioturbater Vorgänge, festzustellen. In einigen Wurzelgängen sind noch Wurzelreste enthalten. Aus diesen Angaben kann für den Zeitraum zwischen ca. 6300 bis 7165 Jahren v.h. ein humideres und wärmeres Klima mit überwiegend deszendenter Bodenwasserbewegung und relativ dichter Pflanzendecke abgeleitet werden. Diese Deutung wird auch durch die Entkalkung der Humuszonen und der Sandlößschichten im Liegenden gestützt. Aufgrund der absteigenden Bodenwasserbewegung wurden die mobileren Kationen (Na^+ , K^+) und Anionen (Cl^- , HCO_3^-) in größere Tiefen des Bodens verlagert. Auch das Gefüge der tieferen Schichten ist durch eine Fülle

von rißförmigen Hohlräumen durchzogen. Sie können als Wurzelgänge gedeutet werden und sind Anzeichen einer ehemals intensiveren Durchwurzelung des Substrates. Die Auffaserung der Humuszonen durch eingeschaltete Sandschichten belegt, daß es zwischenzeitlich zur Mobilisierung von Flugsanddecken gekommen ist. Entkalkung und Tonverlagerung beweisen eine Verwitterung des Sandlößes. Insgesamt ist das Ausmaß der Verwitterung relativ gering und wurde nach Entstehung der Humuszonen abrupt unterbrochen.

Die hohe Salinität der Humuszonen weist auf Evaporite hin, die durch intensive Austrocknung des Substrates angereichert wurden. Zum Hangenden folgt ein unverwitterter Sandlöß mit Merkmalen der Carbonatisierung, der für die gegenwärtigen Verhältnisse typisch ist. Die rezenten pedogenetischen Prozesse erfassen lediglich den oberen Dezimeter-Bereich des Profils.

Die Schotter unterhalb des Sandlößprofils, deren Mächtigkeit mit insgesamt 23 m angegeben werden kann, zeigt eindrucksvoll das Ausmaß der Vorlandverschüttung. Das Problem der Vorlandverschüttung hängt mit der Genese der oberen Terrasse ursächlich zusammen und wird daher in Kap. 5.3 diskutiert. Das Fehlen von Kalkkrusten ist jedoch ein sicherer Hinweis auf eine Umlagerung der Grobsedimente im Ausräumungsbereich des Schotterkegels.

5. Rekonstruktion der jungquartären Klimaentwicklung des Helan Shan und seines westlichen Vorlandes

5.1 Rekonstruktion der letzteiszeitlichen Schneegrenzlage

Die Höhenlage einer vorzeitlichen Schneegrenze (GWL) kann über kartypische Merkmale der Erosionsformen, insbesondere das Karbodenniveau, rekonstruiert werden. Nach HEUBERGER (1980: 36) gelten in der gesamten internationalen Literatur dort, wo eindeutige Glazialablagerungen fehlen, die Kare mit ihrer Untergrenze als Zeugen von hocheiszeitlichen Schneegrenzlagen. Ein Karbodenniveau ist jedoch nur bei der Formengruppe 1 durch eine deutliche Stufung bzw. Verflachung im Längsprofil ausgeprägt. Im Fall des Hochtalkars Cha Gou kann daraus die Höhenlage der GWL mit 3000 m abgeleitet werden. Die Anwendung dieser Methode auf den im Helan Shan vorherrschenden Typ glazialer Erosionsformen des Breitbodens kann grob vereinfachend dahingehend modifiziert werden, daß die Höhenlage der Schneegrenze als arithmetisches Mittel zwischen dem Auslaß (Ausl. in Tab. 8; Kap. 4.2.1.3) und dem höchsten Punkt im Einzugsgebiet (HP in Tab. 8) angesetzt wird. Unter Zugrundelegung der in Tab. 8 angegebenen Mittelwerte (HP = 3281 m; Ausl. = 2916 m) läßt sich das arithmetische Mittel mit 3099 m errechnen.

Eine andere Möglichkeit zur Ermittlung der Schneegrenzlage ist durch die Anwendung der Methode von LOUIS (1955) gegeben. Er berechnet die Schneegrenze als arithmetisches Mittel aus der Gletscherendlage und dem höchsten Gipfel in der Umrahmung eines Gletschers. Obwohl diese Methode aufgrund der Untersuchungen von GROSS et al. (1976: 234 ff.) nicht frei von Fehlern ist und im allgemeinen etwas zu hohe Resultate liefert, ist sie in der Literatur als grobes Näherungsverfahren anerkannt und wegen ihrer leichten Anwendbarkeit den folgenden Berechnungen zugrunde gelegt worden. Als Gletscherendlage habe ich dabei die Höhenlage der wallförmigen, quer zum Tal verlaufenden glazigenen Diamiktite angenommen und von der zugehörigen Erosionsform den höchsten Gipfel der Wandumrahmung bzw. des Einzugsgebietes aus der Topographischen Karte entnommen. Die Auswertung von ausgesuchten 6 Beispielen (Tab. 13) ergab einen Mittelwert von 3012 m.

Lokalität	Gletscherendlage	höchster Gipfel	rekonstruierte GWL
Huang Tu Liang Zi	2800	3391	3095
Xi Gou	2840	3160	3000
Yao Yao Gou	2620	3273	2946
Halawu Bei Gou	2860	3227	3043
Tou Dao Gou	2680	3166	2923
Halawu Nan Gou	2640	3483	3062
Mittelwerte	2740	3283	3012

Tab. 13: Berechnung der Höhenlage der letzteiszeitlichen Schneegrenze (GWL) im Helan Shan unter Anwendung der Methode von LOUIS (1955).

Dieser Wert stimmt gut mit den o.g. Angaben der Erosionsformen überein, so daß die letzteiszeitliche Schneegrenze im Helan Shan mit einer Höhenlage zwischen 3000 m bis 3100 m ü.d.M. angenommen werden muß. Genau genommen bezieht sich diese Angabe auf das Hochglazial der letzten Eiszeit. Im Vergleich zum rezenten Verlauf der GWL, deren Höhenlage FRENZEL (1960) für den mittleren Huang He Bogen bei 38°N mit 4100 m ü.d.M. angibt, bedeutet dies eine Depression der Schneegrenze um 1000 bis 1100 Höhenmeter. Einschränkend ist hierbei zu berücksichtigen, daß Angaben zur Expositionsabhängigkeit fehlen.

Aus diesen Kalkulationen lassen sich nunmehr Angaben zur flächenhaften Ausdehnung der Gebirgsvergletscherung ableiten. Bei einem Flächenverhältnis von Nährgebiet zu Zehrgebiet von 2:1, das in etwa den rezenten Verhältnissen im Qilian Shan und Kunlun Shan entspricht (ZHANG Zhenshuan & JIAO Keqin 1987: 85), ist im Arbeitsgebiet die Größe der potentiell vergletscherten Fläche mit ca. 48 km² anzugeben. Die tatsächlich vergletscherte Fläche war mit Sicherheit kleiner, da es sich um eine asymmetrische Gebirgsvergletscherung mit eindeutiger Bevorzugung der N-Expositionen handelte. Aus dem Vergleich der glazigenen Erosionsformen und der entsprechenden Akkumulationsformen ist ersichtlich, daß die glazigenen Diamiktite bescheidene Ausmaße aufweisen. Dieses Mißverhältnis wird besonders beim Kar im Cha Gou deutlich. Insgesamt sind die glazigenen

Diamiktite viel zu unbedeutend, als daß sie der Karbildungsperiode zugeordnet werden könnten. Außerdem haben sich in die nordexponierten Seitenwände des Kars mehrere Nivationstrichter eingetieft, die ja erst nach dem Abschmelzen des Kargletschers entstanden sein können. Hieraus läßt sich ableiten, daß die Intensität der letzteiszeitlichen Vergletscherung nicht ausgereicht haben kann, derartig große Kare wie das Cha Gou zu bilden. Das Kar im Cha Gou sowie die großen karartigen Talschlüsse direkt nördlich des Gipfels (Abb. 30 in Kap. 4.2.1) müssen daher als Relikte einer älteren, präwürmzeitlichen Vergletscherung gedeutet werden. Diese ältere Vergletscherung hat mutmaßlich sogar zur Ausbildung von Talgletschern geführt. Im Zuge der letzten Eiszeit bot das präexistierende Kar Cha Gou als geeignete Hohlform die topographisch günstigen Voraussetzungen zur Aufnahme einer Firnmasse, aus der sich dann ein Kargletscher entwickeln und die Karform weiterbilden konnte. Im Fall der großen karähnlichen Talschlüsse nördlich des Gipfels (Abb. 30 in Kap. 4.2.1) ist anzunehmen, daß die Schneemassen lawinenartig von den steilen Bergflanken abgingen und am Talboden angehäuft wurden. Da die Talböden jedoch ca. 300 m unterhalb der hochglazialen Schneegrenze liegen, waren die Bedingungen für die Bildung eines Gletschers ungünstig.

5.2 Rekonstruktion der letzteiszeitlichen Höhenstufung des Helan Shan

Aufgrund der vorgestellten Klimazeugen, insbesondere der Erosionsformen und deren räumlicher Verteilungsmuster, ist es möglich, ein Modell der Höhenstufung während des letzteiszeitlichen Hochglazials zu entwickeln. Dies sei am Beispiel eines NW-SE verlaufenden Profils im Talzug des Cha Gou verdeutlicht (Abb. 43).

Oberhalb 3000 m bis 3100 m ü.d.M. war bevorzugt in nördlichen und nordwestlichen Expositionen eine glaziale Höhenstufe ausgeprägt, die durch Talschlußkare und Hochtalkare sowie Breitböden belegt ist. Die Breitböden, die nach dem Stand der Literatur als diagnostisches Merkmal kontinental-arider Gebirgsvergletscherungen gelten, nahmen auch ost- und westexponierte Hänge ein. Die Dimensionen der glazigenen Erosionsformen in strahlungsexponierten Lagen sind jedoch wesentlich kleiner und treten niemals in Südexposition auf. Lediglich die Nivationskare, die als Vorformen der Karbildung zu interpretieren sind, besetzen alle Expositionen. Die Schuttproduktion der Kar- und Hängegletscher ist als Ausdruck des kalten Gletschertyps gering. Hangabwärts schließt sich eine Talvergletscherung geringen Ausmaßes an, die in Höhen

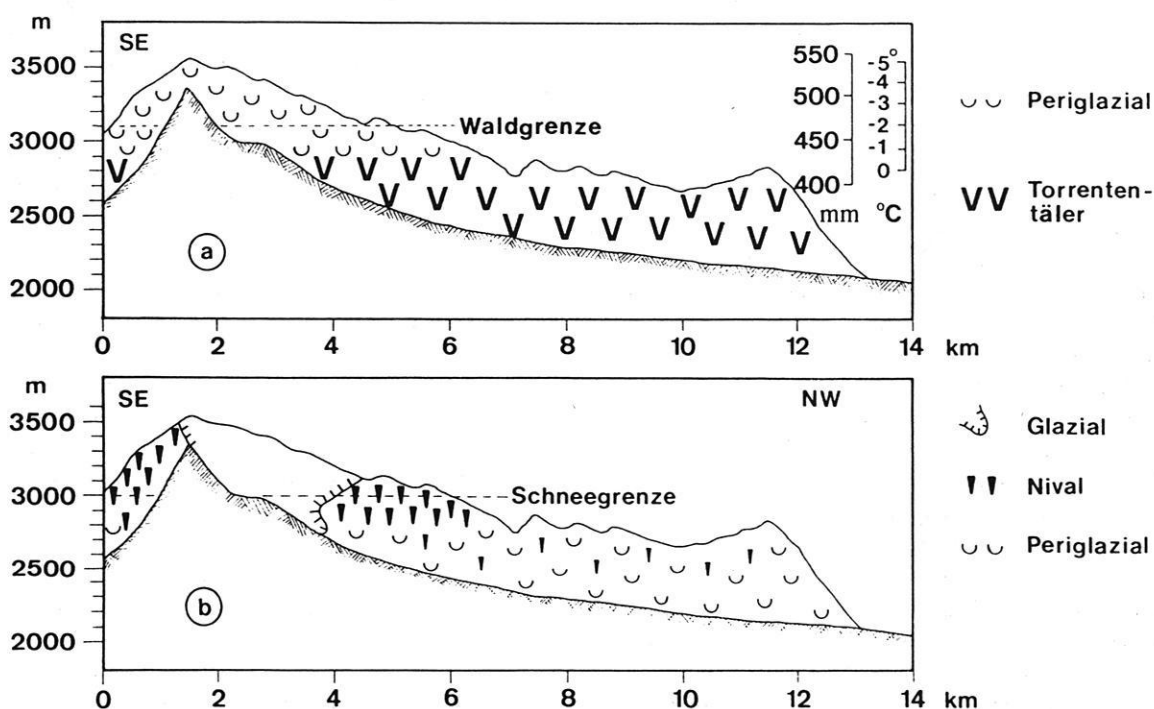


Abb. 43: Vergleich der gegenwärtigen (a) und letzteiszeitlichen (b) Höhenstufung des Helan Shan, schematisch.

oberhalb 2600 m ü.d.M. Grundmoränen hinterläßt. Die Satzendoränen sind als Hinterlassenschaften von stagnierenden bzw. kurzfristig vorrückenden Gletscherzungen während der spätglazialen Phase des Eisabbaus zu deuten. Eindeutige Gletscherschliffe sind wegen der petrographisch ungünstigen Bedingungen nicht nachweisbar. Zeugen eines glazigenen Transports sind in Gestalt der konkaven Ausbruchstellen an den kantengerundeten Blöcken vorhanden.

Die nivale Höhenstufe ist neben der generellen Tendenz zur Zuschärfung des Reliefs durch zahlreiche Nivations-trichter ausgewiesen, deren lichte Weite in der Regel eine Zehnerpotenz kleiner ist als bei den glazialen Formen. Sie sind regelhaft verknüpft mit einer Strecke des Durchtransports und anschließendem Schuttkegel. Diese Formensequenz der nivalen Serie i.S. LEHMKUHLs (1989) tritt in Höhen zwischen 2700 m bis 3300 m ü.d.M. auf. Die Nivationstrichter treten in allen Expositionen auf, in S-Exposition reichen ihre halbtichterförmigen Oberhänge sogar bis 3500 m ü.d.M. Der Einfluß der Exposition äußert sich lediglich darin, daß die polwärtigen Nivationstrichter wesentlich größer dimensioniert sind und eine stark ausgeprägte Trichterform haben. In topographisch ungünstigen Situationen, wo mehrere Nivationstrichter an dieselbe schmale und langgestreckte Transportstrecke anschließen, bildet sich ein Nivationskegel erst am Auslaß dieses Seitentals in das Haupttal. Dieser von mehreren Nivationstrichtern gebildete Nivationskegel ist größer und flacher als bei den Einzelformen. Postglazial haben sich aus den Nivationskegeln Blockströme entwickelt.

Unterhalb 2700 m ü.d.M. schließt sich eine periglaziale Formungsregion an, die durch fossile Blockschutthalde und Blockströme in den Talungen belegt ist. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß sich die Blockströme mit Sicherheit aus den Diamiktiten der Talfüllungen, also hauptsächlich der Grundmoräne, entwickelt haben. Die Blockströme waren auch nach dem Abschmelzen der Kar- und Hängegletscher noch aktiv. Aus dem Vergleich mit paläoklimatischen Befunden aus Ostasien (Kap. 5.4) kann für das Arbeitsgebiet gefolgert werden, daß die periglaziale Höhenstufe mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit bis in das Vorland reichte. Konkrete Angaben zur Untergrenze des letzteiszeitlichen Periglazials sind jedoch aufgrund des Fehlens eindeutig periglazialer Formen im Gebirgsvorland nicht möglich. Lediglich die weitflächig im Vorland verbreiteten kleinen, buckelförmigen Kupsten (Photo 14) ähneln morphologisch sehr den Thufuren (Photo 29) der rezenten periglazialen Höhenstufe. Bislang konnte noch nicht geklärt werden, ob es sich hierbei um Konver-

genzerscheinungen oder um vorzeitliche periglaziale Formen handelt.

Insgesamt ist im Vergleich zur rezenten Höhenstufung (Abb. 43) eine Verlagerung der Höhenstufen um mindestens 900 Höhenmeter festzustellen.

5.3 Entstehung der Terrassen und ihre zeitliche Stellung

Nach der Darlegung der letzteiszeitlichen (= würmzeitlichen) Gebirgsvergletscherung des Helan Shan erhebt sich die Frage, in welchem zeitlichen und genetischen Zusammenhang der Formenschatz des Gebirgsvorlandes, insbesondere der Terrassen, zu deuten ist.

Für die Altersstellung der Terrassen sind die erwähnten Kalkkrusten ein entscheidender Indikator. Als großflächig verbreitete und stellenweise exponierte Oberflächenverhärtungen bilden sie eine morphologisch recht widerständige Härtlingsdecke über den Schottern der oberen Terrasse. Im Reliefbildungsgeschehen spielen sie daher die Rolle eines lokalen Stufenbildners und wirken formkonservierend. Eine ausschließlich aszendente Lösungsmittelbewegung, wie sie ABDUL-SALAM (1966: 41) für die Kalkkrusten aus dem Antilibanon beschreibt, ist bei der Genese der vorgestellten Kalkkrusten schwer vorstellbar. Dies würde voraussetzen, daß in den groben Schottern, die zudem in eine sandig-kiesige Matrix eingebettet sind, Lösungen kapillar aufsteigen können. Selbst bei der Annahme eines oberflächennahen Grundwasserspiegels ist ein Kapillaraufstieg bei der gegebenen Textur auszuschließen. Nach dem neueren Stand der Literatur ist die Kalkkrustengenese ein komplexer Prozeß, bei der nicht nur die Aszendenz, sondern vielmehr die deszendente Bedingungen von entscheidender Bedeutung sind.

BLÜMEL (1981) beschreibt die Ausbildung von Kalkkrustenprofilen als polygenetische Bildung von drei verschiedenen Entwicklungsstadien. Überträgt man sein Schema der Entwicklungsstadien auf die Funde im Arbeitsgebiet, so beginnt die Kalkakkumulation im kryptogenen Initialstadium durch den Eintrag allochthoner Carbonate. Hierfür würde sowohl ein äolischer Eintrag durch Ablagerung carbonathaltiger Sandlösser etc. als auch eine lateral-deszendente Migration in Frage kommen, da am Gebirgsrand, also am Ansatzpunkt des Schotterkegels, paläozoische Kalke aufgeschlossen sind (Beilage 2). Dabei kommt dem letzt genannten Faktor eine besondere Bedeutung hinsichtlich der Carbonatbereitstellung zu. Bei einer anzunehmenden Lateral-

deszendenz würden die proximalen steileren Bereiche des Schotterkegels stärker inkrustiert werden als die distalen. Aufgrund dieser Annahme läßt sich erklären, weshalb der Grad der Inkrustation zum Vorland abnimmt. Die postsedimentäre Lößverwitterung bzw. deszendente Carbonatverlagerung erfolgt dann in einem semiariden bis semihumiden Klima bei akzentuierter Trockenzeit und mittleren Jahresniederschlägen von 300 mm bis 600 mm. Diese klimatischen Bedingungen gewährleisten zum einen die lang anhaltende Durchfeuchtung, die für die Migration und Deszendenz des gelösten Kalkes notwendig ist. Zum anderen ermöglicht eine jahreszeitlich bedingte Trockenphase die Ausfällung und Fixierung der Carbonate.

Hieran schließt sich das exponierte Diagenesestadium an, das durch eine Exhumierung des Ca-Horizontes und oberflächennahe Lösungsverwitterung gekennzeichnet ist. Diese Prozesse gehen unter semiariden bis ariden Klimabedingungen bei mittleren Jahresniederschlägen von 100 mm bis 300 mm vonstatten. Dies stimmt mit den Angaben von ABDUL-SALAM (1966: 41) überein, der für das Optimum der Krustenbildung einen Jahresniederschlag von 200 mm angibt. Schließlich wird im diagenetischen Endstadium die Oberfläche durch Bildung von Lamellenkrusten plombiert. Am Ende der geschilderten Entwicklungsreihe besteht das Profil aus einer lockeren Unterkruste, einer zementierten Oberkruste und einer Lamellenkruste. Wie die Befunde aus der Oberkruste zeigen, wurden nicht nur die Hohlräume der Schotterdecke durch die Einlagerung der Kalkmatrix verfüllt. Durch den Calciteinbau kam es auch zu einer Volumenerweiterung. Dies wird in dem gegenseitigen räumlichen Verdrängen der Grundmassenkomponenten deutlich. Ähnliches beschreibt BLÜMEL (1981: 26) vom Saagberg (Südwest-Afrika). Die Kalkkruste ist also wesentlich voluminöser als das präexistente Sediment. Konservierung und z.T. Verkarstung sowie eine randlich erosive Zerschneidung sind typisch für das Endstadium, wie es bei der oberen Terrasse vorliegt. Unter gegenwärtigen Klimabedingungen kommt es nur zu einer schwachen oberflächlichen Umformung in Gestalt der Verkarstung und Lamellenbildung.

Entscheidend für die Altersstellung der Kalkkrusten ist die Frage, in welchen Zeiträumen die Entwicklungsstadien ablaufen. Die Datierungen der Kalkkrusten können hier einen Beitrag zur Klärung dieser Frage liefern. Das für den unteren Bereich der Oberkruste ermittelte Alter von 30350 ± 470 Jahren v.h. (Probe Hv 15983) weist darauf hin, daß in dieser Phase bereits der Übergang vom Initialstadium zum Diagenesestadium begann. Das darauf folgende diagenetische Endstadium

wird durch die Datierungen aus dem Übergang Lamellenkruste/Oberkruste mit Altersangaben von 21970 ± 160 Jahren v.h. bzw. 12860 ± 110 Jahren v.h. (Proben Hv 15984 bzw. Hv 15985) erfaßt.

Bei der Interpretation der Datierungen ist zu berücksichtigen, daß es durchaus zu Kontaminationen kommen kann, die das Alter der Krusten verjüngen würden. Nach BLÜMEL (1981) würde man in diesem Fall die Zeit der definitiven Diagenese datieren, so daß die krustenverursachende Phase dann wesentlich älter sein müßte. Von der begründeten Annahme ausgehend, daß die Zementierung der Oberkruste vor ca. 30.000 Jahren einsetzte, muß die Phase des kryptogenen Initialstadiums noch weiter zurückliegen und zeitlich vor dem letzten Hochglazial erfolgt sein. Da eine bedeutende Kalkakkumulation nur bei edaphisch humiden Verhältnissen mit jahreszeitlicher Bodenaustrocknung stattfindet, kann dieses Stadium zeitlich dem Frühglazial zugeordnet werden. Die Ablagerung der Schotter, die als präexistierendes Sediment das Ausgangssubstrat der Kalkkrustenbildung darstellen, muß daher zeitlich noch vor dem Frühglazial erfolgt sein. Aufgrund der Datierungen und dem morphologischen Erscheinungsbild kann abgeleitet werden, daß die Altersstellung der oberen Terrasse mit großer Wahrscheinlichkeit präwürmzeitlich ist und daher nicht mehr dem Jungquartär zugeordnet werden kann. Diese Schlußfolgerung wird auch durch den Verwitterungsgrad der Schotter untermauert und stellt genügend Zeitraum für die Zertalung der Terrassenfläche zur Verfügung.

Aufgrund dieser Ausführungen läßt sich nunmehr eine relative Chronologie der Terrassen ausgliedern. Die Ablagerungen der oberen Terrasse sind in ihrer Entstehung präwürmzeitlich. Diese Schotterkegel gehören daher einem älteren Stadium an. Im Gegensatz dazu stehen die Sedimente der unteren Terrasse, die aufgrund fehlender Kalkkrusten und der Datierung eingesedimentierter Dünenande (Probe TL 4; s. Tab. 18 in Kap. 8.6) mit Sicherheit würmzeitlich abgelagert worden sind. Daher können sie als jüngstes Stadium klassifiziert werden. Zwischen beiden Terrassen vermitteln sowohl räumlich als auch zeitlich die Schotterkegel des mittleren Stadiums (Kap. 4.3.1.3). Das Vorkommen von Kalkkrusten rechtfertigt die Annahme, daß sie älter sind als die untere Terrasse. Da ihre Kalkkrustenprofile jedoch nicht so deutlich ausgeprägt sind wie bei der oberen Terrasse und keine Datierungen vorliegen, ist eine genauere zeitliche Zuordnung nicht möglich.

Eine Deutung der Terrassensedimente muß sich der Frage stellen, durch welche Transportprozesse die jewei-

ligen Akkumulationen erklärt werden können. Die Schotterkegel des älteren Stadiums haben aufgrund ihrer Konfiguration durchaus Ähnlichkeiten mit den Schüttungskegeln der Rañas, wie sie GEHRENKEMPER (1978) aus den Montes de Toledo in Zentralspanien beschreibt. Die Rañas setzen sich aus festverbackenen groben Fanger-Sedimenten in einer sehr tonreichen Matrix zusammen (GEHRENKEMPER 1978: 39) und sind reine Aufschüttungsformen, die sich auf älteren Fußflächen abgelagert haben. Für den Transport des kantigen bis kantengerundeten Materials nimmt GEHRENKEMPER (1978) schlammstromähnliche Prozesse mit anschließenden aquatischen Fließvorgängen an. Diese Prozeßdynamik kann jedoch weder den guten Rundungsgrad der Grobsedimente noch die fast ausschließlich aus Kiesen und Sanden bestehende Matrix erklären.

Größe und Zurundung der Grobsedimente sowie deren Matrix deuten auf eine hochenergetische Prozeßdynamik hin, wie sie nur aus dem fluvialen oder glazifluvialen Transportgeschehen bekannt ist. Wegen der festgestellten Klassierung der Korngrößen und der auf eine lagenweise Ablagerung schließenden Bänderung bzw. Stratifizierung weisen sie durchaus Merkmale einer Schotterflur auf. Beträchtliche Schwierigkeiten bei der Annahme einer rein fluvialen Dynamik treten jedoch hinsichtlich der transportierten Korngrößen auf. Anhand des Photos 79 ist ersichtlich, daß selbst in 15 km Entfernung vom Gebirgsrand noch gerundete und kantengerundete Grob-Brocken mit Längsachsen von 90 cm vorkommen. Die Mächtigkeit dieser Vorlandverschüttung beträgt mindestens 20 m (Kap. 4.3.2.2). Selbst bei der Annahme stark erhöhter Niederschlagsmengen ist es fraglich, ob die Transportkraft der dadurch verursachten Abflußereignisse für eine Verfrachtung dieser Brocken ausreicht. Aus diesen Gründen ist das Problem der Vorlandverschüttung von herausragender Bedeutung.

Das relativ geringe Ausmaß der würmzeitlichen Gebirgsvergletscherung steht in Einklang mit der Abflußdynamik, die sich aus der Schichtenfolge der unteren Terrasse ableiten läßt. Im Vergleich zur oberen Terrasse ist die Schotterführung und damit die Energetik der vom Schmelzwasser gesteuerten Abflußereignisse als mäßig einzustufen, da vornehmlich Sande und Kiese transportiert worden sind. Ein Transport von Grobsedimenten erfolgte dabei nur in geringem Maß durch Umlagerung über kurze Strecken. Wie bereits in Kap. 4.3.1.5 angedeutet, läßt das geschilderte Ausmaß der Vorlandverschüttung nur Rückschlüsse auf einen hochenergetischen Transport zu. Aufgrund der Zeitstellung der oberen Terrasse muß der Grobsedimenttransport präwürmzeit-

lich erfolgt sein. Hinsichtlich der Genese sind neben der ausgeprägten Zurundung und der Größe der Schotter vor allem die Blockansammlungen in die Deutung einzu-beziehen.

Die Diskussion der Vorlandsverschüttung als Ergebnis einer rein fluvialen Dynamik ist aufgrund der sub-tropisch-kontinentalen Lage in einem Trockengebiet nur durch den Mechanismus der Schichtfluten zu deuten. Die hierfür notwendigen Voraussetzungen sind Starkregen mit hohen Niederschlagsintensitäten, eine spärlich ausgebildete Vegetationsdecke und eine verringerte Infiltrationskapazität. Derartige Schichtfluten sind besonders aus dem Sahel bekannt, wo die Niederschlagsmengen der episodisch auftretenden Starkregen aufgrund der infiltrationsmindernden "Luftkisseneffekte" oder schaubodenartiger Bodenhorizonte flächenhaft abfließen. Dabei können in Gebirgstälern und im Vorland Blöcke mit Längsachsen > 60 cm bewegt und Grobschotter über längere Strecken transportiert werden (MENSCHING et al. 1970: 88). Der Mechanismus der Schichtfluten erklärt zwar die hohe Abtragleistung. Die daraus resultierenden Formen sind jedoch Fanglomerate, die als kaum sortierte Schuttfächer abgelagert werden. Die klassierten und gut zugerundeten Schotter der oberen Terrasse stehen daher im Widerspruch zur Annahme einer ausschließlich durch Schichtfluten geprägten Dynamik, zumal sie tendenziell zur Flächenbildung führt und die Sprunghöhe der oberen Terrasse nicht deuten kann.

Da die Entstehung der oberen Terrasse durch rein fluviale Dynamik nicht hinreichend erklärt werden kann, soll im folgenden die Transportleistung einer glazifluvialen Dynamik diskutiert werden. Die folgenden Ausführungen basieren daher auf der Annahme einer mutmaßlichen präwürmzeitlichen Vergletscherung größeren Ausmaßes. Diese Hypothese stützt sich auf den Befund, daß das Haupttal Halawu Bei Gou oberhalb von 2400 m ü.d.M. eine Übertiefung unbekanntes Ausmaßes aufweist, die durch einen Quellhorizont markiert wird und nicht auf karstkorrosive Konvergenzerscheinungen zurückgeführt werden kann. Auch im Talquerprofil (Profil P 6 in Abb. 23; Kap. 3.4) sind Ähnlichkeiten mit glazial geformten Trogtälern vorhanden. Als weiterer morphologischer Befund ist zu nennen, daß sich der Talraum talaufwärts verbreitert und Anschluß an die großen karähnlichen Erosionsformen (Abb. 30 in Kap. 4.2.1) findet, die auffälligerweise nach NW geöffnet sind. Die talabwärts zu verzeichnende Verengung des Talraums läßt sich aus rein fluvialer Formung nicht erklären. Bei der gegebenen Materialgleichheit des Anstehenden muß die Talweitung anders als strukturell

oder fluvial erklärt werden. Dieses Grundrißbild entspricht in seinen morphologischen Gegebenheiten einem Talgletscher größeren Ausmaßes. Interpretiert man die Talböden der zugehörigen Erosionsformen in Abb. 30 (Kap. 4.2.1) als Karböden, so würde bei einem Verhältnis von Nährgebiet zum Zehrgebiet in der Größenordnung 2:1 eine Talvergletscherung resultieren, die den Gebirgsrand erreicht. In diesem Fall würde sich das glazifluviale Material kegelförmig im Vorland ausbreiten. Die Konfiguration des dabei entstehenden Kegelsanders wäre dann annähernd identisch mit der Form des Schotterkegels. In diesem Sinne wären die Schotter der oberen Terrasse als Vorstoßschotter einer präwürmzeitlichen Talvergletscherung zu interpretieren.

Ein Problem stellen jedoch die gebirgsrandnahen Blockansammlungen im Ausraumbereich des Schotterkegels dar (Photo 75). Sie ähneln sehr den Resten der ausgespülten Grundmoränendecke, wie sie HÖVERMANN & HÖVERMANN (1991: 62) aus dem Einzugsbereich des Kerya Darya als Relikte der vorletzten Vergletscherung im Vorfeld des Kunlun Shan beschreiben. Eine Deutung dieser Blockansammlungen im Sinne von Moränen führt zu der Folgerung, daß es sich hierbei um Relikte einer Vorlandvergletscherung handeln müßte. Im Vergleich zu den von HÖVERMANN & KUHLE (1985) aus NE-Tibet beschriebenen Typen von Vorlandvergletscherungen hat das beschriebene Erscheinungsbild gewisse Ähnlichkeiten mit dem Typ des Grundmoränenlobus. Dieser Typ weist einen intensiven Materialtransport an der Basis auf, ein abrupter Wechsel von glazigenen und glazifluvialen Materialien fehlt. Das Grundmoränenmaterial wird nach dem Abschmelzen des Gletschers durch frostdynamische und fluviale Prozesse weiter bewegt. Die Untergrenze dieses Typs ist an diskontinuierlichen Dauerfrostboden gebunden. Bei der Annahme eines Gletscherlobus im Gebirgsvorland wären die Grobsedimente der oberen Terrasse als paraglaziale Bildungen einzuordnen. Die beträchtliche Sprunghöhe der oberen Terrasse würde sich durch das Abschmelzen des Gletscherlobus ergeben. Obwohl sich einige der beschriebenen Phänomene mit dieser Deutung erklären lassen, fehlt hier jedoch ein wichtiges Merkmal des Grundmoränenlobus, nämlich die parallel verlaufenden Ufermoränen. Auch eine Deutung als Bortensander, den KUHLE (1984) als Indikator semiarider Vorlandvergletscherungen beschreibt, ist hier auszuschließen. Ein Materialwechsel von Diamiktit zu glazifluvialem Sediment, der als wichtigstes Merkmal eines Bortensanders gilt, ließ sich in keinem Fall nachweisen. Aus den genannten Gründen sind die Indizien unzureichend, um eine Vorlandvergletscherung annehmen zu können.

In Abwägung der diskutierten Hypothesen zur Vorlandverschüttung lassen sich die geschilderten Phänomene am ehesten durch die Annahme einer ausgedehnten präwürmzeitlichen Talvergletscherung erklären, die im Vorland eine Gletschertorschotterflur in Gestalt eines Kegelsanders hinterließ. Eine Materialumlagerung dieser Schotterflur hat mit Sicherheit letzteiszeitlich unter der Beteiligung frostdynamischer Prozesse stattgefunden (Kap. 5.5).

Nach der Akkumulation des Terrassenkörpers in einer Phase vermutlich glazifluvialer Aufschotterung ist nunmehr das Problem der Erosion zu erörtern. Hierbei sind neben den klimatischen Ursachen auch endogene, vor allem neotektonische Ursachen zu berücksichtigen. Insbesondere ist die Rolle der Gebirgsbildung im Vorgang der Terrassenbildung zu untersuchen. Das Relief des Helan Shan ist mit einer aktuellen Hebungsrate von 2 mm/Jahr durch Neotektonik geprägt (Kap. 2.2.3). Die dadurch bedingte beträchtliche Reliefernergie ist in Gestalt steiler Bergflanken am Gebirgsrand gekennzeichnet, die im Südteil des Helan Shan den Charakter von Bruchstufen annehmen. Weiterhin ist das Steilrelief durch das Fehlen von Verebnungen gekennzeichnet. Die Störung S 2 (Beilage 2) verläuft in N-S Richtung parallel zum Gebirgsrand und quert dabei den Ansatzbereich der Schotterkegel des älteren und mittleren Stadiums. An einem Aufschluß (Planquadrat G-15 in Beilage 6) konnte deutlich der vertikale Versatz der liegenden Grundmasse (kreidezeitlichen Sedimente) festgestellt werden. Außerdem weisen die Schotterkegel des mittleren Stadiums folgende Regelmäßigkeit auf:

Je kleiner das zugehörige Einzugsgebiet, desto größer ist die Tendenz zur Ausbildung gestufter Talböden im Gebirgsbereich. Im Extremfall ist das Liefergebiet als Hängetal mit einer Sprunghöhe von 70 m ausgeprägt, wobei die gegenwärtigen Abflüsse den zugehörigen Schotterkegel umgehen (Kap. 4.3.1.3). Bei größeren Einzugsgebieten ist zwar kein gestufter Talboden erkennbar, aber die zugehörigen Schotterkegel weisen mehrstufige Niveaus auf und sind von ihren Liefergebieten getrennt. Die Sprunghöhe vom obersten Niveau des Schotterkegels bis zum aktuellen Gerinne beträgt hier ca. 50 m. Auffallend sind die annähernd gleichen Beträge der Sprunghöhen vor allem im Vergleich zur oberen Terrasse. Diese Fakten sind als Ergebnis eines vertikalen Versatzes durch neotektonische Hebung zu deuten. Infolge der Gebirgshebung schnitten sich die Gerinnesysteme in die Schotterkegel ein und räumten sie durch Lateralerosion in großem Maße aus. Die Sohle des jeweils zugehörigen Gebirgstales wurde

bei größeren Einzugsgebieten kontinuierlich tiefer gelegt. Nur bei kleineren Einzugsgebieten konnte die Tieferlegung der Talsohle nicht mit der Gebirgshebung Schritt halten, so daß Hängetäler entstanden. Aus dem Erhaltungszustand des großen Schotterkegels der oberen Terrasse ist weiterhin abzuleiten, daß auch im Vorland Gebiete relativer Hebung existieren. Der in schmale Riedel aufgelöste Südteil des Schotterkegels ist vermutlich relativ zum Nordteil gehoben und dadurch verstärkt erodiert worden.

Anhand dieser Fakten und ihrer Deutungen stellt sich die Frage, ob es sich um tektonische oder um klimatische Terrassen handelt. Eine Interpretation im Sinne rein tektonischer Terrassen ist jedoch schon deswegen schwierig, da die für die Erosionsleistung zu postulierenden Wassermengen nur aus vorzeitlich höheren Abflußereignissen erklärbar sind. Abschließend ist daher festzustellen, daß eine klare genetische Zuordnung der Erosionsphase infolge tektonischer und klimatischer Interferenzerscheinungen nicht möglich ist.

5.4 Überregionaler Vergleich mit paläoklimatischen Befunden aus Hoch- und Ostasien

Die meisten Untersuchungen zur Quartärklimatologie der Gebirge Zentral- und Ostasiens basieren auf der Rekonstruktion des Verlaufs der letzteiszeitlichen Schneegrenze. Die dabei angewendeten und auch dieser Arbeit zugrunde liegenden Methoden gestatten es, die Schneegrenzlage während des Hochglazials der letzten Eiszeit zu erfassen. Genauere Vorstellungen der paläoklimatischen und paläoökologischen Entwicklungsabläufe während des Jungquartärs wurden erst in jüngerer Zeit durch den Einsatz verschiedener Methoden der Altersdatierung sowie pollenanalytischer, lößstratigraphischer und faunistischer Untersuchungen entwickelt. Da eine zusammenfassende und vergleichende Darstellung der bisher vorliegenden klimatologischen Ergebnisse den Rahmen dieser Arbeit sprengen würde, sollen nur die wichtigsten Erkenntnisse in kurzer Form vorgestellt werden. Übersichtliche Vergleiche finden sich bei LI Tianchi (1988).

Zwei Aspekte sind für den überregionalen Vergleich von großer Bedeutung. Zum einen ist dies die Frage nach der Temperaturentwicklung insbesondere für den Zeitraum vom letzten Hochglazial bis zur Gegenwart. Zum anderen ist ein überregionaler Vergleich zur letzteiszeitlichen (= würmzeitlichen bzw. nach chinesischer Quartärstratigraphie = dalzeitlichen) Vergletscherung

der umliegenden Gebirge Ostasiens nur auf der Grundlage einer begrifflich faßbaren und zeitlich abgesicherten Gliederung der Eiszeitphasen möglich.

Wie die Untersuchungen von HÖVERMANN & SÜSSENBERGER (1986) aus NE-Tibet zeigen, sind drei gänzlich unterschiedliche Phasen im Übergang vom eiszeiterzeugenden zum eiszeiterstörenden Klima zu unterscheiden, nämlich das Anaglazial, das Kataglazial und das Spätglazial. Diese Gliederung der Eiszeitphasen basiert auf der Rekonstruktion von Ausdehnung und Entwicklung des eiszeitlichen Qaidam-Sees, die HÖVERMANN & SÜSSENBERGER (1986) auf der Basis geomorphologischer Befunde sowie der quantitativen Auswertung von Evaporiten und klastischen Sedimenten eines Bohrprofils mit einer Teufe von 101 m durchführten.

Demzufolge ist die Phase des Anaglazials (etwa 32.000 J.v.h. bis 24.000 J.v.h.) durch kältere und feuchtere Bedingungen gekennzeichnet, während der sich der Qaidam-See mit einer Uferlinie bei 2850 m ü.d.M. entwickelte (frdl. mdl. Mitt. J. HÖVERMANN v. 15.03.1993). Zwischen 24.000 J.v.h. bis 16.000 J.v.h. folgt der extrem sommerwarme und sehr trockene Abschnitt des Kataglazials, der trotz hoher Schmelzwasserzuflüsse infolge der Gletscherschmelze im Qaidam-Becken eine extrem hohe Verdunstung aufwies. Das anschließende Spätglazial ist durch einen kalt-trockenen Abschnitt (16.000 J.v.h. bis 14.000 J.v.h.) und einen mäßig warm-trockenen Abschnitt (14.000 J.v.h. bis 10.000 J.v.h.) gegliedert. Aus Gründen der Einheitlichkeit wird diese Terminologie der Eiszeitphasen in den folgenden Ausführungen übernommen.

Die jungquartäre Klimaentwicklung in anderen Gebieten Hoch- und Ostasiens ist durch die Funde periglazialer Frostbodenerscheinungen sowie durch Indikatoren einer kaltzeitlichen Fauna und Flora belegt. Eine kaltzeitliche Säugetierfauna ist durch zahlreiche osteologische Funde nachgewiesen. Nördlich des 38. Breitengrades wurden an über 200 Lokalitäten in Nord- und Nordostchina Knochen von *Mammuthus primigenius* sowie untergeordnet von *M. sungari*, *M. primigenius lipanshanensis* und *Coelodonta antiquitatis* (Fellnashorn) gefunden, deren ¹⁴C-Alter im Bereich zwischen 40.000 J.v.h. bis 10.000 Jahren v.h. liegen (SUN Jianzhong et al. 1980).

SUN Jianzhong & LI Xingguo (1986) rekonstruieren aufgrund pollenanalytischer Befunde eine Paläotemperaturkurve, die den Zeitraum zwischen 23.000 J.v.h. bis 13.000 J.v.h. (Beizhuangcun-Stadial) mit einer Temperaturenniedrigung von max. 12°C als kälteste

Phase angibt. Das Beizhuangcun-Stadial stimmt etwa mit dem Kataglazial überein. Das ca. 560 km südöstlich des Arbeitsgebietes in einer Höhe von 490 m ü.d.M. gelegene Profil Beizhuangcun (Provinz Shaanxi; 34.3°N/109.5°E) ist ein wichtiger Fundort pflanzlicher Großreste im Einzugsgebiet des Wei He. Das Pollendiagramm des Profils Beizhuangcun (Abb. 44) zeigt in den Zonen I und II eine deutliche Dominanz der Baumpollen von Fichte (*Picea*) und Tanne (*Abies*). Die in dieser Schicht (Pollen Zone II in Abb. 44) gefundenen pflanzlichen Großreste von Fichtenholz ergaben 14C-Alter im Bereich zwischen 30.900 J.v.h. bis 26.000 J.v.h. Der Nachweis von nadelwaldbildenden Fichten- und Tannenbeständen während des Anaglazials und Hochglazials im Wei He Gebiet ist von außerordentlicher paläoklimatischer Bedeutung.

Unter gegenwärtigen Klimabedingungen (vgl. Klimadiagramm der Station Xian/48 in Kap. 9.2) beschränkt sich das Vorkommen der Fichte (*Picea wilsonii*) auf nordexponierte Berghänge oberhalb 1600 m bis 2100 m ü.d.M. Die Tanne (*Abies fargesis*, *A. chensiensis*) tritt sogar nur in Höhen zwischen 2300 m und 3700 m ü.d.M. auf. Das Vorkommen eines Nadelwaldes aus Fichten und Tannen etwa 1500 m unterhalb ihrer gegenwärtigen Verbreitungsgebiete ist als Beleg einer hochglazialen Temperaturemniedrigung von 8° bis 10°C anzusehen. Die Zone III in Abb. 44 zeigt eine drastische Abnahme der Koniferen bei anschließender Zunahme der *Compositae*, während die Pollen laubabwerfender Bäume wie *Quercus* auf die Existenz eines Mischwaldes hinweisen. Diese Pollenspektren spiegeln den Rückzug des Nadelwaldes in

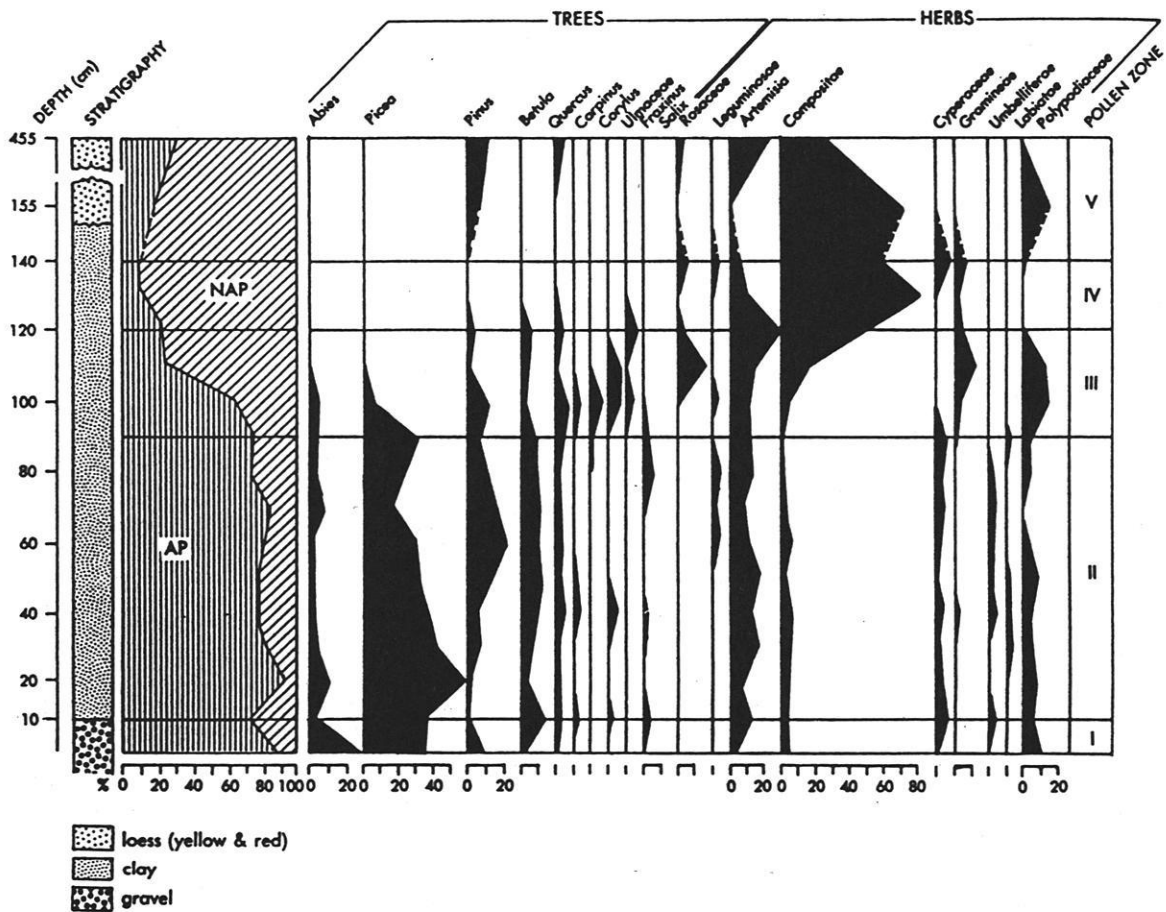


Abb. 44: Pollendiagramm des Profils Beizhuangcun in der Provinz Shaanxi (34°3'N/109°5'E; 490 m ü.d.M.; vgl. Abb. 45). Erläuterungen: Pollen Zone I bis V = Zeitstufen der Vegetationsentwicklung vom Anaglazial bis zum frühen Holozän; AP = Baumpollen; NAP = Nichtbaumpollen. Die Prozentangaben der Pollen basieren auf der Summe aller Taxa. (Institute of Botany 1966; zit. n. LIU Kambiu 1988: 13, Fig. 8)

die Gebirgsräume wieder, während sich im Wei He-Gebiet die Steppenvegetation auszubreiten beginnt. Die Zone IV ist mit einer Dominanz der *Compositae* Pollen typisch für reine Steppenvegetation. Dieser Trend setzt sich auch in das frühe Holozän (Zone V) mit einer Zunahme der *Artemisia* Pollen fort (alle Angaben nach LIU Kambiu 1988: 13 ff.).

In der Gesamtschau der vorliegenden paläoklimatischen Befunde, wobei nur die dem Helan Shan nächst gelegenen und in der Abb. 45 sowie der Tab. 14

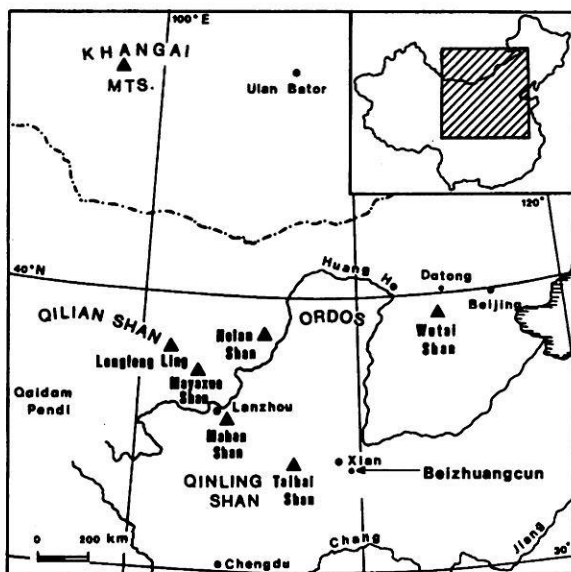


Abb. 45: Übersichtskarte wichtiger Fundstellen zur Rekonstruktion der jungquartären Klimaentwicklung Hoch- und Ostasiens.

erwähnten Gebirge berücksichtigt werden, ergibt sich für Hoch- bzw. Zentralasien und Ostasien eine Gebirgsvergletscherung unterschiedlicher Ausmaße. 12

In den genannten Gebirgen (Tab. 14) verursachte das eiszeiterzeugende Klima im feucht-kalten Anaglazial eine Herabdrückung der Höhenstufen um mindestens 1000 m. Als Folge der niedrigeren Schneegrenze setzt eine Vergletscherung in den Gebirgen ein, deren Gipfelregionen oberhalb 3000 m ü.d.M. liegen. Lediglich in kleineren Gebirgsmassiven wie dem 30 km langen und 8 km breiten Mahan Shan (35°44'N/103°59'E; Höhe des Gipfels 3670 m ü.d.M.) konnten keine eindeutigen Hinterlassenschaften glazigener Formung festgestellt werden (REN Binghui 1980).

Bis zum Hochglazial sank der Meeresspiegel des Pazifischen Ozeans um 150 m bis 160 m, so daß die Küstenlinie während der maximalen Regression (15.000 J.v.h.) um 600 km von der heutigen Küste entfernt am Schelfrand lag (XU Jiasheng et al. 1981). Als Indikatoren der periglazialen Frostbodenerscheinungen sind Sandkeilnetze, Thermokarstphänomene und Würgeböden auf dem Ordos-Plateau und in anderen Gebieten Nordchinas weit verbreitet (LI Xingguo et al. 1982). Nach Angaben von DONG Guangrong et al. (1985) sowie YAN Yongding (1982) sind die Involutions- und Tropfenböden auf dem Ordos Plateau (39°7'N bis

12 Die Frage nach dem Ausmaß einer ausgedehnten Inlandvereisung Hochtibets, die von KUHLE (1982; 1986; 1987b; 1988) postuliert wird, soll hier aus Platzgründen nicht diskutiert werden. (Vgl. dazu ZHENG Benxing 1989)

Lokalität	Khangai-Gebirge	Qilian Shan	Wutai Shan	Lenglong Ling	Mayaxue Shan	Taibai Shan
Geogr. Koordinaten	47° 30' N 97° 30' E	40° N 98° E	39° 5' N 113° 34' E	37° 42' N 101° 30' E	37° 5' N 102° 41' E	33° 37' N 107° 46' E
Höhe des Gipfels	4031 m ü.d.M.	5564 m ü.d.M.	3080 m ü.d.M.	5154 m ü.d.M.	4447 m ü.d.M.	3767 m ü.d.M.
Höhenlage der letzt-eiszeitl. Schneegrenze	2800 m bis 2900 m ü.d.M.	3772 m ü.d.M. (im NE-Teil ca. 3200 m)	3000 m ü.d.M.	3300 m bis 3400 m ü.d.M.	3100 m bis 3150 m ü.d.M.	3250 m bis 3350 m ü.d.M.
Literatur	KLIMEK (1980: 26)	KUHLE (1987a: 312)	SCHMITTHENNER (1927) WISSMANN (1937)	REN Binghui (1980: 21)	REN Binghui (1980: 21)	ROST & MA Zhim. (1991: 172)

Tab. 14: Befunde zum Ausmaß der letzteiszeitlichen Gebirgsvergletscherungen Ost- und Zentralasiens.

40°50'N / 106°30'E bis 111°30'E; Höhenlage 1100 m bis 1600 m ü.d.M.) aufgrund von Altersdatierungen zeitlich dem Hoch- und Kataglazial zuzuordnen.

Fossile Eiskeilnetze, für deren Bildung nach Angaben von WASHBURN (1979) eine Jahresmitteltemperatur von -5°C erforderlich ist, belegen für das Gebiet um Datong (Provinz Shanxi, 40°5'N/113°18'E) im Vergleich zum gegenwärtigen Jahresmittel von 6,5°C eine Temperaturerniedrigung von 11,5°C (SUN Jianzhong & LI Xingguo 1987: 770). Dies stimmt gut mit den pollenanalytischen Befunden des Beizhuangcun Stadials überein.

Während des Hochglazials hat der Permafrostgürtel eine äquatorwärtige Verlagerung um ca. 14 Breitengrade bis etwa 34°40'N erfahren (PU Qingyu 1983). Somit herrschten periglaziale Klimabedingungen auf allen Hochebenen und Plateaus oberhalb 1500 m ü.d.M. In den hochasiatischen Gebirgen wurde die Untergrenze des Permafrostes entsprechend um 1700 m bis 2100 m herabgedrückt (Tab. 15). Kontinuierlicher Permafrost existiert gegenwärtig nur auf dem tibetischen Hochland in den Regionen, deren Jahresmittel der Temperatur etwa bei -2°C bis -3°C liegt.

Im Übergang vom Kataglazial zum Spätglazial werden die borealen Nadelwälder aus dem Gebirgsvorland des Qingling Shan verdrängt und die Steppenvegetation breitet

sich flächenhaft bis zum Chang Jiang (Yantze Kiang) aus. Zwischen 13.000 J.v.h. und 7500 J.v.h. schmelzen die Gebirgsgletscher unter wärmeren und allgemein trockenen Klimabedingungen allmählich ab. Gleichzeitig ist ein Meeresspiegelanstieg zu verzeichnen.

Das Holozän weist ansteigende Temperaturen bei allgemeiner Trockenheit auf, die in Abständen von etwa 4000 Jahren durch kurze feuchtere Perioden unterbrochen ist (HÖVERMANN & SÜSSENBERGER 1986). Besonders hervorzuheben ist hier das postglaziale Klimaoptimum (7500 J.v.h. bis 5500 J.v.h.), das durch sehr warme und humide Verhältnisse geprägt war. Es ist durch zahlreiche pollenanalytische und neolithische Befunde in großen Teilen Chinas nachgewiesen worden. Untersuchungen von Seesedimenten im Chagcam Lake lassen für das westliche tibetische Hochland auf 100 mm bis 300 mm höhere Niederschlagsmengen schließen, während die Jahresmitteltemperatur um 3°C bis 4°C über der heutigen lag (HUANG & LIANG 1981). Funde von Mikrolithen belegen eine Besiedlung des tibetischen Hochlandes selbst in heute unbewohnbaren Gebieten in 4800 m ü.d.M. (WU & LIN 1981). Auch für Nord- und Südchina werden wesentlich humidere Verhältnisse rekonstruiert.

Im anschließenden Neoglazial (ab 3000 J.v.h.) kommt es infolge einer Klimaverschlechterung nochmals zu lokal bedeutenden Gletschervorstößen auf dem tibetischen

	Grenzverlauf der Permafrostgebiete			Temperatur- erniedrigung (°C)
	Hochglazial	Gegenwart	Differenz	
Äquatorwärtige Grenze des Permafrostes	34°20' N - 34°40' N	46°40' N - 48°40' N 46°30' N ¹⁾	13° - 14°	13° - 14° C
Untergrenze des Permafrostes am Ostrand d. Qinghai-Tibet Plateaus	2600 m ü.d.M.	4500-4600 m ü.d.M.	1900-2000 m	9,5° - 10° C
Untergrenze des Permafrostes am Nordrand d. Qinghai-Tibet Plateaus	2600-2900 m ü.d.M.	4350 m ü.d.M.	1750-2050 m	8,8° - 10,3° C
Untergrenze des Permafrostes im Tian Shan	1000 m ü.d.M.	2700-3100 m ü.d.M.	1700-2100 m	8,5° - 10,5° C
Untergrenze des Permafrostes im Qilian Shan	2450 m ü.d.M.	3700 m ü.d.M. 3450 m ü.d.M. ²⁾	1200 m	7,6° C

Tab. 15: Grenzverlauf der Permafrostgebiete und daraus abgeleitete Temperaturerniedrigung in Zentral- und Ostasien während des letzteiszeitlichen Hochglazials (30.000-23.000 Jahre v.h.) im Vergleich zur Gegenwart. Alle Angaben nach PU Qingyu (1983) sowie CUI Zhijiu & XIE Youyu (1984,1985). ¹⁾ KLIMEK (1980: 12) ²⁾ CHENG Guodong (1987: 339)

Hochland. In den ostasiatischen Gebirgen ist das Neoglazial durch ein Herabdrücken der periglazialen Höhenstufe belegt. Auch im Neoglazial treten Klimafluktuationen auf. So herrschten zeitweise wärmere Klimabedingungen in den folgenden Phasen, nämlich von 2700 J.v.h. bis 2000 J.v.h., von 1350 J.v.h. bis 950 J.v.h. und von 800 J.v.h. bis 700 J.v.h. (LIU Kambiu 1988: 18).

Insgesamt ist das klimatische Hochglazial und damit der entscheidende Klimaumschwung vom eiszeiterzeugenden zum eiszeiterstörenden Klima in Hochasien durch Daten um 24.000 J.v.h., das postglaziale Klimaoptimum durch Daten von 7500 J.v.h. bis 5500 J.v.h. und das holozäne Neoglazial durch Daten um 3000 J.v.h. belegt.

5.5 Modell der jungquartären Klimaentwicklung des Helan Shan und seines westlichen Vorlandes

Es stellt sich die Frage nach den Auswirkungen älterer morphodynamischer Prozesse, die zeitlich vor dem Jungquartär erfolgt sind. Hierunter fällt insbesondere die Frage einer Tiefenverwitterung, die durch folgende Beispiele verdeutlicht werden soll. Der Gesteinsverband der kreidezeitlichen Silt- und Sandsteine im Bereich der Gebirgsfußfläche ist tiefgründig zersetzt und durch intensive Rotfärbung gekennzeichnet. Die dafür notwendigen Verwitterungsbedingungen sind nicht aus einem Wechsel von Kaltzeiten und Warmzeiten, sondern eher aus einer tertiären Tiefenverwitterung erklärbar. Da hierzu keine Untersuchungen vorliegen, muß dies als rein hypothetische Annahme betrachtet werden. Die Annahme einer tertiären Tiefenverwitterung würde jedoch den Widerspruch zwischen dem sehr guten Rundungsgrad der Schotter der oberen Terrasse und der zur Verfügung stehenden sehr kurzen Transportdistanz aufheben, da die Sandsteine zur Verwitterungsform der Desquamation neigen. Der dadurch sphäroidisch vorgeformte Verwitterungsschutt wäre auch bei kurzer Transportdistanz leicht zurundbar.

Die relative Chronologie der Terrassen (Kap. 5.3) ordnet die Akkumulation der Schotter der oberen Terrasse präwürmzeitlich ein (Schotterkegel des ältesten Stadiums). Sie werden als Vorstoßschotter der vorletzten, vermutlich rißzeitlichen Vergletscherung gedeutet. Hierfür wird eine Talvergletscherung größeren Ausmaßes postuliert, wobei das Gletscherende den Gebirgsrand erreichte. Eine Vorlandvergletscherung erscheint jedoch aufgrund fehlender Indizien ausgeschlossen. Die Gletschertorschotterflur dieses Talglet-

schers bildete dabei den Schotterkegel der oberen Terrasse. Die vorletzte Vergletscherung ist damit als Bildungsperiode der großen Karformen anzusehen, die dann würmzeitlich in schwächerem Umfang nochmals glazial überformt worden sind. Die Annahme einer rißzeitlichen Stellung dieser Vergletscherung steht in Einklang mit der Tatsache, daß die vergletscherten Flächen Eurasiens in der Rißeiszeit wesentlich ausgedehnter waren als zur Würmeiszeit (ARKHIPOV et al. 1986; NILSSON 1983: 313). Auch die Befunde aus dem Kunlun Shan zeigen, daß das Ausmaß der vorletzten Eiszeit mit einem Eisrand bei 1450 m ü.d.M. im Vergleich zur letzten Eiszeit wesentlich größer war (HÖVERMANN & HÖVERMANN 1991: 62 ff.). Die Hebung des tibetischen Hochlandes war im Mittelpleistozän noch nicht weit genug vorangeschritten, um den Luftmassenaustausch zwischen dem eurasischen Festland und dem Indischen und Pazifischen Ozean in dem gegenwärtigen Ausmaß zu behindern. Daher konnten die niederschlagsspendenden monsunalen Luftmassen weit nach Hoch- und Ostasien einströmen. SHI Yafeng (1979, 1981) gibt die Hebung des tibetischen Hochlandes während des gesamten Quartärs mit 3000 m an. Etwa ein Drittel dieses Hebungsbetrages entfällt dabei auf das Jungquartär, so daß in dieser Phase die Monsunzirkulation über Zentralasien bereits sehr abgeschwächt wurde.

Im nachfolgenden Interglazial beginnt die fluviale Zerschneidung des Schotterkegels. In welchem Ausmaß hierbei eine neotektonische Hebung beteiligt war, ist nicht eindeutig zu klären.

Im Frühglazial der Würmeiszeit setzt auf der oberen Terrasse das kryptogene Initialstadium der Kalkkrustenbildung ein. Die Zuführung der Carbonate erfolgt hauptsächlich durch lateral-deszendente Migration carbonathaltiger Wässer. Für diese Phase sind semiaride bis semihumide Klimaverhältnisse mit akzentuierter Trockenzeit und mittleren Jahresniederschlägen von 300 mm bis 600 mm anzunehmen. Im Vorland werden aufgrund der höheren Abflüsse äolische Sande, aber auch Grobsedimente verschwemmt, die an der Basis der unteren Terrasse aufgeschlossen sind. Die Bildung von Dünen um 62.000 J.v.h. (vgl. Probe TL 4 in Abb. 38; Kap. 4.3.1.2) spiegelt den Wechsel von fluvialer zu äolischer Sedimentation wieder.

Überträgt man das Schema der Eiszeitphasen von HÖVERMANN & SÜSSENBERGER (1986) auf die Verhältnisse der Würmeiszeit, so ist das kalt-feuchte Anaglazial (ca. 32.000 J.v.h. bis 24.000 J.v.h.) durch den zunehmenden Einfluß fluvialer Formung

gekennzeichnet. Die Dünen im Vorland werden fluvial eingeebnet und es kommt zur Akkumulation von Sanden und Kiesen sowie in geringerem Maße von Vorstoßschottern. Dabei erfolgt eine Umlagerung der Sedimente der oberen Terrasse. Diese Sedimente bilden zusammen mit verschwemmten äolischen Sanden den Terrassenkörper der unteren Terrasse. Die obere Terrasse ist zu dieser Phase mit einer noch relativ niedrigen Sprunghöhe bereits ausgeformt. Die Temperaturerniedrigung beträgt nach Angaben der Paläotemperaturkurve in Abb. 46 während des Anaglazials ca. 6°C bis 8°C. Überträgt man diese Werte auf den Temperaturgradienten des Arbeitsgebietes, so herrschen oberhalb 2900 m ü.d.M. Mitteltemperaturen < -6,8°C. Die Niederschläge fallen daher fast ausschließlich als Schnee, der bevorzugt in topographisch günstigen Hohlformen und Nischen akkumuliert. Die Metamorphose der Schneemassen zu Firn bzw. Gletschereis erfolgt thermisch und druckbedingt. Durch starke Windeinwirkung, die vor allem im Winter durch Kaltluftinbrüche aus dem nordasiatischen Kältehoch herrühren, wird der Schnee verdichtet. Die gepreßten Altschneedecken haben in Verbindung mit den niedrigen Jahresmitteltemperaturen die Möglichkeit jahreszeitlicher Überdauerung. Die Schneegrenze sinkt bis zum Hochglazial um 24.000 J.v.h. auf ca 3100 m bis 3000 m, so daß sich Kar- und Hängegletscher sowie kleinere Talgletscher bilden. Das Ausmaß der würmzeitlichen Vergletscherung ist insgesamt gering einzustufen, die wenigen erkennbaren Reste eindeutig glazigener Diamiktite sind nach morphologischen Kriterien der Eiszerfallsphase des Spätglazials zuzuordnen. Der Gegensatz zwischen der relativ geringen würmzeitlichen Vergletscherung im Helan Shan und der kräftigen thermischen Schwankung weist darauf hin, daß die Schneeniederschläge in der relevanten Höhenlage offenbar zu gering waren, um weitreichendere Gletschervorstöße auslösen zu können.

Im Vorland wird im ausgehenden Anaglazial Sandlöß abgelagert (Probe TL 3 in Abb. 41, Kap. 4.3.2.1), wobei die Sedimentation auf eine weitflächig verbreitete Steppevegetation schließen läßt. Im Übergang zu den trockeneren Bedingungen des Hochglazials werden die Kalkkrusten der oberen Terrasse als Ausdruck der beginnenden Profildifferenzierung diagenetisch verfestigt.

Das Hochglazial markiert den Wechsel zum eiszeiterstörenden Klima. Infolge der trockeneren Bedingungen stagnieren die Gletscher im Gebirge. Im Vorland geht die Kalkkrustenbildung unter semiariden bis ariden Klimabedingungen bei mittleren Jahresniederschlägen von 100 mm bis 300 mm in das diagenetische Endstadium

über. Unter den ariden Bedingungen setzt die Sedimentation des Sandlösses aus, der nunmehr durch Deflation überformt wird. Überträgt man die für Nordchina ermittelte Temperaturerniedrigung im Beizhuangcun-Stadial von max. 12°C auf die Verhältnisse im Helan Shan und legt dabei den gegenwärtigen Temperaturgradienten zugrunde, der mit 0,62°C/100 m ermittelt wurde (Kap. 2.4.2), so resultiert daraus eine Mitteltemperatur von -4,7°C im Vorland (1560 m ü.d.M.) und -12,8°C (bezogen auf 2900 m ü.d.M.) bzw. -16,8°C im Gipfelbereich des Helan Shan. Diese Temperaturerniedrigung hat zur Folge, daß die periglaziale Formung flächenhaft im Vorland wirksam wird. Im Ausraumbereich des Schotterkegels ist daher ein Materialversatz von Blöcken durch frostdynamische Prozesse anzunehmen. Die Ausbildung eines Dauerfrostbodens kann zwar aus Geländebefunden nicht belegt werden, ist aber aufgrund der Temperaturerniedrigung zumindest im Beizhuangcun-Stadial anzunehmen. Der Dauerfrostboden würde dann als Wasserstauer fungieren, so daß die Grobsedimente aufgrund des gegebenen Gefälles von 4 % fluvial über kurze Strecken transportiert werden. Auch gravitative Massenbewegung in Gestalt der Gelsolifluktion stellt einen weiteren Transportmechanismus dar. Die sommerlichen Schmelzwässer erodieren, verstärkt durch die neotektonische Hebung, die obere Terrasse.

Im Kataglazial und im folgenden Spätglazial vollzieht sich der Eisabbau relativ langsam. Nach dem Abschmelzen der relativ kleinen Talgletscher bilden sich aus den Diamiktiten der Talfüllungen Blockströme. Die Deglaziation des Helan Shan ist erst im frühen Holozän vollständig abgeschlossen. Aufgrund der Annahme, daß die Lösssedimentation im Gebirge unmittelbar nach dem Abschmelzen des Gletschereises einsetzte, ist die Eisfreiwerdung im Cha Gou mit 7900 J.v.h. (TL-Datierung der Lößprobe TL 1; Abb. 25 in Kap. 3.5) anzugeben. Diese Deutung korreliert gut mit den TL-Datierungen an Lößproben aus dem Taibai Shan, die ebenfalls aus dem Kontaktbereich Moräne-Löß stammen. Die TL-Datierung einer Lößprobe aus dem mittleren Kar (San Ye Hai Kar) einer Kartrepppe in 3460 m ü.d.M. ergab ein Alter von 6000 ± 700 J.v.h. (ROST & MA Zhimin 1991: 170; ROST 1992: 34) Demzufolge wurden die höchstgelegenen Kare des Taibai Shan erst mit Beginn des postglazialen Klimaoptimums eisfrei.

Im Spätglazial und frühen Holozän ist das diagenetische Endstadium der Kalkkrusten durch Ausbildung der Ober- und Unterkruste abgeschlossen.

Im Holozän kommt es zwischen ca. 6300 bis 7300 J.v.h., ausgewiesen durch Radiokarbondatierungen

an Humuszonen, zu einem Humiditätsmaximum. Aufgrund der Zeitgleichheit ist diese Phase dem postglazialen Klimaoptimum zuzuordnen. Dieses Klimaoptimum ist neben der Akkumulation von Sandlöß durch die Bildung von Humusdecken gekennzeichnet, für deren Entstehung Niederschlagsmengen von mindestens 400 mm zu veranschlagen sind. Dies bedeutet im Vergleich zu den heutigen Verhältnissen eine Verdoppelung der Niederschlagsmengen im Vorland. Die daraus abzuleitende deszendente Bodenwasserbewegung führt zur Entkalkung des ursprünglich carbonatreichen Sandlösses. Aus den eingeschalteten Feinsandlagen ist abzuleiten, daß es in dieser Klimaphase durchaus akzentuierte Trockenzeiten im Jahresverlauf gab. Aus den Befunden ist eine nordwärtige Verlagerung des Lößgürtels um ca. 200 km zu folgern, wobei der Sandlöß als dessen äußerste Zone flächenhaft im Vorland des Helan Shan zur Ablagerung gelangte. Der gegenwärtige Sandlößgürtel erstreckt sich südöstlich des Arbeitsgebietes auf dem Ordos-Plateau etwa entlang der Linie Zhongning-Yulin (LIU Tungsheng et al. 1985: 100; vgl. Klimadiagramme Zhongning/27 und Yulin/25 in Kap. 9.2 und Beilage 3).

Die insgesamt höheren Abflüsse stellten günstige Voraussetzungen für die Vegetationsbildung im Randbereich zur Tengger Wüste dar. Die Pflanzenbestände setzten sich vermutlich aus Schilfarten zusammen, da diese Pflanze in ihren ökologischen Ansprüchen sehr genügsam ist und selbst längere Dürreperioden überstehen kann. Die zahlreich gefundenen calcifizierten Stengel- und Wurzelröhren sind Relikte dieser Schilfgürtel. Die Datierungen dieses Materials mittels der Radiokarbonmethode ergaben Alter zwischen 5945 ± 105 J.v.h. bis 8915 ± 220 J.v.h. Aufgrund der höheren Wasserführung der Abflußsysteme ist es wahrscheinlich, daß der Endpfanne bei Gilantai hohe Wassermengen zugeführt wurden, die dort vermutlich zur Ausbildung eines Paläosees mit entsprechenden Strandterrassen geführt haben. Seeablagerungen konnten im Arbeitsgebiet nicht nachgewiesen werden. Lediglich bei Xiligaole, also schon außerhalb des Arbeitsgebietes, sind die Merkmale einer Salztonpfanne ausgeprägt. Hierzu liegen jedoch keine näheren Untersuchungen vor. In diese Zeit fällt auch die durch Keramikfunde vermutete menschliche Besiedlung des Vorlandes.

Etwa ab 6000 J.v.h. herrschen zunehmend aride Bedingungen. Die Humusbildung geht stark zurück. Die durchfeuchteten Humusdecken trocknen aus, so daß die Wasserinhaltsstoffe ausgefällt werden. Daher sind die Humuszonen durch hohe Salinität gekennzeichnet. Sie werden von Sandlöß bedeckt, der aufgrund fehlender

Merkmale der Kalkverlagerung nunmehr auf ein aszendentes Bodenwasserregime hinweist.

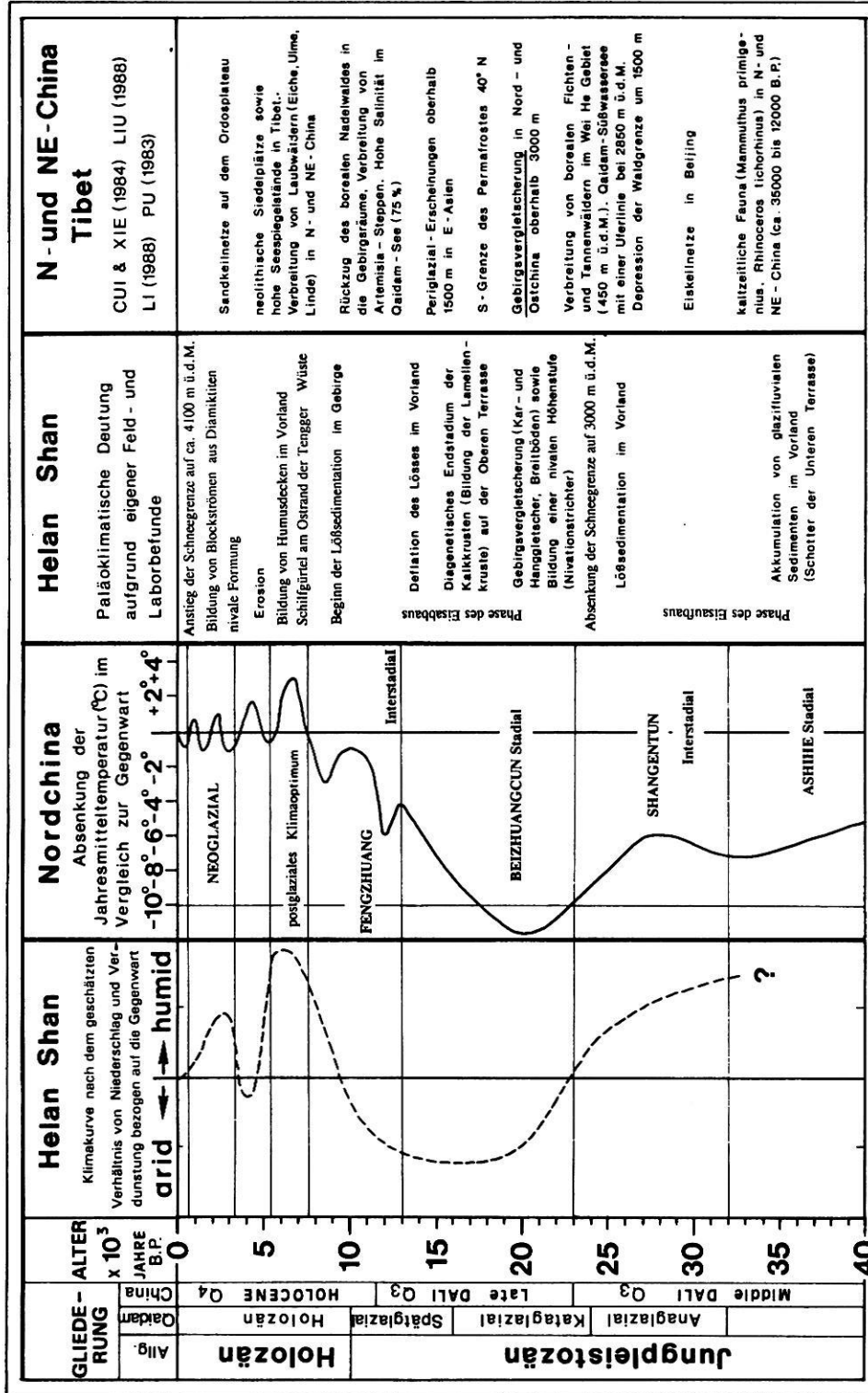
Die Temperaturerniedrigung des Neoglazials führt im Helan Shan um 3000 J.v.h. zur Reaktivierung der Blockströme. In höheren Lagen weist die Überformung der Talfüllungen durch große Murkegel auf eine intensive Muraktivität und damit nivale Prozesse hin. Die Klimaänderungen des Neoglazials sind auf dem Ordos-Plateau durch ausgedehnte Sandkeilnetze belegt. Radiokarbonatierungen der Spaltenverfüllungen ergaben Alter zwischen 5070 ± 75 J.v.h. bis 2300 ± 90 J.v.h. (DONG Guangrong et al. 1985). Genaue zeitliche Angaben zur Dauer des Neoglazials im Helan Shan sind aufgrund fehlender Befunde jedoch nicht möglich. Infolge einer Klimaverbesserung stieg die Schneegrenze bis zur Gegenwart auf ihre jetzige Höhenlage in ca. 4100 m ü.d.M. an.

Aufgrund des vorgestellten Gesamtformenbestandes kann die jungquartäre Klimaentwicklung des Helan Shan und seines westlichen Vorlandes nunmehr zu einem chrono- und morphostratigraphischen Modell zusammengefaßt werden (Abb. 46).

Die zeitliche Gliederung gibt sowohl die Einteilung der Eiszeitphasen nach HÖVERMANN & SÜSSENBERGER (1986) als auch die in China übliche Quartärstratigraphie an. Für das Arbeitsgebiet läßt sich eine Klimakurve aus dem geschätzten Verhältnis von Niederschlag und Verdunstung ableiten, das auf die gegenwärtigen Klimaverhältnisse des Gebirgsvorlandes (durchgezogene senkrechte Linie in Abb. 46) bezogen wird. Da eine exakte und quantifizierbare Rekonstruktion der klimatischen Verhältnisse nicht möglich ist und auch nicht der Zielsetzung der vorliegenden Arbeit entspricht, gibt diese Kurve lediglich den Trend der Klimaentwicklung an. Diese Klimakurve wird mit der Paläotemperaturkurve in Beziehung gesetzt, die anhand pollenanalytischer Befunde aus Nordchina für den Zeitraum 40.000 J.v.h. bis 13.000 J.v.h. von SUN Jianzhong & LI Xingguo (1986: 771) rekonstruiert wurde. Die Rekonstruktion der Paläotemperaturkurve für den Zeitraum von 13.000 J.v.h. bis zur Gegenwart stützt sich auf pollenanalytische Untersuchungen von ZHANG (1981; zit. n. LI Tianchi 1988: 655), die im Großraum Beijing durchgeführt wurden. Die Paläotemperaturkurve wird durch Angaben wichtiger quartärklimatischer Befunde (letzte Spalte der Abb. 46) ergänzt.

Insgesamt zeigt die Klimakurve des Helan Shan für den Zeitraum der letzten 30.000 Jahre einen mehrfachen Wechsel von ariden zu humiden Klimabedingungen.

Modell der jungquartären Klimaentwicklung für den Helan Shan und sein westliches Vorland



(nach SUN & LI 1986)

Abb. 46: Modell der jungquartären Klimaentwicklung im Helan Shan und seinem westlichen Vorland. Angaben zur Paläotemperaturkurve und deren Benennung für den Zeitraum von 40.000 J.v.h. bis 13.000 J.v.h nach SUN Jianzhong & LI Xingguo (1986) bzw. für den Zeitraum nach 13.000 J.v.h. nach ZHANG (1981) und LI Tianchi (1988).

Bringt man die Paläotemperaturkurve mit einer als gesichert anzusehenden Temperaturerniedrigung um 8°C im Anaglazial bzw. 10°C im Hochglazial und max. 12°C im Kataglazial mit den vorgestellten geomorphologischen Befunden in Verbindung, so gibt es keinen Zweifel mehr daran, daß die nivalen Bedingungen zur Gletscherbildung im Helan Shan führen mußten. Neben dem Nachweis einer asymmetrischen Gebirgsverglötscherung konnten auch Belege für die Existenz eines postglazialen Klimaoptimums erbracht werden. Die Befunde aus dem Vorland ergaben eine verschiedene zeitliche Stellung der oberen und unteren Terrasse. Die Deutung ihrer Genese wird jedoch durch die Komplexität der neotektonischen Hebung erschwert.

Wenn auch das vorgestellte Modell deutliche Zeitlücken bzw. Befundlücken aufweist, so ist darauf zu verweisen, daß die quartärmorphologische Bearbeitung des untersuchten Gebietes erst am Anfang steht. Das Modell der Klimaentwicklung stellt ein Grundgerüst für zukünftige Untersuchungen zur Verfügung, das durchaus ergänzt und modifiziert werden kann. Weiterführende Arbeiten sollten besonders das Problem der Vorlandverschüttung sowie die Frage nach der Verbreitung des vorzeitlichen Dauerfrostbodens im Bereich der Wüstenebenen untersuchen. Auch der Nachweis von Paläoseen ist von großer Bedeutung, da besonders die feinstratigraphische Bearbeitung von Seesedimenten eine gute Datengrundlage für die Rekonstruktion der Klimaentwicklung ist.

6. Zusammenfassung / Summary / Chinesische Zusammenfassung

Gegenstand der vorliegenden klimamorphologischen Arbeit ist die Untersuchung der jungquartären Klimaentwicklung des Helan Shan und seines westlichen Vorlandes auf der Grundlage geomorphologischer Befunde. Die Untersuchung der Klimaentwicklung beinhaltet insbesondere einen Vergleich der rezenten und vorzeitlichen Höhenstufung sowie die Rekonstruktion des letzzeitlichen Verlaufs der Schneegrenze.

Nach der Erläuterung des gegenwärtigen Forschungsstandes werden die geologischen, klimatischen und vegetationskundlichen Grundlagen des Arbeitsgebietes vorgestellt. Die Auswertung bislang unveröffentlichter Klimadaten nach der Trockengrenzformel von WANG (1941) führt zu dem erstaunlichen Resultat, daß nival-humide Verhältnisse im Helan Shan gegenwärtig stärker ausgeprägt sind als in den Gebirgsklimaten der umliegenden Gebirge. Vermutlich steht dies in Zusammenhang mit den Witterungseinflüssen maritim umgewandelter kontinentaler Luftmassen, die im Übergang vom Winter zum Frühjahr auftreten. Hervorzuheben ist insbesondere der Nachweis eines borealen Klimagebietes in Höhenlagen oberhalb 2900 m ü.d.M., das inselartig im Übergangsraum vom winterkalten Steppen- zum Wüstenklima existiert. Die relativ günstige Feuchteversorgung des Helan Shan, die bislang in einschlägigen Klimaatlantenn nicht verzeichnet ist, wird durch die vegetationskundlichen Befunde - insbesondere durch das Vorkommen eines borealen Koniferenwaldes - bekräftigt.

Die Anwendung der landschaftkundlichen Diagnose nach der Methode von HÖVERMANN (1985) ergibt bei der gegebenen Vertikalerstreckung des Arbeitsgebietes von 2267 m eine Abfolge von fünf klimatisch-morphologischen Landschaftstypen:

- In der Höhenstufe des aerodynamischen Reliefs (Höhenlage ca. 1300 m ü.d.M.) sind äolische Formungsprozesse der absolut dominierende Faktor der Landschaftsgestaltung.
- Die Höhenstufe der Wüstenebenen (ca. 1300 m ü.d.M. bis 1500 m ü.d.M.) wird durch seine Flachform mit einem Gesamtgefälle von 1 % und durch die zunehmende Bedeutung fluvialer Formungsprozesse gekennzeichnet. Dies geht einher mit der Einebnung äolischer Formen sowie deren Immobilisierung durch zunehmenden Pflanzenwuchs.
- Die Höhenstufe der Gebirgsfußflächen (1500 m ü.d.M. bis 2200 m ü.d.M.) ist bis zum Gebirgsrand durch weitgespannte, oft kegelförmige Schrägflächen mit Neigung

gen von 4 % bis 5 % ausgestaltet.

- Landschaftsbildendes Element der Höhenstufe der Torrententäler (2200 m ü.d.M. bis 2900 m ü.d.M.) sind die bis zu 500 m eingetieften, von schmalen bis breiten Schottersohlen gekennzeichneten Kasten- und Kerbtäler. In Engtalstrecken kann die z.T. starke episodische Schotterführung die ganze Breite der Talsohle beanspruchen.

- Als Leitformen der periglazialen Höhenstufe (2900 m ü.d.M. bis 3556 m ü.d.M.) werden Formen der gebundenen und ungebundenen Gélisolifluktion, (Schuttloben, Schuttstufen, Blockstraßen, Wanderblöcke etc.), Frostspaltenpolygone (Lößpolygone), Erdbülten (Thufure), Wanderschuttdecken, Formen der Rasenabschälung und gélisolifluidale Kleinformtypen (Rasenstufen und nicht sortierte Streifen) vorgestellt. Das Ausmaß der Frostverwitterung ist von der jeweiligen Hangexposition abhängig. Die Intensität der Frostverwitterung ist auf den N-exponierten Hängen weitaus höher als auf den S-exponierten Hängen, deren Lößdecke aufgrund ihrer isolierenden Wirkung die Bildung von Frostschutt verringert. Eine morphologisch wirksame nivale Formung ist unter den gegenwärtigen klimatischen Bedingungen auszuschließen.

Die Höhenstufung spiegelt sich auch in pedologischer Hinsicht wieder. Die Böden im Vorland sind mäßig bis stark carbonathaltig, Humusbildung und ausgeprägte bodenbildende Prozesse fehlen. Dagegen sind die Gebirgsböden durch eine höhenwärtige Abnahme des Carbonatgehaltes und relativ hohe Anteile humoser Substanzen gekennzeichnet. Ausgeprägte Ah-Horizonte weisen auf ein größeres Ausmaß der bodenbildenden Prozesse im Gebirge hin. Die textuellen Unterschiede machen sich in der höhenwärtigen Abnahme der mittleren Korngröße und der rezenten Lößsedimentation im Gebirge bemerkbar. Der weitflächig im Vorland verbreitete Sandlöß kommt unter gegenwärtigen klimatischen Bedingungen nicht zur Ablagerung, da die Niederschläge und der davon abhängige Deckungsgrad der Vegetation zu gering sind. Diese Ablagerung ist daher der Deflation ausgesetzt.

Im Anschluß an die gegenwärtige Höhenstufung werden Erosions- und Akkumulationsformen vorgestellt, die im Widerspruch zur rezenten Morphodynamik stehen. Die Genese dieser Vorzeitformen wird auf der Grundlage des aktualistischen Prinzips aus der Morphodynamik solcher Klimazonen abgeleitet, in denen gegenwärtig gleiche Formen entstehen.

Die im Helan Shan kartierten und morphometrisch erfaßten Erosionsformen der Formengruppen 1 bis 3 werden aufgrund aktualistischer Vergleiche und mittels der geomorphologisch-integrativen Karteninterpretation i.S. von SCHULZ (1987a) als Leitformen der Glazialerosion gedeutet. Diese Kare, Breitböden und Nivationskare belegen eine letzteiszeitliche Gebirgsvergletscherung des asymmetrischen Typs, die sich im wesentlichen auf die N und NW-Exposition beschränkte. Dabei waren Hängegletscher des Breitbodentyps der dominierende Gletschertyp, während Karvergletscherungen untergeordnet auftraten. Im Vergleich zu den morphologisch markanten und relativ groß dimensionierten Erosionsformen, deren glaziale Genese in Kapitel 4.2 beweiskräftig dargelegt worden ist, sind die dazu gehörigen Ablagerungen eher unbedeutend. Die kartierten wallförmigen Moränenreste lassen auf ein insgesamt geringes Ausmaß der letzteiszeitlichen Talvergletscherung schließen. Die insgesamt geringe Übertiefung der Breitböden und die relativ unbedeutenden glazigenen Diamiktite sind als Hinterlassenschaften eines kalten Gletscherregimes mit geringer Schuttproduktion zu deuten. Die Höhenlage der letzteiszeitlichen Schneegrenze wird aufgrund des Karbodenniveaus und der Anwendung der Methode von LOUIS (1955) mit 3000 m bis 3100 m ü.d.M. angegeben. Dies entspricht einer letzteiszeitlichen Schneegrenzdepression um 900 m bis 1000 m.

Die Existenz einer vorzeitlichen nivalen Formungsregion in Höhen zwischen 2700 m bis 3300 m ü.d.M. wird durch zahlreiche Nivationstrichter und nivale Serien belegt. Das vorzeitliche Periglazial ließ sich bis mindestens 2300 m ü.d.M. durch fossile Blockströme und Blockschutthalde nachweisen.

Das deutliche Mißverhältnis zwischen dem großen Kar des Cha Gou, den karähnlichen Talschlüssen unmittelbar nördlich des Gipfels (Formengruppe 1) und den unbedeutenden Moränen führt zu der Schlußfolgerung, daß die Anlage der Kare einer älteren, weitaus ausgedehnteren Vereisung zuzuschreiben ist. Eine weiter hinreichende Talvergletscherung oder Vorlandvergletscherung während der vorletzten bzw. der Rißeiszeit kann bisher weder bewiesen noch widerlegt werden. Es finden sich jedoch zahlreiche Anhaltspunkte, die mit einer weitreichenden Vergletscherung erklärt werden können. Diese Bildungen sind nicht mehr dem Jungquartär zuzuordnen.

Die Befunde aus dem Vorland ergeben eine verschiedene zeitliche Stellung der oberen und unteren Terrasse. Die Deutung ihrer Genese wird jedoch durch die Komplexität der neotektonischen Hebung erschwert, die auch

gegenwärtig noch andauert. Eine klare genetische Zuordnung der Erosionsphase und damit der Terrassenbildung ist infolge tektonischer und klimatischer Interferenzerscheinungen nicht möglich.

Hinsichtlich der Altersstellung der Terrassen kommt den Kalkkrusten, die mit Hilfe der Radiobarbonmethode datiert wurden, sowie dem Verwitterungsgrad der Schotter eine Indikatorfunktion zu. Die daraus abgeleitete relative Chronologie ergibt folgende Dreiteilung:

- Die Schotterkegel des älteren Stadiums sind präwürmzeitlich, also vor dem Jungquartär entstanden. Wie die Auswertung eines Brunnenprofils in Bayin Haote zeigt, läßt die Mächtigkeit der Schotterakkumulationen auch im weiteren Vorland auf eine ausgedehnte Verschüttung schließen. Für den Transport der gut gerundeten Grobsedimente wird eine glazifluviale Transportdynamik angenommen, die in zeitlichem Zusammenhang mit der morphologisch begründeten Hypothese einer rißzeitlichen Talvergletscherung größeren Ausmaßes steht. Der Schotterkegel wird daher als Gletschertorschotterflur bzw. als Kegelsander gedeutet. Seine Zerschneidung und die dadurch bedingte Bildung der oberen Terrasse wurde wesentlich durch die neotektonische Hebung des Helan Shan beeinflusst. Die Deutung als paraglaziale Bildung wird in Frage gestellt, da die Indizien für eine Vorlandvergletscherung unzureichend sind.

- Die Schotterkegel des mittleren Stadiums weisen Gemeinsamkeiten mit denen des älteren Stadiums auf. In ihren Dimensionen sind sie jedoch wesentlich kleiner. Da weder Altersdatierungen noch nähere Untersuchungen vorliegen, kann aufgrund des Vorkommens von Kalkkrustenprofilen und ihrer topographischen Lage nur vermutet werden, daß sie zeitlich vor der unteren Terrasse einzuordnen sind.

- Die Schwemmfächer des jüngsten Stadiums sind würmzeitlich entstanden. Ihre Sedimente weisen auf eine Wechselfolge fluvialer und äolischer Ablagerungen hin. Im Terrassenkörper wurden Dünenreste nachgewiesen, die mittels der Thermolumineszenzdatierung auf 62.000 Jahre v.h. datiert werden konnten. Die würmzeitlichen Schotter an der Basis des Terrassenprofils lassen den Schluß zu, daß die Energetik des Transportes im Vergleich zu den Schottern der oberen Terrasse wesentlich geringer war.

Aus dem Gesamtformenbestand wird unter Anwendung der Gliederung von HÖVERMANN & SÜSSENBERGER (1986) eine Klimakurve vom Anaglazial der

Würm-Eiszeit bis zur Gegenwart rekonstruiert. Diese Klimakurve wird durch die Paläotemperaturkurve von SUN Jianzhong & LI Xingguo (1986) ergänzt.

Insgesamt zeigt die Klimakurve für den Zeitraum der letzten 30.000 Jahre einen mehrfachen Wechsel von ariden zu humiden Klimabedingungen:

- Das feuchtkalte Anaglazial ist im Vorland durch fluviale Formung gekennzeichnet. Die Dünen im Vorland unterliegen einer fluvialen Einebnung. Die Kalkkrustenbildung in der oberen Terrasse führte bereits um 30.000 J.v.h. zu einer ansatzweisen Profilgliederung in Oberkruste und Unterkruste. Bringt man die Paläotemperaturkurve mit einer als gesichert angesehenen Temperaturenniedrigung um 8°C im Anaglazial mit den vorgestellten geomorphologischen Befunden in Verbindung, so gibt es keinen Zweifel mehr daran, daß die nivalen Bedingungen zur Gletscherbildung im Helan Shan führen mußten.

- Im Hochglazial befindet sich die Schneegrenze in einer Höhe von 3000 m bis 3100 m ü.d.M. Die asymmetrische Gebirgsvergletscherung ist vor allem durch Hängegletscher des Breitbodentyps gekennzeichnet, deren Gletscherzungen kleine Talgletscher bilden. Im Vorland gelangt Sandlöß zur Ablagerung.

- Im Kataglazial bzw. dem Beizhuangcun-Stadial, der vermutlich kältesten und trockensten Klimaphase der letzten 40.000 Jahre, stagnieren die Gletscher infolge geringer Schneeniederschläge und einer daraus resultierenden negativen Massenbilanz. Aus den Diamiktiten der eisfrei gewordenen Talabschnitte entwickeln sich Blockströme. Aufgrund der niedrigen Temperaturen ist die periglaziale Formung flächenhaft im Vorland wirksam. Die dadurch bedingte Frostdynamik führt im Ausraumbereich des großen Schotterkegels zu einem Materialversatz von Blöcken. Die Sandlößablagerung im Vorland ist in dieser Phase unterbrochen.

- Das vollständige Abschmelzen der Gletscher erfolgt im Spätglazial bei allgemein steigenden Temperaturen und

eines dadurch verursachten Anstiegs der Schneegrenze. Die Eisfreiwerdung ist erst im frühen Holozän etwa um 7900 J.v.h. abgeschlossen. Zu dieser Zeit setzt die Lößsedimentation im Gebirge bzw. die Sandlößablagerung im Vorland aufgrund zunehmend humider Bedingungen ein. Im Spätglazial ist das diagenetische Endstadium der Kalkkrustengenese abgeschlossen.

- Im Holozän kommt es zwischen 6300 J.v.h. bis 7300 J.v.h. zu einem Humiditätsmaximum. In diesem postglazialen Klimaoptimum entstehen im Vorland Humusdecken. Der Sandlöß unterliegt einer Verwitterung. Aufgrund deszendenter Bodenwasserbewegung erfolgt eine Entkalkung sowie Tonverlagerung. Im Vergleich zur Gegenwart läßt sich für diese Phase eine Verdoppelung der Niederschlagsmengen ableiten. Aufgrund der höheren Abflusssmengen bilden sich - ausweislich calcifizierter Stengel- und Wurzelröhren - sogar im weiteren Vorland Schilfgürtel.

- Etwa ab 6000 J.v.h. herrschen zunehmend aride Bedingungen. Dadurch werden die bodenbildenden Prozesse und die Humusbildung unterbunden. Die Schilfbestände im Vorland gehen stark zurück, wobei sich Calciumcarbonat an das abgestorbene Pflanzenmaterial anlagert.

- Im Neoglazial kommt es etwa um 3000 J.v.h. zu einer erneuten Temperaturenniedrigung geringen Ausmaßes. Dies hat zur Folge, daß die Untergrenze der periglazialen Höhenstufe im Vergleich zur gegenwärtigen Lage mindestens um 200 m bis 300 m abgesenkt wird. In den Tälern kommt es daher zu einer Reaktivierung der Blockströme. Die Bildung großer Murkegel weist auf morphologisch wirksame nivale Formungsprozesse und nivalhumide Verhältnisse hin. Die damit einhergehende geringe Herabdrückung der Schneegrenze reichte jedoch nicht aus, um erneut Gletscher zu bilden.

Als Ausdruck einer sich hieran anschließenden Klimaverbesserung stieg die Schneegrenze bis zur Gegenwart auf ihre jetzige Höhenlage in ca. 4100 m ü.d.M. an.

Geomorphological Investigations concerning the climatic evolution of Helan Shan and its western foreland during the late Quaternary

Summary

The aim of this morphoclimatic study is to investigate the late Quaternary climatic history of the Helan Shan and its western forelands on the basis of geomorphological evidence. Particular attention is given to a comparison of the recent and former altitudinal zonation and the reconstruction of the snowline during the last ice age.

An overview of the literature to date is followed by a description of the geological, climatic and vegetational features of the study area. The evaluation of hitherto unpublished climate data according to the aridity boundary formula of WANG (1941) yields the astonishing result that snowfall-induced humidity is greater in the Helan Shan than in the mountain climates of the surrounding uplands. This is probably related to the climatic effects of maritime-influenced continental air masses that occur between winter and spring. Of particular importance is the evidence showing the presence of a boreal climatic region at altitudes above 2900 m, an isolated occurrence within the transitional zone between cold-winter steppe and desert climates. Evidence of relatively favourable hydrological conditions in the Helan Shan, not yet recorded in climate atlases, is supported by botanical finds, especially the occurrence of a boreal conifer forest.

Using HÖVERMANN's (1985) method of landscape classification, a sequence of five morphoclimatic landscape types was obtained for a vertical elevation of 2267 m in the study area:

- In the zone of aerodynamic relief (about 1300 m asl) aeolian processes are the primary factor shaping the landscape.
- The zone of desert plains (about 1300-1500 m asl) is characterized by its gentle slope gradients (1%) and the increasing importance of fluvial formation processes, accompanied by the planation of aeolian landforms and their stabilization by increased plant cover.
- The zone of mountain pediments (1500-2200 m asl) shows broad, often conical sloping surfaces with inclinations of 4-5%.
- The zone of steep mountain valleys (2200-2900 m asl) features up to 500 m deep flatfloored- and V-shaped valleys with gravel-covered floors ranging from narrow

to broad. In very narrow valley stretches the sometimes extremely episodic gravel load can occupy the entire valley width.

- The characteristic forms of the periglacial zone (2900-3556 m asl) are gelifluction features covered by vegetation and "free" gelifluction forms (debris lobes, debris steps, block streams, ploughing blocks etc), frost wedge polygons (loess polygons), earth hummocks (thufurs), sheets of creeping waste, turf exfoliation and minor gelifluction features (vegetated steps and non-sorted stripes). The degree of frost weathering depends on slope aspect and is much more intense on north-facing than on south-facing slopes, where the insulating properties of the loess mantle reduce frost-splitting. Under present conditions, morphologically effective nival formation processes may be excluded.

Altitudinal zonation is also reflected by pedological factors. The soils in the forelands contain moderate to large amounts of calcium carbonate. Humus formation and major soil-forming processes are absent. The mountain soils however are characterized by a reduced carbonate content with increasing altitude and relative high proportions of humic matter. Distinct Ah horizons indicate greater activity of soil-forming processes in the mountains. Differences in texture are shown by the decrease of medium-sized particles with increasing altitude and recent loess sedimentation in the mountains. Sandy loess is widespread in the forelands but is no longer deposited under the present climatic conditions since precipitation and hence the extent of vegetation cover are too low. This sandy loess is thus undergoing deflation.

The discussion of present-day altitudinal zonation is followed by a description of those erosional and depositional forms that present a contradiction to recent morphodynamics. In accordance with the actualist approach, the origin of these palaeolandforms is deduced from the morphodynamics of those climate zones in which similar landforms are being formed today.

On the basis of actualistic comparisons and the geomorphological-integrative map interpretation method

of SCHULZ (1987a) the erosional landforms of the groups 1 to 3 that were mapped and morphometrically surveyed in the Helan Shan are interpreted as key forms of glacial erosion. These cirques, *Breitboden*-type of glacial cirque and nivation cirques are evidence of a mountain glaciation of the asymmetrical type, largely limited to N- and NW-facing slopes, during the last glacial period. Hanging glaciers of the *Breitboden* type were the dominant type of glacier, while cirque glaciations played a subordinate role. Considering that the erosional landforms whose glacial origin is documented in Chapter 4.2 are morphologically conspicuous and relatively large, the associated deposits are relatively unimportant. The mapped rampart-shaped residual moraines indicate that valley glaciation during the last ice age was on the whole not large in extent. The overall slight overdeepening of the *Breitböden* and the comparatively minor glacial diamictites are to be interpreted as relicts of a cold glacier regime with low debris production. Based on the cirque floor elevation and the method described by LOUIS (1955) the snowline during the last ice age is estimated at 3000-3100 m. This corresponds to a snowline depression of 900-1000 m during the last glacial.

The existence of a region of former nival formation at altitudes between 2700 and 3300 m is confirmed by numerous nivation hollows and nival sequences. The presence of fossil block streams and stabilized talus shows that the former periglacial zone extended down as far as at least 2300 m.

The clear disproportion between the large cirque of the Cha Gou, the cirque-like valley heads directly north of the peak (landform group 1) and the insignificant moraines indicates that cirque formation was due to an older, much more extensive glaciation. A lower-reaching valley glaciation or foreland glaciation during the penultimate or Riss glacial could be neither proved nor disproved up to now. However there are numerous features that could be explained by an extensive glaciation. These landforms are older than the late Quaternary.

Finds from the forelands yield different ages for the upper and lower terraces. However, the interpretation of their origin is made more difficult by the complexity of the still active neotectonic uplift. Owing to tectonic and climatic interferences a clear genetic classification of the erosion phase, and hence of terrace formation, is not possible.

As regards the age of the terraces both the radiocarbon-dated calcareous crusts and the degree of weathering of

the gravels have indicative functions. The relative chronology thus obtained yields the following three time divisions:

- The gravel cones of the older stage are pre-Würmian, i.e. they were formed before the late Quaternary. As the results of a well profile in Bayin Haote show, the thickness of the gravel deposits points to widespread accumulation. The well-rounded coarse sediments were presumably transported glaciofluvially, probably at the same time as the hypothesized Riss valley glaciation, for which morphological evidence exists. Hence the gravel cone is interpreted as being either a gravel plain of the glacier outlet or a cone-shaped sandur. Its dissection and the resulting formation of the upper terrace was greatly influenced by the neotectonic uplift of the Helan Shan. A paraglacial origin is unlikely, the evidence of foreland glaciation being unsatisfactory.

- The gravel cones of the middle stage are similar in some respects to those of the older stage, however the former are much smaller. Since neither age determinations nor other detailed analyses are available we can only assume that owing to the occurrence of calcareous crust profiles and their topographic location the gravel cones of the middle stage are younger than the upper terrace.

- The alluvial plains of the youngest stage originated during the Würmian. Their sediments point to an alternation of fluvial and aeolian deposits. The terrace contains residual dunes that were TL-dated to 62,000 years before present. The Würmian gravels at the base of the terrace profile suggest that the transport process was considerably less active than in the case of the gravels of the upper terrace.

On the basis of the entire range of landforms a climate curve ranging from the Anaglacial of the Würmian ice age to the present time was reconstructed using the classification by HÖVERMANN & SÜSSENBERGER (1986). This climate curve is supplemented by the palaeo-temperature curve in SUN Jianzhong and LI Xinguo (1986). On the whole, the climate curve shows several changes from arid to humid conditions during the past 30,000 years.

- The cold-humid Anaglacial is characterized in the forelands by fluvial formation. The dunes in the forelands are undergoing fluvial planation. Thirty thousand years ago already, the formation of calcareous crusts in the upper terraces led to a rudimentary division into upper and lower crusts. If we link the

palaeotemperature curve showing a documented temperature drop of 8°C during the Anaglacial with the geomorphological evidence presented above, there can no longer be any doubt that the nival conditions had to result in glaciation of the Helan Shan.

- During the peak Glacial the snowline is at 3000-3100 m. The asymmetrical mountain glaciation features mainly hanging glaciers of the *Breißboden* type, whose lobes form small valley glaciers. Sandy loess is deposited in the foreland.

- During the Kataglacial (*sensu* HÖVERMANN & SÜSSENBERGER 1986) or the Beizhuangcun stadial, the probably coldest and driest climate phase of the past 40,000 years, the glaciers stagnate owing to low snowfall and the resulting negative mass balance. The diamictites of the now ice-free valley sections develop into block streams. As a result of the low temperatures periglacial processes are active over wide parts of the foreland. The associated frost dynamics lead to the displacement of boulders in the eroded part of the large gravel cone. The deposition of sandy loess in the foreland is interrupted during this phase.

- The glaciers melt completely during the Late Glacial with generally rising temperatures and hence a higher snowline. Deglaciation finally terminates during the early Holocene at about 7900 years before present. At this time loess sedimentation starts in the uplands and sandy loess is deposited in the forelands as a result of increasingly humid conditions. The late Glacial saw the

end of the terminal diagenetic phase of calcareous crust formation.

- During the Holocene humidity reaches a maximum between 6300 and 7300 years before present. At this postglacial climate optimum humus mantles formed in the forelands. The sandy loess undergoes weathering. Descending soil water causes decalcification and the downward transport of clay particles. Precipitation was twice that of the present day. Higher discharge leads to the formation of a reed belt, even in the more distant forelands (calcified stems and rhizomes).

- About 6000 years b.p. increasingly arid conditions prevail, impeding soil-forming processes and humus formation. The reed populations in the forelands decrease and calcium carbonate accumulates on the dead plants.

- During the Neoglacial the temperature drops again slightly around 3000 yrs b.p. As a result the lower limit of the periglacial zone was at least 200-300 m lower than the present boundary. In the valleys the block streams are reactivated. The formation of large mud cones points to morphologically active nival formation processes and nival-humid conditions. However, the associated slight depression of the snowline was not enough to cause glaciers to re-form.

The subsequent improved climate caused the snowline to rise to its present elevation of about 4100 m above sea level.

Chinesische Zusammenfassung

本书的主要内容是运用地貌学原理,研究贺兰山及其西部山前地带晚第四纪气候变迁,其侧重点在于比较古今景观及重建末次冰期雪线。

本书首先叙述了研究现状及考察区的地质、气候及植被概况。笔者在收集、分析大量气候资料的基础上指出,依照王先生(Wang 1941)干旱界线公式,现代贺兰山的湿润状况明显强于周围山地。这可能起因于冬春过渡时出现的大陆化了的海洋性气团的影响。值得提及的是,在海拔2900米以上气候似泰加林气候型,其斑块分布于冬寒干草原和荒漠气候带的过渡地区。贺兰山相对湿润的状况至今没有在相关的气候图上反映出来,植被覆盖,特别是冷湿针叶林的存在进一步证实了贺兰山的湿润条件。

应用霍夫曼(Hövermann 1985)教授景观学理论把研究区高度差2267米的范围划分为五种气候地貌景观类型:

1. 在风成地貌带(海拔高度约1300米)风力是塑造景观的主导营力;
2. 沙漠平原带(约1300—1500米)的主要标志是不规则形态,总的坡降为1%,流水作用加强。流水使风成形态移平,而植物使之固定;
3. 山麓带(1500—2200米)的景观是广阔的、经常锥状起伏的倾斜斜面,坡降为4%—5%。
4. 洪流带(2200—2900米)的典型景观标志是深切至500米的冲沟、砾石谷底。在窄沟段砾石甚至占据全部谷底。
5. 冰缘带(2900—3556米)的特征为连续与不连续的泥石流形态(岩屑堆、岩屑阶坎、石川、石海等),冻融多边形土(黄土多边形土),土丘,土地脱皮形态,及小型泥石流形态(草地阶坎及无风选条带)。冻融分化与坡面位置有关,冻融风化在面北坡明显强于面南坡。黄土覆盖因隔离作用阻碍了冻融碎屑的生成。在现代气候条件下不会存在塑造地貌的雪蚀过程。

这种垂直地带性也反映在土壤属性的变化上,山前地带地表碳酸盐含量较高,

缺乏腐殖质及成土过程。与此不同的是山地土壤中碳酸盐含量明显降低并有较多的腐殖质。从典型的Ah层可知,成土过程在山地较明显。粒度差异表现在中等颗粒成分在山地明显减少及山地现代黄土沉积的减弱。因雨量和植被覆盖度太低,在现代气候条件下不会沉积山前广布的沙黄土。这种沉积成为风蚀的对象。

笔者也阐述了不属于现代地貌营力的古侵蚀和堆积形态。这类古形态成因的探索基于比较同类型现代生成环境的地貌营力及其气候特征。

笔者在实地地貌填图及几何形态量测的基础上把贺兰山的地貌形态划分成不同单元。现代类型比较及地图解释(依Schulz 1987a方法)都表明,1-3单元的侵蚀类型是冰川侵蚀形态。冰斗、宽底冰川及雪蚀漏斗是本地末次冰期不对称山地冰川的佐证。冰川主要活动处为面北及面西北坡,并以宽底冰川上的悬冰川为主,冰斗冰川居次要地位。书中第四章第二节已对明显的冰川成因的、较大尺度的侵蚀地貌作详细论证。相比而言,与其相对的堆积地貌则显得微妙微妙。实地调绘的堤状冰碛遗迹指示出末次冰期时沟谷冰川仅为小冰期规模。宽底冰川微弱下切及相对较少的冰川角砾是碎屑生产力较小的冷冰川作用的遗迹。按冰斗底海拔高程LOUIS (1955)方法计算得出冰期的雪线高度为3000至3100米。这说明,末次冰期时雪线下降了900-1000米。

大量的雪蚀漏斗及雪蚀系列证实,古雪蚀带存在于海拔2700米至3300米之间。石河、石堆表明古冰缘作用最少下降至2300米。

更沟的大冰斗及其北部山峰上似冰斗的沟谷末端和微量的冰碛物之间的不对称说明,这些冰斗是更老、规模更大的冰期的产物。但是否在末次冰期及里兹冰期存在范围更大的沟谷冰川或山前冰川,这还无法证实。不少现象都可用一个大规模冰期来自解释,其存在则不再于晚第四纪。

山前地带的考察工作表明,高低台地是不同时期的。至今仍延续的新构造运动的复杂性使这些台地成因难以探清。由于构造与气候的双重作用,笔者未能找到侵蚀

期或台地形成的详细时间序列。

借助于碳酸钙壳及砾石的风化程度,笔者研究了山前台地形成时代问题。由此获得的相对年代可分为三期:

1. 早期的砾石堆是玉木期的,即生成于晚第四纪前。从对巴音浩特—水井剖面分析得知,砾石在山前地带广布。这种高磨圆度砾石可能是冰水搬运的,并可能发生在地貌现象所假设的规模较大的里兹沟谷冰川作用时期。砾石堆的下切及相关高台地的形成都受到了贺兰山新构造运动的影响。因山前地带冰川活动的证据不足,不宜归之于冰川侧积。

2. 中期的砾石堆与早期的有共同之处,但范围小。因缺乏测年资料及详细调查,凭碳酸盐壳剖面及地形位置,仅可推断其形成早于低台地。

3. 晚期洪积扇是玉木期的产物,沉积物由流水和风力交替所形成。在台地上有古沙丘遗迹,其热释光年龄为62,000。台地剖面底部的玉木期砾石反映出,其搬运能量明显弱于老台地上的砾石搬运能量。

运用霍夫曼和苏森贝尔格(Hövermann & Süssenberger)的年代划分标准,依据景观类型重建出玉木冰期盛期至今的气候变化过程。孙、李二先生(Sun Jianzhong & Li Xinguo 1986)的古气温资料补充了这个曲线。距今3万年以来的气候变化总地表现为干湿状况的反复交替。即:

1. 冰盛前期湿冷阶段,其表现为在山前地带的流水形态。山前的沙丘被流水移平。高阶地上3万年前所形成的碳酸钙壳成为剖面上、下的分界。如果把冰盛前期温度下降 8°C 看作可靠的,并将之与所述的地貌依据联系起来,就可无疑地认为,那时的雪蚀气候条件使冰川处于形成状态。

2. 冰顶盛期的雪线高度为海拔3000—3100米。这里不对称山地冰川主要表现为宽底类的悬冰川,在冰舌上形成小型沟谷冰川。沙黄土堆积过程在山前地带进行。

3. 冰盛晚期即北庄村阶段因降雪甚少及随之而形成的物质平衡, 冰川处于停滞状态。本期可能是近四万年来气候最寒冷、最干燥的时期。在冰川消融了的沟谷里角砾物形成石河。因温度低, 冰缘现象在山前地带面状分布。冻融作用使石块充填了砾石锥外围空间, 此间山前地带黄土堆积中断。

4. 随着晚冰期气温上升, 冰川全部消融, 因此, 雪线上升。在早全新世, 约7900年前冰川完全消失, 山地开始黄土沉积, 山前堆积黄土, 气候较为湿润。在冰后期, 碳酸盐壳成岩过程进入尾声。

5. 全新世6300-7300年前出现了最湿润时期。在这个冰后期理想气候期山前地带发育了腐殖质层。沙黄土处于风化状态。土壤水分运力使碳酸盐及土壤粘粒迁移。那时的雨量相当于现代的两倍。因径流量大, 山前地芦苇呈带状生长。碳酸盐胶结的植物茎及根管可证明这一点。

6. 距今约7600年时干旱加剧, 导致成土过程和腐殖质层形成过程中断。山前地带的芦苇大丛减少, 碳酸盐富集在枯死的植物上。

又在新冰期即距今三千年前气温轻度下降。与现代相比, 冰缘作用下限最少降低200至300米。因而在沟谷中石河复活。大尺度泥锥的生成意味着有地貌效应的雪蚀过程及雪蚀湿润环境。因雪线下降微小, 不足以产生新的冰川。

随后而来的气候转暖体现在雪线上升, 直到现代约海拔4100的高度。

7. Methoden-Anhang

7.1 Karten- und Luftbildauswertung mit Geländekontrolle

Für das gesamte Arbeitsgebiet lagen vier Blätter der Topographischen Karte 1 : 50.000 mit einer Höhenlinienäquidistanz von 20 m vor. Ergänzend dazu konnte ich flächendeckend Stereo-Luftbildpaare in Lanzhou sowie im Standort Bayin Haote vor Beginn der Geländearbeiten qualitativ auswerten. Die Luftbilder waren die Arbeitsgrundlage der Kartierung und der abschließenden Geländekontrolle, anhand derer die geomorphologische Übersichtskarte erstellt wurde (Beilage 5 und 6). Die Luftbildpaare im Maßstab von ca. 1 : 47.500 bis 1 : 56.000 stammten aus einer Befliegung aus den 50iger Jahren und wurden mit einer Reihenmeßkammer (Überweitwinkelkammer; $f = 70,53$ mm) aufgenommen. Eine quantitative Luftbildauswertung sowie eine Entzerrung der Luftbilder konnte nicht durchgeführt werden. Die Bestimmung der relativen Höhen im Gelände erfolgte durch barometrische Höhenmessungen mittels eines Höhenmessers der Fa. Thommen. Die Messungen erwiesen sich als hinreichend genau, da eine ausreichende Justierung an topographischen Meßpunkten bzw. an trigonometrischen Punkten möglich war.

7.2 Zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse in Karten

Auf der Grundlage der Kartierungen im Maßstab 1 : 50.000 wurde für das Arbeitsgebiet eine geomorphologische Übersichtskarte angefertigt (Beilagen 5 und 6). Durch photographische Vergrößerungen des vorhandenen Kartenmaterials war es möglich, Teilgebiete im Gebirge im Maßstab 1 : 25.000 zu kartieren. Aufgrund der in der VR China geltenden gesetzlichen Vorschriften war es nicht gestattet, die Rechts- und Hochwerte in die Karte zu übernehmen. Ich habe daher in Anlehnung an das chinesische Koordinatensystem die dargestellte Fläche mittels eines Rasters in Planquadrate mit einer Kantenlänge von jeweils 1 km eingeteilt. Die Benennung der einzelnen Planquadrate erfolgt durch die im Kartenrahmen angegebenen Buchstaben und Zahlen. Bei der vorgegebenen Größe des Arbeitsgebietes mit einer Fläche von 61 x 24 km wurde aus Gründen der besseren Übersicht und Handhabbarkeit der Maßstab 1 : 100.000 gewählt und die geomorphologische Übersichtskarte in einen westlichen und einen östlichen Teil getrennt. Neben der sich zwangsläufig ergebenden Generalisierung beschränken sich die Geländebeobachtungen im Gebirge

auf den in Kap. 2.3 (Abb. 8) beschriebenen Einzugsbereich der Gebirgstäler und im Vorland auf die sich unmittelbar anschließenden Entwässerungssysteme. Alle nicht von mir begangenen Bereiche habe ich durch die Auswertung von Luftbildern und Karten kartiert. Wichtige Aufschlüsse und Probenahmepunkte im Vorland sind auf den Beilagen (s. Signatur 7.1 in der Beilage 7) unter Angabe der Altersdatierungen gekennzeichnet. Zur Gewährleistung der Lesbarkeit wurde auf die Darstellung der Gesteinstypen im Gebirge verzichtet, da diese Information in der Beilage 2 detailliert enthalten ist. Die räumliche Ausdehnung der Höhenstufen kann den Beilagen nur näherungsweise nach den jeweils vorherrschenden äolischen, fluvialen und periglazialen Formen entnommen werden. Diese Einschränkung ergab sich daraus, daß besonderer Wert auf die Darstellung aller kartierter Vorzeitformen gelegt wurde. Im Bereich des Gebirges wurden nur die letzteiszeitlichen Erosionsformen durch entsprechende Signaturen gekennzeichnet. Für die Kartierung habe ich einen eigenen Legendenschlüssel erarbeitet, da der Kartierschlüssel der GMK 1 : 25.000 - zumal in einem bislang unerforschten Gebiet - sich als zu komplex und teilweise ergänzungsbedürftig herausstellte. Aus dem Titel der Beilagen 5 und 6 geht hervor, daß es sich um eine Übersichtskarte handelt. Da der Bereich östlich der kontinentalen Wasserscheide in Beilage 6 nicht zum Arbeitsgebiet gehört, sind dort nur die Höhenlinien (Äquidistanz 200 m) eingetragen.

7.3 Altersbestimmungen nach der ¹⁴C-Methode

Die Altersbestimmungen wurden im ¹⁴C-Laboratorium des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover von Herrn Prof. Dr. M.A. GEYH durchgeführt. Die Ergebnisse der datierten Proben sind in Tab. 17 zusammengefaßt. Nach dem Kommentar von Herrn Prof. Dr. GEYH zu den ¹⁴C-Analysen (schriftl. Mitt. v. 25.09.1989) wurden die in der Tab. 17 angegebenen konventionellen ¹⁴C-Alter mit der LIBBY-Halbwertszeit von 5570 Jahren berechnet und durch Bezug auf den NBS-Oxalsäure-Standard der internationalen Radiokohlenstoffzeitskala angepaßt. Die ¹⁴C-Daten wurden $\delta^{13}\text{C}$ -korrigiert (PDB), soweit die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte angegeben sind. Die angegebenen Standardabweichungen schließen alle technischen sowie die durch die chemischen Aufbereitungsmethoden entstandenen Fehler ein.

7.4 Thermolumineszenzdatierungen

Insgesamt wurden 4 Proben (TL 1, TL 2, TL 3 und TL 4) an den in Beilage 5 und 6 bezeichneten Profilknoten entnommen (Tab. 16 und 18 in Kap. 8.6).

Bei der Probenahme wurde darauf geachtet, daß das Probenmaterial unter Ausschluß jeglicher Belichtung entnommen wurde. Nach Entfernung der äußeren ca. 40 cm bis 50 cm, die wegen der durch Sonneneinstrahlung erfolgten Bleichung unbrauchbar sind, wurde ein Stechzylinder aus rostfreiem Edelstahl (Durchmesser 4 cm, Länge 8 cm) in das Substrat getrieben. Der gefüllte Stechzylinder wurde unverzüglich nach dem Herausdrehen des Zylinders in einen absolut licht- und wasserundurchlässigen Probenbehälter überführt. Als zusätzlicher luftdichter Verschuß diente eine Probentüte, die den Probenbehälter mit dem darin befindlichen Zylinder umschloß. Damit war die Konservierung der Probe in naturfeuchtem Zustand bis zur Bearbeitung im Labor gewährleistet. Die Beprobungen erfolgten im August und September 1988 nach einer relativ trockenen und warmen Witterungsperiode.

Die Bearbeitung der Proben wurde im Godwin Laboratory der Universität Cambridge (Subdepartment of Quaternary Research) durch Herrn ZHOU Li-Ping durchgeführt. Die vier Proben wurden im März 1989 dem o.g. Labor überstellt, erste Ergebnisse der Datierungen lagen im Juni 1990 vor.

Die Proben TL 1 und TL 3 wurden nach der Bestimmung des Feuchtigkeitsgehaltes (Trocknung bei 50°C für eine Dauer von 24 h) mit verdünnter Salzsäure (0,1 n HCl) behandelt, um die Carbonate zu entfernen. Die Humuszerstörung erfolgte durch Zugabe von ca. 100 ml 30 %iger H₂O₂-Lösung. Anschließend wurde das Probenmaterial mehrmals mit H₂O dest. und mit Aceton gewaschen.

Die Korngrößenseparation der Fraktion 4 µm bis 11 µm geschah durch Anwendung konventioneller Sedimentationsverfahren, wobei Natriumoxalat (Na₂C₂O₄) als Dispersionsmittel diente. Der gewonnene Feinkornanteil wurde mit H₂O dest. gewaschen und anschließend bei 50°C getrocknet. Nach der Probenteilung wurden die Teilproben in Gläschen überführt und mit Aluminiumfolie vor Lichteinfall geschützt.

Die Gamma-Bestrahlungen erfolgten im Chemical Engineering Dept. des Imperial College in London unter Verwendung einer Kobalt-60-Quelle, wobei die

Teilproben verschiedenen Dosierungen ausgesetzt worden sind. Von den bestrahlten und unbestrahlten Teilproben jeder Probe wurden unter Zugabe von Aceton Suspensionen angefertigt. Diese Probensuspensionen wurden in Gläschen hineinpipettiert, auf deren Boden sich Aluminiumplättchen mit einem Durchmesser von 1 cm befanden. Die Eindampfung des Acetons erfolgte bei einer Temperatur von 40°C, so daß sich der Feinkornanteil, der nach den Ergebnissen der röntgendiffraktometrischen Untersuchungen hauptsächlich aus Quarz und Feldspat besteht, als gleichmäßige Sedimentfläche auf dem Plättchen ausbilden konnte. Die Plättchen mit den bestrahlten Teilproben waren dann für die Thermolumineszenz(=TL)-Messungen bereit.

Die unbestrahlten Teilproben wurden in mehrere Gruppen eingeteilt. Eine Gruppe blieb zur Ermittlung des natürlichen TL-Signals (NTL-0) unbehandelt. Andere Gruppen wurden mittels Bestrahlung durch eine Quecksilberlampe einer simulierten Sonnenstrahlung mit verschiedenen Zeitlängen ausgesetzt (SOL2). Diese optische Bleichung soll die Bleichung durch Sonnenlicht simulieren, die vor der Ablagerung auf die Lößpartikel eingewirkt hat. Da das Ausmaß der Bleichung durch Sonnenlicht zur Zeit der Ablagerung unbekannt ist, wurden verschiedene Bleichungszeiten verwendet.

Die Additive Methode nach SINGHVI et al. (1982) wurde zur Ermittlung der Äquivalenz-Dosiswerte (ÄD-Werte) bei den Proben TL 1 und TL 3 angewendet. Bei der Probe TL 1 kam zusätzlich die Teilbleichungsmethode nach WINTLE & HUNTLEY (1980) zur Anwendung. Dieses Verfahren ist speziell für Proben entwickelt worden, für die eine natürliche Bleichung bis auf den optisch unbleichbaren Rest unwahrscheinlich ist (JANOTTA 1991: 35). Hier wurde zur Bestrahlung eine Quecksilber-Lampe (300 W) mit einem vorgesetzten Filter eingesetzt, um den Einfluß der UV-Strahlung auszuschalten. Die Bleichungsdauer betrug 150 Minuten. Die Probe TL 3 wurde zur Ermittlung eines alternativen ÄD-Wertes der Regenerierungsmethode nach PROSZYNSKA (1983) unterzogen. Hierbei wurden die unbestrahlten Plättchen für die Dauer von 5 h einer simulierten Sonnenstrahlung ausgesetzt und anschließend zur Regenerierung der TL einer Beta-Bestrahlung exponiert. Den ÄD-Wert erhält man durch Anpassung der regenerierten TL an die NTL.

Bei den Proben TL 2 und TL 4 wurden die Datierungen mit Grobkornmaterial der Fraktion 90 µm bis 125 µm durchgeführt. Die Korngrößenseparation erfolgte durch eine Siebanalyse. Die Humuszerstörung und Entfernung der Carbonate geschah wie bei den Proben TL 1 und

TL 3. Zur Verminderung der Störeinflüsse des polymineralischen Spektrums, insbesondere der Schwerminerale, wurde die TL-Datierung an Quarzkörnern durchgeführt. Durch Vorbehandlung mit einer Schwerflüssigkeit (Abtrennung der Schwermineralfraktion) konnten die Quarzkörner abgetrennt und anschließend mit einer 40 %igen HF-Lösung behandelt werden. Für die TL-Messungen wurden Aliquots von je 20 mg verwendet. Bei beiden Proben gelangte nur die Additive Methode zur Anwendung.

Alle TL-Messungen wurden an einem Riso-TL-reader durchgeführt. Der Photomultiplier (PM) dieses Systems arbeitet mit einem fest integrierten Filter (Chance Pilkington HA3), der die wärmeinduzierte Infrarotstrahlung reduziert. Im Spektralbereich von 370 nm bis 640 nm hat das Filter einen Transmissionsgrad von 90 % und blockiert Wellenlängen < 275 nm und > 750 nm. Für die Proben TL 1 und TL 3 gelangte zusätzlich ein UG11-Filter der Fa. Schott zum Einsatz. Es handelt sich um ein ionengefärbtes UV-Filterglas, das im Bereich von 250 nm bis 390 nm transmittiert, mit einem Peakwert von 84 % bei 330 nm. Die TL-Messungen der Proben TL 2, TL 3 und TL 4 erfolgten dagegen unter Verwendung eines Blau-Filters (Corning 5-58), das im Spektralbereich von 350 nm bis 460 nm transmittiert. Der Peakwert liegt bei 405 nm. Nähere Angaben zu den Filtern und zur Probenpräparation finden sich bei JANOTTA (1991). Die Proben mit Feinkornmaterial wurden für eine Dauer von 16 h bei einer Temperatur von 140°C vorgeheizt. Proben mit Grobkornmaterial wurden für eine Minute bei 255°C vorgeheizt. Die Dosisraten der Proben TL 1 und TL 3 wurden mittels Alpha-Bestrahlung und der Messung des K₂O-Gehaltes durch Anwendung der AAS-Methodik ermittelt.

Die Ergebnisse der Thermolumineszenzdatierungen sind in Tab. 18 (Kap. 8.6) zusammengefaßt.

7.5 Grobsedimentanalyse

Grobsedimentanalysen wurden an den Standorten S 214 (Ausraumbereich des Schotterkegels), S 206 und S 222 (obere Terrasse), S 81 (isolierter Rest der oberen Terrasse) und S 119 (untere Terrasse) durchgeführt. Die genaue Lage der Standorte ist den Beilagen 5 und 6 zu entnehmen. Für jede Grobsedimentanalyse wurde an einem geeigneten Aufschluß ein Stichprobenbereich in Gestalt eines Quadrates 1 x 1 m abgesteckt. Darin wurden 100 Steine in dem Größenintervall 2 cm bis 15 cm ϕ nach den in der Literatur üblichen Methoden der Schotteranalyse (STÄBLEIN 1970) unter morphometrischen Aspekten vermessen. Durch Messung der

Hauptachsen Länge (L), Breite (l; gemessen senkrecht zur Länge) und Dicke (E; gemessen senkrecht zur Ebene L/l) konnten die Abplattungsindizes nach CAILLEUX (1952) berechnet werden. Da mit dieser Methode alle drei Raumachsen der Sedimentstücke in eine Verhältniszahl gesetzt werden, handelt es sich hier um eine besonders umfassende Formenangabe. Zusätzlich wurden die petrographische Zusammensetzung sowie die Zuordnung zu Rundungsklassen nach der Methode von REICHEL (1961: 16) ermittelt. Eine Differenzierung nach Gesteinsarten war nicht notwendig, da die Terrassensedimente fast ausschließlich aus Sandsteinen bestehen. Die Ergebnisse sind in Abb. 37 (Kap. 4.3.1.1) dargestellt.

7.6 Bodenkundliche Profilaufnahme

Die bodenkundliche Profilaufnahme wurde nach den Richtlinien der Bodenkundlichen Kartieranleitung (1982) durchgeführt. Die Bestimmung der Bodenart, des Verfestigungsgrades und des Carbonatgehaltes erfolgte nach den darin genannten Richtlinien, wobei die Bodenarten mit konventionellen Kurzzeichen benannt wurden (Tab. 19 in Kap. 8.6). Die Bodenfarbe wurde nach den Kriterien der MUNSELL SOIL COLOUR CHARTS bestimmt.

7.7 Vegetationsaufnahme

Die Aufnahme der Vegetation im Arbeitsgebiet beschränkte sich im wesentlichen auf die Kartierung im Gebirge. Aufgrund der zeitlich und expeditiv eingeschränkten Möglichkeiten war nur eine exemplarische Bestandsaufnahme möglich, die durch eine fotografische Dokumentation ergänzt wurde. Aus diesem Grund fanden pflanzensoziologische Methoden als Feldarbeitstechnik keine Anwendung.

Die Wuchsformen der Pflanzengemeinschaften wurden im jeweils angetroffenen Zustand nach der Methode von RAUH (1978) klassifiziert. Die Benennung von Wuchstypen und ihren Charakterarten orientiert sich dabei an den Ausführungen von MIEHE (1982). Aus ihrer horizontalen und vertikalen Verbreitung läßt sich eine Abfolge von Vegetationsstufen ableiten. OZENDA (1988: 317) versteht unter einer Vegetationsstufe ein System von Pflanzengemeinschaften, das sich durch ähnliche ökologische Ansprüche in der gleichen Höhenstufe auszeichnet.

Zur Erfassung der Kombinationen von Pflanzenarten und

ihrer Wuchsformen, in denen meist eine perennierende, namengebende Art dominiert, habe ich eine eigene Belegsammlung angelegt. Die Artbestimmung der Exemplare erfolgte in Lanzhou und Berlin (Kap. 9.3). Aus zeitlichen Gründen konnte das westliche Vorland nur oberflächlich bearbeitet werden. Die Vegetationsaufnahme wurde in den Monaten Juli bis September, also während des Humiditätsmaximums durchgeführt.

7.8 Labormethoden

7.8.1 Korngrößenanalyse

Die zuvor bei 60°C getrockneten Proben wurden mit einem Riffelteiler so oft geteilt, bis die für Korngrößenanalysen notwendige Ausgangsmenge erreicht war. Durch Naßsiegung des zuvor 2 Minuten lang mit Ultraschall vorbehandelten Sedimentmaterials wurden folgende Korngrößenfraktionen erhalten: > 2 mm, 1 mm bis 2 mm, 1 mm bis 630 µm, 315 µm bis 630 µm, 200 µm bis 315 µm, 125 µm bis 200 µm, 63 µm bis 125 µm und < 63 µm. Die Fraktion < 63 µm wurde über eine Absaugvorrichtung mit Membranfilter (Porendurchmesser 0,2 µm) gewonnen. Der Korngrößenverteilung der Fraktionen 63 µm bis 20 µm, 20 µm bis 6,3 µm, 2 µm bis 6,3 µm und < 2 µm wurde mittels der Pipettanalyse nach KÖHN bestimmt. Die Suspension wurde mit ammoniakalischer Lösung als Antikoagulationsmittel versetzt (jeweilige Endkonzentration in den Suspensionen 0,01 m). Aus den Summenkurven, die auf log-normales Wahrscheinlichkeitspapier gezeichnet wurden, ließen sich zur Charakterisierung der Sedimente folgende Korngrößenparameter errechnen:

- Der Mediandurchmesser ($M_z \Phi$) nach der Methode von FOLK & WARD (1957) ($\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}$)/3

- Die Φ -Sortierung wurde nach der Methode von FOLK & WARD (1957) mit der Formel $(\Phi_{84} - \Phi_{16})/4 + (\Phi_{95} - \Phi_5)/6,6$ ermittelt.

- Der Sortierungskoeffizient nach TRASK (1932) ($S_o = \sqrt{Q_3/Q_1}$) wurde anhand der Quartilmaße ($Q_1 = d_{25}$ und $Q_3 = d_{75}$) errechnet.

(Alle Formeln zit. n. FÜCHTBAUER 1988: 135)

Die Ergebnisse der Korngrößenanalysen zeigt Tab. 19 in Kap. 8.6.

7.8.2 Schwermineralanalyse

Die Proben wurden mit einem Riffelteiler auf 30 g bis 60 g Sediment geteilt und 2 Minuten mit Ultraschall behandelt. Durch Naßsiegung und anschließender

Trockensiegung des vorbehandelten Sedimentmaterials wurde die Korngrößenfraktion 10 µm bis 250 µm (entsprechend $6,64 \phi$ bis $2,0 \phi$) erhalten. Andere Fraktionen wurden nicht untersucht, da Schwerminerale nach dem Stand der Literatur fast ausschließlich in dieser Fraktion vorkommen. Die in dieser Fraktion enthaltenen Schwerminerale wurden durch Zentrifugenabtrennung angereichert.

Nach Einwaage von 1 g bis 2 g Sediment in ein mit Tetrabromäthan ($C_2H_2Br_4$; Dichte = 2,96 g/cm³) gefülltes Zentrifugenglas wurde dieses 30 Minuten lang bei 3000 U/min zentrifugiert. Durch Einfrieren des unteren Teils des Zentrifugenglases in flüssigem Stickstoff ($T = -196^\circ C$) war es möglich, die darüber befindliche Leichtmineralfraktion zu dekantieren. Nach dem Auftauen, Trocknen und Wiegen der Schwermineralfraktion konnten die Schwerminerale unter dem Polarisationsmikroskop bestimmt werden. Zur Ermittlung partieller Modalbestände wurden je Probe 400 bis 500 Körner unter dem Mikroskop untersucht. Die mineralogische Zusammensetzung von Schwermineralauszügen der o. g. Fraktion wurde an 13 Proben mikroskopisch ermittelt. Die Bestimmung erfolgte durch den Mineralogen Herrn Senior-Ing. SONG Jinxi (1988) im Geochemischen Laboratorium des Wüstenforschungsinstituts (IDRAS) in Lanzhou. Die prozentuale Häufigkeit der einzelnen Schwerminerale läßt sich auf der Grundlage der ermittelten Körnerzahlen errechnen (Tab. 20). Außerdem wurde für jede Probe der prozentuale Anteil der Schwerminerale an der Gesamtprobe ermittelt. Die Gruppierung der Minerale nach der Verwitterungsempfindlichkeit erfolgte unter der Annahme neutraler bis schwach saurer pH-Bedingungen. BOENIGK (1983: 45) gibt für diese Bedingungen folgende Gruppierung an:

extrem stabil: Zirkon, Turmalin, Rutil, Spinell

sehr stabil: Andalusit, Sillimanit, Disthen

stabil: Staurolith, Ilmenit

mäßig stabil: Epidot, Glimmer (Biotit)

instabil: Pyroxen, Hornblende, Granat

sehr instabil: Apatit, Karbonat.

Hinsichtlich der Vergleichbarkeit mit Angaben aus der chinesischen Literatur ist zu berücksichtigen, daß der Granat dort als stabil eingestuft wird (YANG Xiaoping 1991: 26). BOENIGK (1983: 44) weist darauf hin, daß besonders der Granat große Schwankungen in der Stabilität in Abhängigkeit vom pH-Wert des Sediments aufweist. Die Ergebnisse der Schwermineralanalysen zeigt Tab. 20 in Kap. 8.6.

7.8.3 Röntgenographische Untersuchungen

Die röntgenographische Untersuchung erfolgte an Pulverpräparaten, zu deren Herstellung das Probenmaterial für die Dauer von zwei Minuten in einer Scheibenschwingmühle pulverisiert wurde. Der Zweck der Untersuchung bestand hauptsächlich darin, die Zusammensetzung der Carbonate zu erfassen.

Die röntgenographischen Untersuchungen wurden unter folgenden Bedingungen durchgeführt:

Röntgengerät : MÜLLER Mikro 1011

Registriergerät : PHILIPS Röntgendiffraktometer PW 1710, Cu-Röhre, 36 KV, 24 mA.

Von den Pulverpräparaten des gemahlten Probenmaterials wurden Röntgenaufnahmen im Bereich von 2° bis 50° mit einer Goniometergeschwindigkeit von $\frac{1}{2}^\circ 2 \theta/\text{min}$ gefahren.

7.8.4 Bestimmung des organischen und anorganischen Kohlenstoffs

Diese Bestimmungen erfolgten mit dem Gasanalysegerät C-MAT 500 CARBON der Fa. STRÖHLEIN Instruments. Der gesamte C-Gehalt läßt sich durch trockene Verbrennung im O_2 -Strom bei 1000°C und anschließender Bestimmung des entstandenen CO_2 ermitteln. Die Bestimmung des anorganischen Kohlenstoffs erfolgte durch Lösung des Karbonats mit H_3PO_4 (1:1) bei 80°C . Das freigesetzte CO_2 wurde in NaOH eingeleitet und die damit verbundene Änderung der Leitfähigkeit der Lauge gemessen. Je Probe wurden 2 bis 3 Werte ermittelt. Aus den anorganischen C-Daten läßt sich der Carbonatgehalt des Sediments errechnen. Erst der röntgenographische Nachweis gibt Aufschluß darüber, ob die anorganischen Kohlenstoffgehalte ohne Fehler in Calzit (Umrechnungsfaktor 8,33) umgerechnet werden dürfen. Die Zusammensetzung der Carbonate wurde röntgenographisch untersucht.

7.8.5 Bestimmung der Leitfähigkeit und des pH-Wertes

Zur Abschätzung des Salzgehaltes der Proben wurde die elektrische Leitfähigkeit der Bodensuspension mit dem Konduktometer CG 859 der Fa. SCHOTT bestimmt. Dazu wurden 25 g der gemörserten, luftgetrockneten Probe mit Aqua dest Verhältnis 1 : 5 versetzt und eine Stunde lang im Wasserbad bei Raumtemperatur bewegt. Die Messung erfolgte nach 24 Stunden. Eine Klassifizierung der Versalzung des Bodens wurde nach den Richtlinien des US Salinity Labors für Wasser (1954) vorgenommen (YARON et al. 1973: 75):

< 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$ geringe Salinität
250 bis 750 $\mu\text{S}/\text{cm}$ mäßige Salinität
750 bis 2250 $\mu\text{S}/\text{cm}$ mittlere Salinität
2250 bis 4000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ hohe Salinität.

Der pH-Wert einer wäßrigen Bodensuspension dient als Intensitätsmaß der Bodenacidität. Zur Bestimmung des pH-Wertes wurden 5 g des luftgetrockneten, gemörserten Bodenmaterials mit destilliertem Wasser im Verhältnis 1 : 5 versetzt. Die Messung des pH-Wertes der Bodensuspension erfolgte - nach gelegentlichem Umschwenken - auf elektrochemischem Wege unter Verwendung einer Glaselektrode (pH Meter der Fa. SCHOTT, Modell CG 819, KCl-Lösung 0,1 M). Die Einstufung der Böden nach dem pH-Wert wurde nach den Angaben von SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL (1984: 107) vorgenommen:

pH 6,0 bis 6,9 = schwach sauer
pH 7,0 = neutral
pH 7,1 bis 8,0 = schwach alkalisch
pH 8,1 bis 9,0 = mäßig alkalisch
pH 9,1 bis 10,0 = stark alkalisch.

8. Quellenverzeichnis

8.1 Literaturverzeichnis

- ABDUL-SALAM, A. 1966: Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon. - Berliner Geogr. Abh. 3: 1-52, Berlin.
- Arbeitsgruppe für die Zusammenstellung der Geologischen Karte von China 1977: Ein Abriss der Geologie von China. - Geol. Jb. 27: 7-30, Hannover.
- ARKHIPOV, S.A., BESPALY, V.G., FAUSTOVA, M.A., GLUSHKOVA, O.Y., ISAEVA, L.L. & VELICHKO, A.A. 1986: Ice-sheet reconstructions. - In: SIBRAVA, V. et al. (Hrsg.): Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere. Report of the Int. Geol. Correlation Programme, Project 24. International Union of Geological Sciences and UNESCO: 475-484, Oxford.
- BARTHEL, H. 1983: Die regionale und jahreszeitliche Differenzierung des Klimas in der Mongolischen Volksrepublik. - Physisch-geographische Studien in Asien, *Studia Geographica* 34: 4-91, Brno.
- BLÜMEL, W.D. 1981: Pedologische und Geomorphologische Aspekte der Kalkkrustenbildung in Südwestafrika und Südostspanien. - *Karlsruher Geogr. Hefte*, 10: 1-228, Karlsruhe.
- BOENIGK, W. 1983: Schwermineralanalyse. - 1-158: Stuttgart.
- BÜDEL, J. 1959: Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen. - *Erdkunde* 13: 297-314.
- BÜDEL, J. 1981: Klima-Geomorphologie. - 1-300: Berlin, Stuttgart.
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und die Geologischen Landesämter in der Bundesrepublik Deutschland (Hrsg.) 1982: Bodenkundliche Kartieranleitung. - 1-331: Hannover.
- BURBANK, D.W. & LI, Jijun 1985: Age and paleoclimatic significance of the Loess of Lanzhou, north China. - *Nature*, 316, No. 6027: 429-431.
- CAILLEUX, A. 1952: Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihrer Bedeutung für die Paläoklimatologie. - *Geol. Rdsch.* 40: 11-19.
- CHANG, Wen-You 1959: Grundzüge der geologischen Struktur und Entwicklung Chinas. - *Geologie* 8, 5: 471-488.
- CHAO, Jingxuan, LIU, Hongfan & GU, Qichang 1982: Regional Geological Survey Report. - Geological Administration of Ningxia Province: 1-131, Yinchuan. (Beiheft zur Geologischen Karte Alxa Zuoqi, 1: 200.000, J-48-X)**
- CHARDIN, T. de & LINCENY, C. 1924: On the geology of the northern, western and southern borders of the Ordos, China. - *Bull. Geol. Soc. China* 3: 1-90.
- CHENG, Guodong 1987: Permafrost in the northeastern part of the Qinghai-Xizang Plateau. - In: HÖVERMANN, J. & WANG Wenying (Hrsg.): Reports on the northeastern Part of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau: 316-342, Beijing.
- CLOOS, H. 1936: Einführung in die Geologie. - Berlin.
- CUI, Zhijiu & XIE, Youyu 1984: On the southern boundary of permafrost and periglacial environment during the late period of late Pleistocene in north and northeast China. - *Acta Geol. Sinica* 58, 2: 165-176.*
- CUI, Zhijiu & XIE, Youyu 1985: On late Pleistocene periglacial environments in the northern part of China. - *Quaternary Geology and Environment of China*: 226-232, Beijing.*
- DANERT, S., GEIER, S. & HANELT, P. 1957: Vegetationskundliche Studien in Nordostchina (Mandschurei) und der Inneren Mongolei. - Sonderdruck aus Feddes Repetitorium, Beiheft 139: 5-144, Halle.
- DERBYSHIRE, E. & EVANS, L.S. 1976: The climatic factor in cirque variation. - In: DERBYSHIRE, E. (Hrsg.): *Climatic Geomorphology*: 447-494, London.
- DERBYSHIRE, E. 1983: The Lushan Dilemma: Pleistocene glaciation south of the Chang Jiang (Yangtze River). - *Z. Geomorph., N.F.*, 4: 445-471.
- DERBYSHIRE, E. 1987: A History of Glacial Stratigraphy in China. - *Quaternary Science Reviews*, 6: 301-314.
- DOMRÖS, M. & PENG Gongbing 1988: The Climate of China. - 1-350: Berlin, New York, London.
- DONG, Guangrong, GAO, Shangyü, LI, Baosheng & WU Zheng 1985: Ancient Periglacial Phenomena since the late Pleistocene on the Eerduosi Plateau. - *Symp. of National Conf. on Quaternary Glacier and Periglacial*: 225-230, Beijing.*
- ELLENBERG, H. 1978: Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer Sicht. - 1-981: Stuttgart.
- EMBLETON, C. & KING, C. 1975: Periglacial Geomorphology. - 1-203: London.
- ENGELN, O.D. von 1948: Geomorphology. - 1-655: New York.
- FIEDLER, H. J. & ALTERMANN, M. 1964: Verbreitung, Entstehung und Eigenschaften von Sandlöß ("Flotssand") im norddeutschen Flachland und angrenzenden Gebieten. - *Geologie* 13: 1199-1228, Berlin.
- FLINT, R.F. 1971: Glacial and quaternary geology. - 1-892: New York.
- FRENZEL, B. 1960: Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. - II. Teil. *Abh. d. Wiss. u. Lit.; Abh. d. Math.-Nat.wiss. Kl.*, 6: 1-165, Wiesbaden.
- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) 1988: Sedimente und Sedimentgesteine. - 1-1141: Stuttgart.
- GARLEFF, K. 1983: Probleme der Wand- und Hangformung im periglazialen Milieu. Zusammenfassung von Diskussionsbeiträgen. - *Abh. d. Akad. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.* 3: 261-265.
- GEHRENKEMPER, J. 1978: Rañas und Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien. - *Berliner Geogr. Abh.* 29: 1-81, Berlin.
- GEIGER, R. & POHL, W. 1954: Eine neue Wandkarte der Klimagebiete der Erde nach W. Köppens Klassifikation. - *Erdkunde* 8: 58-61, Bonn.
- GELLERT, J. F. 1987: China - Natur und Umwelt. - *Geogr. Bausteine, Neue Reihe*, 29: 1-123, Gotha.
- GENG, Kan & QIU, Weili 1991: Preliminary study on the Holocene periglacial landforms in Helan Mountains. - In: *Quaternary Glacier and Environment Research Centre China Quaternary Research Association (Hrsg.): The Quaternary Glacier and Environment of Western China (The Series of the XIII. INQUA Congress)*: 91-98, Beijing.*

** In chinesischer Sprache

* In chinesischer Sprache mit englischer Zusammenfassung

- GORBUNOV, A.P. 1978: La région périglaciaire du Tian-Chan. - *Biuletyn Peryglacjalny*, 19: 151-174, Warschau.
- GRANÓ, J.G. 1910: Beiträge zur Kenntnis der Eiszeit in der nordwestlichen Mongolei und einiger ihrer südsibirischen Grenzgebirge. *Geomorphologische Studien aus den Jahren 1905, 1906, 1907 und 1909*. - 1-230: Helsingfors.
- GROSS, G., KERSCHNER, H. & PATZELT, G. 1976: Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. - *Z. f. Gletscherkunde und Glaziologie*, XII, 2: 223-251.
- GUO, Dongxin 1979: Sand wedge in Qinghai-Xizang Plateau. - *J. Glaciol. and Cryoped.*, 1: 1-51.*
- HAGEDORN, J. 1980: The mountain periglacial zone and its morphological lower limit. - *Z. Geomorph. N.F.*, 36: 96-103.
- HAGEDORN, J. & POSER, H. 1974: Räumliche Ordnung der rezenten geomorphologischen Prozesse und Prozesskombinationen auf der Erde. - *Abh. d. Akad. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.* 3, 29: 426-439.
- HEDIN, S. 1899: *Durch Asiens Wüsten*. - Bd. I: 1-512, Bd. II: 1-496, Leipzig.
- HEDIN, S. 1905, 1907: *Scientific results of a journey in Central Asia 1899-1902*. - Vols. II u. IV, Stockholm.
- HEINE, K. 1977: Beobachtungen und Überlegungen zur eiszeitlichen Depression von Schneegrenze und Strukturbodengrenze in den Tropen und Subtropen. - *Erdkunde*, 31, 3: 161-178.
- HELLER, F. & LIU, Tungsheng 1982: Magnetostratigraphical dating of Loess deposits in China. - *Nature*, 300, No. 5891: 431-433.
- HEUBERGER, H. 1980: Die Schneegrenze als Leit-horizont in der Geomorphologie. Höhengrenzen in Hochgebirgen - Arbeiten aus dem Geogr. Institut d. Univ. d. Saarlandes, 29: 35-48, Saarbrücken.
- HÖFER, H. v. 1879: *Gletscher und Eiszeitstudien*. - Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-Naturwiss. Kl. I, 79: 331-367, Wien.
- HÖVERMANN, J. 1962: Über Verlauf und Gesetzmäßigkeit der Strukturbodengrenze. - *Biuletyn Peryglacjalny* 11: 201-207.
- HÖVERMANN, J. 1973/74: Neue Befunde zur pleistozänen Harzvergletscherung. - *Abh. d. Braunschweigischen Wiss. Gesellschaft*, XXIV: 31-52, Braunschweig.
- HÖVERMANN, J. 1978: Über Ausdehnung und Typ eiszeitlicher Harzvergletscherungen. - *Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung*, Festschr. Julius Fink: 251-260.
- HÖVERMANN, J. 1985: Das System der klimatischen Geomorphologie auf landschaftskundlicher Grundlage. - *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl. Bd. 56: 143-153, Berlin, Suttgart.
- HÖVERMANN, J. 1987: Morphogenetic Regions in Northeast Xizang (Tibet). - In: HÖVERMANN, J. & WANG Wenying (Hrsg.): *Reports on the northeastern part of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau*: 112-139, Beijing.
- HÖVERMANN, J. & HÖVERMANN, E. 1991: Pleistocene and Holocene geomorphological features between the Kunlun Mountains and the Taklimakan Desert. - *Die Erde, Erg.heft* 6: 51-72, Berlin.
- HÖVERMANN, J. & KUHLE, M. 1985: Typen von Vorlandsvergletscherungen in Nordost-Tibet. - *Regensburger Geogr. Schriften*, 19/20: 29-52, Regensburg.
- HÖVERMANN, J. & SÜSSENBERGER, H. 1986: Zur Klimageschichte Hoch- und Ostasiens. - *Berl. Geogr. Studien*, 20: 173-186, Berlin.
- HÖVERMANN, J. & WANG, Wenying (Hrsg.) 1987: *Reports on the northeastern part of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau*. 1-510, Beijing.
- HOFMANN, J. 1986: Oberflächenabfluß und Infiltration von Niederschlag im Sahel - dargestellt an einigen Beispielen. - Unveröff. Diplomarbeit am FB Geowissenschaften: 1-174, Berlin.
- HOFMANN, J. 1989: Investigations on present and former periglacial, nival and glacial features in Central Helan Shan (Inner Mongolia/Peoples Rep. of China). - *Geoöko-plus*, 2nd Internat. Conf. on Geom., 1: 129.
- HOFMANN, J. 1992: Investigations of present and former periglacial, nival and glacial features in Central Helan Shan (Inner Mongolia/Peoples Rep. of China). - *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl. Bd. 86: 139-154.
- HOFMANN, J. 1993: Geomorphologische Untersuchungen zur jungquartären Klimaentwicklung des Helan Shan und seines westlichen Vorlandes (Autonomes Gebiet Innere Mongolei/VR China). - *Diss.*, FU Berlin: 1-196.
- HORMANN, K. 1964: *Torrenten in Friaul und die Längsprofilentwicklung auf Schottern*. - *Münchener Geogr. Hefte* 26: 1-81, Regensburg.
- HUANG, C. & LIANG, Y. 1981: Based upon palynological study to discuss the natural environment of the central and southern Qinghai-Xizang Plateau of Holocene. - *Proc. of Sympos. on Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau* 1: 215-224, Beijing.
- HUANG, Chi-Ching 1978: An outline of the tectonic characteristics of China. - *Eclogae geol. Helv.* 71, 3: 611-635, Basel.
- HUANG, T.K. 1960 a: Die geotektonischen Elemente im Aufbau Chinas. I. Teil: Die geotektonischen Einheiten Chinas und ihre Merkmale. - *Geologie* 9, 7: 715-733, Berlin.
- HUANG, T.K. 1960 b: Die geotektonischen Elemente im Aufbau Chinas. II. Teil: Grundfragen der vergleichenden Tektonik Chinas. - *Geologie* 9, 7: 841-866, Berlin.
- Institute of Botany, Academia Sinica 1966: A study on the Cenozoic paleobotany of the Lantian area, Shanxi Province. - *Proc. of the Site Meeting of the Cenozoic, Lantian, Shanxi*: 157-182, Beijing.
- JÄKEL, D. 1971: Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns. - *Berliner Geogr. Abh.* 10: 1-55, Berlin.
- JÄKEL, D. 1984: Untersuchungen und Analysen zur Entstehung der Hamada. - *Berliner Geogr. Abh.* 36: 93-103, Berlin.
- JÄKEL, D. 1990: Desertifikation und Maßnahmen zur Dünenfixierung in China. - *Berliner Geogr. Abh.* 53: 139-148, Berlin.
- JÄKEL, D. 1991: Observations on ecological and geomorphological features along the routes from Lanzhou to Yutian and Yutian to Hotan. - *Die Erde, Erg.heft* 6: 21-34.
- JÄKEL, D. & HOFMANN, J. 1985: *Island. Bericht über eine physisch-geographische Exkursion*. - *Institut für Physische Geographie der FU Berlin*: 1-292, Berlin.
- JÄKEL, D. & HOFMANN, J. 1991: Glacial and periglacial features in the upper Keriya valley (Kunlun Mountains). - *Die Erde, Erg.H.* 6: 35-50, Berlin.

- JÄKEL, D. & ZHU Zhenda (Hrsg.) 1991: Reports on the "1986 Sino-German Kunlun-shan Taklimakan Expedition" 1991. - Die Erde, Erg.heft 6: 1-202, Berlin. (m. Kartenbeilage)
- JÄTZOLD, R. 1961: Aride und humide Jahreszeiten in Nordamerika. - Stuttgarter Geogr. Studien, 71: 1-129, Stuttgart.
- JÄTZOLD, R. 1962: Die Dauer der ariden und humiden Zeiten des Jahres als Kriterium für Klimaklassifikationen. - Festschr. Hermann v. Wissmann: 89-108, Tübingen.
- JANOTTA, A. 1991: Thermolumineszenzdatierungen als chronometrischer Beitrag zur stratigraphischen Beschreibung von Lößprofilen. - Düsseldorfer Geogr. Schriften 30: 1-116, Düsseldorf.
- KARTE, J. 1979: Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. - Bochumer Geogr. Arb. 35: 1-211, Paderborn.
- KLAER, W. 1962 a: Untersuchungen zur klimagenetischen Geomorphologie in den Hochgebirgen Vorderasiens. - Heidelb. Geogr. Arb. 11: 1-135, Heidelberg.
- KLAER, W. 1962 b: Die periglaziale Höhenstufe in den Gebirgen Vorderasiens. Ein Beitrag zur Morphogenese der Hochgebirge in den subtropischen Breiten. - Z. Geomorph. N.F., 6: 17-32.
- KLAPPA, C.F. 1980: Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. - Sedimentology 27: 613-629.
- KLIMEK, K. 1980: Relief and Paleogeography of the Southern Khangai Mountains. - In: KLIMEK, K. & STARKEL, L. (Hrsg.): Vertical Zonality in the southern Khangai Mountains (Mongolia). - Result of the Polish-Mongolian Physico-Geographical Expedition. Vol. I; Geographical Studies Nr. 136: 19-27, Warszawa.
- KLIMEK, K. & STARKEL, L. (Hrsg.) 1980: Vertical Zonality in the southern Khangai Mountains (Mongolia). - Result of the Polish-Mongolian Physico-Geographical Expedition. Vol. I; Geographical Studies Nr. 136 (Polish Academy of Sciences., Institute of Geography and Spatial Organization): 1-103, Warschau.
- KOZARSKI, S. 1963: Problem of Pleistocene glaciations in the mountains of east China. - Z. Geomorph. N.F., 7, 1: 48-70.
- KUHLE, M. 1982: Was spricht für eine pleistozäne Inlandvereisung Hochtibets? - Sitzungsber. u. Mitteil. d. Braunschweig. Wiss. Gesellschaft, Sonderheft 6: 68-77.
- KUHLE, M. 1984: Zur Geomorphologie Tibets, Bortensander als Kennformen semiarider Vorlandsvergletscherung. - Berliner Geogr. Abh. 36: 127-137, Berlin.
- KUHLE, M. 1986: Die Vergletscherung Tibets und die Entstehung von Eiszeiten. - Spektrum d. Wissenschaften 9: 42-54.
- KUHLE, M. 1987 a: Glacial, nival and periglacial environments in northeastern Qinghai-Xizang Plateau. - In: HÖVERMANN, J. & WANG Wenying (Hrsg.): Reports on the northeastern Part of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau: 176-244: Beijing.
- KUHLE, M. 1987 b: Subtropical Mountain- and Highland-Glaciation as Ice Age Triggers and the Waning of the Glacial Periods. - GeoJournal 14, 4: 393-421.
- KUHLE, M. 1988: Die eiszeitliche Vergletscherung West-Tibets zwischen Karakorum und Tarim-Becken und ihr Einfluß auf die globale Energiebilanz. - Geogr. Z. 76, 3: 135-148.
- KUHLE, M. 1991: Glazialgeomorphologie. - 1-213: Darmstadt.
- LEE, J.S. 1933: Problem of Pleistocene glaciations in the mountains of east China. - Z. Geomorph. N.F. 7: 47-70.
- LEE, J.S. 1939: The geology of China. - 1-528: London.
- LEHMKUHL, F. 1989: Geomorphologische Höhenstufen in den Alpen unter besonderer Berücksichtigung des nivalen Formenschatzes. - Göttinger Geogr. Abh. 88: 1-113, Göttingen.
- LEHMKUHL, F. 1992: Breitböden als glaziale Erosionsformen - Ein Bericht über Vergletscherungstypen im Qilian Shan und Kunlun Shan (VR China). - Z. f. Gletscherkunde u. Glaziologie., XXVI. (Im Druck).
- LEHMKUHL, F., BÖHNER, J. & ROST, K.T. 1992: Die nivale Höhenstufe und ein Versuch ihrer klimatischen Abgrenzung anhand ausgewählter Gebiete der Alpen und Skandinaviens. - Erdkunde 46: 3-12.
- LEUCHS, K. 1930: Ordos und seine Randketten, ein Beitrag zur tektonischen Entwicklung von Ostasien. - Z. Dt. Geol. Ges. 81: 431-443.
- LI, Baoshen, DONG, Guangrong, GAO, Shangyu & SHAO, Yajun 1988: Relationship between the Malan loess and the Salawusu Formation in the Salawusu river Area, Ordos, and their Geological Ages. - Acta Geol. Sinica 1, 1: 29-43.*
- LI, Tianchi 1988: A preliminary study on the climatic and environmental changes at the turn from Pleistocene to Holocene in east Asia. - GeoJournal 17: 649-657.
- LI, Xingguo et al. 1982: Periglacial phenomena at the east opencut coalmine of Zhalianuoer in Inner Mongolia and their geochronology. - J. Glaciol. and Cryoped. 4, 3: 65-72.**
- LIAO, Yuhua 1988: Die Eigenschaften der Yinchuan-Gilantai-Störungzone im Quartär. - In: Nationales Amt für Erdbebenforschung (Hrsg.): Störungssystem im Ordos: 20-38.**
- LIU, Kambiu 1988: Quaternary History of the temperate forests of China. - Quaternary Science Reviews 7: 1-20.
- LIU, Tungsheng & CHANG, Tsunghu 1962: The loess of China. - Acta Geol. Sinica 42: 1-14.*
- LIU, Tungsheng et al. 1985: Loess and the Environment. - 1-251: Beijing.
- LIU, Zhongling (Hrsg.) 1985: Vegetation in Inner Mongolia. - 1-884: Beijing.
- LOUIS, H. 1955: Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. - Geogr. Taschenb. 1954/55: 414-418, Wiesbaden.
- MACHATSCHEK, F. 1914: Zur Physiogeographischen Entwicklung Zentral-Asiens in der Quartärperiode. Sonderabdruck aus der Geographischen Zeitschrift 20, 7: 368-383, Leipzig.
- MAULL, O. 1958: Handbuch der Geomorphologie.- 1-600: Wien.
- MEJDAHL, V & SINGHVI, A.K. 1985: Thermoluminescence dating of sediments. - Nucl. Tracks. 10, No. 1/2: 137-161.
- MENSCHING, H. 1978: Inselberge, Pedimente und Rumpfflächen im Sudan (Republik) - Ein Beitrag zur morphogenetischen Sequenz in den ariden Subtropen und Tropen Afrikas. - Z. Geomorph. N.F., Suppl.Bd. 30: 1-19.
- MENSCHING, H., GIESSNER, K. & STUCKMANN, G. 1970: Sudan-Sahel-Sahara. Geomorphologische Beobachtungen auf einer Forschungs Expedition nach West- und Nordafrika 1969. - Jb. Geogr. Gesell.: 1-219, Hannover.

- MIEHE, G. 1982: Vegetationsgeographische Untersuchungen im Dhaulagiri- und Annapurna Himalaya. - Diss. Botanicae 66,1 & 66,2: 1-224, Vaduz.
- MIEHE, G. 1990: Flora und Vegetation als Klimazeiger und -zeugen im Himalaya. - Diss. Botanicae 158: 1-529, Berlin, Stuttgart.
- MUNSELL 1983: Munsell Soil Colour Charts. - Baltimore, Maryland.
- MURAWSKI, H. 1977: Geologisches Wörterbuch. - 7. Aufl.: 1-280, Stuttgart.
- NILSSON, T. 1983: The Pleistocene. Geology and Life in the Quaternary Ice Age. - 1-651: Stuttgart.
- OBRUTSCHEW, W.A. 1930: Die Verbreitung der Eiszeitspuren in Nord- und Zentralasien. - Geol. Rundschau 21, 4: 243-283.
- OZENDA, P. 1988: Die Vegetation der Alpen im europäischen Gebirgsraum. Stuttgart.
- PENCK, A. 1910: Versuch einer Klimaklassifikation. - Sitzungsber. Preuß. Akad. Wiss., Phys.-Math. Kl. 12: 236-246.
- PENCK, A. 1931: Zentral-Asien. - Sonderabdruck. Z. Ges. f. Erdk. zu Berlin, Nr. 1/2: 1-13.
- PETTIJOHN, F.J. 1975: Sedimentary Rocks. - 3rd Ed.: 1-628, New York.
- PFEIFFER, L. 1991: Schwermineralanalysen an Dünen sanden aus Trockengebieten mit Beispielen aus Südsahara, Sahel und Sudan sowie der Namib und Taklamakan. - Bonner Geogr. Abh. 83: 1-235, Bonn.
- POSER, H. (Hrsg.) 1977: Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in den heutigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Äquator. - Akad. d. Wissenschaften in Göttingen, Mat.-Phys. Kl., 3. Folge, 31.
- PRINZ, G. 1928: Ergebnisse der Forschungsreisen durch Innerasien, I. Teil.
- PROSZYNSKA, H. 1983: TL dating of some subaerial sediments from Poland. - *Pact* 9 (2):539-546.
- PU, Qingyu 1983: South boundary of permafrost in China in late Pleistocene. - Symp. of National Conf. on Quaternary glacier and periglacial: 216-221. *
- QI, Chuhua et al. 1985: Basic characteristics of the glacial landforms on Mount Tai-Bai and its near areas. - J. of Shaanxi Teachers University 4: 53-70.*
- RAUH, W. 1978: Die Wuchs- und Lebensformen tropischer Hochgebirgsregionen und der Subarktis - ein Vergleich. - In: TROLL, C. & LAUER, H. (Hrsg.): Geökol. Beziehungen zwischen der temperierten Zone der Südhalbkugel und den Tropengebirgen. Erdwiss. Forschung 11: 64-92.
- REICHEL, G. 1961: Über Schotterformen und Rundungsgradanalyse als Feldmethode. - *Peterm. Geogr. Mitt.* 105, 1: 15-24.
- REN, Binghui 1980: On the problem of Quaternary glaciation and periglacial phenomena in mountains near Lanzhou. - J. Glaciol. and Cryoped. 3, 1: 19-25.*
- RICHTHOFEN, F. v. 1877: China. - Bd. I: 1-758. Berlin.
- ROST, K.T. & MA, Zhimin 1991: Glacial relics and its survey in Taibai Shan (Shaanxi). - In: WANG Wenyong (Hrsg.): Beiträge zum Vermessungs- und Kartenwesen, 1990. Xi'an Cartographical Publishing House: 159-174; Xian.
- ROST, K.T. 1992: Geomorphologische Höhenstufen im Qinling Shan (VR China) unter besonderer Berücksichtigung der jungpleistozänen Vergletscherungen. - Göttinger Geogr. Abh. 97: 1-89; Göttingen.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. 1984: Lehrbuch der Bodenkunde. - 11. Aufl.: 1-442, Stuttgart.
- SCHMIDT-VOGT, H. 1977: Die Fichte. - Hamburg, Berlin.
- SCHMITTHENNER, H. 1927: Reisen und Forschungen in China. - Z. Ges. Erdk. 4: 171-196, Berlin.
- SCHULZ, G. 1986: Ergebnisse der Interpretation von Karten zur Frage der Vergletscherung am Andenabfall zur Atacama. - Die Erde 117, 2: 115-134, Berlin.
- SCHULZ, G. 1987 a: Grundlagen zur Karteninterpretation von Geländeformen - erläutert am glazialmorphologischen Formeninventar der pleistozänen Vereisung tropischer Gebirge am Beispiel Perus. - Kartogr. Nachrichten, 3: 81-91.
- SCHULZ, G. 1987 b: Zum Ausmaß der pleistozänen Vergletscherung auf der Westflanke der Anden. - Die Erde, 118: 145-147, Berlin.
- SCHULZ, G. 1987 c: Die Karte als geographisches Darstellungsmittel: Kare. - Internat. Jahrb. f. Kartographie: 183-205.
- SCHULZ, G. 1988: Zum Problem der pleistozänen Vergletscherung der peruanischen Anden - eine geomorphologisch-integrative Karteninterpretation. - *Peterm. Geogr. Mitt.* 132, 3: 217-228.
- SCHULZ, G. 1989: Lexikon zur Bestimmung der Geländeformen in Karten. - Berl. Geogr. Studien 28: 1-357, Berlin.
- SCHULZ, G. 1991: Karten-, Luftbild- und Feldbefunde zur pleistozänen Schneegrenze in den Anden. - *Peterm. Geogr. Mitt.* 135, 3: 209-216.
- SCHUNKE, E. & ZOLTAI, S.C. 1988: Earth Hummocks (Thufur). - Advances in Periglacial Geomorphology: 231-245: New York, Singapore.
- SHAN, Pengfei 1991: A study on the neotectonic movement and the environmental evolution in the Helan Mountain area. - In: Quaternary Glacier & Environment Research Centre China Quaternary Research Association (Hrsg.): The Quaternary Glacier and Environment of Western China (The Series of the XIII. INQUA Congress): 299-305, Beijing.*
- SHI, Yafeng 1979: The uplift of the Qinghai-Xizang Plateau and its influence on the climate of China during glacial era. - J. Glaciol. and Cryoped. 1: 7-8.*
- SHI, Yafeng 1981: Glaciological Research of the Qinghai-Xizang (Tibet-) Plateau in China. - Proc. Sympos. Qinghai-Xizang Plateau, Academia Sinica: 1589-1597, Beijing.*
- SINGHVI, A.K. et al. 1982: Thermoluminescence dating of sand dunes in Rajasthan, India. - *Nature* 295: 313-315.
- SIVIN, N. (Hrsg.) 1988: Bildatlas China. - 1-200: London.
- SPREITZER, H. 1960: Hangformung und Asymmetrie der Bergrücken in den Alpen und im Taurus. - Z. Geom. N.F., Suppl. Bd. 1: 211-236.
- STÄBLEIN, G. 1970: Grobsediment-Analyse als Arbeitsmethode der genetischen Geomorphologie. - Würzburger Geogr. Arbeiten, 27: 1-203, Würzburg.
- STÄBLEIN, G. 1977: Rezente Morphodynamik und Vorzeitrelieffluenz bei der Hang- und Talentwicklung in Westgrönland. - Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 28: 181-199.
- STINGL, H. 1969: Ein periglazialmorphologisches Nord-Süd-Profil durch die Ostalpen. - Göttinger Geogr. Abh. 49: 1-115, Göttingen.
- SUN, Jianzhong, WANG, Shuying, WANG Yuzhou, ZHOU Yajie, LIN Zerong, ZHANG Qingyun & CHEN Shuhan (1980): Palaeoenvironment of the last

- glacial stage in Northeastern China. - *Jilin Geology* 4: 38-60.
- SUN, Jianzhong & LI, Xingguo 1986: Palaeo-Environment of the last glacial (Dali) stage in north China. - In: GARDINER, V. (Hrsg.): *Intern. Geomorphology, Proc. 1. Intern. Conf. on Geomorph.* 1986, Part II: 763-773, New York, London.
- SUN, Tienching 1961: Beobachtungen von quartären Vereisungsspuren in der Volksrepublik China. - *Ber. Geol. Ges. DDR*, 6: 181-193.
- SUN, Tienching & YANG, Huaijen 1961: The Great Ice Age Glaciation in China. - *Acta Geol. Sinica* 41: 233-244, Beijing.*
- VOGG, R. 1986: Relief und Böden der westlichen Zentral- und Südsahara (S-Algerien, NE-Mali). - *Darmstädter Geogr. Studien* 7: 7-43, Darmstadt.
- WALKER, E.H. 1941: Plants collected by R.C. CHING in Southern Mongolia and Kansu Province, China. - *Contributions from the United States National Herbarium* 28, Part 4: 561-673.
- WALTER, H. & LIETH, H. 1964: *Klimadiagramm-Weltatlas*. - Jena.
- WANG, Jintai 1987: Climatic Geomorphology of the northeastern part of the Qinghai-Xizang Plateau. - In: HÖVERMANN, J. & WANG, Wenying (Hrsg.): *Reports on the northeastern part of the Qinghai-Xizang Plateau*: 140-175, Beijing.
- WANG, T. 1941: Die Dauer der ariden, humiden und nivalen Zeiten des Jahres in China. - *Tübinger geogr. u. geol. Abh.*, Reihe 2, 7: 1-33, Öhringen.
- WANG, Xueyin 1983: Gletscherspuren im westlichen Gebirgsrand des Helan Shan. - *Abh. d. Geologenvereinigung Ningxia* 4: 12-20, Yinchuan.**
- WASHBURN, A.L. 1973: *Periglacial processes and environments*. - 1-320: London.
- WEISE, O. R. 1983: *Das Periglazial. Geomorphologie und Klima in gletscherfreien, kalten Regionen*. - 1-199: Berlin, Stuttgart.
- WILHELMY, H. 1974: *Klimageomorphologie in Stichworten*. - Teil IV: 1-375, Hamburg.
- WINTLE, A. G. & HUNTLEY, D.J. 1980: Thermoluminescence dating of ocean sediments. - *Canadian J. of Earth Sciences* 17: 348-360.
- WISSMANN, H. v. 1937: Die quartäre Vergletscherung in China. - *Z. Ges. Erdk.*: 241-262, Berlin.
- WISSMANN, H. v. 1939: Die Klima- und Vegetationsgebiete Eurasiens. - *Z. d. Ges. f. Erdk.*: 1-14, Berlin.
- WISSMANN, H. v. 1959: Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien mit Hinweisen auf die Vergletscherung der letzten Eiszeit. - *Akademie der Wiss. u. d. Lit., Mainz, Abh. d. Math.-Nat. Kl.*, 14: 1103-1407, Mainz.
- WU, X. & LIN, Z. 1981: A preliminary analysis of climatic change during the historical time of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau. - *Proc. of Sympos. on Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau*, 2: 1581-1587, Beijing.
- WU, Z. & WANG, H. (Hrsg.) 1983: *Natural Geography of China - 1. Phytogeography*, VIII: 1-129, Beijing.
- XU, Jiasheng, GAO Jianxi & XIE Fuyan 1981: Huanghai (Yellow Sea) in the last glacial stage. - *Scientia Sinica* 5: 605-613, Beijing.*
- YAN, Yongding 1982: Involution in Salawusu series. - *J. Glaciol. and Cryoped.* 4, 3: 73-76.*
- YANG, Gensheng et al. 1987: Discussion on blownsands along the bank of Yellow River from Beichangtan to Hequ, Shanxi. - *J. Desert Research* 7, 1: 43-55, Lanzhou.*
- YANG, Xiaoping 1991: Geomorphologische Untersuchungen in Trockenräumen NW-Chinas unter besonderer Berücksichtigung von Badanjilin und Takelamagan. - *Göttinger Geogr. Abh.* 96: 1-124, Göttingen.
- YARON, B., DANFORS, E. & VAADIA, Y. (Hrsg.) 1973: *Arid zone irrigation*. - 1-434: Berlin, Heidelberg, New York.
- ZHANG, Z. 1981: Environmental changes since 13.000 years ago in Beijing region. - *Scientia Geol. Sinica* 3: 259-268, Beijing.
- ZHANG, Zhenshuan & JIAO, Keqin 1987: Modern glaciers on the south slope of West Kunlun Mountains (in Aksayqin Lake and Guozha Co Lake drainage areas). - *Bull. of Glacier Res.* 5: 85-91.*
- ZHAO, Yi Zhi 1987: *Conspectus of Flora of Vascular Plants in the West Slope of Holan Shan*. - *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Intramongolicae* 18, 2: 279-310, Hohhot.*
- ZHENG, Benxing & SHI, Yafeng (1985): Glacial variation since late Pleistocene on the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau of China. - *Quaternary Geology and environment of China*: 218-225, Beijing.*
- ZHENG, Benxing 1989: Controversy regarding the existence of a large ice sheet on the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau during the Quaternary period. - *Quaternary Research* 32: 121-123.
- ZHOU, Tingru 1985: Changes of Natural Zones in China since the beginning of Cenozoic era. - *Quaternary Geology and environment of China*: 176-184, Beijing.*
- ZHU, Zhenda, LIU Shu, WU Zhen & DI Ximin 1986: *Deserts in China*. - Institute of Desert Research: 1-131, Lanzhou.

8.2 Verzeichnis der verwendeten Karten und Satellitenbilder

Verwendete Karten :

Geologische Karten

- CHAO Jingxuan, LIU Hongfan & GU Qichang 1982: Geological map, sheet J-48-X (Alxa Zuoqi) 1 : 200.000. - (Hrsg.) Geological Administration of Ningxia Aut. Province, Yinchuan.
- Institute of Geological Science (Hrsg.) 1974: Collection of geological maps of the P. R. of China, sheet 26, 1 : 2.000.000. - Ningxia Aut. Province, Beijing.
- Institute of Geological Science (Hrsg.) 1976: Tectonic map of the P.R. of China, 1 : 4.000.000, Beijing.

Geomorphologische Karten

- ZHONG, Decai & LU Jinhua 1979: Distribution of the deserts in the P. R. of China, 1 : 4.000.000. - (Hrsg.) Institute of Desert Research (IDRAS), Lanzhou.
- ZHONG, Decai 1988: Geomorphological map of the P. R. of China, sheet J-48 (Lanzhou), 1 : 1.000.000. - (Hrsg.) Geological Administration of Ningxia Aut. Province & Northwest Teachers University; Institute of Desert Research (IDRAS), Lanzhou.

Topographische Karten

- Defense mapping agency Aerospace Center (Hrsg.) 1980: Operational navigation chart, sheet ONC G-9, 1 : 1.000.000. - St. Louis.

Institute of Geodesy (Hrsg.): Topographical map of the P. R. of China 1 : 100.000.
 Institute of Geodesy (Hrsg.): Topographical map of the P. R. of China 1 : 50.000.
 (Aufgrund der in China geltenden Gesetze ist eine genaue Angabe der Blattnummern nicht gestattet)

Verwendete Satellitenbilder

Die verwendeten LANDSAT-Satellitenbilder wurden bei der Earth Observation Satellite Company (EOSAT) gekauft (Anschrift: 4300 Forbes Boulevard, Lanham, MD 20706, USA).

LANDSAT 2 Satellitenbild Nr. E-2417-02553 (Best.-Nr. 824170253500); Bildmittelpunkt : 38°51'N, 105°11'E. MSS, Band 7. Aufnahmedatum: 14.03.1976

LANDSAT 3 Satellitenbild Nr. E-30583-02521-7 (Best.-Nr. 83058302521XO); Bildmittelpunkt : 38°47'N, 106°40'E. MSS, Band 7. Aufnahmedatum: 09.10.1979

8.3 Abbildungsverzeichnis

- Abb. 1: Übersichtskarte von China mit der Lage des Arbeitsgebietes
- Abb. 2: Übersichtskarte der Spuren quartärer Vereisung in der VR China
- Abb. 3: LANDSAT-Satellitenbild des Helan Shan und seines Vorlandes
- Abb. 4: Lage des Arbeitsgebietes im Helan Shan und seinem westlichen Vorland (Ausschnittvergrößerung des LANDSAT-Satellitenbildes)
- Abb. 5: Vereinfachte Tektonische Karte von China mit den Namen der geotektonischen Einheiten
- Abb. 6: Schematische Darstellung der tektonischen Entwicklung des Helan Shan
- Abb. 7: Hydrographische Übersichtskarte des Helan Shan und seines Vorlandes
- Abb. 8: Orohydrographie des Arbeitsgebietes im Helan Shan mit Angabe der Ortsnamen
- Abb. 9: Einfluß des Sommermonsuns über Ostasien im Juni und August
- Abb. 10: Schematische Darstellung der nach China einfließenden Luftmassen
- Abb. 11: Vergleichende Darstellung von Klimadiagrammen nach den Methoden von WANG & WISSMANN und von WALTER & LIETH
- Abb. 12: Niederschlagsvariabilität im Helan Shan und seinem Vorland
- Abb. 13: Vergleich der Dekadenwerte von Temperatur und Niederschlag (August bis Juni) der Stationen Bayin Haote/1 und Helan Shan/2
- Abb. 14: Vergleichende Darstellung der prozentualen Häufigkeit der Windrichtungen (Januar und Juli) im Bereich des westlichen Huang He Bogens und seiner Rahmenbereiche
- Abb. 15: Mittlere monatliche Windgeschwindigkeiten im Helan Shan und seinem Vorland im 10-Jahresmittel (1961-1970)
- Abb. 16: Absolute Maxima der monatlichen Windgeschwindigkeiten im Helan Shan und seinem Vorland im 10-Jahresmittel (1961-1970)
- Abb. 17: Jahresgang der Sonnenscheindauer [%] im Helan Shan und seinem Vorland im 10-Jahresmittel (1961-1970)
- Abb. 18: Höhenstufen der Vegetation im Helan Shan mit Angabe ihrer Charakterarten
- Abb. 19: Korngrößensummenkurven und Histogramme der Proben 26, 27, 36 und 37
- Abb. 20: Querprofile der Gebirgsfußfläche im Ausraumbereich des Schotterkegels
- Abb. 21: Das Bodenprofil Bayin Haote
- Abb. 22: Legende zu allen Bodenprofilen
- Abb. 23: Talquerprofile des Halawu Bei Gou (P 4 bis P 7) und Halawu Nan Gou (P 8 bis P 11)
- Abb. 24: Das Bodenprofil Halawu Bei Gou
- Abb. 25: Das Bodenprofil Cha Gou
- Abb. 26: Korngrößensummenkurven und Histogramme der Proben 14, 15, 62, 65, 67, 101, 102 und TL 1
- Abb. 27: Verlauf der Untergrenze des rezenten Periglaziärs in den Gebirgen Zentral- und Ostasiens entlang des 40. Breitengrades auf einem E-W Profil
- Abb. 28: Ermittlung morphometrischer Kennwerte, schematisch
- Abb. 29: Vorzeitliche Erosionsformen der Formengruppen 1, 2, 3 und 5 im Talschluß des Halawu Nan Gou und Cha Gou
- Abb. 30: Vorzeitliche Erosionsformen der Formengruppe 1 in der Gipfelregion des Helan Shan
- Abb. 31: Vorzeitliche Erosionsformen der Formengruppen 3 und 4 im Halawu Bei Gou und Zhao Bei Shan Gou
- Abb. 32: Ermittlung des Kar-Indexes am Beispiel einer idealisierten Karform
- Abb. 33: Vergleich der morphometrischen Kennwerte der Formengruppen 2 bis 5
- Abb. 34: Schematische Darstellung der nivalen Serie im Helan Shan
- Abb. 35: Längsprofil des Haupttals Halawu Bei Gou und der Terrassensysteme im westlichen Gebirgs-vorland

- Abb. 36: Querprofil der oberen Terrasse mit schematischer Darstellung des Kalkkrustenprofils und der Sandlößdecke
- Abb. 37: Grobsedimente der oberen und unteren Terrasse im Vergleich der Histogramme und Summenkurven der Abplattungsindizes nach CAILLEUX (1952) sowie der Zurundungsgrade nach REICHEL (1961)
- Abb. 38: Schematische Darstellung der unteren Terrasse im Querprofil und Grabungsprofil
- Abb. 39: Ergebnisse der Schwermineralanalysen der Proben 28 (Sandlöß), 32 (Mittelsande) und 36 (rezenten Sandhügel)
- Abb. 40: Profil bei Xiligaole
- Abb. 41: Sandlößprofil Bayin Haote mit oberer und unterer Humuszone
- Abb. 42: Brunnenprofil Bayin Haote
- Abb. 43: Vergleich der gegenwärtigen und letzteiszeitlichen Höhenstufung des Helan Shan
- Abb. 44: Pollendiagramm des Profils Beizhuangcun
- Abb. 45: Übersichtskarte wichtiger Fundstellen zur Rekonstruktion der jungquartären Klimaentwicklung Hoch- und Ostasiens
- Abb. 46: Modell der jungquartären Klimaentwicklung des Helan Shan und seines westlichen Vorlandes

8.4 Tabellenverzeichnis

- Tab. 1: Stratigraphie des Arbeitsgebietes im Helan Shan und seinem westlichen Vorland
- Tab. 2: Ergebnisse der Auswertung von 18 Dünnschliffen an Gesteinsproben der Yanchang-Formation (Obere Trias)
- Tab. 3: Schichtenverzeichnis der Tiefbohrung B 1 bei Bayin Haote
- Tab. 4: Orogene Phasen und bedeutende Abschnitte in der tektonischen Entwicklung Chinas
- Tab. 5: Qualitative und quantitative Wertung und Bezeichnung der Feuchte- und Wärmeversorgung für die Klimaprovinzgliederung
- Tab. 6: Klimatische Parameter der periglazialen Höhenstufe im Helan Shan im Vergleich zum Vorland
- Tab. 7: Morphometrische Kennwerte d. Formengruppe 2
- Tab. 8: Morphometrische Kennwerte d. Formengruppe 3
- Tab. 9: Morphometrische Kennwerte d. Formengruppe 4
- Tab. 10: Morphometr. Kennwerte d. Formengruppe 5
- Tab. 11: Vergleich der morphometrischen Kennwerte der Formengruppen 1 bis 5 und ihre morphologische Deutung

- Tab. 12: Die Schwermineralzusammensetzung der Proben aus dem westlichen Vorland
- Tab. 13: Berechnung der Höhenlage der letzteiszeitlichen Schneegrenze (GWL) im Helan Shan unter Anwendung der Methode von LOUIS (1955)
- Tab. 14: Befunde zum Ausmaß der letzteiszeitlichen Gebirgsvergletscherungen Ost- und Zentralasiens
- Tab. 15: Grenzverlauf der Permafrostgebiete und daraus abgeleitete Temperaturerniedrigung in Zentral- und Ostasien während des letzteiszeitlichen Hochglazials (30.000-23.000 Jahre v.h.) im Vergleich zur Gegenwart
- Tab. 16: Übersichtstabelle der analysierten Proben
- Tab. 17: Ergebnisse der ¹⁴C-Datierungen
- Tab. 18: Ergebnisse der Thermolumineszenzdatierungen
- Tab. 19: Korngrößenanalysen der Proben aus dem Untersuchungsgebiet
- Tab. 20: Schwermineralanalysen der Proben aus dem Untersuchungsgebiet
- Tab. 21: Verzeichnis ausgewählter meteorologischer Stationen in einem Umkreis von max. 500 km um den Helan Shan
- Tab. 22: Monats- und Jahresmittel der Temperatur [°C] ausgewählter meteorologischer Stationen in einem Umkreis von max. 500 km um den Helan Shan
- Tab. 23: Monats- und Jahresmittel des Niederschlags [mm] ausgewählter meteorologischer Stationen in einem Umkreis von max. 500 km um den Helan Shan

8.5 Beilagenverzeichnis

- Beilage 1: Höhenschichtenkarte des Helan Shan mit der Lage des Arbeitsgebietes
- Beilage 2: Geologische und Tektonische Karte des Arbeitsgebietes 1 : 200.000
- Beilage 3: Erläuterungen zu den Klimadiagrammen
- Beilage 4: Gang der Klimaelemente im Helan Shan 1962-1970
- Beilage 5: Geomorphologische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes im Helan Shan und seinem westlichen Vorland, 1 : 100.000 (Westlicher Teil)
- Beilage 6: Geomorphologische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes im Helan Shan und seinem westlichen Vorland, 1 : 100.000 (Östlicher Teil)
- Beilage 7: Legende zu den Beilagen 5 und 6

8.6 Tabellen der analysierten Proben

Tab. 16: Übersichtstabelle der analysierten Proben. Gleichzeitig ist die Tabelle als "Wegweiser" zu den zugehörigen Tabellen, Abbildungen und Photos gedacht.

Probe	Entnahmetiefe (m unter Gel.)	Standort	Höhe (m ü.d.M.)	Planquadrat (Beilage 5 u. 6)	Photo	Abbildung	Granulo- metrie	Schwermineral- analyse
1	0,45 m	S 228	1560 m	H - 26 (Beil. 6)	77, 78	41	Tab. 19	-
2	0,70 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	Tab. 19	-
3	0,95 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	Tab. 19	-
4	1,20 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	Tab. 19	-
5	1,30 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	Tab. 19	-
6	1,50 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	Tab. 19	-
14	0,10 m	S 128	2410 m	L - 6 (Beil. 6)	-	24, 26	Tab. 19	-
15	0,50 m	s.o.	s.o.	s.o.	-	s.o.	Tab. 19	-
22	0,20 m	S 182	1760 m	P - 18 (Beil. 6)	19	36	Tab. 19	-
23	0,50 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	36	Tab. 19	-
24	0,80 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	36	-	Tab. 12, 20
25	0,50 m	S 186	1765 m	R - 18 (Beil. 6)	18	19, 36	-	Tab. 12, 20
26	0,25 m	s.o.	s.o.	s.o.	18	s.o.	Tab. 19	-
27	0,90 m	s.o.	s.o.	s.o.	18	s.o.	Tab. 19	-
28	0,50 m	S 119	1360 m	P - 42 (Beil. 5)	74 - 76	38, 39	Tab. 19	Tab. 12, 20
29	1,00 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	38	Tab. 19	-
30	2,60 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	Tab. 19	-
31	2,50 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	Tab. 19	-
32	3,10 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	38, 39	Tab. 19	Tab. 12, 20
33	2,50 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	38	Tab. 19	-
34	4,10 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	Tab. 19	-
35	4,50 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	Tab. 19	-
36	0,50 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	19,38,39	Tab. 19	Tab. 12, 20
37	Oberfl.	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	19,38	Tab. 19	-
40	0,10 m	S 194	1310 m	X - 51 (Beil. 5)	81	40	Tab. 19	-
41	0,80 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	Tab. 19	Tab. 12, 20
42	0,20 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	Tab. 19	-
43	0,60 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	Tab. 19	-
44	1,25 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	Tab. 19	-
48	0,10 m	S 198	1320 m	C - 54 (Beil. 5)	-	-	Tab. 19	-
49	0,60 m	s.o.	s.o.	s.o.	-	-	-	Tab. 12, 20
50	Oberfl.	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	-	-	Tab. 12, 20
51	0,10 m	S 199	1390 m	I - 35 (Beil. 5)	-	-	Tab. 19	-
52	1,40 m	s.o.	s.o.	s.o.	-	-	Tab. 19	-
53	0,20 m	S 200	1390 m	J - 36 (Beil. 5)	-	-	-	Tab. 12, 20
54	0,10 m	s.o.	s.o.	s.o.	-	-	-	Tab. 12, 20

Probe	Entnahmetiefe (m unter Gel.)	Standort	Höhe (m ü.d.M.)	Planquadrat (Beil. 5 u.6)	Photo	Abbildung	Granulo- metrie	Schwermineral- analyse
55	0,10 m	S 201	1400 m	J - 35 (Beil. 5)	-	-	Tab. 19	-
56	0,25 m	S 202	1400 m	I - 38 (Beil. 5)	80	-	Tab. 19	Tab. 12, 20
57	1,00 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	-	-	Tab. 12, 20
58	1,30 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	-	Tab. 19	-
59	1,75 m	s.o.	s.o.	s.o.	s.o.	-	Tab. 19	Tab. 12, 20
62	0,75 m	S 207	1570 m	I - 27 (Beil.6)	-	21, 26	Tab. 19	-
64	1,55 m	s.o.	s.o.	s.o.	-	21	Tab. 19	-
65	1,90 m	s.o.	s.o.	s.o.	-	21, 26	Tab. 19	-
66	2,25 m	s.o.	s.o.	s.o.	-	21	Tab. 19	-
67	2,85 m	s.o.	s.o.	s.o.	-	21, 26	Tab. 19	-
88	15,50 m	S 193	1560 m	H - 26 (Beil.6)	-	42	Tab. 19	-
101	0,10 m	S 37	3330 m	I - 5 (Beil. 6)	-	26	Tab. 19	-
102	0,15 m	S 47	3000 m	P - 4 (Beil. 6)	-	26	Tab. 19	-
103	2,00 m	S 55	2610 m	K - 5 (Beil. 6)	-	-	Tab. 19	-
106	0,60 m	S 68	2560 m	L - 5 (Beil. 6)	-	26	Tab. 19	-
TL 1	0,80 m	S 33	3000 m	G - 6 (Beil. 6)	44	25, 26	Tab. 19	-
TL 2	15,20 m	S 193	1560 m	H - 26 (Beil.6)	-	42	Tab. 19	-
TL 3	2,30 m	S 228	1560 m	H - 26 (Beil.6)	78	41	Tab. 19	-
TL 4	3,80 m	S 119	1360 m	P - 42 (Beil.5)	75, 76	38	Tab. 19	-
Hv 15978	4,00 m	S 119	1360 m	P - 42 (Beil.5)	s.o.	38	-	-
Hv 15979	1,50 m	S 119	1360 m	P - 42 (Beil.5)	s.o.	38	-	-
Hv 15980	Oberfl.	S 198	1320 m	C - 54 (Beil.5)	83, 84	-	-	-
Hv 15982	Oberfl.	S 199	1390 m	I - 35 (Beil.5)	-	-	-	-
Hv 15983	Oberfl. ¹⁾	S 171	1880 m	L - 19 (Beil.6)	-	36	-	-
Hv 15984	Oberfl. ²⁾	S 224	1760 m	Q - 16 (Beil.6)	-	-	-	-
Hv 15985	Oberfl. ²⁾	S 206	1770 m	E - 21 (Beil.6)	-	-	-	-
Hv 15986	0,80 m	S 228	1560 m	H - 26 (Beil.6)	77, 78	41	Tab. 19	-
Hv 15988	1,80 m	S 55	2610 m	K - 5 (Beil. 6)	57	-	-	-
Hv 15990	1,50 m	S 228	1560 m	H - 26 (Beil.6)	77, 78	41	Tab. 19	-

Erläuterungen:

Entnahmetiefe = Angabe in m unter Geländeoberfläche; Höhe = Höhe der Geländeoberfläche in m ü.d.M.;
Oberfl. = Oberfläche; 1) = Entnahme der Probe aus dem unteren Bereich der Oberkruste;
2) = Entnahme der Probe aus dem Übergang Lamellenkruste/Oberkruste.

Fortsetzung Tab. 16

Tab. 17: Ergebnisse der ¹⁴C-Datierungen

*) Die Probe Hv 15981 konnte wegen zu geringer C-Ausbeute nicht datiert werden).

Probe	datiertes Material	δ ¹³ C	¹⁴ C- Alter (Jahre vor 1950)
Hv 15978	verkalkte Wurzelröhren	-0,4	8415 ± 220
Hv 15979	verkalkte Wurzelröhren	4,1	7450 ± 205
Hv 15980	verkalkte Wurzelröhren	-2,1	5945 ± 105
Hv 15981	Knochen	*)	*)
Hv 15982	verkalkte Wurzelröhren	-2,9	7420 ± 80
Hv 15983	Kalkkruste	5,5	30350 ± 470
Hv 15984	Kalkkruste	0,5	21970 ± 160
Hv 15985	Kalkkruste	-1,3	12860 ± 110
Hv 15986	humushaltiger Löß	-23,1	6315 ± 60
Hv 15988	Holzkohle	-23,1	3085 ± 130
Hv 15990	humushaltiger Löß	-24,1	7165 ± 75

Probenbezeichnung	TL 1	TL 2	TL 3	TL 4
Lokalität	Cha Gou 3000 m ü.d.M.	Bayin Haote 1550 m ü.d.M.	2 km S von Bayin Haote 1560 m ü.d.M.	Ogt 1350 m ü.d.M.
Geogr. Koordinaten	38°49'22'' N 105°55'28'' E	38°50'8'' N 105°41'35'' E	38°49'52'' N 105°41'43'' E	38°54'44'' N 105°30'49'' E
Planquadrat (s. Beilagen 7 u. 8)	G - 6	H - 26	H - 26	P - 42
Entnahmetiefe (unter Gelände)	0,8 m	15,2 m	2,3 m	3,8 m
Bodenart	lehmgiger Schluff	Mittelsand, feinsandig	lehmgiger Sand	Mittelsand
H ₂ O - Gehalt (%)	15,3 %	11,6 %	4,3 %	0,6 %
CaCO ₃ - Gehalt (%)	0,05 %	0,01 %	0,001 %	0,5 %
Mineralbestand (röntgendiffraktom. Untersuchung)	Quarz Na-Feldspat (Albit)	Quarz K-Feldspat (Mikroklin)	Quarz Na-Feldspat K-Feldspat (Mikroklin)	Quarz Na-Feldspat K-Feldspat (Mikroklin)
Alpha-counts (ks ⁻¹ cm ⁻²)	0,817	n.u.	0,568	n.u.
K ₂ O (%)	2,24	n.u.	1,9	n.u.
a-Wert	0,11	n.u.	0,11	n.u.
Dosisrate (Gy/ka)	4,92	-- ++)	3,72	n.u.
Äquivalenzdosis (Gy) UV (Add.)	39 ± 2,5	-- ++)	93 ± 9 ¹⁾	124
Blaufilter (Add.)	n.u.	n.u.	90 ± 9 ²⁾	n.u.
Blaufilter (Reg.)	n.u.	n.u.	91 ± 3 ³⁾	n.u.
TL - Alter (ka)	7,9 ± 0,6	-- ++)	25 ± 3 ¹⁾ 24 ± 3 ²⁾ 24,5 ± 2 ³⁾	62 ⁺⁾

Erläuterungen: +) Die Bestimmung des TL-Alters beruht auf der Annahme einer Dosisrate von 2 Gy/ka.

++) Da selbst bei Gammadosen > 900 Gy kein TL-Signal ermittelt werden konnte, ist keine Altersangabe möglich.

¹⁻³⁾ Die Angaben des TL-Alters beziehen sich auf die mit verschiedenen Methoden ermittelte Äquivalenzdosis

(Add.) = Additive Methode (Reg.) = Regenerierungsmethode n.u. = nicht untersucht

Tab. 18: Ergebnisse der Thermolumineszenzdatierungen (nähere Angaben s. Kap. 7.4).

Probe	T	fU	mU	gU	fS	fS	mS	mS	gS	gS	fG	Summe	Summe	Summe	Summe	Boden- art
	< 2 µm	> 2- 6,3	> 6,3- 20	> 20- 63	> 63- 125	> 125- 200	> 200- 315	> 315- 630	> 630- 1000	> 1000- 2000	> 2000- 6300	Ton	Schluff	Sand	Kies	
1	1,3	3,8	9,9	29,3	15,0	10,6	17,0	12,3	0,9	0	0	1,3	43,0	55,8	0	uS
2	0,3	3,0	7,7	29,9	27,6	16,1	10,7	4,5	0,2	0	0	0,3	40,6	59,1	0	uS
3	17,7	11,8	25,1	28,8	6,7	3,2	3,0	3,1	0,4	0,1	0	17,7	65,7	16,5	0	tU
4	1,7	1,6	2,3	7,0	13,6	16,9	32,0	24,2	0,6	0,1	0	1,7	10,9	87,4	0	u`S
5	3,8	2,4	12,4	41,2	29,5	7,1	2,1	1,2	0,3	0	0	3,8	56,0	40,2	0	sU
6	10,5	5,1	7,8	27,2	26,0	10,7	8,0	4,5	0,2	0	0	10,5	40,1	50,6	0	uIS
14	4,5	9,4	28,3	49,9	7,4	0,5	0	0	0	0	0	4,5	87,6	7,9	0	U
15	3,7	8,8	23,7	52,1	11,8	0	0	0	0	0	0	3,7	84,5	11,8	0	U
22	1,7	3,2	9,4	34,5	38,9	7,2	1,8	3,1	0,2	0	0	1,7	47,1	51,2	0	ufS
23	0,1	0,4	0,9	21,9	55,8	9,7	4,0	7,0	0,2	0	0	0,1	23,2	76,7	0	u`fS
26	0	0	0	0,6	17,6	73,8	8,2	0	0	0	0	0	0,6	99,4	0	fS
27	0	0	0,2	0,7	32,9	62,0	4,2	0	0	0	0	0	0,9	99,1	0	fS
28	0	2,3	7,8	21,9	42,1	13,5	6,6	7,5	1,2	0,2	0	0	29,0	71,1	0	ufS
29	0,6	0,5	1,5	8,4	25,9	7,5	6,9	31,7	10,1	3,3	3,5	0,6	10,4	85,4	3,5	fsmS
30	1,3	3,8	26,6	65,0	3,4	0	0	0	0	0	0	1,3	95,4	3,4	0	U
31	9,3	18,0	38,8	32,8	1,0	0	0	0	0	0	0	9,3	89,6	1,0	0	tÜ
32	0,4	0,2	0,5	11,1	2,1	8,3	30,3	46,0	1,1	0,1	0	0,4	11,8	87,9	0	mS
33	0,3	0,1	0,9	2,4	7,6	11,9	23,4	49,8	3,1	0,4	0,3	0,3	3,4	96,2	0,3	mS
34	0,6	0,8	0,8	13,2	39,5	10,3	5,7	9,4	3,8	6,1	9,8	0,6	14,8	74,8	9,8	u`fS
35	0,1	0,1	0,3	0,9	1,6	2,5	7,9	54,5	19,9	7,4	4,8	0,1	1,3	93,8	4,8	gsmS
36	0,1	0,1	0,3	6,3	60,2	28,3	4,4	0,3	0	0	0	0,1	6,7	93,2	0	fS
37	0	0	0,2	3,7	30,8	37,6	22,8	4,9	0	0	0	0	3,9	96,1	0	msfS
40	3,3	5,7	15,3	24,8	31,3	13,4	4,2	1,9	0,1	0	0	3,3	45,8	50,9	0	ufS
41	0,8	1,2	2,3	14,2	38,7	14,7	5,9	14,8	5,8	1,4	0,2	0,8	17,7	81,3	0,2	u`fS
42	3,2	7,5	20,9	30,1	25,0	9,0	3,2	1,1	0	0	0	3,2	58,5	38,3	0	sU
43	0,8	1,1	2,5	15,7	42,4	22,7	8,1	4,5	1,2	1,0	0	0,8	19,3	79,9	0	u`fS
44	0,8	0,6	0,7	6,1	9,4	8,8	10,3	38,6	18,7	3,8	2,2	0,8	7,4	89,9	2,2	gsmS
48	5,2	8,8	19,7	28,5	11,4	10,3	5,4	10,3	0,3	0	0	5,3	57,0	37,7	0	sU
51	3,2	4,9	20,1	31,5	11,1	9,0	12,4	7,8	0	0	0	3,2	56,5	40,3	0	sU
52	0,2	0,3	0,6	1,3	5,7	23,3	44,9	23,2	0,5	0	0	0,2	2,2	97,6	0	fsmS
54	2,2	3,0	1,1	11,1	7,0	22,5	39,9	13,1	0	0	0	2,2	15,2	82,5	0	u`mS
55	2,0	2,7	7,0	13,5	6,3	16,0	27,4	24,6	0,5	0	0	2,0	23,2	74,8	0	u`mS
56	0	0	0,1	5,2	17,4	17,9	20,3	38,7	0,4	0	0	0	5,3	94,7	0	fsmS
58	0	1,6	7,3	43,8	36,3	8,4	1,4	1,2	0	0	0	0	52,7	47,3	0	uS
59	0,1	0,2	1,1	3,9	16,9	21,3	25,7	28,7	2,0	0,1	0	0,1	5,2	94,7	0	fsmS
61	3,1	4,5	6,2	14,2	7,1	7,9	15,3	39,1	2,3	0,3	0	3,1	24,9	72,0	0	u`mS
62	1,4	2,9	9,3	49,8	26,0	4,8	1,5	2,7	0,8	0,8	0	1,4	62,0	36,6	0	sU
64	1,5	2,4	6,3	41,2	36,4	7,5	1,8	2,2	1,0	0	0	1,5	49,9	48,9	0	uS
65	1,6	2,0	5,0	38,6	38,2	6,5	2,7	4,0	1,4	0	0	1,6	45,6	52,8	0	uS
66	0,7	1,7	4,2	39,8	42,8	6,5	1,8	1,9	0,3	0,3	0	0,7	45,7	53,6	0	uS
67	0,4	0,7	2,5	27,9	47,2	8,4	3,6	4,3	0,8	0,9	3,3	0,4	31,1	65,2	3,3	u`fS
88	0,7	0,5	0,9	1,5	8,0	15,2	21,6	22,3	5,4	5,3	16,6	0,7	2,9	77,8	16,6	fsmS
101	14,7	9,5	16,8	53,7	3,8	0,5	0,4	0,6	0,1	0	0	14,7	80,0	5,3	0	tU
102	3,8	9,4	27,7	49,9	9,2	0	0	0	0	0	0	3,8	87,0	9,2	0	U
103	3,0	4,8	11,6	23,3	11,4	6,6	7,7	15,0	5,9	4,6	6,2	3,0	39,7	51,2	6,2	uS
106	1,5	6,4	17,8	55,1	11,5	2,9	1,6	2,2	1,0	0	0	1,5	79,3	19,2	0	sU
TL 1	14,1	12,1	25,9	31,2	13,8	1,7	0,4	0,4	0,2	0	0,2	14,1	69,2	16,5	0,2	lU
TL 2	5,9	2,5	2,3	1,1	8,1	15,1	21,6	22,3	5,4	5,3	10,4	5,9	5,9	77,8	10,4	fsmS
TL 3	7,3	2,1	4,5	12,9	40,2	10,4	8,4	11,5	1,8	0,9	0	7,3	19,5	73,2	0	l`S
TL 4	0,9	0,1	0,6	0,4	5,8	17,3	41,9	32,5	0,4	0	0	0,9	1,1	97,9	0	mS
Hv15985	12,5	7,4	11,5	21,9	16,1	9,4	9,3	9,8	1,5	0,5	0,2	12,5	40,8	46,6	0,2	uIS
Hv15990	13,2	6,2	13,1	31,5	20,1	7,3	5,2	2,9	0,3	0,1	0	13,2	50,8	35,9	0	siU

Tab. 19: Korngrößenanalysen der Proben aus dem Untersuchungsgebiet (Angaben in Gew. %).

Schwermin.	24	25	28	32	36	41	49	50	53	54	56	57
Andalusit	0	0	0	0	0	0	0.2	0	0	0	0	0
Aktinolith	1.9	2.2	2.2	1.3	2.2	1.8	1.7	1.2	1.4	1.1	1.8	1.5
Apatit	0.4	0.4	0.2	0.2	0.3	0	0.6	0	0	0	0.2	0.2
Augit	0.2	0.4	0.6	0.2	1	0.6	0.9	0.6	0.6	0.8	0.4	0.7
Biotit	0.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Chlorit	0.2	0.9	0.4	0	0.5	0.4	0	0	0.6	0.2	0.1	0
Diopsid	0.2	0.2	0.2	0.4	0.5	0.2	0.4	1.1	0.2	0.2	0.2	0.2
Epidot	36.1	36.9	35.4	36.8	31.8	33.6	39.1	34.6	35.5	35.4	35.1	39.3
Glaukophan	0.8	0.4	0.4	0	0	0.4	0.2	0.4	0.3	0.2	0.4	0.2
Granat	4.3	4.4	3.6	10.4	2.8	5.7	6.8	4.7	5.6	5.5	5.9	6.6
Hornblende	25.9	24.4	27.9	11.1	36.2	26.2	16.1	24.3	23.5	21.3	25.1	20.4
Hypersthen	0.2	0	0.2	0	0	0	0.2	0.2	0	0	0	0.4
Ilmenit	23.2	23.1	23.6	34.9	16.6	24.1	29.2	26.6	26.1	28.8	26.1	25.7
Limonit	0.8	0.4	0.6	0.6	0.7	0.6	0.4	0.8	0.4	0.6	0.4	0.4
Muskovit	0.6	0.2	0.2	0	0.5	0.5	0.2	0.3	0.4	0.4	0.4	0.2
Rutil	0.4	0	0.2	0	0.7	0.4	0.2	0.4	0	0.2	0	0
Sillimanit	0	0	0.2	0	0	0	0	0	0.2	0	0	0
Spinell	0	0.2	0.2	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0	0.4
Staurolith	0	0	0	0.2	0.3	0.2	0.2	0.4	0.2	0.2	0.2	0
Tremolit	0.3	0	0.2	0.2	0.5	0.2	0.4	0.4	0.8	0.4	0.2	0.2
Turmalin	0.4	0.7	0.8	0.6	1.2	0.6	0.6	0.6	0.2	0.3	0.4	0.4
Zirkon	1.6	2.1	0.8	0.6	0.7	2.7	0.6	0.9	2.1	0.8	0.6	0.8
Zoisit	2.3	2.9	2.3	2.1	3.2	1.8	1.7	2.5	1.6	3.4	2.1	2.4
% Anteil	3.6	4.7	3.8	2.1	2.4	3.4	2.1	3.2	2.4	2.1	2.5	2.8
Bodenart			ufS	mS	fS	u`fS				u`mS	fsmS	

Tab. 20: Schwermineralanalysen der Proben aus dem Untersuchungsgebiet mit Angaben der prozentualen Häufigkeit der jeweiligen Schwerminerale.

9. Anhang

9.1 Photos



Photo 1: Aufschluß von mikrokristallinen Kalksteinen des Ordoviziums im Vorland des Helan Shan. Relative Höhe von der Erosionsrinne zum Top des Hügels ca. 45 m. (Aufnahme: 03.10.1987, 1890 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat D-18 in Beilage 6, Blick NE)



Photo 2: Blick nach Norden auf die kontinentale Wasserscheide. Aufgrund der Lagerungsverhältnisse der triassischen Gesteine ist östlich der Wasserscheide (rechts im Bild) eine Schichtkopflandschaft ausgeprägt. Westlich davon dominieren die Schichtflächen. (Aufnahme: 22.09.1987, 3300 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat O-3 in Beilage 6, Blick N)



Photo 3: Wechselfolge von feldspatführenden Sandsteinen (obere Bildhälfte) und Konglomeratbänken (untere Bildhälfte) der Zhifang-Gruppe (mittlere Trias) im Oberlauf des Halawu Bei Gou. Deutlich ist die schalenförmige Verwitterung des Sandsteins zu erkennen. (Aufnahme: 21.08.1987, 2900 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat K-2 Beilage 6, Blick N)

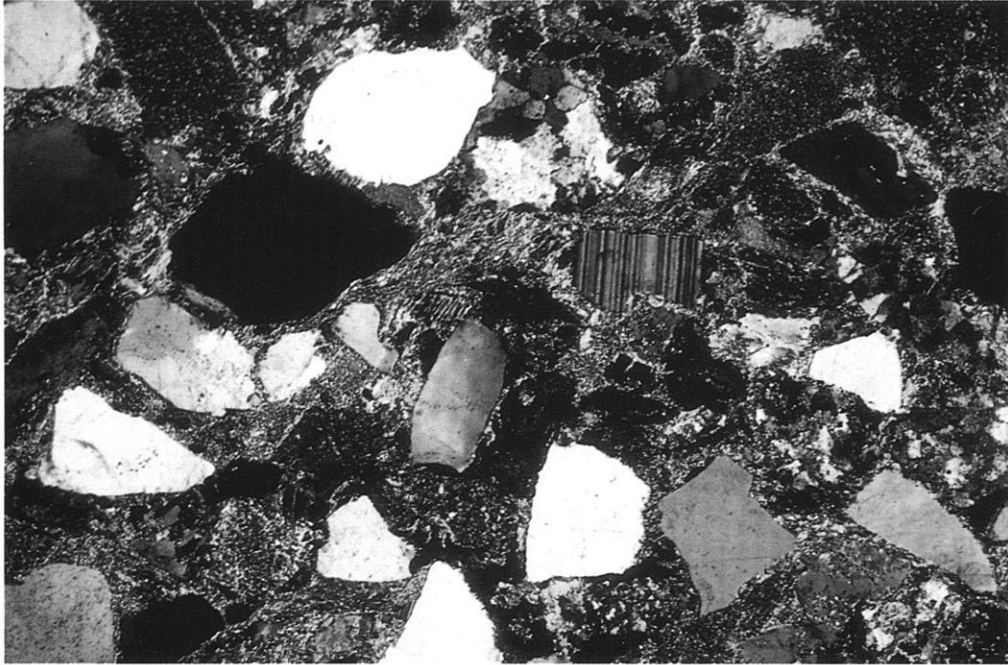


Photo 4: Dünnschliff eines schwach feldspatführenden Sandsteins der Zhifang-Gruppe (Mittlere Trias). Das gezeigte Gestein ist strukturell als fast reif bis reif zu bezeichnen, da die Tongehalte sehr gering sind und die Kornverteilung eine relativ gute Sortierung aufweist. Die Quarzkörner zeigen eine undulöse Auslöschung. (50fache Vergrößerung, gekr. Nichols)

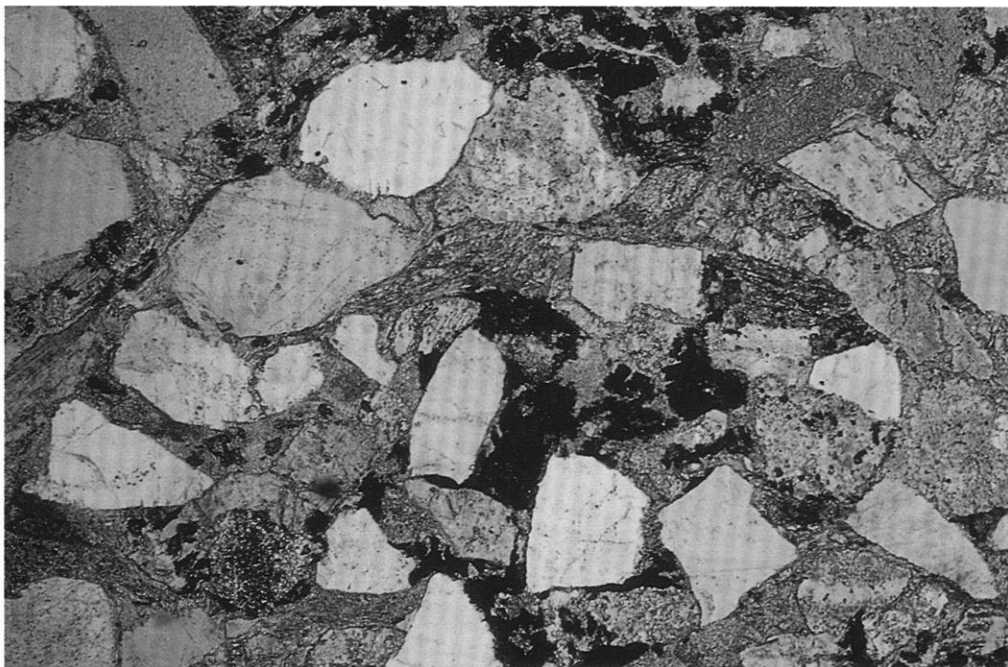


Photo 5: Dünnschliff desselben Schliffs (vgl. Photo 4) im linear polarisiertem Licht. Die Quarzkörner (Anteil 55-60%, Korngröße 0,2-0,4 mm) und die hauptsächlich aus Chert bestehenden Gesteinsbruchstücke (Anteil 25-30%) sind in eine Matrix aus Tonmineralen eingebettet, die Merkmale der Sericitisierung aufweisen. (50fache Vergrößerung)

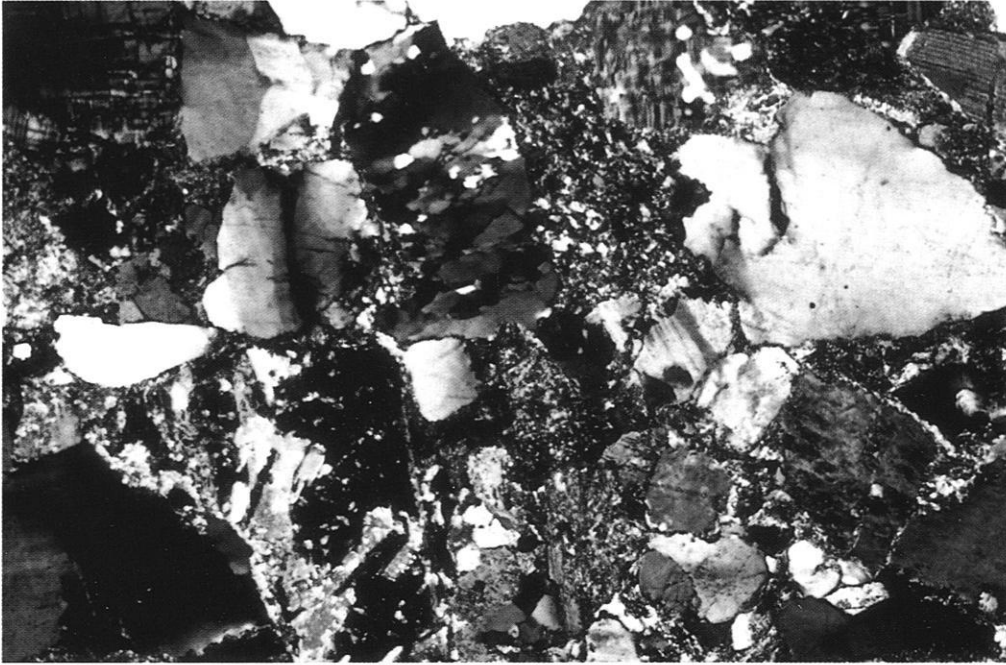


Photo 6: Dünnschliff eines feldspatreichen Sandsteins der Yanchang-Gruppe (Obere Trias). Gefaltete Biotite (links unten) weisen auf postsedimentäre Tektonik hin. Die Quarzkörner zeigen eine undulöse Auslöschung. (50fache Vergrößerung, gekr. Nichols)

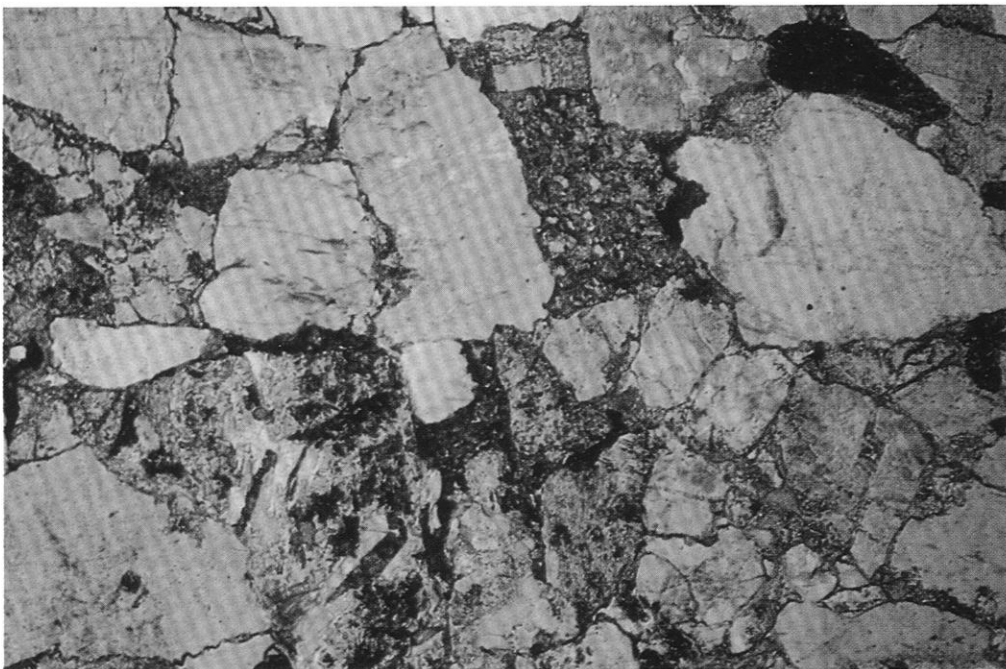


Photo 7: Dünnschliff desselben Schliffs (s. Photo 6) im linear polarisiertem Licht. Die Kornverbindung ist kompakt und weist Merkmale der Kornverzahnung auf. Die Quarzkörner (Anteil 50-55%, Korngröße 0,2-0,5 mm) und Feldspäte, hier vertreten durch Mikroklin und Perthit (Anteil 25-28%) sind in eine Matrix aus Tonmineralen eingebettet, die Merkmale der Sericitisierung aufweisen. (50fache Vergrößerung)



Photo 8: Durch Trennfugen zerlegter Gesteinsverband von Konglomeraten der Yanchang-Gruppe (Obere Trias) im Oberlauf des Halawu Bei Gou. (Aufnahme: 21.08.1987, 2720 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat K-3 in Beilage 6, Blick W)



Photo 9: Blick auf die Kappungsfläche des durch Trennfugen zerlegten Gesteinsverbandes der Konglomerate (s. Photo 8). Durch tektonische Beanspruchung wurden die Gerölle glatt gekappt. (Aufnahme: 21.09.1988, 2720 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat K-3 in Beilage 6, Blick W)



Photo 10: Tektonisch verstelte tertiäre Konglomerate und Siltsteine belegen eine parallel zum Gebirgsrand verlaufende N-S Störung. Die Schichten fallen 40° nach W ein. (Aufnahme: 18.09.1987, 1570 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat L-29 in Beilage 6, Blick N)

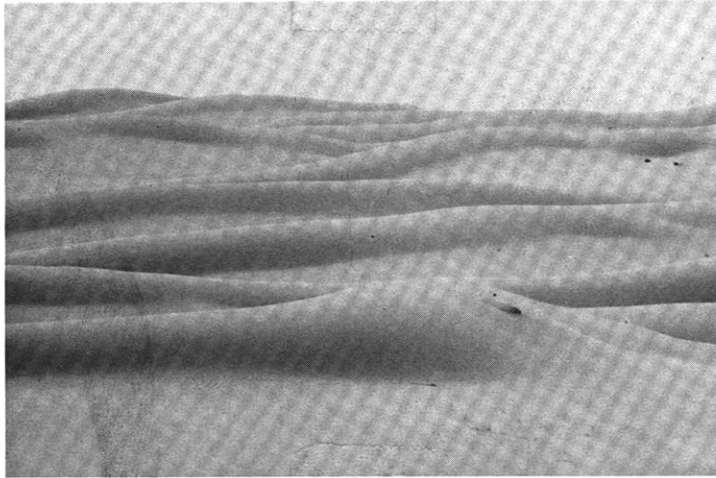


Photo 11: Querdünen am Ostrand der Tengger-Wüste sind kennzeichnend für die Höhenstufe des Aerodynamischen Reliefs. Relative Höhe der Dünen 10 m bis 20 m. (Aufnahme: 07.10.1987, 1320 m ü.d.M.; Standort 245: Planquadrat A-54 in Beilage 5, Blick SW)



Photo 12: Semifixierte Dünen und barchanoide Dünenformen in der Höhenstufe der Wüstenebenen. Relative Höhe der Dünen < 10 m. Die Vegetation besteht hauptsächlich aus Zwergsträuchern und Sträuchern der Halbwüste (*Artemisia* und *Calligonum* Arten) sowie Gräsern (Gramineen). (Aufnahme: 31.08.1986, 1350 m ü.d.M.; Standort: ca. 20 km SW von Bayin Haote, Blick W)

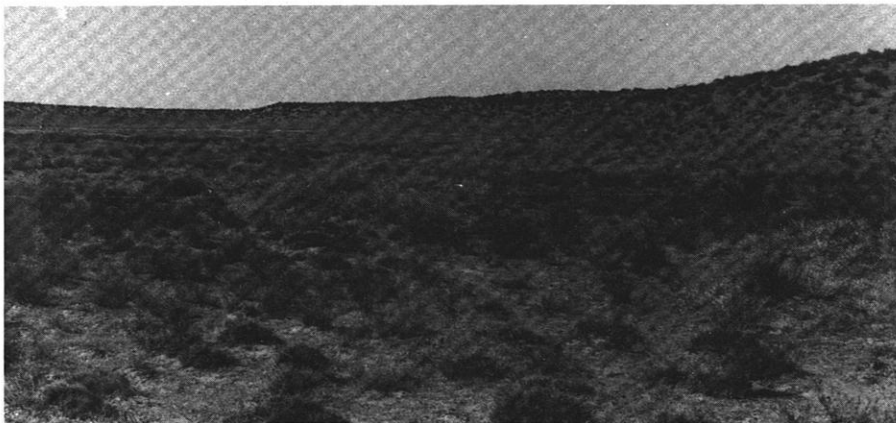


Photo 13: Fixierte Dünen sind kennzeichnend für die Höhenstufe der Wüstenebenen. Relative Höhe der Dünen 5 m bis 10 m. (Aufnahme: 08.10.1988, 1430 m ü.d.M.; Standort 246: Planquadrat K-36 in Beilage 5, Blick W)



Photo 14: Buckelförmige kleine Kupsten sind in der Höhenstufe der Wüstenebenen weitflächig in Gestalt von Kupstenfeldern (s. Punkt 1.3.2 in Beilage 7) verbreitet. Hinsichtlich ihrer Form ähneln sie den in Photo 29 gezeigten Thufuren. (Aufnahme: 17.09.1987, 1350 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat F-41 in Beilage 5, Blick N)



Photo 15: Sandhügel auf dem Hochwasserbett der nördlichen Abflußrinne. (Aufnahme: 05.10.1988, 1410 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat Q-35 in Beilage 5, Blick S)

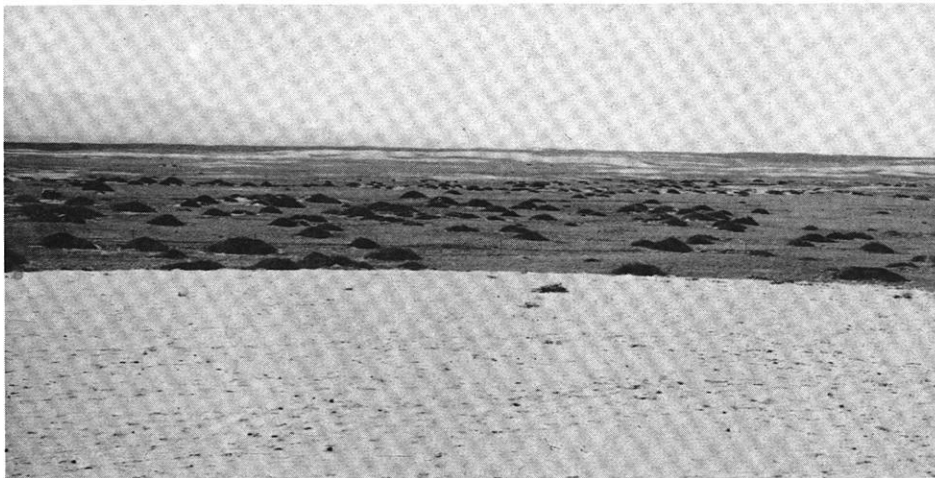


Photo 16: Blick von der unteren Terasse über die an der Böschung angewehrte Sandrampe zum Hochwasserbett der nördlichen Abflußrinne, die von zahlreichen Sandhügeln eingenommen wird. Als Größenvergleich ist am linken Bildrand ein Jeep zu sehen. (Aufnahme: 05.10.1988, 1420 m ü.d.M.; Standort: 233; Standort: Planquadrat K-3 in Beilage 5, Blick S)



Photo 17: Schotterflur im Niedrigwasserbett der südlichen Abflußrinne. (Aufnahme: 08.10.1987, 1430 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat H-34 in Beilage 5, Blick E)

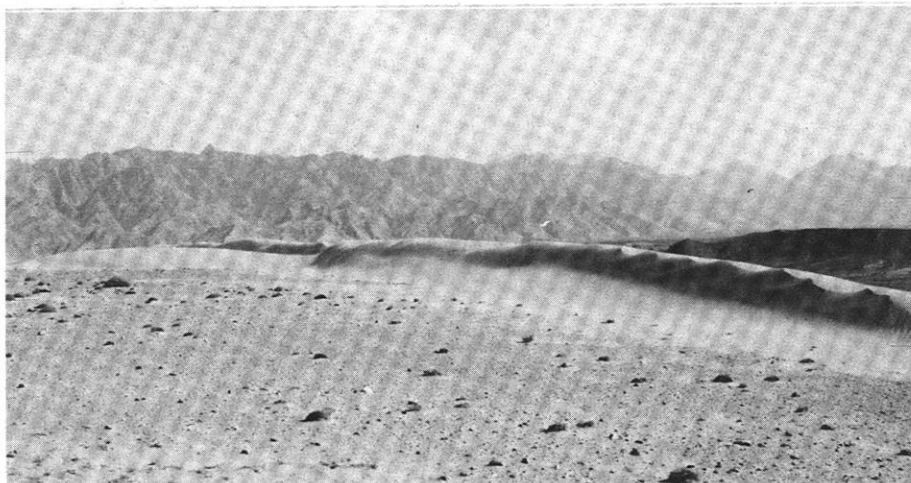


Photo 18: Kleine, ca. 1 m bis max. 2 m hohe Querdünen zeigen auch in der Höhenstufe der Gebirgsfußflächen den Einfluß der äolischen Formung. Entnahme der Probe 26 vom Dünenkamm und der Probe 27 von der Dünenbasis (Vgl. Abb. 19). (Aufnahme: 04.10.1987, 1700 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat R-18 in Beilage 6, Blick E)

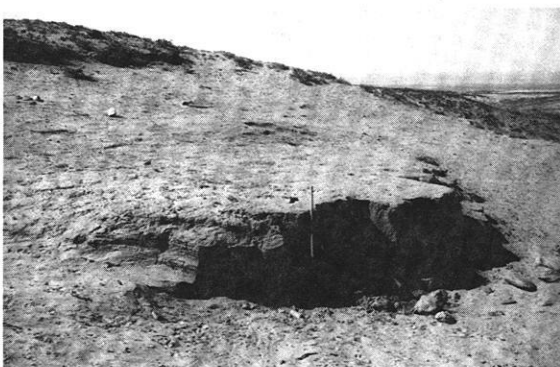


Photo 19: Die Sandlößdecke wird durch intensive Deflation abgetragen. Aus dem Aufschluß wurden die Proben 22 bis 24 entnommen (vgl. Abb. 36 b in Kap. 4.3.1.1). (Aufnahme: 04.10.1987, 1760 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat P-18 in Beilage 6, Blick NW)

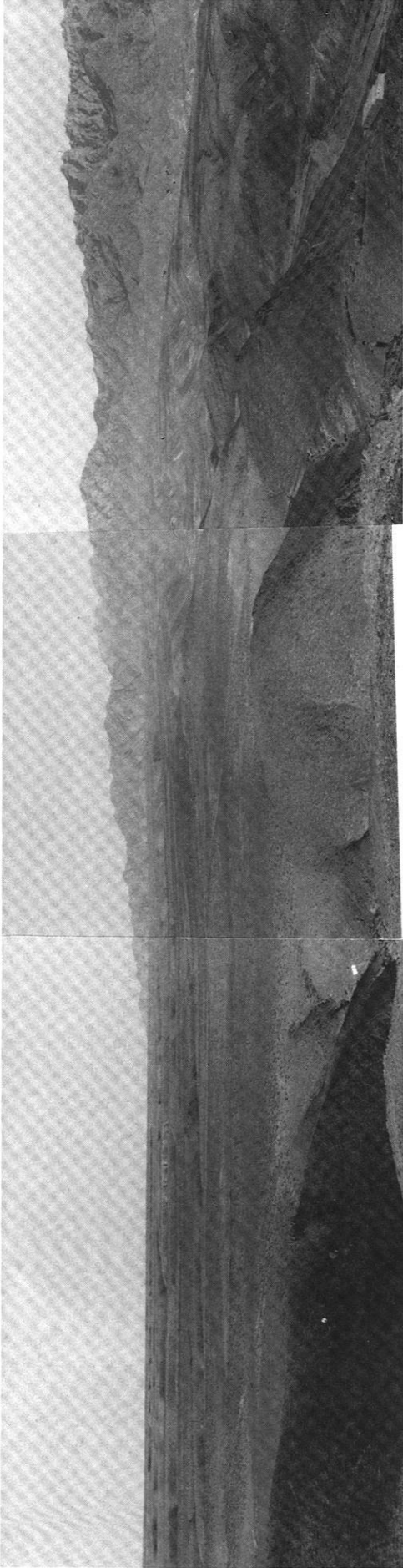


Photo 20: 180° Panorama des westlichen Gebirgsvorlandes des Helan Shan. Die gezeigte Situation ist typisch für die Höhenstufe der Gebirgsfußflächen mit ihren weitgespannten, kegelförmigen Schrägflächen (obere Panoramahälfte). Das stark aufgelöste hügelige Relief (untere Panoramahälfte) ist durch Verkarstungsphänomene

der ordovizischen Kalksteine bedingt. Als Wuchstformtyp der Vegetation dominiert die Dornenzwergstrauchpolsterformation des Gebirgsvorlandes. (Aufnahme: 03.10.1987, 1790 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat D-19 in Beilage 6, Blick NE über E nach SE)



Photo 21: Das Haupttal Halawu Bei Gou ist beispielhaft für die Höhenstufe der Torrententäler. Das aktuelle Torrentenflußbett ist im Bildvordergrund zu sehen. In der Talung dominiert der Typ des trockenen Koniferenmischwaldes mit *Juniperus rigida* und Mischwald mit Pappelbeständen (*Populus davidiana*). (Aufnahme: 15.09.1988, 2570 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat L-8 in Beilage 6, Blick E)



Photo 22: Erosionskante eines Torrentenflußbettes im Da Guan Gou (Nr. 23 in Abb. 8). Der Baumbestand ist typisch für den borealen Koniferenwald, der überwiegend aus Fichten (*Picea crassifolia*) besteht. (Aufnahme: 20.09.1988, 2800 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat J-6 in Beilage 6, Blick N)

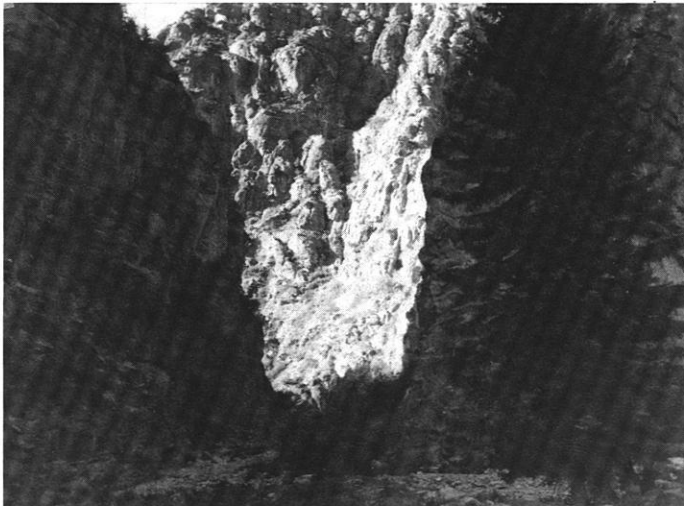


Photo 23: Schluchtartige Engtalstrecken sind kennzeichnend für das Torrentenflußbett des Halawu Nan Gou. Der Schottertransport erfolgt auf der gesamten Breite der Talsohle. (Aufnahme: 25.09.1987, 2550 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat F-10 in Beilage 6, Blick W)



Photo 24: Bildung von Eiszapfen durch das Gefrieren austretenden Kluftwassers belegt eindrucksvoll die Wirksamkeit der Frostverwitterung. (Aufnahme: 03.09.1988, 3460 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat H-4 in Beilage 6)



Photo 25: Bildung von Frostkliffs durch intensive Frostverwitterung des Anstehenden. (Aufnahme: 27.08.1988, 3230 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat M-4 in Beilage 6)

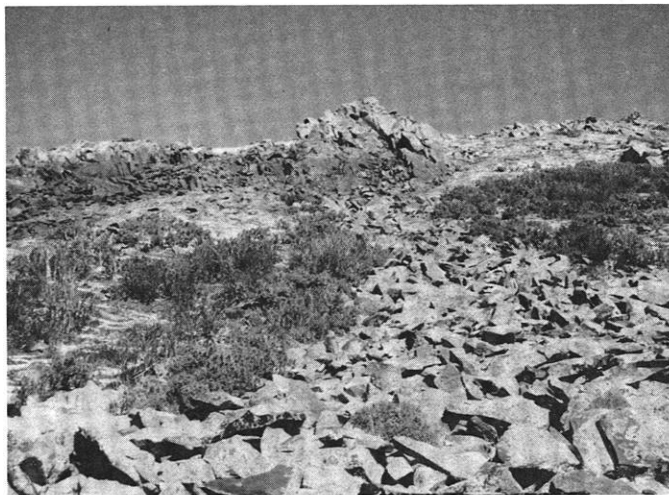


Photo 26: Blick hangaufwärts über eine Blockstraße. Die Blockstraßen setzen unterhalb der Frostkliffs an. Im Vordergrund Dornenzwergsträucher (*Caragana jubata*). (Aufnahme: 24.09.1987, 3330 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat P-5 in Beilage 6, Blick W)



Photo 27: Frostspaltenpolygone (Lößpolygone) sind an spezielle edaphische Bedingungen gebunden. Durchmesser der Polygone ca. 2,5 m. Die Vegetation setzt sich aus *Cyperaceen*-Rasenpolstern der Mattenstufe zusammen. (Aufnahme: 24.09.1987, 3360 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat O-6 in Beilage 6, Blick NW)



Photo 28: Wanderblöcke sind kennzeichnend für Kleinformen der Gelifluktion. Hangneigung 33°. (Aufnahme: 24.09.1987, 3280 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat O-6 in Beilage 6, Blick NW)



Photo 29: Erdbülten (Thufure) mit vollständiger Vegetationsbedeckung im Talschluß des Zhao Bei Shan Gou. (Aufnahme: 25.08.1987, 2960 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat O-4 in Beilage 6)

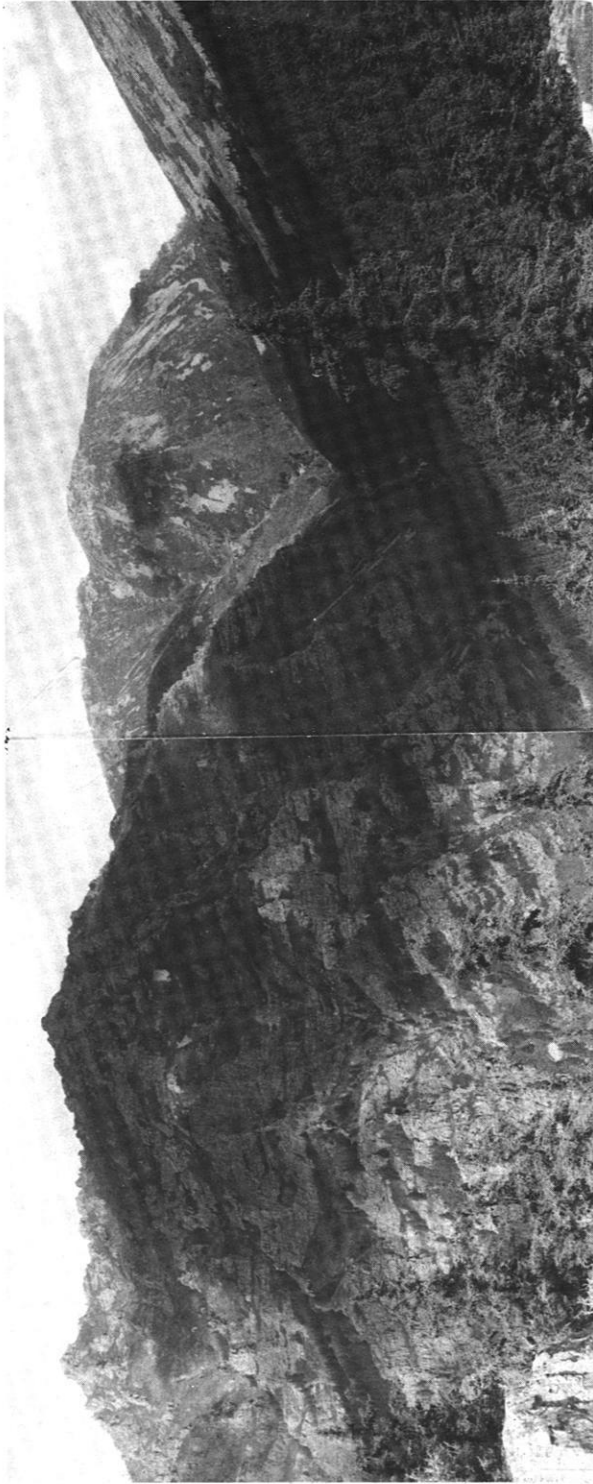


Photo 30: Blick nach Nordosten zum Gipfel des Helan Shan (Ebegeeda) in 3556 m ü.d.M. und zum Tal Cha Gou. (Aufnahme: 02.09.1988,

3020 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat G-6 in Beilage 6, Blick NE)



Photo 31: Talschluß des Halawu Nan Gou. Infolge intensiver Frostverwitterung werden die gebankten Sandsteine und Konglomerate von Frostschutt verhüllt. Der glazial umgestaltete Talschluß ist der

Formengruppe 2 zuzuordnen. (Aufnahme: 04.09.1988, 3340 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat F-7 in Beilage 6)

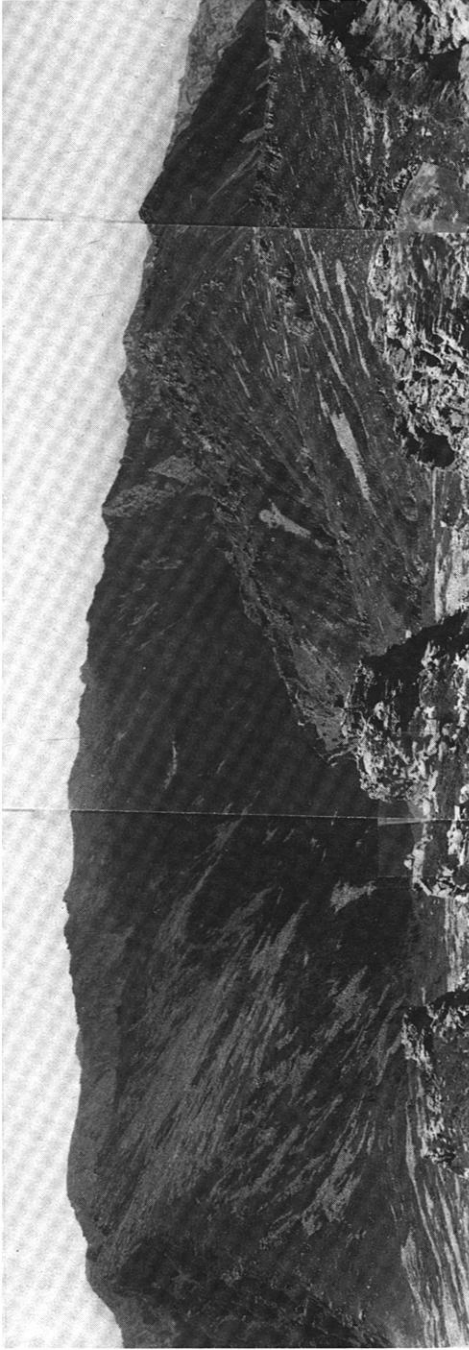


Photo 32: Panorama vom Gipfel Ebegeda von Süden (links im Bild) über Südwesten bis Westen (rechts im Bild). Auf dem N-exponierten Glatthang wird durch gravitativen Transport des Frostschutts die Waldgrenze auf 3000 m ü.d.M. herabgedrückt. Man beachte die verschiedenen Waldgrenzhöhen

in N- und S-Exposition. Die Lößdecke auf den S-exponierten Hängen ist deutlich zu erkennen. (Aufnahme: 03.09.1988, 3556 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat H-4 in Beilage 6)

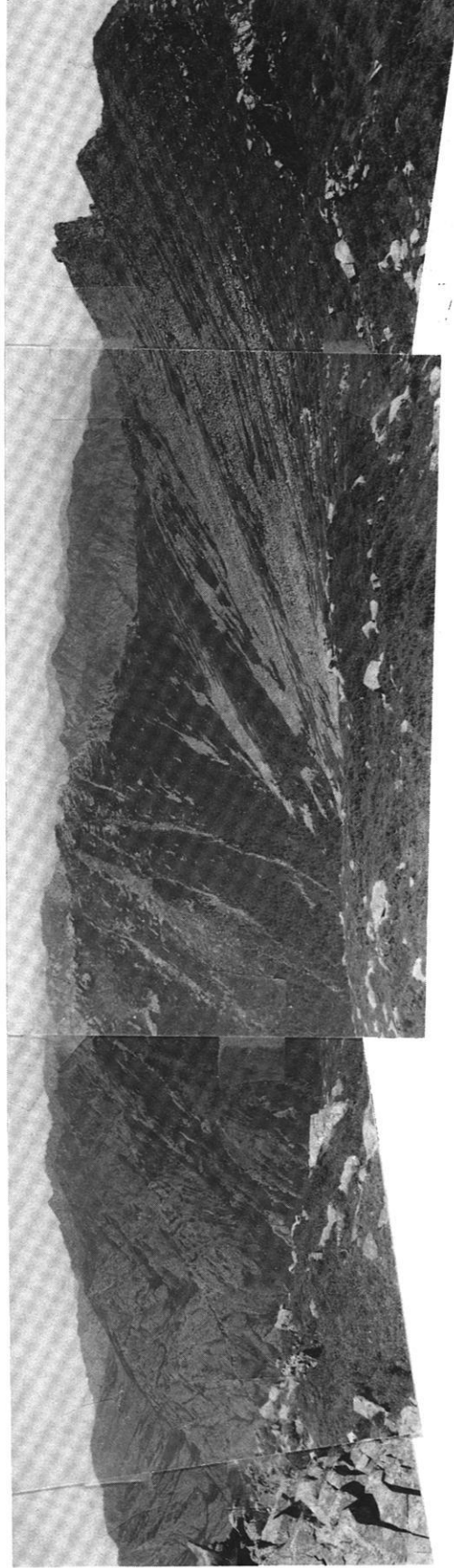


Photo 33: Panorama vom Gipfel Ebegeda von Nordwesten (links im Bild) über Norden (Bildmitte) nach Nordosten (rechts im Bild). Im Vordergrund weisen Bestände von *Salix cupularis* auf sommergrüne Strauchformationen

der feuchten Mattenstufe hin. Rechts im Bild sind Glatthänge zu erkennen. (Aufnahme: 03.09.1988, 3556 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat H-4 in Beilage 6)

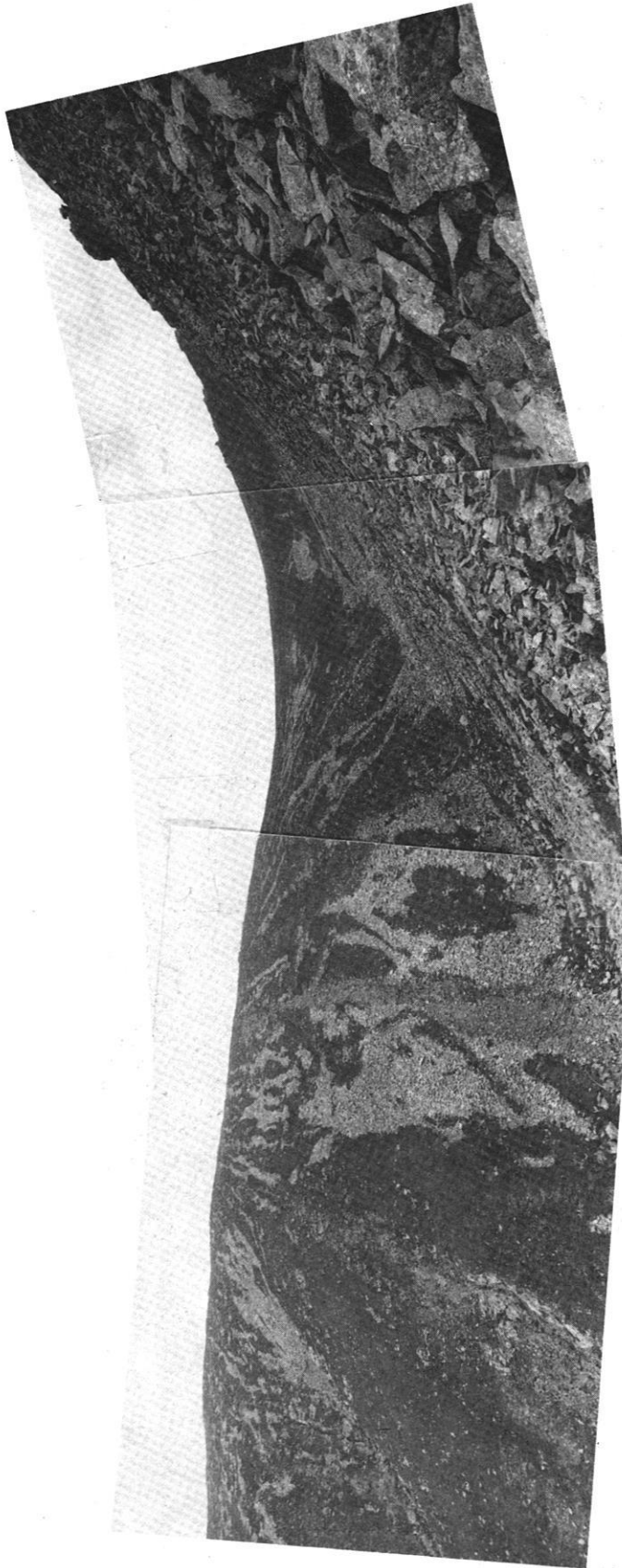


Photo 34: S-Exponierter Hang mit Lössdecke und Blockstraßen. In der Bildmitte ist eine Murbahn zu erkennen. Rechts im Bild Blockschutthalde eines N-exponierten Glatthangs, wegen der intensiven Frostschuttproduktion wird die Bildung der Lössdecke unterdrückt. (Aufnahme: 09.09.1988, 3240 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat E-6 in Beilage 6)

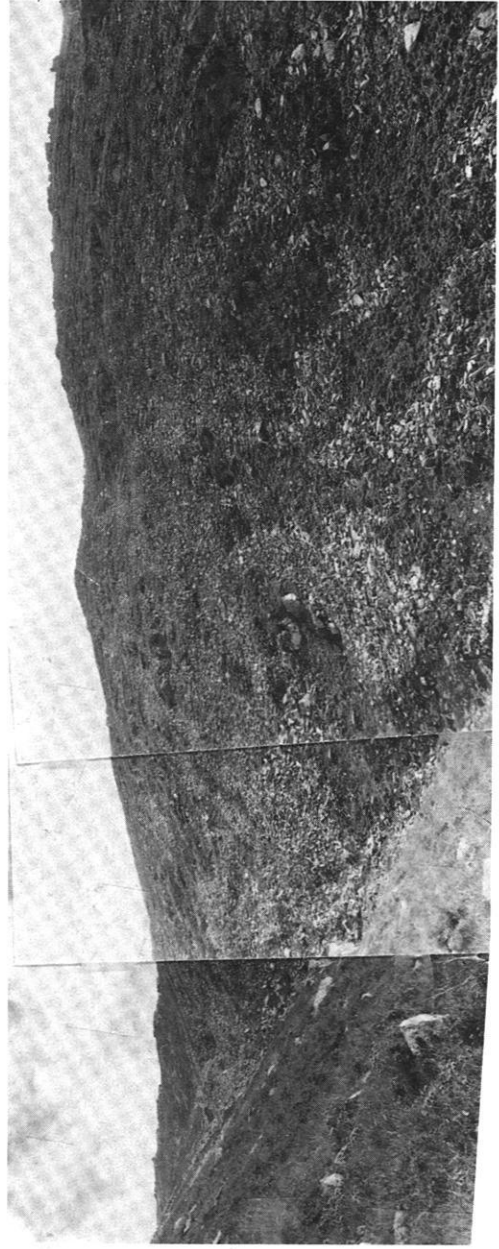


Photo 35: Frostschuttloben auf einem N-exponierten Hang im Übergang von ungebundener zu halb gebundener Gelsolifluktion. (Aufnahme: 09.09.1988, 3240 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat E-6 in Beilage 6)



Photo 36: Blockstraße auf S-exponiertem Hang im Talschluß des Halawu Nan Gou. Zum Größenvergleich ist links unten eine Person zu erkennen. Vertikaldistanz ca. 300 m. (Aufnahme: 09.09.1988, 3260 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat E-6 in Beilage 6)



Photo 37: Nahaufnahme von rezentem Frostschutt einer Blockstraße. (Aufnahme: 09.09.1988, 3270 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat E-6 in Beilage 6)



Photo 38: Steilrelief mit Murbahn und vorzeitlichem Murkegel im Halawu Nan Gou. Vertikaldistanz vom Talboden zur Kammlinie ca. 550 m. Der Pfeil gibt den Bildausschnitt von Photo 39 an. (Aufnahme: 07.09.1988, 3210 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat D-8 in Beilage 6, Blick NE)

Photo 39: Teleaufnahme eines vorzeitlichen Murkegels, der rezent fluvial erodiert wird. Zur Gesamtsituation s. Photo 38. Der Pfeil gibt den Bildausschnitt von Photo 40 an. (Aufnahme: 07.09.1988, 3210 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat D-8 in Beilage 6, Blick NE)



Photo 40: Das Profil des vorzeitlichen Murkegels (s. Photo 39) zeigt im inneren Aufbau Merkmale eines glazigenen Diamiktits. (Aufnahme: 10.09.1988, 2850 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat E-7 in Beilage 6, Blick W)



Photo 41: Blick von der Rückwand zum Karboden des Hochtalkars Cha Gou. Vertikaldistanz zum Karboden 340 m. Im Bildvordergrund massenhaftes Auftreten von *Caragana jubata*, der Charakterart der Zwergstrauchformation der feuchten Mattenstufe. (Aufnahme: 16.09.1987, 3340 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat F-5 in Beilage 6, Blick NW)



Photo 42: Blick zum großen karförmigen Talschluß des Bian Qu Zi Gou (Vgl. Abb. 30) und zum Gipfel Ebege da (Bildmitte). (Aufnahme: 29.08.1988, 3357 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat N-6 in Beilage 6, Blick SE)

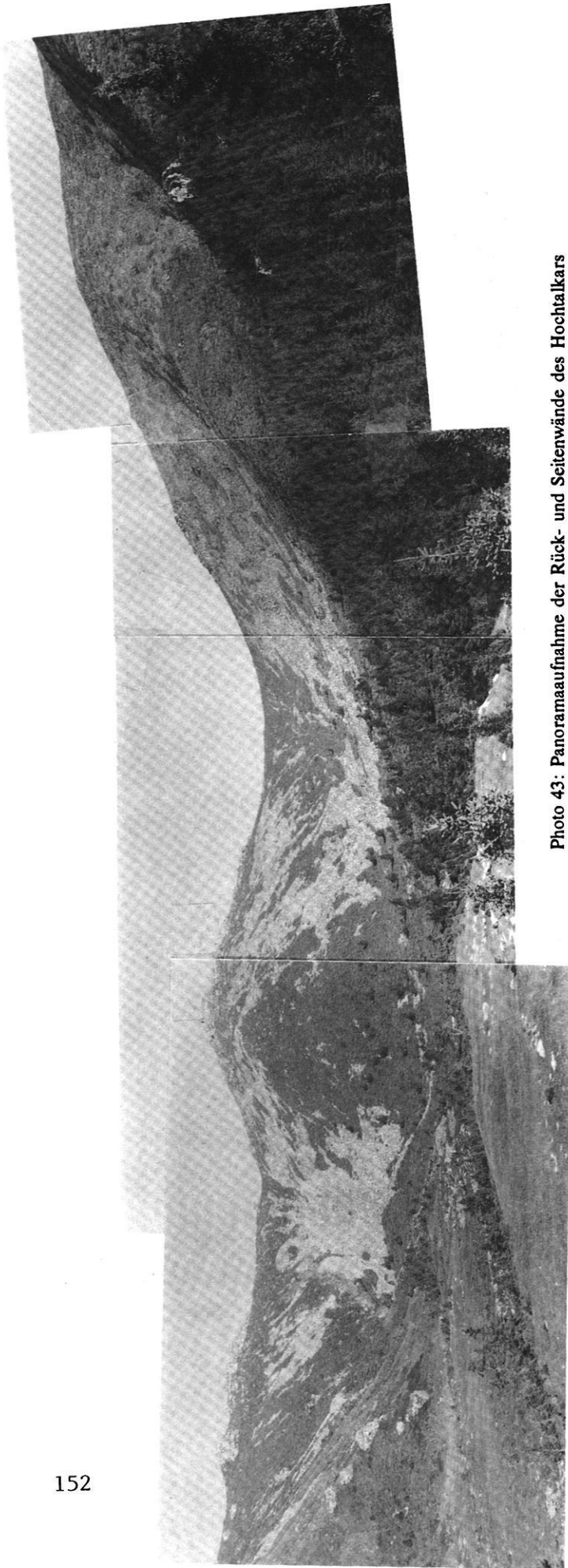


Photo 43: Panoramaaufnahme der Rück- und Seitenwände des Hochtalkars Cha Gou. Die Blockmeere an den Hängen (Hangneigung 30°) sind ein typisches Formenelement der periglazialen Höhenstufe. Die Dimensionen rezenter Murgänge und Murkegel sind links im Bild zu sehen. In die NNE-exponierte Seitenwand (rechts im Bild) haben sich Nivationstrichter eingetieft. (Aufnahme: 02.09.1988, 3000 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat G-6 in Beilage 6, Blick E)

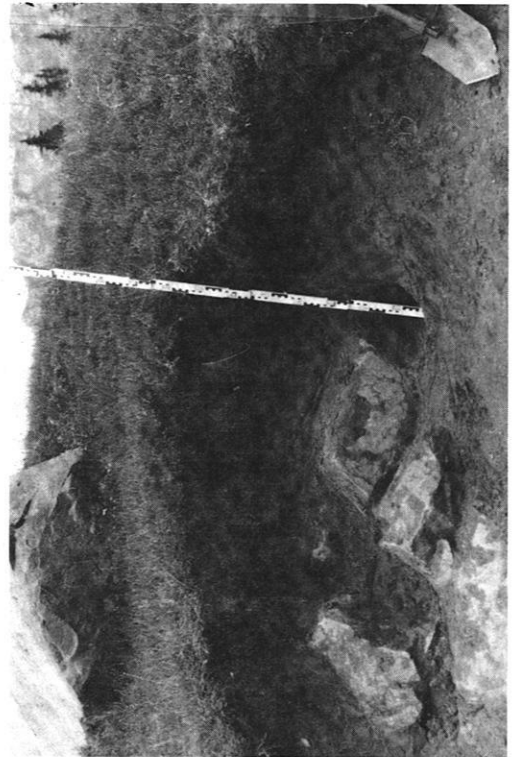


Photo 44: Grabung am Ausgang des Hochtalkars Cha Gou. Eine ca. 80 cm mächtige Lössschicht bedeckt die Blockschuttmassen, die den Karboden vollständig auskleiden. An der Basis des Zollstocks wurde die Lössprobe TL 1 aus 80 cm Tiefe entnommen (vgl. Abb. 25 in Kap. 3.5). Die Thermolumineszenzdatierung ergab ein Alter von $7,9 \pm 0,6$ ka (s. Kap. 7.3). (Aufnahme: 02.09.1988, 3000 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat G-6 in Beilage 6, Blick N)

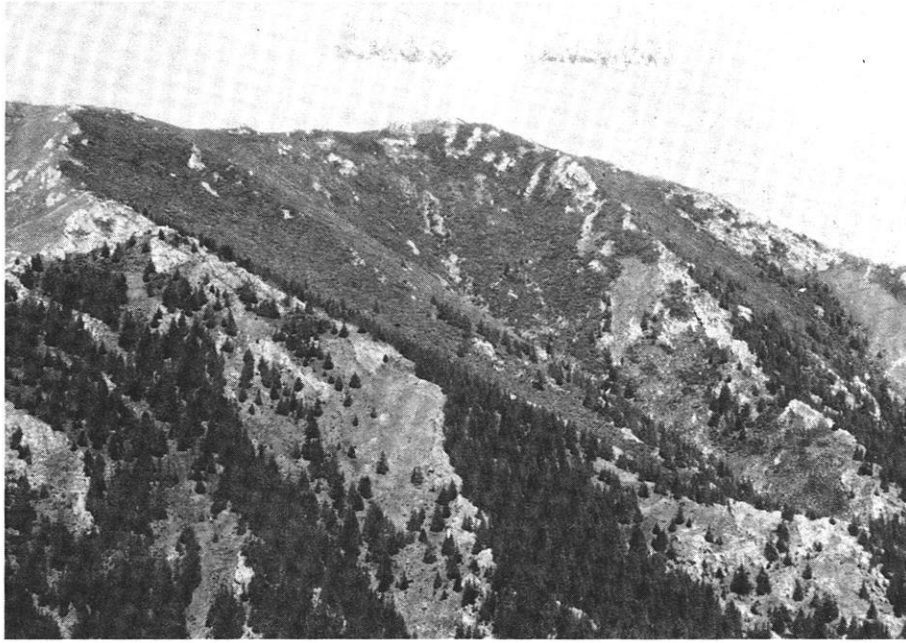


Photo 45: Typischer Breitboden (Formengruppe 3) auf einem E-exponierten Hang im Huang Tu Liang Zi. Die lichte Weite des Breitbodens beträgt 550 m. Vertikaldistanz vom Auslaß zur Begrenzung der oberen Hangpartie ca. 300 m. (Aufnahme: 27.08.1988, 3090 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat O-3 in Beilage 6, Blick NW)



Photo 46: Rezente Hängegletscher des Breitbodentyps im Qilian Shan (39°37'N/97°39'E) in N-Exposition. Vertikaldistanz von 3400 m ü.d.M. bis 5000 m ü.d.M.; Horizontaldistanz 20 km bis 25 km; Höhenlage der Schneegrenze bei ca. 4700 m ü.d.M. (Aufnahme: Dr. F. LEHMKUHL 10.09.1988, 3400 m ü.d.M.; Standort: 39°37'N/97°39'E)

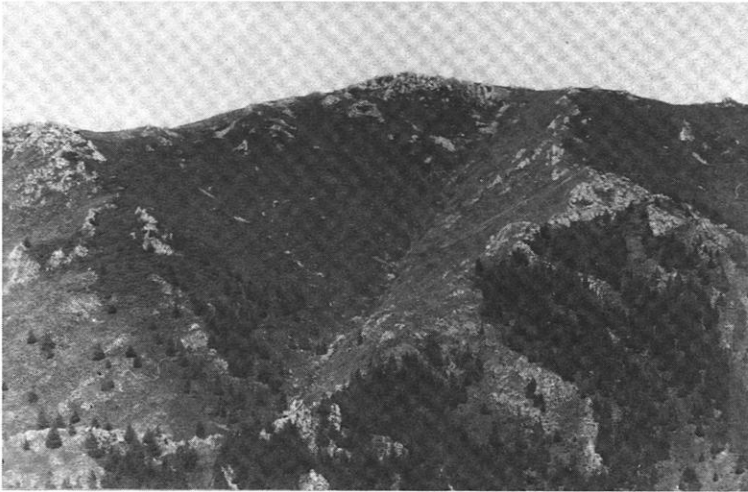


Photo 47: Breitboden im Huang Tu Liang Zi. Aufgrund tektonischer Einflüsse ist nur eine Marginalrinne ausgebildet. (Aufnahme: 27.08.1988, 3090 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat O-3 in Beilage 6, Blick NW)



Photo 48: Blockschuttmassen im Auslaß des Breitbodens von Photo 47. Als Größenvergleich ist im Bildvordergrund eine Person zu erkennen. (Aufnahme: 26.08.1988, 2950 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat P-4 in Beilage 6, Blick NW)



Photo 49: Dammförmiger Diamiktit vor dem Auslaß des Breitbodens im Huang Tu Liang Zi (Vgl. Photo 47). (Aufnahme: 26.08.1988, 2880 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat P-4 in Beilage 6, Blick NW)



Photo 50: Beispiel eines trichterförmigen Karoids (Nivationskar) der Formengruppe 4. Die Erosionsform ist im rechten Winkel zu den nach W (links) einfallenden Gesteinsschichten eingetieft. (Aufnahme: 03.09.1988, 3556 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat H-4 in Beilage 6)



Photo 51: Enger Auslaß des Karoides von Photo 50. Die Oberfläche des anstehenden Gesteins ist wulstförmig ausgeprägt. (Aufnahme: 21.08.1987, 2730 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat L-2 in Beilage 6)



Photo 52: Felsburgen (Tors) an Talhängen des Halawu Nan Gou. (Aufnahme: 25.09.1987, 2900 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat E-8 in Beilage 6, Blick W)



Photo 53: Nivationstrichter auf einem N-exponiertem Hang (Vgl. Erosionsformen E, F und G in Abb. 29). (Aufnahme: 04.09.1988, 3340 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat F-7 in Beilage 6, Blick SW)

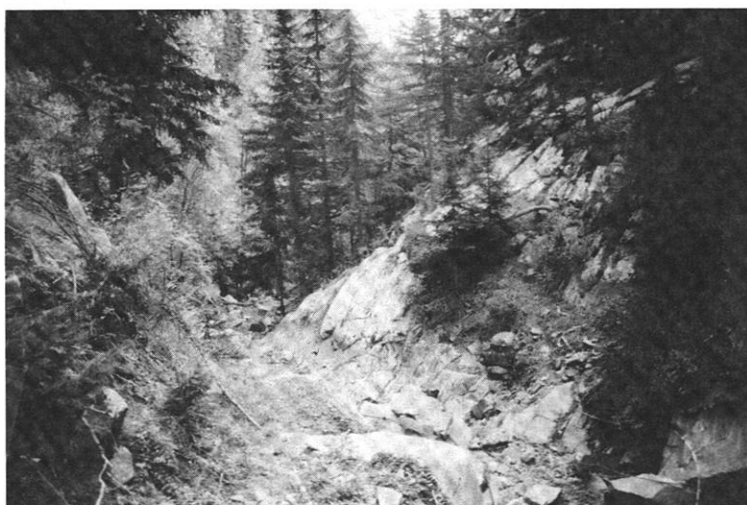


Photo 54: Kerbförmige Durchtransportstrecke unterhalb eines Nivationstrichters. (Aufnahme: 23.09.1988, 2730 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat M-6 in Beilage 6)



Photo 55: Aufgeschlossener Nivationskegel im Bian Qu Zi Gou. (Aufnahme: 05.09.1987, 2770 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat I-4 in Beilage 6)

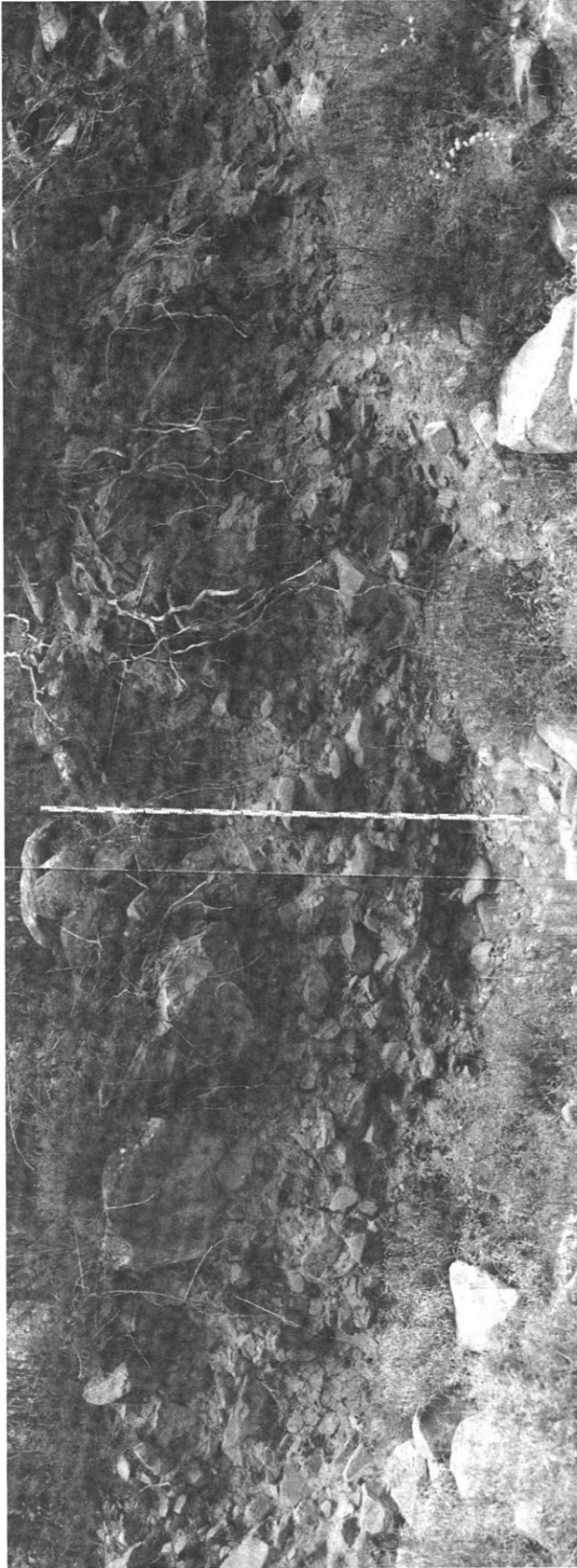


Photo 56: Aufschluß eines Diamiktits im Halawu Bei Gou. (Aufnahme: 23.09.1987, 2610 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat L-5 in Beilage 6, Blick NW)



Photo 57: Hangschutt über Blockanreicherung an der Talflanke des Da Guan Gou. Der Pfeil markiert die Entnahmestelle der Probe Hv 15988, deren ¹⁴C-Datierung ein Alter von 3085 ± 130 Jahre v.h. ergab (Kap. 4.2.2.2). Aus der gleichen Schicht wurde die Probe 103 entnommen. (Aufnahme: 26.08.1987, 2640 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat K-6 in Beilage 6)



Photo 58: Blick talabwärts über den Blockstrom im östlichen Seitenast des Cha Gou. (Aufnahme: 05.09.1988, 2660 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat H-7 in Beilage 6, Blick NW)



Photo 59: Profil des Blockstroms im Bian Qu Zi Gou. (Aufnahme: 22.09.1988, 2770 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat J-5 in Beilage 6, Blick W)



Photo 60: Blick auf den Ansatzpunkt der oberen Terrasse am Gebirgsrand. Die der oberen Terrasse aufgesetzten kleineren Schotterkegel des mittleren Stadiums weisen eine Neigung von 15° auf. Im Bildmittelgrund ein Wasserreservoir. (Aufnahme: 07.09.1987, 2240 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat K-13 in Beilage 6, Blick S)

Photo 61: Blick von der Böschung der oberen Terrasse nach Osten auf den Talausgang des Halawu Bei Gou. Die Vertikaldistanz bis zum rezenten Gerinnebett beträgt 75 m. (Aufnahme: 30.09.1987, 1920 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat L-18 in Beilage 6, Blick W)



Photo 62: Gesamtansicht der oberen Terrasse mit der markanten Hohlkehle. (Aufnahme: 04.10.1987, 1765 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat Q-16 in Beilage 6, Blick N)

Photo 63: Blick auf die Oberkruste des Kalkkrustenprofils der oberen Terrasse. Unmittelbar rechts neben dem Hammer wurde die Probe Hv 15983 entnommen. (Aufnahme: 30.09.1987, 1890 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat L-19 in Beilage 6, Blick W)





Photo 65: Nahaufnahme der dicht zementierten Oberkruste. (Aufnahme: 03.10.1988, 1760 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat Q-16 in Beilage 6)

Photo 64: Die Hohlkehle der oberen Terrasse markiert den Übergang von der Oberkruste zur Unterkruste. (Aufnahme: 03.10.1988, 1760 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat Q-16 in Beilage 6)



Photo 67: Grenzfläche zwischen der Basis des Schotterkörpers und der liegenden Grundmasse. (Aufnahme: 30.09.1987, 1860 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat L-19 in Beilage 6)



Photo 66: Schotterkörper der oberen Terrasse. (Aufnahme: 04.10.1987, 1765 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat L-19 in Beilage 6)



Photo 68: Liegende Grundmasse der oberen Terrasse. Sie besteht aus schwach verfestigten schluffigen Sandsteinen der Oberkreide. (Aufnahme: 30.09.1987, 1860 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat L-19 in Beilage 6)

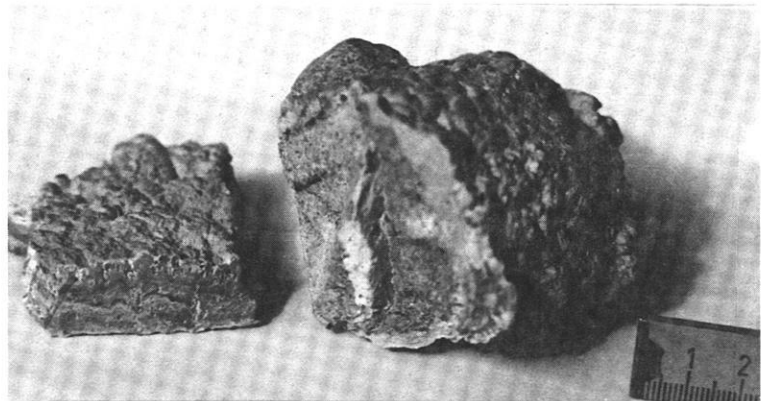


Photo 69: Handstücke mit Lamellenkrusten. Der Dünnschliff von Photo 70 stammt aus dem linken Handstück.

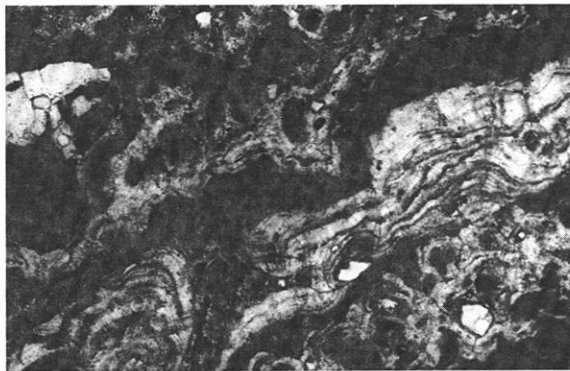


Photo 70: Dünnschliff einer Lamellenkruste. Der interne Aufbau besteht aus einzelnen Calcitlagen mit Einlagerungen von Sandkörnern. (Vergr. 50fach, gekr. Nichols).

Photo 71: Stark verwitterte Schotter der oberen Terrasse. (Aufnahme: 03.10.1988, 1520 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat N-27 in Beilage 6)





Photo 72: Akkumulation von kantengerundeten und gerundeten Blöcken (Durchmesser 50 cm bis 100 cm). Der 3 m hohe und ca. 60 m lange, drumlinartige Akkumulationskörper befindet sich in 3 km Entfernung vom Talausgang des Halawu Bei Gou. (Aufnahme: 04.10.1987, 1973 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat J-16 in Beilage 6)



Photo 73: Basis des Schotterkörpers der oberen Terrasse am Standort 206. Der Aufschluß ist identisch mit dem Stichprobenbereich der Grobsedimentanalyse S 206 in Abb. 37. (Aufnahme: 28.09.1988, 1750 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat E-21 in Beilage 6)

Photo 74: Blick von der sandbedeckten Böschung der unteren Terrasse nach ESE. (Aufnahme: 05.10.1988, 1350 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat Q-42 in Beilage 5)



Photo 75: Schichtenfolge der unteren Terrasse am Standort 119. Die Probe 36 wurde aus dem Sandhügel auf Top der Terrasse entnommen, während die Probe 37 aus dem rezenten Gerinnebett (Bildvordergrund) stammt. (Aufnahme: 05.10.1988, 1345 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat Q-42 in Beilage 5)

Photo 76: Nahaufnahme von Schicht 1 (Sandlöß) und Schicht 2 (fluviale Ablagerungen) der unteren Terrasse. Der Pfeil markiert die Position der calcifizierten Stengelröhren; vgl. dazu Abb. 39. (Aufnahme: 05.10.1988, 1345 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat Q-42 in Beilage 5)

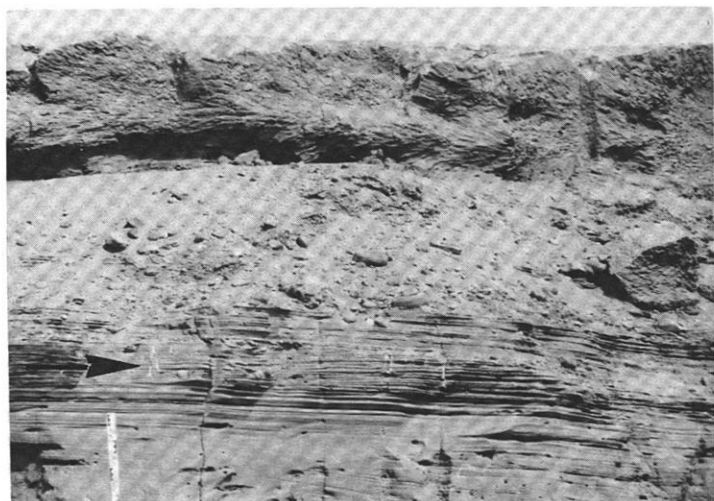




Photo 77: Gesamtsituation des Sandlößprofils Bayin Haote. Die Sohle der Erosionsrinne wird von Schottern bedeckt. (Aufnahme: 04.10.1988, 1560 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat H-26 in Beilage 6)

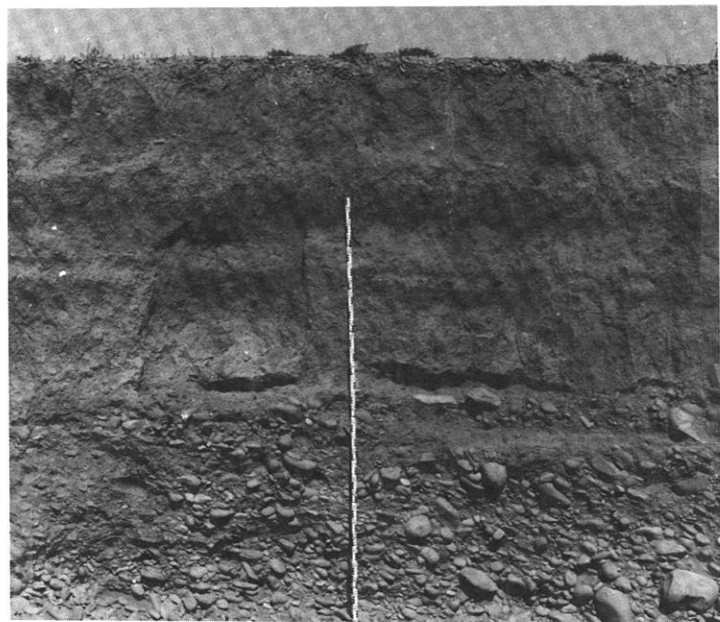


Photo 78: Sandlößprofil Bayin Haote mit oberer und unterer Humuszone. (Aufnahme: 04.10.1988, 1560 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat H-26 in Beilage 6)



Photo 79: Straßeneinschnitt in den Schotterkörper der oberen Terrasse in Bayin Haote. Es handelt sich hier um einen isolierten Rest des Schotterkegels des ältesten Stadiums. Schichtung und Größe der Grobsedimente ähneln den Verhältnissen des Brunnenprofils Bayin Haote (Abb. 42 in Kap. 4.3.2.2) (Aufnahme: 09.10.1987, 1580 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat I-27 in Beilage 6)

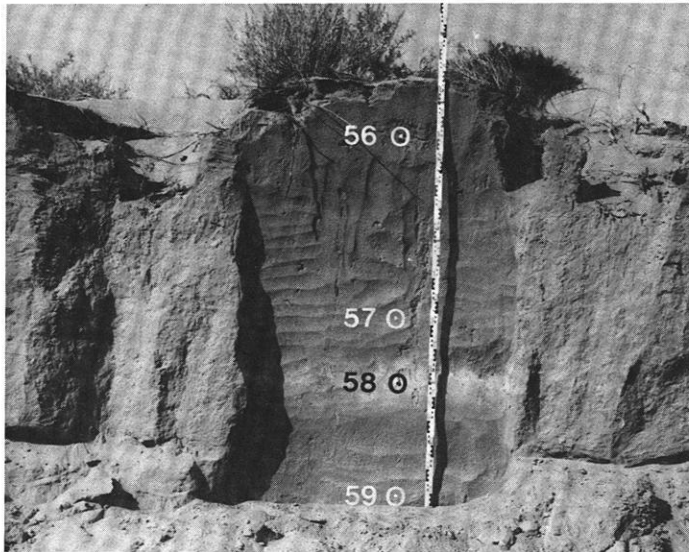


Photo 80: Aufschluß am Standort 202 und Entnahmestellen der Proben 56, 57 und 59 für die Schwermineralanalyse. Unter den rezenten äolischen Sanden (0 cm bis 55 cm) folgt bis 140 cm unter Gelände Sandlöß. Die weiße Schicht (120 cm bis 140 cm) weist auf Kalkanreicherung hin. Ab 140 cm folgen äolische Sande. (Aufnahme: 08.10.1987, 1400 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat I-38 in Beilage 5)

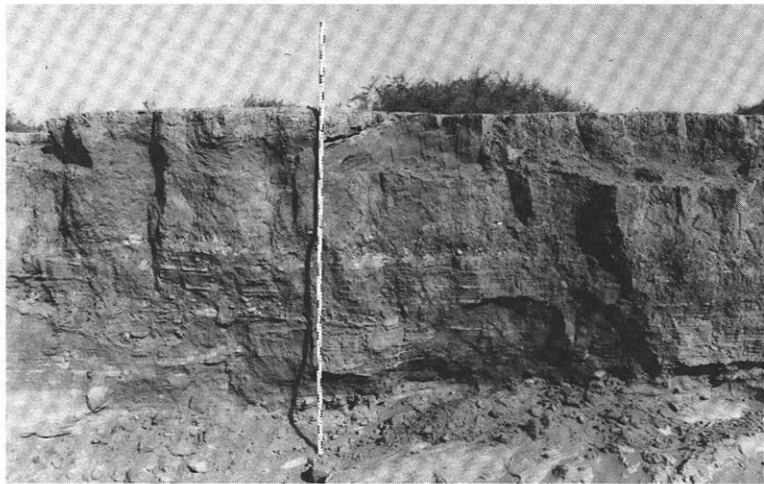


Photo 81: Aufschluß in einer 2 m tiefen Erosionsrinne bei Xiligaole. Die Schichtenfolge ist in Kap. 4.3.1.4 beschrieben (Abb. 40). (Aufnahme: 06.10.1987, 1310 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat X-51 in Beilage 5)



Photo 82: Schotter von der Basis des Profils Xiligaole belegen einen vorzeitlichen Transport fluvialer Grobsedimente bis in 60 km Entfernung vom Gebirgsrand des Helan Shan. Der größte Schotter mißt 28 cm x 16 cm x 8 cm. (Aufnahme: 06.10.1987, 1310 m ü.d.M.; Standort: Planquadrat X-51 in Beilage 5)

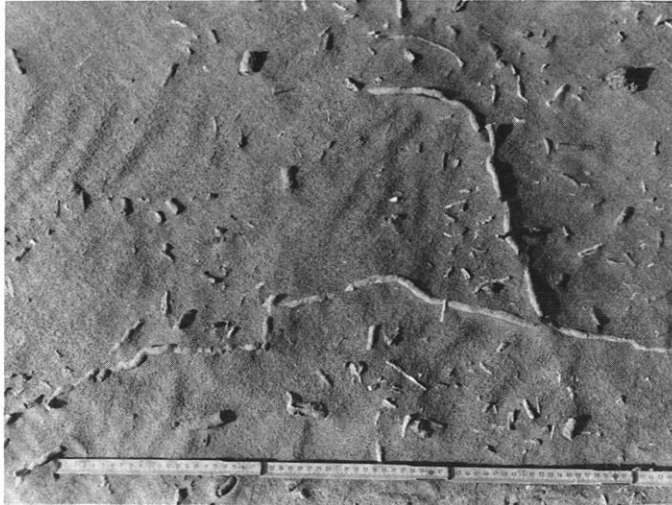


Photo 83: Fundsituation der calcifizierten Stengel- und Wurzelröhren am Ostrand der Tengger Wüste. Die Radiokarbondatierung ergab ein ^{14}C -Alter von 5945 ± 105 J.v.h. (Probe Hv 15980). (Aufnahme: 07.10.1987, 1320 m ü.d.M.; Standort S 198: Planquadrat C-54 in Beilage 5)

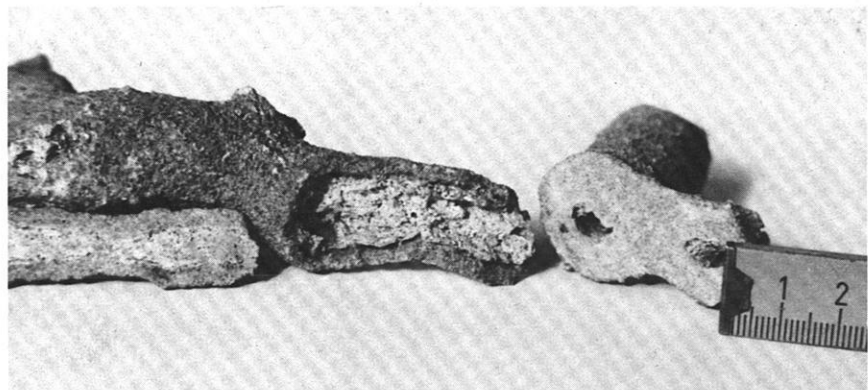


Photo 84: Calcifizierte Stengelröhren im Längsschnitt (links) und Querschnitt (rechts). Die Stengelröhre (mitte) zeigt deutlich eine Zweiteilung in eine gelbbraune Kruste mit hohem Sandanteil und in die weißen Calcitausfällungen des inneren Bereiches.



Photo 85: Dünnschliff der quer geschnittenen Stengelröhre von Photo 84. Die rechte Bildhälfte zeigt die Kruste mit hohem Sandanteil, während das Innere der Stengelröhre von Calcitausfällungen eingenommen wird. (Vergr. 50 fach, gekr. Nichols)

9.2 Liste der bestimmten, vom Verfasser gesammelten Pflanzen

Die Bestimmung des gesammelten Pflanzenmaterials wurde von Frau Prof. LIU Yinxin (Institut für Wüstenforschung in Lanzhou), Herrn Prof. SUN Guoyun (Botanisches Institut der Universität Lanzhou) und Herrn Prof. Dr. SCHOLZ (Botanisches Museum Berlin) dankenswerterweise durchgeführt. Die mit *) gekennzeichneten Arten sind zwar aus der Inneren Mongolei bekannt (Vegetation in Inner Mongolia 1985) wurden jedoch vom Autor erstmalig im Helan Shan nachgewiesen. Die mit **) bezeichneten Arten sind weder in der Flora des Helan Shan (ZHAO Yi-Zhi 1987) noch in der Flora der Inneren Mongolei nachgewiesen. Hierbei handelt es sich um Erstfunde des Autors.

GYMNOSPERMAE

PINACEAE

Picea crassifolia KOM.

CUPRESSACEAE

Juniperus rigida SIEB. et ZUCC.

EPHEDRACEAE

Ephedra equisetina BUNGE

ANGIOSPERMAE

DICOTYLEDONAE

SALICACEAE

Populus davidiana DODE
Salix cupularis REHD. var. *lasiogyne* REHD.

ULMACEAE

Ulmus glaucescens FRANCH.

POLYGONACEAE

Polygonum viviparum L.

CARYOPHYLLACEAE

Arenaria meyeri FENZL.
Cerastium arvense L. *)
Dianthus superbus L.
Silene repens PATR.

RANUNCULACEAE

Delphinium alboceruleum MAXIM. var. *przewalskii* (HUTH) W.T. WANG
Halerpestes tricupis (MAXIM.) HAND.-MAZZ. **)

DROSERACEAE

Rhodiola dumulosa (FRANCH.) S.H. FU

ROSACEAE

Potentilla fruticosa L.
Potentilla glabra LODD. var. *mandschurica* (MAXIM.) HAND.-MAZZ.
Potentilla nivea L.
Sanguisorba alpina BUNGE
Sibbaldia adpressa BUNGE
Spiraea aquilegifolia PALL.

PAPILIONACEAE

Caragana jubata (PALL.) POIR.
Oxytropis deflexa (PALL.) DC.

COMPOSITAE

Dendratherema zawadskii var. *latiloba* (MAXIM.) H.C. FU
Erigeron elongatum LEDEB.
Leontopodium leontopodioides (WILLD.) BEAUV.
L. nanum (HOOK f. et THOMS.) HAND. - MAZZ.
Saussurea graminea DUNN.
Senecio atractylidifolius LING.

UMBELLIFERAE

Carum carvi L.

GENTIANACEAE

Gentiana macrophylla PALL.

Gentianella falcata (TURCZ.) H.SM. *)

Gentianella spec. (ex aff. *G. falcata* (TURCZ.) H. SM.)

BORAGINACEAE

Eritrichium rupestre BUNGE

LABIATAE

Dracocephalum heterophyllum BENTH.

MONOCOTYLEDONAE

GRAMINEAE

Achnatherum inebrians (HANCE) KENG

Calamagrostis epigeios (L.) ROTH. *)

Cleistogenes chinensis (MAXIM.) KENG. *)

Elymus atratus (NEVSKI.) **)

E. cylindricus (FRANCH.) HONDA

E. nutans GRIEB.

E. sibiricus (L.) NEVSKI

Helictotrichon tibeticum (ROSHEV.) KENG f. *)

Melica scabrosa (TRIN.)

Pennisetum centrasiaticum TZVEL. *)

Poa arctica R.BR.

P. elanata KENG. et TZVEL.

P. oligophylla KENG.

P. paucifolia KENG.

Ptilagrostis mongolica (TURCZ.) GRISEB.

Roegneria dura (KENG.) KENG. *)

R. parvigluma KENG. *)

Stipa krylovii ROSHEV.

S. regeliana HACKEL *)

Trisetum spicatum (L.) subsp. *mongolicum* HULTEN *)

CYPERACEAE

Kobresia pygmaea C.B. CLARKE

Kobresia spec.

LILIACEAE

Allium cyaneum REGEL.

9.3 Klimadaten und Klimadiagramme

Tab. 21: Verzeichnis ausgewählter meteorologischer Stationen in einem Umkreis von ca. 500 km um den Helan Shan. Die mit *) gekennzeichneten Daten sind dem Werk von DOMRÖS & PENG (1988) entnommen worden. Weitere Angaben s. Beilage 5.

NR.	STATION	GEOGR. KOORDINATEN	HOEHE	MESSZEITRAUM	ANM.
1)	Bayin Haote	38° 50' N 105° 40' E	1.561,4 m	1953 - 1980	CO (1)
2)	Helan Shan	38° 46' N 105° 54' E	2.901,0 m	1962 - 1980	RS (2)
3)	Yinchuan	38° 29' N 106° 13' E	1.111,5 m	1951 - 1980	CO (1)
4)	Zhuan BieLi	39° 14' N 106° 10' E	1.565,2 m	1961 - 1970	RS (1)
5)	Taole	38° 49' N 106° 41' E	1.106,6 m	1959 - 1980	RS (1)
6)	Pingluo	38° 55' N 106° 33' E	1.099,0 m	1960 - 1980	RS (1)
7)	Yongning	38° 14' N 106° 15' E	1.116,7 m	1951 - 1980	RS (1)
8)	Xiligaole	39° 05' N 105° 23' E	1.226,0 m	1961 - 1970	RS (1)
9)	Gilantai	39° 47' N 105° 45' E	1.031,8 m	1955 - 1980	CO (4)
10)	Shizuishan	39° 11' N 106° 46' E	1.091,0 m	1957 - 1980	CO (1)
11)	Zhongwei	37° 32' N 105° 11' E	1.225,7 m	1959 - 1980	RS (1)
12)	Tudaohou	38° 03' N 105° 08' E	1.342,0 m	1962 - 1980	RS (4)
13)	Zahanzi	38° 23' N 104° 50' E	1.322,2 m	1961 - 1970	RS (1)
14)	Minqin*)	38° 38' N 103° 05' E	1.367,0 m	1951 - 1980	RS (D 254)
15)	Yabrai	39° 18' N 102° 42' E	1.240,0 m	1957 - 1980	RS (4)
16)	Bayan Nur	40° 09' N 104° 43' E	1.315,7 m	1961 - 1970	CO (4)
17)	Bayan Mod*)	40° 45' N 104° 30' E	1.328,1 m	1951 - 1980	CO (D 252)
18)	Sankoching	40° 44' N 105° 23' E	1.202,0 m	1961 - 1970	RS (1)
19)	Ongt Gol	41° 22' N 102° 22' E	960,0 m	1960 - 1980	RS (4)
20)	Haya	41° 43' N 104° 00' E	953,5 m	1961 - 1970	CO (1)
21)	Dalan Dsadagad	43° 35' N 104° 25' E	1.470,0 m	1950 - 1959	RS (3)
22)	Suhai Obo	40° 18' N 106° 24' E	1.041,0 m	1961 - 1970	RS (1)
23)	Haliut*)	41° 40' N 108° 48' E	1.288,2 m	1951 - 1980	RS (D 57)
24)	Bailingmiao*)	41° 42' N 110° 26' E	1.375,9 m	1951 - 1980	CO (D 56)
25)	Yulin*)	38° 14' N 109° 42' E	1.057,5 m	1951 - 1980	CO (D 68)
26)	Yanchi	37° 47' N 107° 24' E	1.347,8 m	1961 - 1970	RS (1)
27)	Zhongning	37° 29' N 105° 40' E	1.183,3 m	1953 - 1980	RS (1)
28)	Tianzhu*)	37° 12' N 102° 52' E	3.045,1 m	1951 - 1980	RS (D 255)

NR.	STATION	GEOGR. KOORDINATEN		HOEHE	MESSZEITRAUM	ANM.
29)	Xiachengbu	37° 10' N	107° 07' E	1.712,0 m	1961 - 1970	RS (1)
30)	Tongxin	36° 59' N	105° 55' E	1.343,9 m	1961 - 1970	CO (1)
31)	Xingrenbu	36° 56' N	105° 15' E	1.697,8 m	1961 - 1970	RS (1)
32)	Yuwang	36° 49' N	106° 27' E	1.532,6 m	1961 - 1970	RS (1)
33)	Xining*)	36° 35' N	101° 55' E	2.261,2 m	1951 - 1980	CO (D 256)
34)	Haiyuan	36° 34' N	105° 39' E	1.853,7 m	1961 - 1970	RS (1)
35)	Yanan*)	36° 36' N	109° 30' E	957,6 m	1951 - 1980	CO (D 81)
36)	Lanzhou*)	36° 03' N	103° 53' E	1.517,2 m	1951 - 1980	CO (D 247)
37)	Xiji	35° 58' N	105° 46' E	1.901,1 m	1961 - 1970	CO (1)
38)	Guyuan	36° 00' N	106° 16' E	1.753,2 m	1961 - 1970	RS (1)
39)	Xifengzhen*)	35° 44' N	107° 38' E	1.421,9 m	1951 - 1980	RS (D 98)
40)	Longde	35° 37' N	106° 06' E	2.111,9 m	1961 - 1970	RS (1)
41)	Pingliang*)	35° 33' N	106° 40' E	1.346,6 m	1951 - 1980	RS (D 99)
42)	Liupan Shan	35° 29' N	106° 19' E	1.941,2 m	1961 - 1970	RS (1)
43)	Tongwei*)	35° 23' N	105° 00' E	2.450,6 m	1951 - 1980	RS (D 100)
44)	Yuncheng*)	35° 02' N	111° 00' E	367,8 m	1951 - 1980	CO (D 94)
45)	Tianshui*)	34° 35' N	105° 45' E	1.131,7 m	1951 - 1980	RS (D 97)
46)	Hua Shan*)	34° 29' N	110° 05' E	2.064,9 m	1951 - 1980	RS (D 93)
47)	Baoji*)	34° 21' N	107° 08' E	612,4 m	1951 - 1980	RS (D 96)
48)	Xian*)	34° 18' N	108° 56' E	396,9 m	1951 - 1980	CO (D 95)

Erläuterung:

(1) Daten der Meteorological Administration der Aut. Region Ningxia

(2) Daten der Wetterstation Helan Shan

(3) Daten aus BARTHEL'S (1983: 85-87)

(4) Daten der Meteorological Administration der Provinz Gansu

(D) Daten aus DOMRÖS, M. & PENG, G. (1988) mit Angabe der Stationsnummer

(CO) Climatological Observatory (Klimastation)

(RS) Recording Station (Station zur Messung von Temperatur, Niederschlag und Windverhältnissen)

Tab. 22: Monats- und Jahresmittel der Temperatur [°C] ausgewählter meteorologischer Stationen in einem Umkreis von ca. 500 km um den Helan Shan. Die mit *) gekennzeichneten Daten sind dem Werk von DOMRÖS & PENG (1988) entnommen worden. Weitere Angaben s. Beilage 5.

NR.	STATION	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR	ZEITRAUM
1)	Bayin Haote	-10,0	-6,1	1,8	9,5	15,9	20,6	22,6	20,9	15,3	7,9	-1,1	-8,0	7,5	1953-80
2)	Helan Shan	-14,2	-12,6	-7,1	-0,2	5,8	9,8	11,9	10,9	5,8	0,1	-7,8	-12,3	-0,8	1962-80
3)	Yinchuan	-9,0	-4,8	2,8	10,6	16,9	21,4	23,4	21,6	16,0	9,1	0,9	-6,7	8,5	1951-80
4)	Zhuan Bie Li	-9,9	-7,5	0,6	7,9	15,8	20,1	22,1	20,4	14,2	7,2	-1,9	-8,3	6,7	1961-70
5)	Taole	-10,2	-5,8	2,2	10,2	17,1	21,6	23,7	22,0	16,0	8,7	-0,6	-8,3	8,1	1959-80
6)	Pingluo	-9,2	-5,3	2,4	10,2	16,9	20,9	23,2	21,8	15,8	8,7	0,6	-7,2	8,2	1960-80
7)	Yongning	-8,4	-4,5	3,0	10,8	16,8	20,8	23,1	21,5	15,8	9,2	1,3	-6,1	8,6	1951-80
8)	Xiligaole	-11,9	-8,8	1,1	10,1	18,3	22,2	24,4	22,3	15,7	7,9	-2,4	-11,0	7,3	1961-70
9)	Gilantai	-10,8	-6,7	2,3	10,6	18,2	23,3	25,4	23,4	17,2	8,7	-1,3	-8,7	8,5	1955-80
10)	Shizuishan	-9,4	-5,6	2,3	10,2	16,7	21,3	23,5	21,8	16,0	8,7	0,2	-7,2	8,2	1957-80
11)	Zhongwei	-8,0	-4,3	3,3	10,9	16,5	20,4	22,5	20,9	15,3	9,0	1,0	-6,0	8,4	1959-80
12)	Tudaohou	-10,1	-6,1	2,7	10,5	17,9	22,0	23,9	22,3	16,0	8,3	-1,3	-8,7	8,2	1962-80
13)	Zahanzi	-10,5	-6,7	2,5	10,7	18,1	22,3	24,3	22,5	16,4	8,6	-1,4	-8,9	8,2	1961-70
14)	Minqin*)	-9,6	-5,6	2,1	10,0	16,4	21,0	23,2	21,7	15,7	7,8	-0,9	-7,9	7,8	1951-80
15)	Yabrai	-9,9	-5,8	2,5	11,0	18,0	23,4	25,3	23,7	17,3	8,9	-0,6	-7,9	8,8	1957-80
16)	Bayan Nur	-14,0	-10,3	-0,1	8,4	16,8	21,1	23,1	21,7	14,6	5,9	-4,7	-12,3	5,9	1961-70
17)	Bayan Mod*)	-12,4	-8,3	0,4	8,6	16,5	21,8	23,8	21,9	15,5	7,1	-3,3	-10,7	6,7	1951-80
18)	Sankoching	-15,4	-11,8	0,3	8,7	17,6	22,4	24,1	22,5	15,8	6,5	-4,1	-13,4	6,1	1961-70
19)	Ongt Gol	-11,9	-7,2	1,4	10,8	19,0	24,6	26,4	24,7	17,4	7,9	-1,8	-10,3	8,4	1960-80
20)	Haya	-13,4	-8,0	2,2	10,6	19,1	24,6	26,3	24,6	17,7	8,2	-3,0	-11,3	8,2	1961-70
21)	Dalan Dsada.	-15,4	-12,4	-3,0	5,3	13,2	19,1	22,0	19,5	13,2	4,8	-6,7	-14,0	3,7	1950-59
22)	Suhai Obo	-11,7	-8,0	1,3	9,9	18,7	23,4	25,3	23,5	16,6	8,0	-2,2	-10,7	7,8	1961-70
23)	Haliut*)	-15,2	-11,1	-2,5	6,6	14,3	19,9	21,9	19,9	13,4	4,8	-5,2	-13,4	4,4	1951-80
24)	Bailingmiao*	-15,9	-12,4	-3,7	5,6	13,0	18,4	20,5	18,4	12,1	4,3	-5,5	-13,7	3,4	1951-80
25)	Yulin*)	-10,0	-5,5	2,5	10,2	16,7	21,4	23,4	21,6	15,6	8,7	0,1	-8,0	8,0	1951-80
26)	Yanchi	-9,1	-5,5	2,3	9,6	15,8	20,3	22,2	20,2	14,6	7,8	-0,6	-7,4	7,5	1961-70
27)	Zhongning	-7,6	-3,7	4,3	11,6	17,2	21,1	23,6	21,7	16,3	9,6	1,3	-5,7	9,2	1953-80
28)	Tianzhu*)	-12,2	-10,6	-5,4	0,2	5,1	9,1	11,3	10,4	5,7	0,5	-6,1	-10,1	-0,2	1951-80
29)	Xiachengbu	-8,2	-5,7	1,3	7,8	14,2	18,4	19,9	18,5	12,9	7,3	-0,8	-6,6	6,6	1961-70
30)	Tongxin	-8,9	-4,7	3,4	10,6	16,5	20,8	22,8	20,9	15,3	8,8	-0,2	-6,5	8,2	1961-70

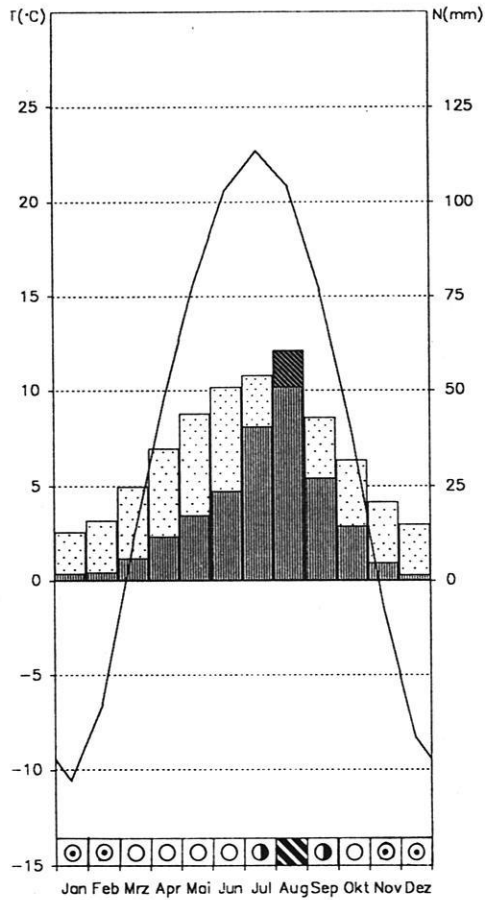
NR.	STATION	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR	ZEITRAUM
31)	Xingrenbu	-10,3	-6,8	1,0	8,5	15,1	18,8	20,8	19,2	13,3	7,1	-2,2	-8,7	6,3	1961-70
32)	Yuwang	-9,6	-6,4	1,6	8,7	15,2	19,1	21,0	19,5	13,4	7,4	-1,5	-8,2	6,7	1961-70
33)	Xining*)	-8,4	-4,9	1,9	7,9	12,0	15,2	17,2	16,5	12,1	6,4	-0,8	-6,7	5,7	1951-80
34)	Haiyuan	-7,0	-4,2	2,0	8,4	14,0	18,1	19,7	18,0	12,9	7,4	-0,3	-5,1	7,0	1961-70
35)	Yanan*)	-6,4	-2,5	4,5	11,4	16,9	21,1	22,9	21,5	15,7	9,7	2,5	-4,5	9,4	1951-80
36)	Lanzhou*)	-6,9	-2,3	5,2	11,8	16,6	20,3	22,2	21,0	15,8	9,4	1,7	-5,5	9,1	1951-80
37)	Xiji	-9,2	-6,1	0,6	6,8	12,0	15,6	17,9	16,5	11,5	5,9	-1,6	-7,7	5,2	1961-70
38)	Guyuan	-8,2	-5,3	1,7	7,9	13,3	17,3	19,0	17,6	12,3	6,7	-0,6	-6,2	6,3	1961-70
39)	Xifengzhen*)	-5,6	-2,9	3,2	9,6	14,6	19,3	20,9	19,6	14,2	8,8	1,9	-4,0	8,3	1951-80
40)	Longde	-8,7	-6,1	0,3	6,5	11,8	14,9	16,9	16,1	11,0	5,8	-1,5	-7,2	5,0	1961-70
41)	Pingliang*)	-5,2	-2,2	3,8	10,1	15,0	19,2	21,0	19,7	14,4	8,8	2,1	-3,5	8,6	1951-80
42)	Liupan Shan	-7,1	-5,0	0,6	6,5	12,5	15,7	17,5	16,6	11,1	6,2	-0,8	-5,5	5,7	1961-70
43)	Tongwei*)	-8,8	-6,7	-1,4	4,3	9,0	13,0	14,9	13,9	9,2	4,0	-2,2	-6,7	3,5	1951-80
44)	Yuncheng*)	-2,1	1,5	8,3	14,8	20,5	26,0	27,3	26,3	20,3	14,2	6,3	-0,4	13,6	1951-80
45)	Tianshui*)	-2,8	0,4	6,4	12,3	16,7	20,7	22,6	21,6	18,2	10,8	4,4	-1,3	10,8	1951-80
46)	Hua Shan*)	-6,7	-4,5	0,6	6,4	11,0	15,5	17,5	16,6	11,7	6,6	0,5	-4,4	5,9	1951-80
47)	Baoji*)	-0,8	2,2	7,8	13,7	18,6	23,9	25,5	24,4	18,4	13,0	6,4	1,1	12,9	1951-80
48)	Xian*)	-1,9	2,1	8,1	14,1	19,1	25,2	26,6	25,5	19,4	13,7	6,6	0,7	13,3	1951-80

Tab. 23: Monats- und Jahresmittel des Niederschlags [mm] ausgewählter meteorologischer Stationen in einem Umkreis von ca. 500 km um den Helan Shan. Die mit *) gekennzeichneten Daten sind dem Werk von DOMRÖS & PENG (1988) entnommen worden. Weitere Angaben s. Beilage 5.

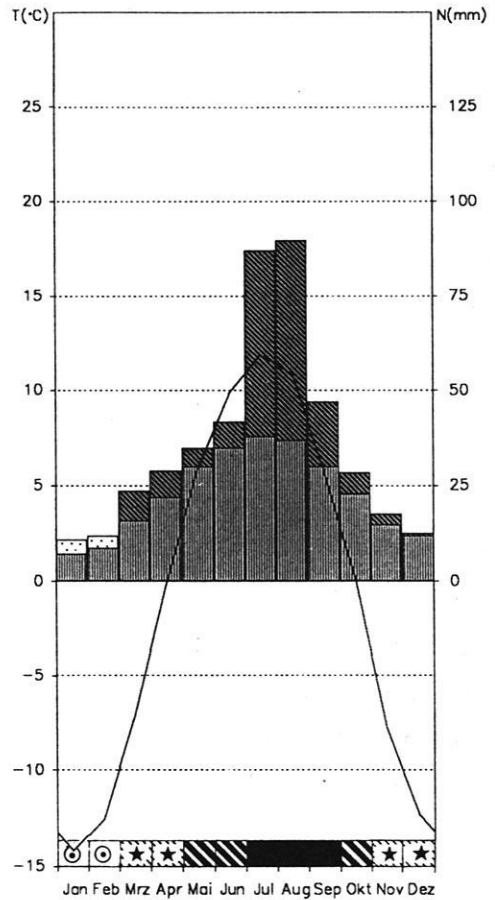
NR.	STATION	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR	ZEITRAUM
1)	Bayin Haote	2	2	6	12	18	24	41	61	27	15	5	2	215	1953-80
2)	Helan Shan	7	9	24	29	35	42	87	90	47	29	18	13	430	1962-80
3)	Yinchuan	1	2	6	12	15	19	44	56	27	14	5	1	202	1951-80
4)	Zhuan Bie Li	1	2	4	15	23	19	24	67	20	8	4	1	188	1961-70
5)	Taole	1	2	5	11	13	16	42	59	24	14	5	,2	192	1959-80
6)	Pingluo	1	1	5	9	13	15	47	53	23	13	5	,2	185	1960-80
7)	Yongning	1	2	6	12	14	18	39	60	29	16	5	1	203	1951-80
8)	Xiligaole	2	1	4	13	18	19	24	48	13	8	3	,2	153	1961-70
9)	Gilantai	1	1	2	6	6	13	29	38	13	6	2	,2	117	1955-80
10)	Shizuishan	1	1	4	7	15	15	42	63	23	9	3	,2	183	1957-80
11)	Zhongwei	1	1	4	9	17	16	34	56	31	13	4	1	187	1959-80
12)	Tudaohou	1	1	4	7	13	15	31	38	30	14	4	1	159	1962-80
13)	Zahanzi	1	1	4	7	17	15	26	50	14	10	2	,1	147	1961-70
14)	Minqin*)	1	1	3	5	8	12	20	37	19	8	2	,4	116	1951-80
15)	Yabrai	,2	,4	2	3	6	7	21	23	13	5	1	,1	82	1957-80
16)	Bayan Nur	1	,1	2	4	11	16	27	25	12	6	2	,1	106	1961-70
17)	Bayan Mod*)	1	1	2	4	7	13	28	28	10	4	2	1	101	1951-80
18)	Sankoching	1	1	2	6	10	24	32	17	7	6	2	,1	108	1961-70
19)	Ongt Gol	,3	,1	1	2	5	6	13	11	6	4	,4	,2	49	1960-80
20)	Haya	1	,4	1	2	4	8	24	14	3	3	2	,3	63	1961-70
21)	Dalan Dsada.	1	2	1	8	12	31	38	42	10	3	2	1	151	1950-59
22)	Suhai Obo	,1	,1	2	6	11	8	24	29	8	5	2	0	95	1961-70
23)	Haliut*)	2	2	4	6	12	25	61	61	21	10	3	1	208	1951-80
24)	Bailingmiao*)	3	3	5	10	15	29	71	72	32	12	5	2	259	1951-80
25)	Yulin*)	3	5	10	24	26	34	97	116	59	27	11	3	415	1951-80
26)	Yanchi	1	3	7	17	24	28	58	83	45	21	8	2	297	1961-70
27)	Zhongning	1	1	4	12	18	21	43	67	36	15	5	1	224	1953-80
28)	Tianzhu*)	2	4	11	21	40	61	91	54	62	18	5	2	371	1951-80
29)	Xiachengbu	2	2	7	19	42	36	90	97	68	30	13	,3	406	1961-70
30)	Tongxin	1	2	7	17	31	18	57	79	58	24	11	1	306	1961-70

NR.	STATION	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR	ZEITRAUM
31)	Xingrenbu	1	1	6	18	27	19	49	83	47	19	6	2	276	1961-70
32)	Yuwang	1	2	7	20	35	25	94	86	68	29	12	1	380	1961-70
33)	Xining*)	1	2	5	20	45	49	81	82	55	25	3	1	369	1951-80
34)	Haiyuan	2	3	12	22	36	37	83	107	76	37	13	1	429	1961-70
35)	Yanan*)	3	6	15	32	45	62	123	118	84	40	16	4	548	1951-80
36)	Lanzhou*)	1	2	8	17	36	33	64	85	49	25	5	1	326	1951-80
37)	Xiji	1	3	10	26	38	45	102	111	90	39	12	1	478	1961-70
38)	Guyuan	2	2	10	31	44	56	116	100	102	41	15	1	520	1961-70
39)	Xifengzhen*)	4	7	16	40	60	55	119	104	93	44	19	4	565	1951-80
40)	Longde	3	5	11	35	48	66	137	106	115	44	15	1	586	1961-70
41)	Pingliang*)	3	4	13	33	48	56	115	104	80	41	14	2	513	1951-80
42)	Liupan Shan	3	5	18	45	65	70	149	101	137	53	23	2	671	1961-70
43)	Tongwei*)	5	7	15	34	54	64	97	106	77	40	12	4	515	1951-80
44)	Yuncheng*)	5	7	22	45	51	111	122	93	80	49	25	4	614	1951-80
45)	Tianshui*)	4	6	16	41	54	67	99	85	93	48	15	3	531	1951-80
46)	Hua Shan*)	15	18	46	77	89	92	170	132	124	88	41	12	904	1951-80
47)	Baoji*)	6	9	25	59	61	57	121	101	123	70	26	4	662	1951-80
48)	Xian*)	8	11	25	52	63	52	99	72	98	62	32	7	581	1951-80

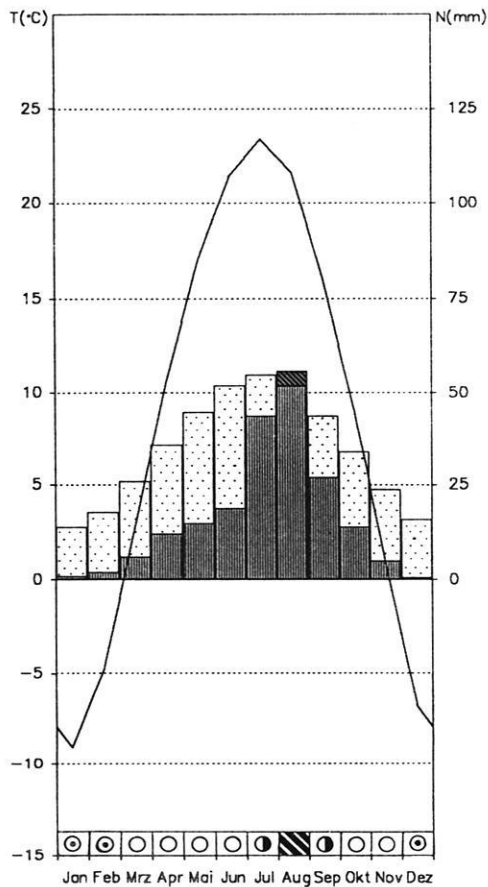
1) Bayin Haote 38°50' N / 105°40' E (1561 m)
7,3 °C (1953 - 1980) 215 mm



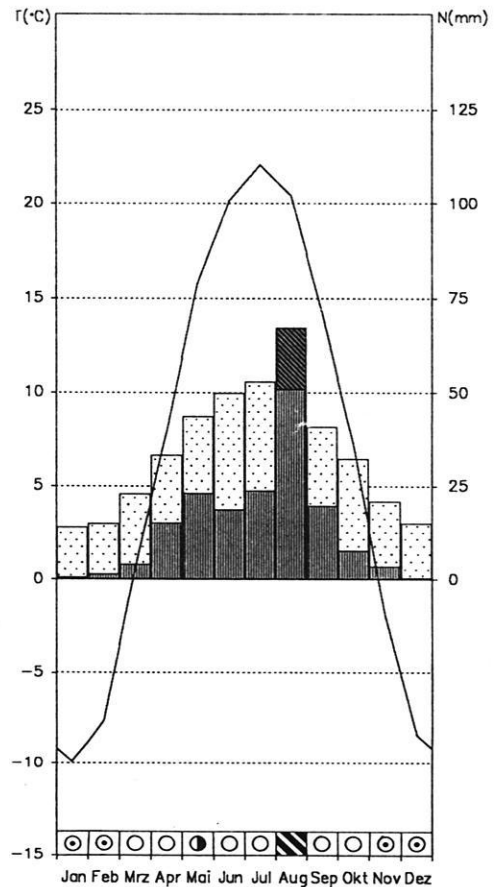
2) Helan Shan 38°46' N / 105°54' E (2901 m)
-0,8 °C (1962 - 1980) 430 mm



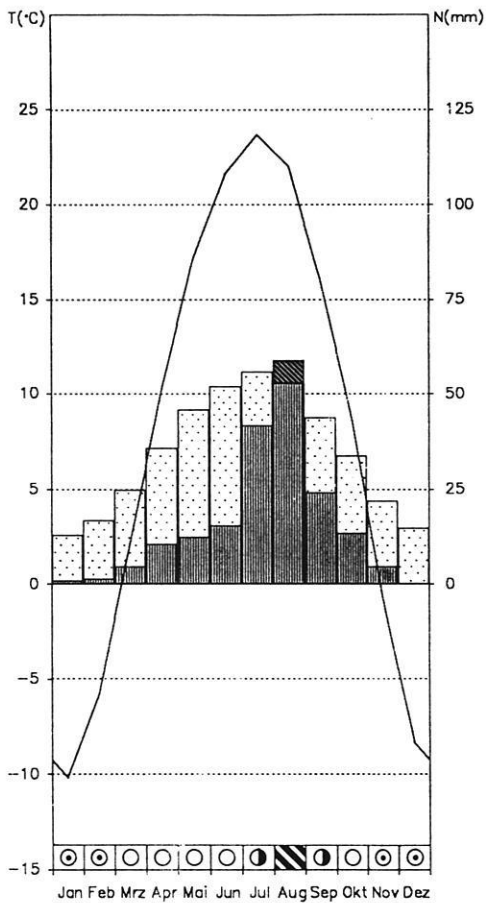
3) Yinchuan 38°29' N / 106°13' E (1111 m)
8,5 °C (1951 - 1980) 202 mm



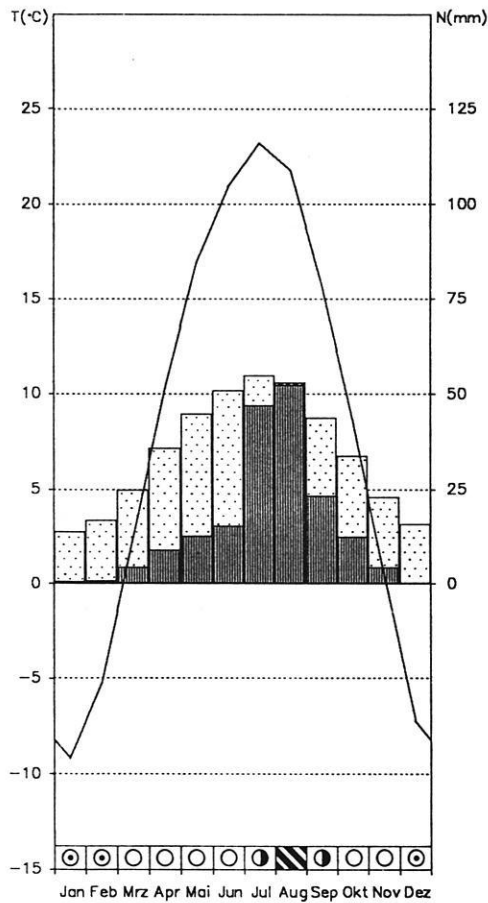
4) Zhuan Bie Li 39°14' N / 106°10' E (1565 m)
6,7 °C (1961 - 1970) 188 mm



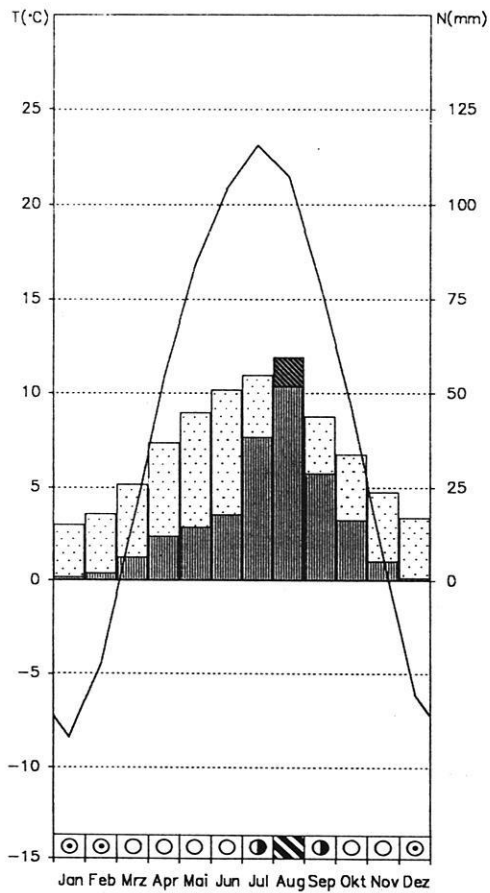
5) Taole 38°49' N / 106°41' E (1107 m)
8,1 °C (1959 - 1980) 192 mm



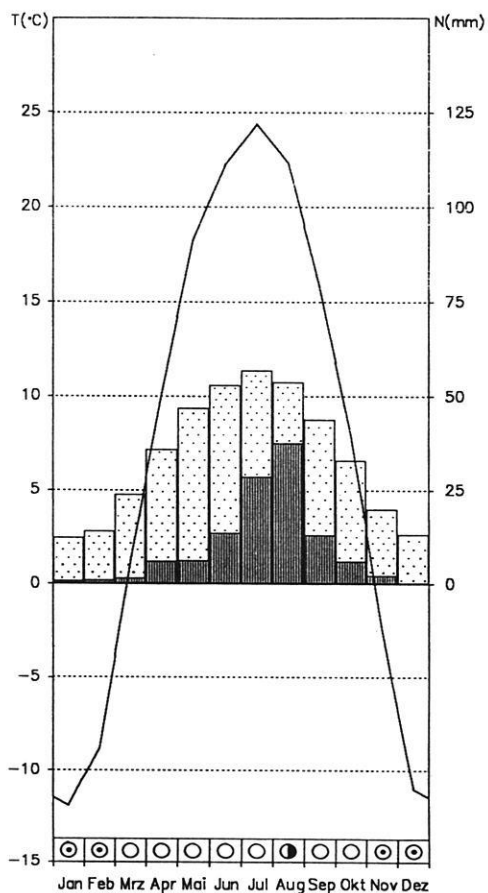
6) Pingluo 38°55' N / 106°33' E (1099 m)
8,2 °C (1960 - 1980) 185 mm



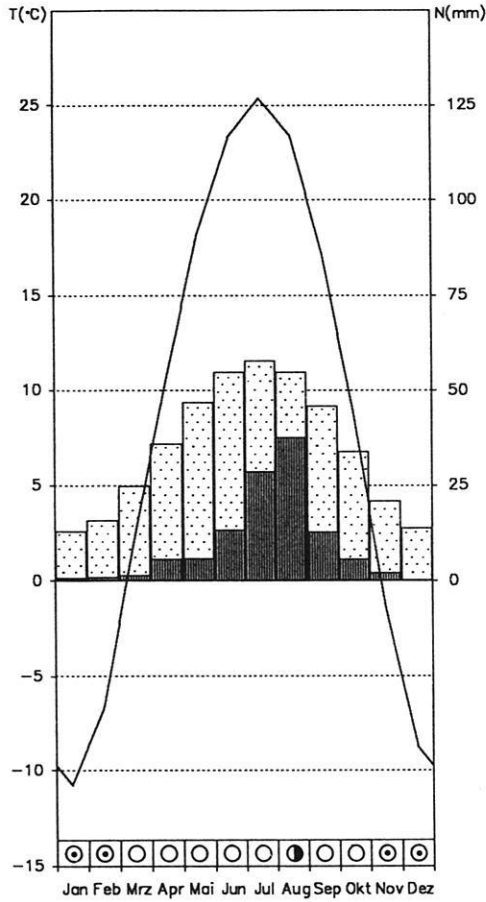
7) Yongning 38°14' N / 106°15' E (1117 m)
8,6 °C (1951 - 1980) 203 mm



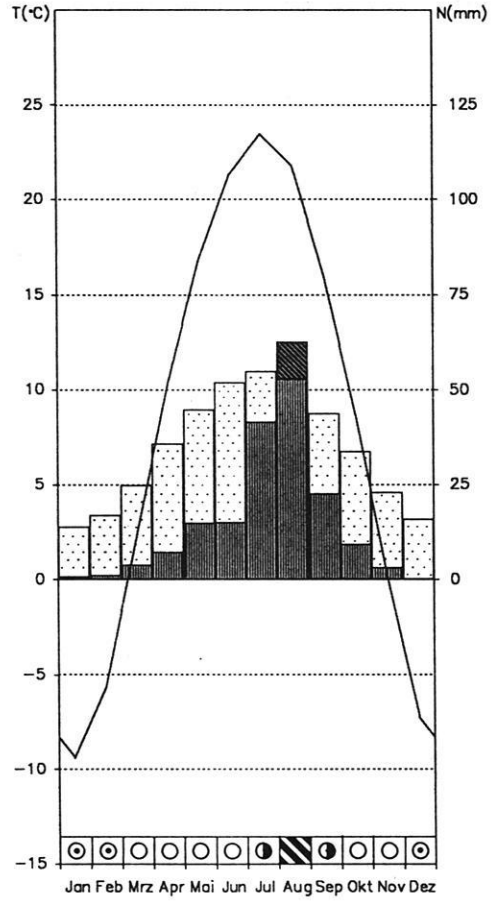
8) Xiligaole 39°05' N / 105°23' E (1226 m)
7,3 °C (1961 - 1970) 153 mm



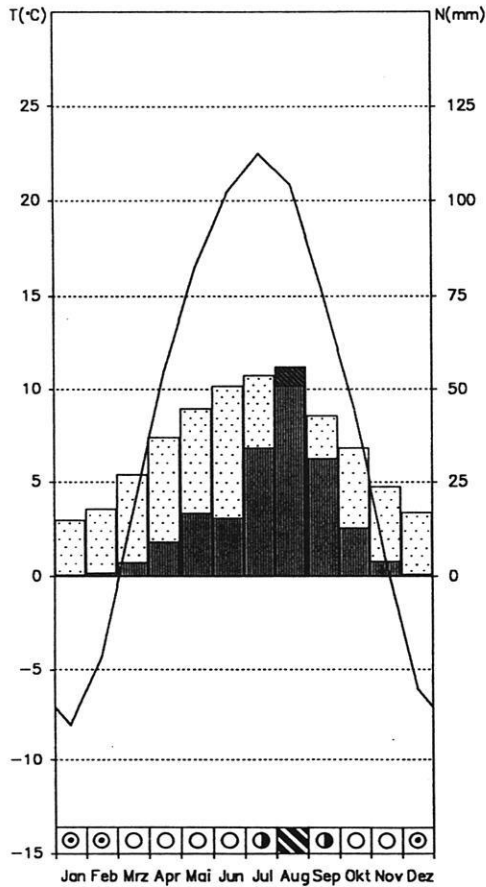
9) Gilantai 39°47' N / 105 45' E (1032 m)
8,5 °C (1955 - 1980) 117 mm



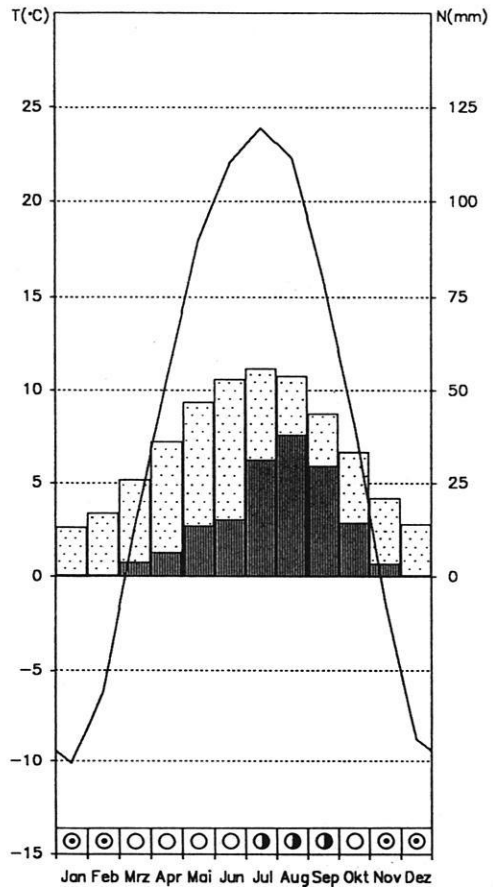
10) Shizuishan 39°11' N / 106°46' E (1091 m)
8,2 °C (1957 - 1980) 183 mm



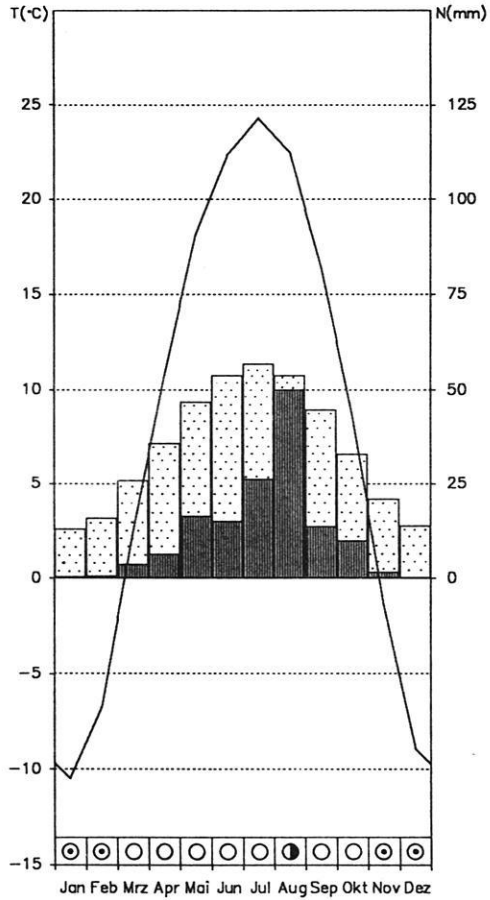
11) Zhongwei 37°32' N / 105°11' E (1226 m)
8,4 °C (1959 - 1980) 187 mm



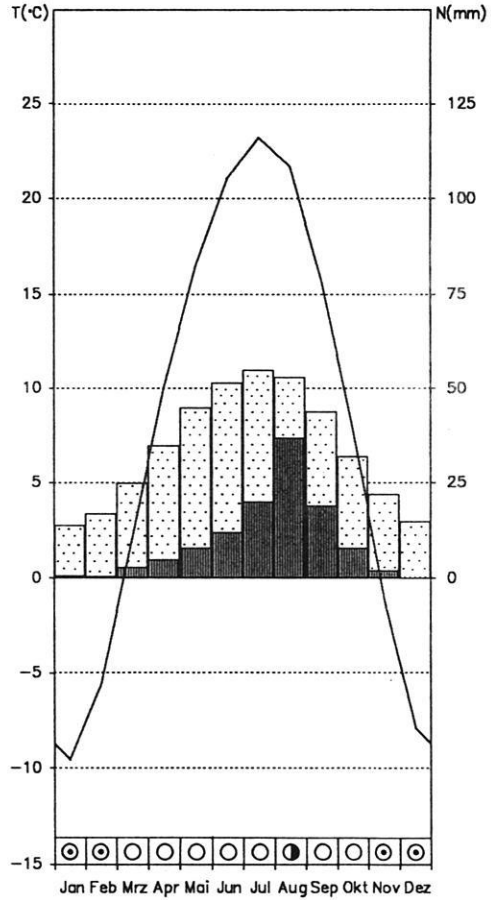
12) Tudaohou 38°03' N / 105°08' E (1342 m)
8,2 °C (1962 - 1980) 159 mm



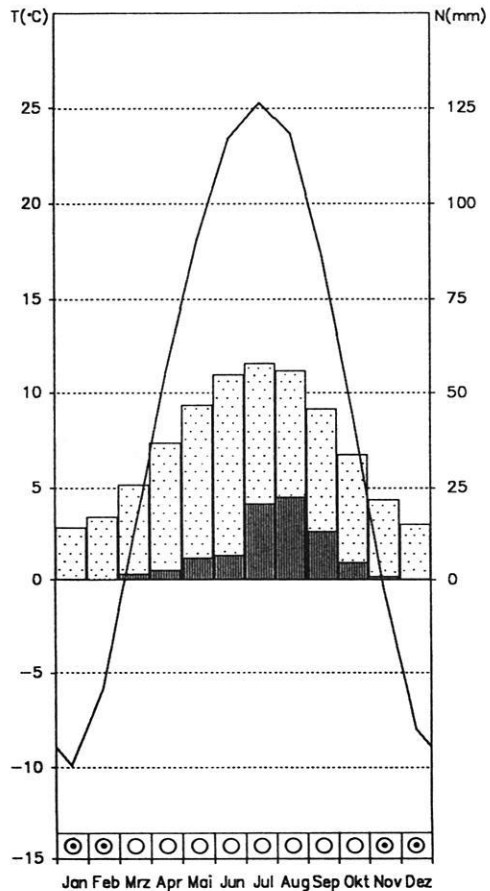
13) Zahanzi 38°23' N / 104°50' E (1322 m)
8,2 °C (1961 - 1970) 147 mm



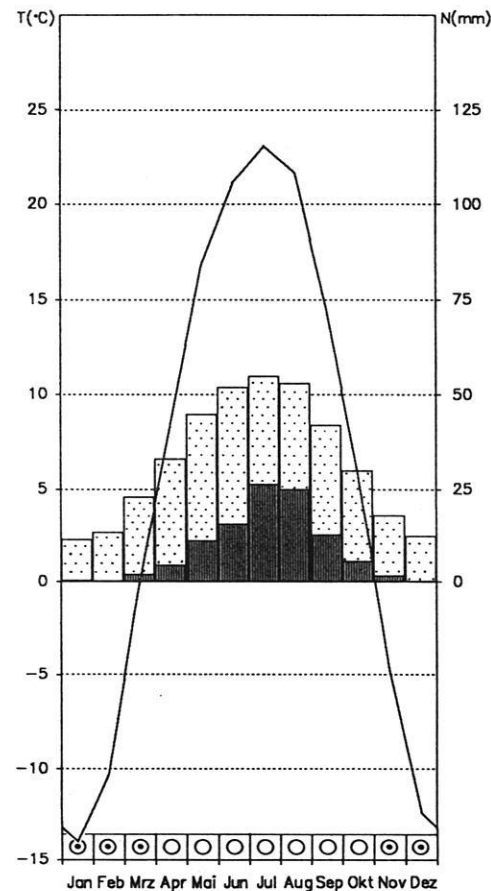
14) Minqin 38°38' N / 103°05' E (1367 m)
7,8 °C (1951 - 1980) 116 mm



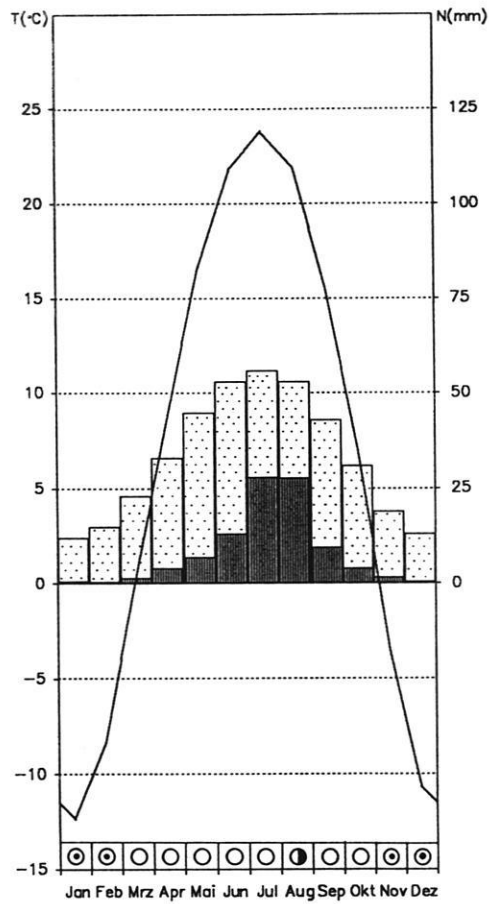
15) Yabrai 39°18' N / 102°42' E (1240 m)
8,8 °C (1957 - 1980) 82 mm



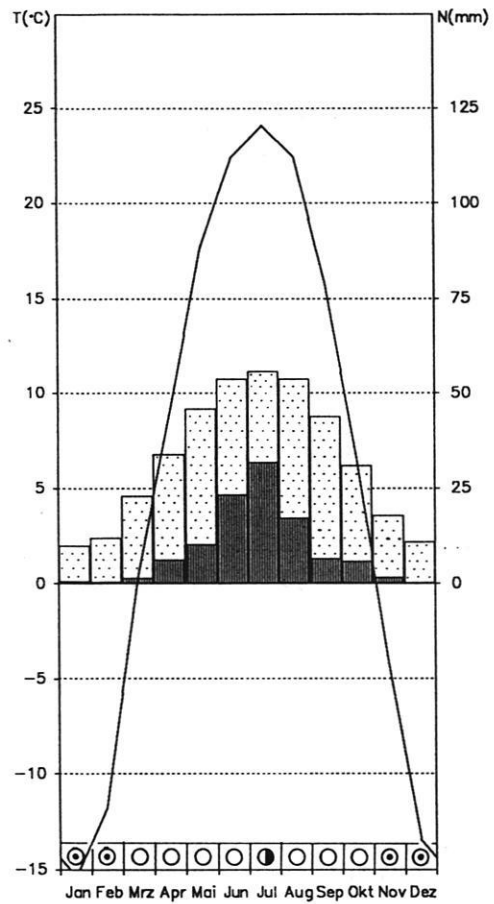
16) Bayan Nur 40°09' N / 104°43' E (1316 m)
5,9 °C (1961 - 1970) 106 mm



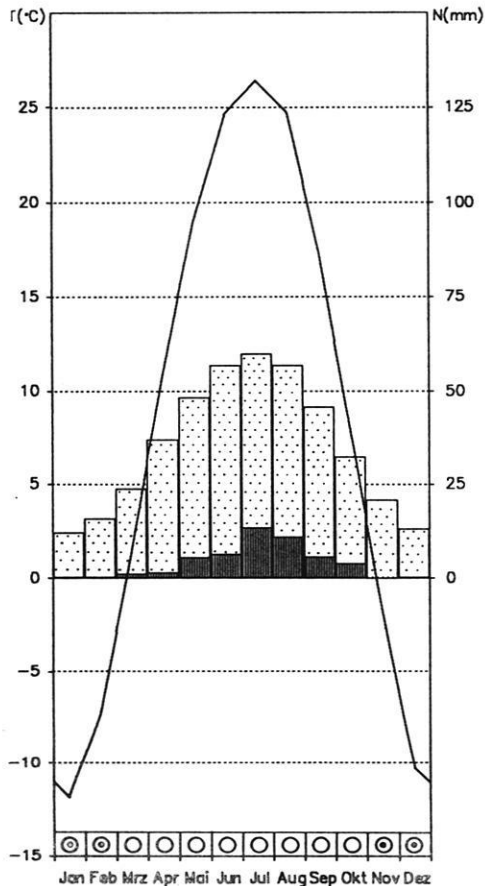
17) Bayan Mod 40°45' N / 104°30' E (1328 m)
6,7 °C (1951 - 1980) 101 mm



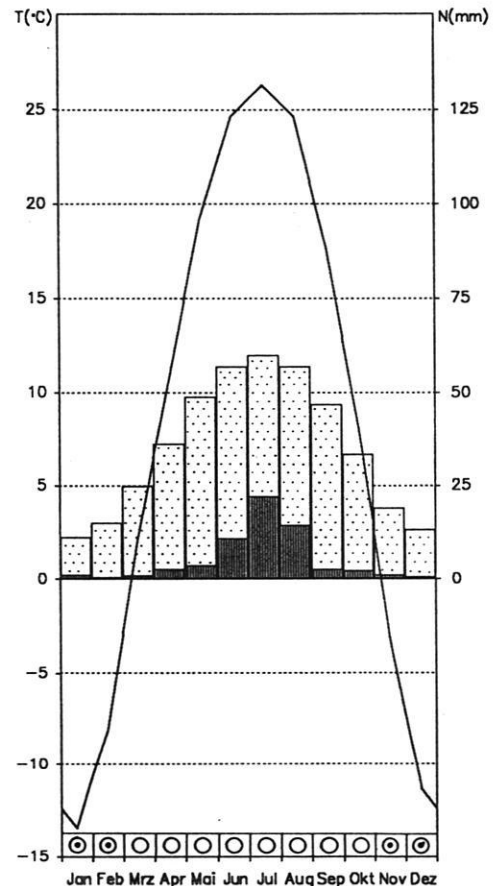
18) Sankoching 40°44' N / 105°23' E (1202 m)
6,1 °C (1961 - 1970) 108 mm



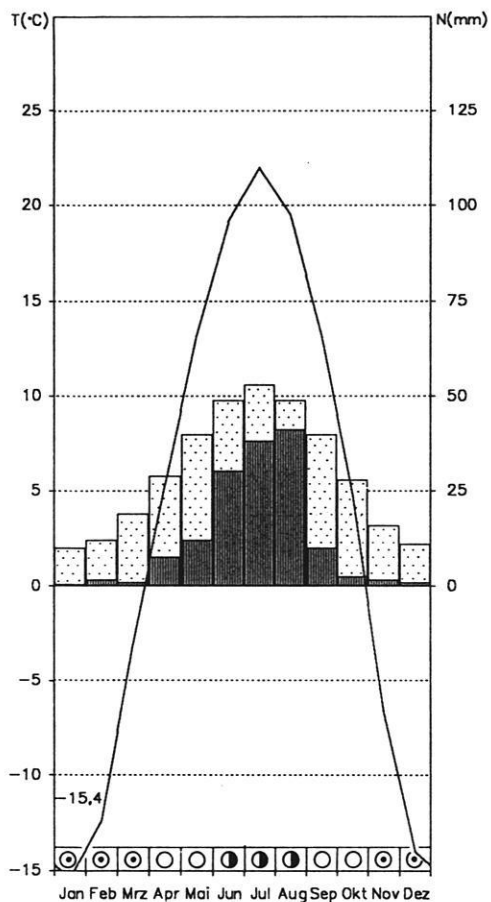
19) Ongt Gol 41°22' N / 102°22' E (960 m)
8,4 °C (1960 - 1980) 49 mm



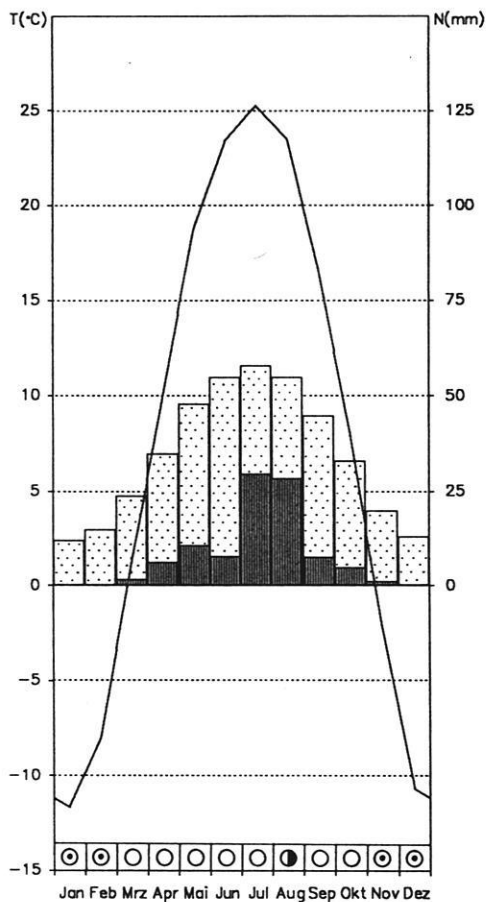
20) Haya 41°43' N / 104°00' E (954 m)
8,2 °C (1961 - 1970) 63 mm



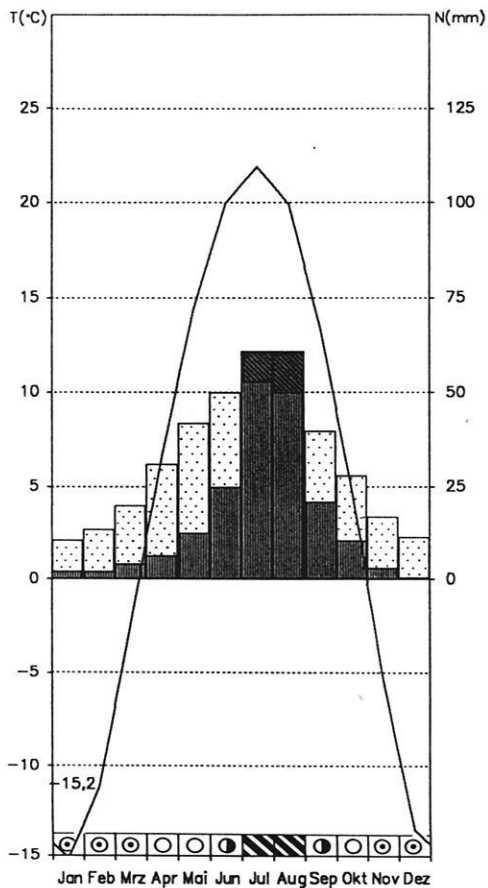
21) Dalan Dsadagad 43°35' N / 104°25' E (1470 m)
3,7 °C (1950 - 1959) 151 mm



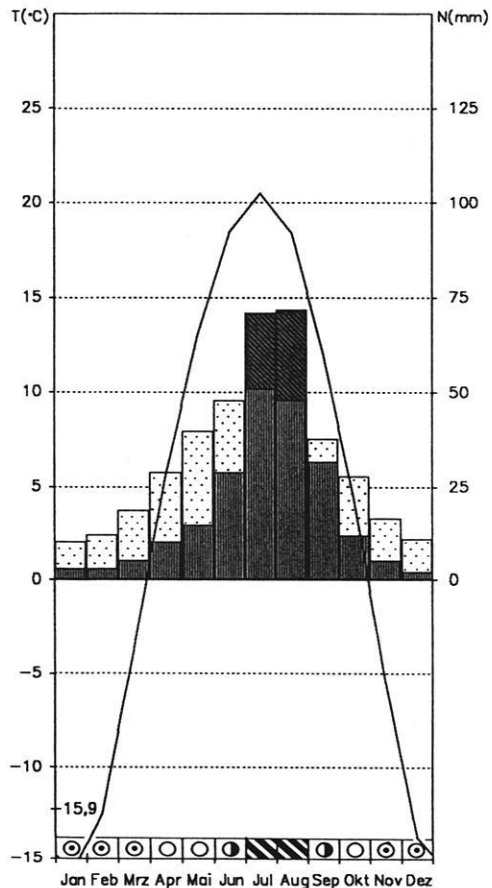
22) Suhai Obo 40°18' N / 106°24' E (1041 m)
7,8 °C (1961 - 1970) 95 mm



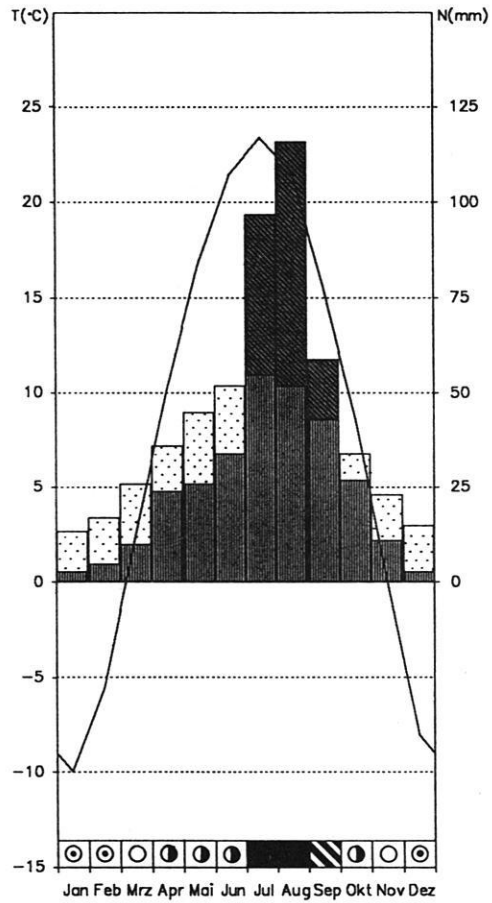
23) Haliut 41°40' N / 108°48' E (1288 m)
4,4 °C (1951 - 1980) 208 mm



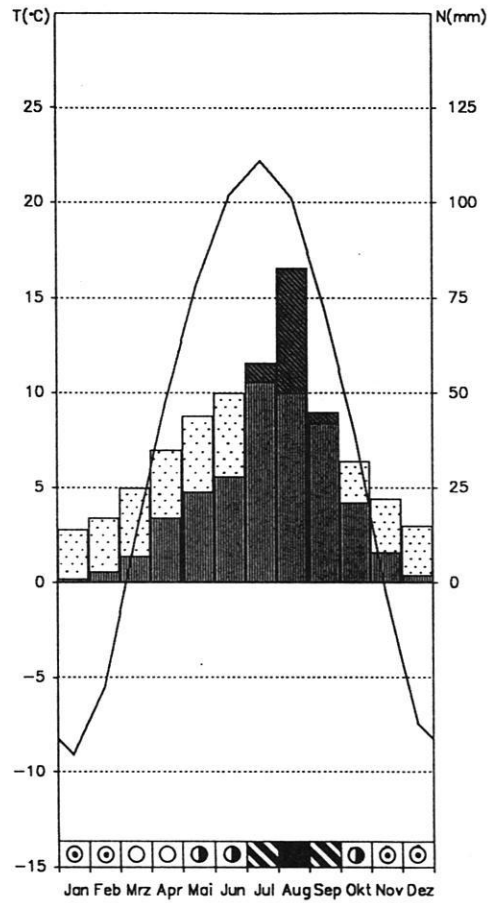
24) Bailingmiao 41°42' N / 110°26' E (1376 m)
3,4 °C (1951 - 1980) 259 mm



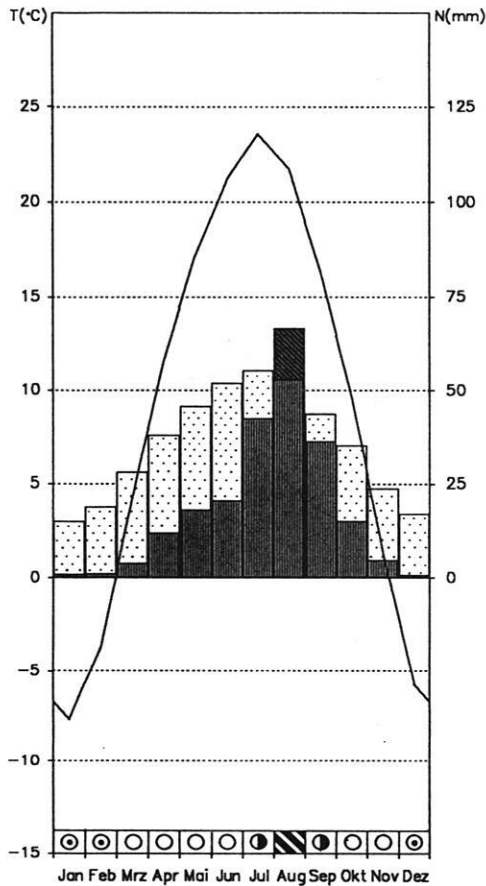
25) Yulin 38°14' N / 109°42' E (1058 m)
8,0 °C (1951 - 1980) 415 mm



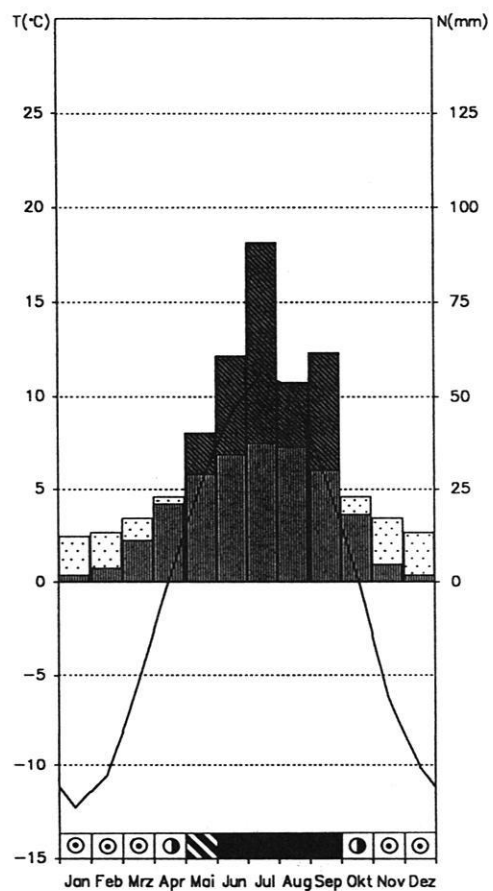
26) Yanchi 37°47' N / 107°24' E (1348 m)
7,5 °C (1961 - 1970) 297 mm



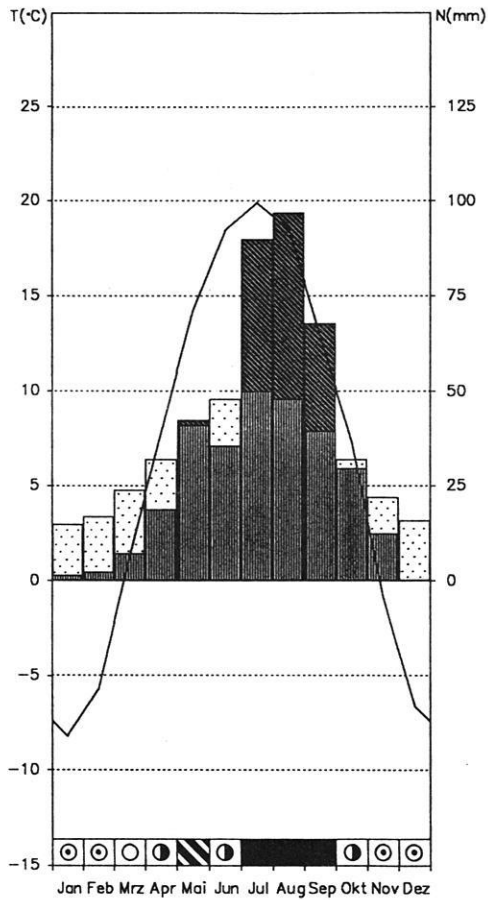
27) Zhongning 37°29' N / 105°40' E (1183 m)
9,2 °C (1953 - 1980) 224 mm



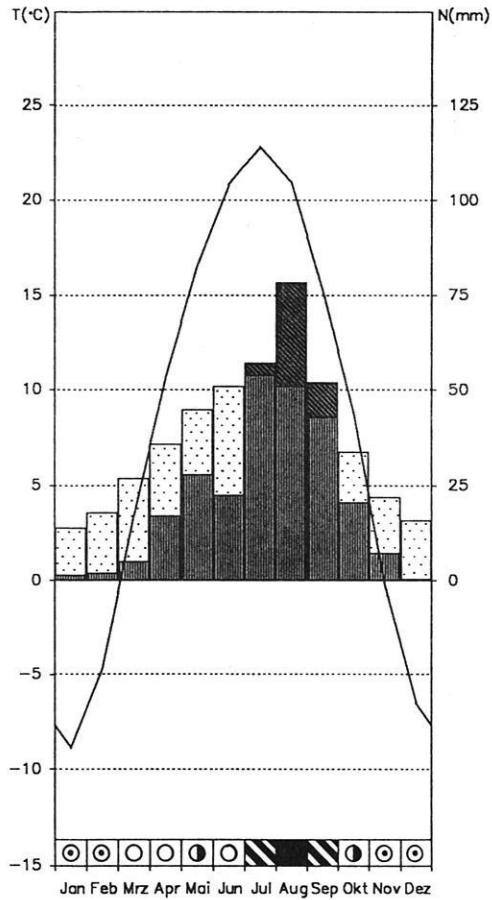
28) Tianzhu 37°12' N / 102°52' E (3045 m)
-0,2 °C (1951 - 1980) 371 mm



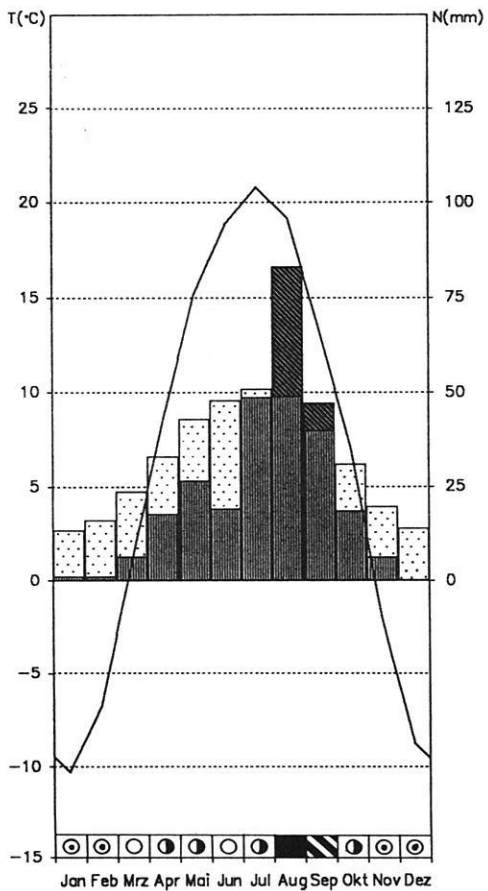
29) Xiachengbu 37°10' N / 107°07' E (1712 m)
6,6 °C (1961 - 1970) 406 mm



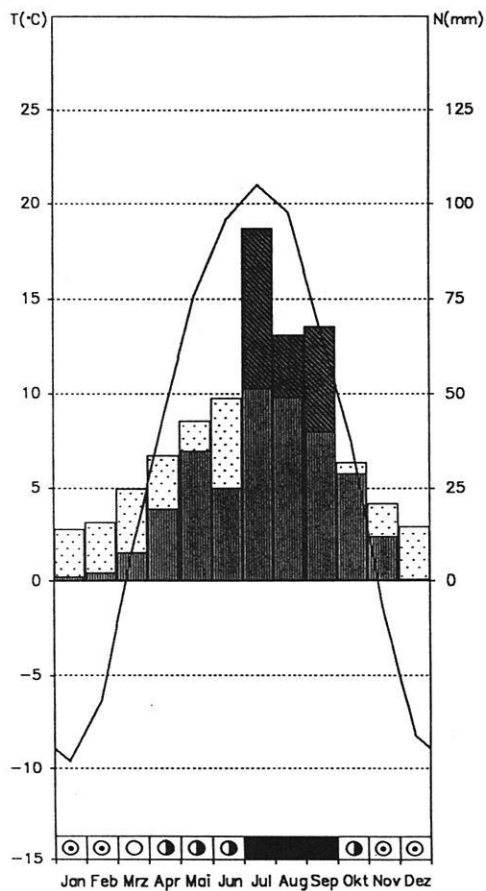
30) Tongxin 36°59' N / 105°55' E (1344 m)
8,2 °C (1961 - 1970) 306 mm



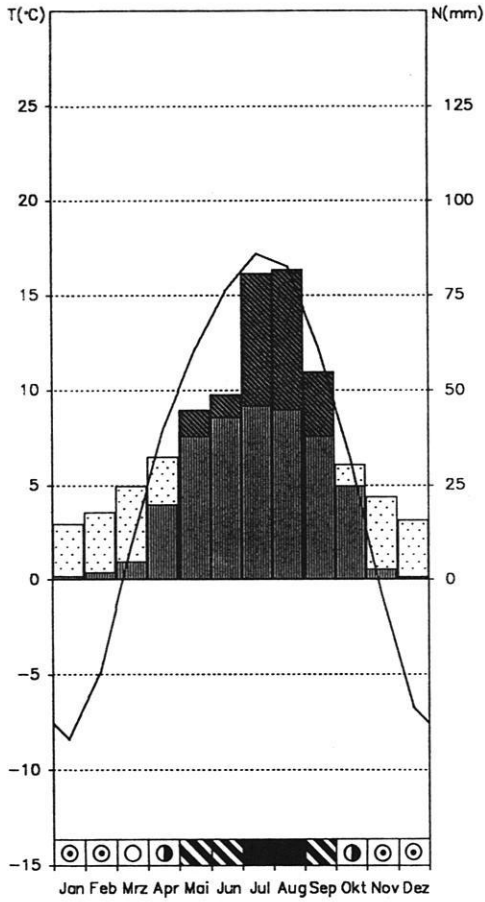
31) Xingrenbu 36°56' N / 105°15' E (1698 m)
6,3 °C (1961 - 1970) 276 mm



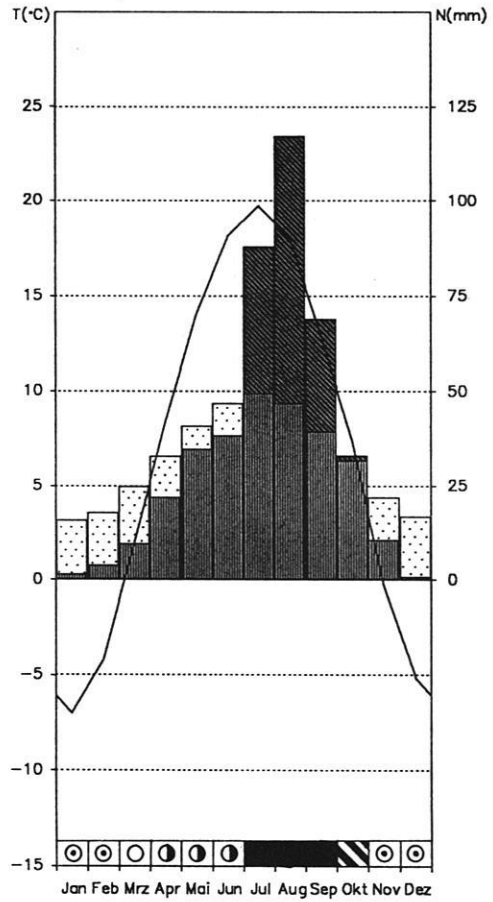
32) Yuwang 36°49' N / 106°27' E (1533 m)
6,7 °C (1961 - 1970) 380 mm



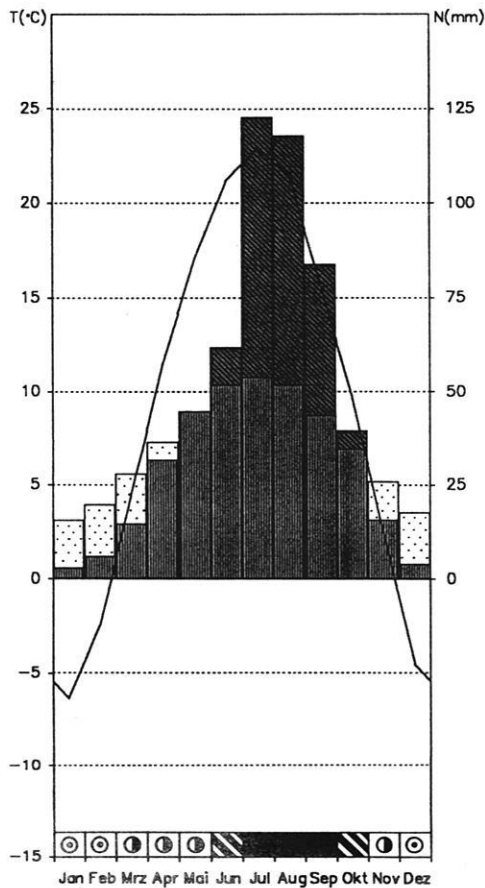
33) Xining 36°35' N / 101°55' E (2261 m)
5,7 °C (1951 - 1980) 369 mm



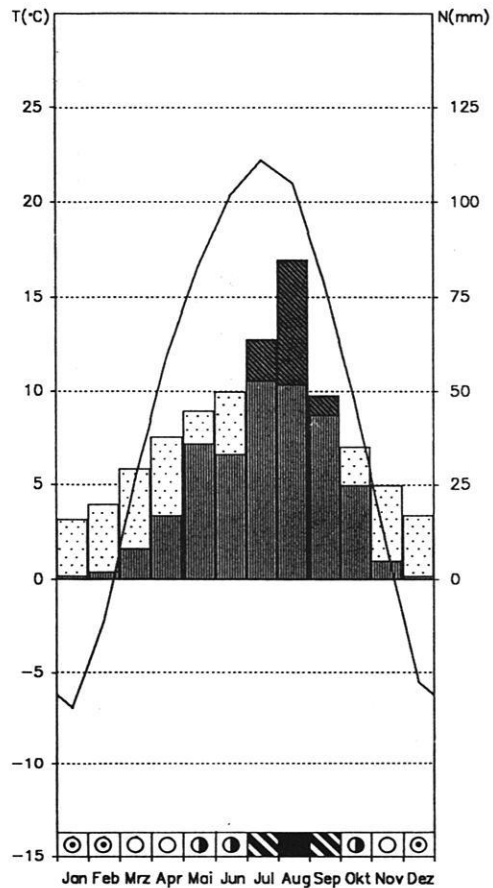
34) Haiyuan 36°34' N / 105°39' E (1854 m)
7,0 °C (1961 - 1970) 429 mm



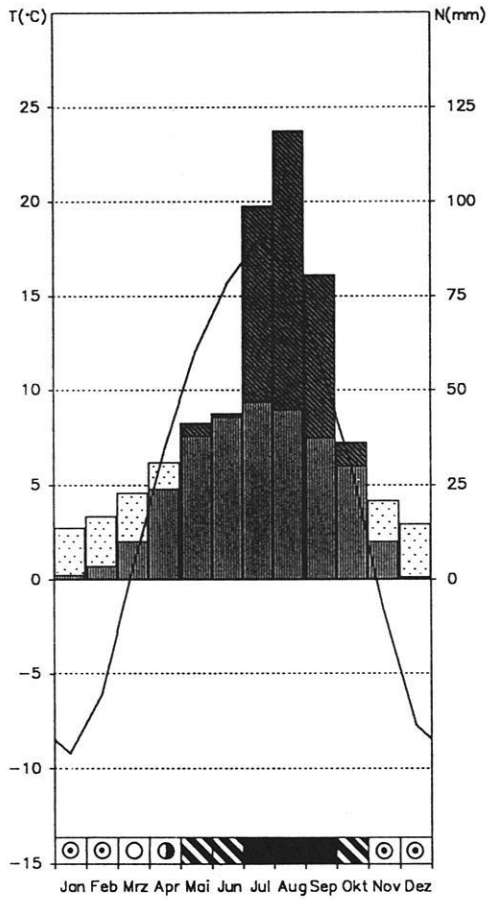
35) Yanan 36°36' N / 109°30' E (958 m)
9,4 °C (1951 - 1980) 548 mm



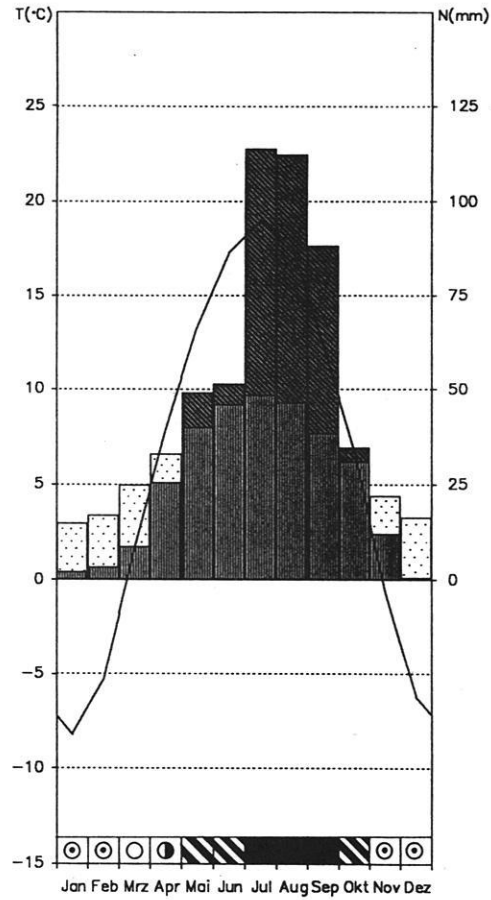
36) Lanzhou 36°03' N / 103°53' E (1517 m)
9,1 °C (1951 - 1980) 326 mm



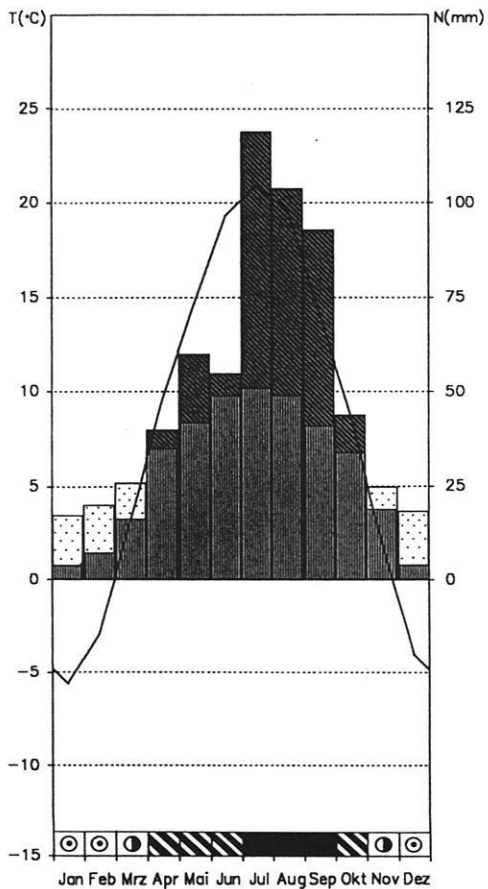
37) Xiji 35°58' N / 105°46' E (1901 m)
5,2 °C (1961 - 1970) 478 mm



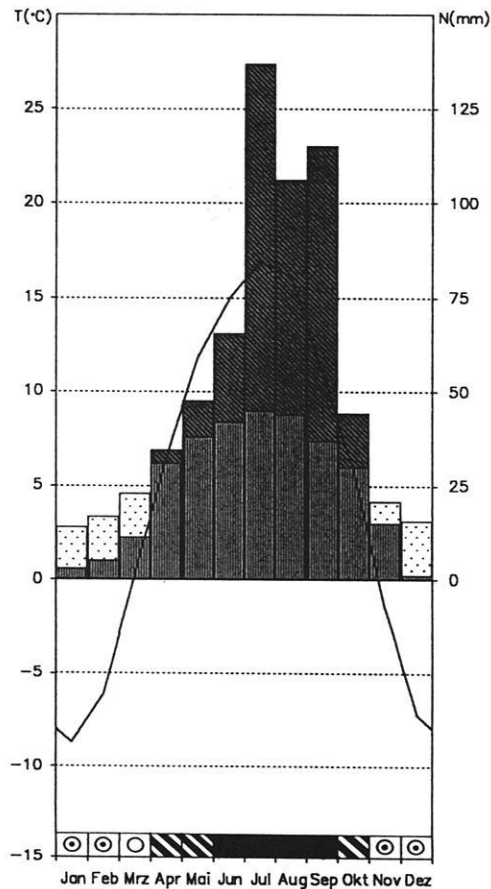
38) Guyuan 36°00' N / 106°16' E (1753 m)
6,3 °C (1961 - 1970) 520 mm



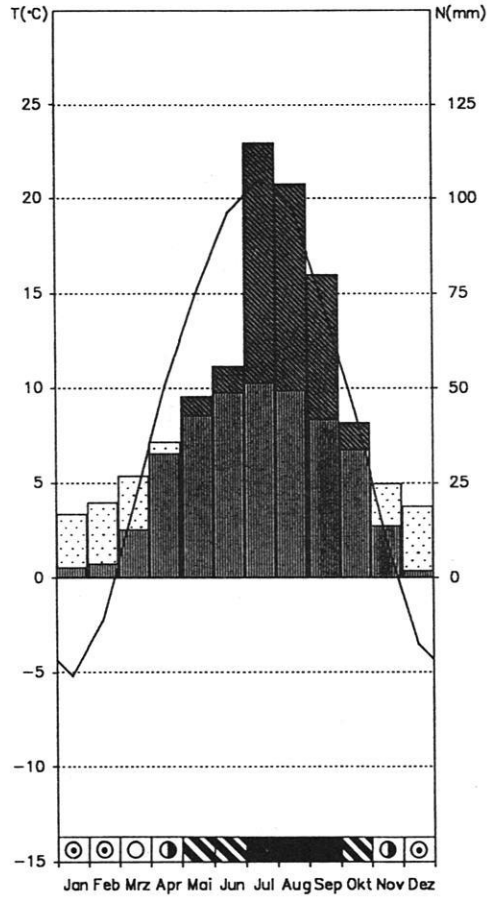
39) Xifengzhen 35°44' N / 107°38' E (1422 m)
8,3 °C (1951 - 1980) 565 mm



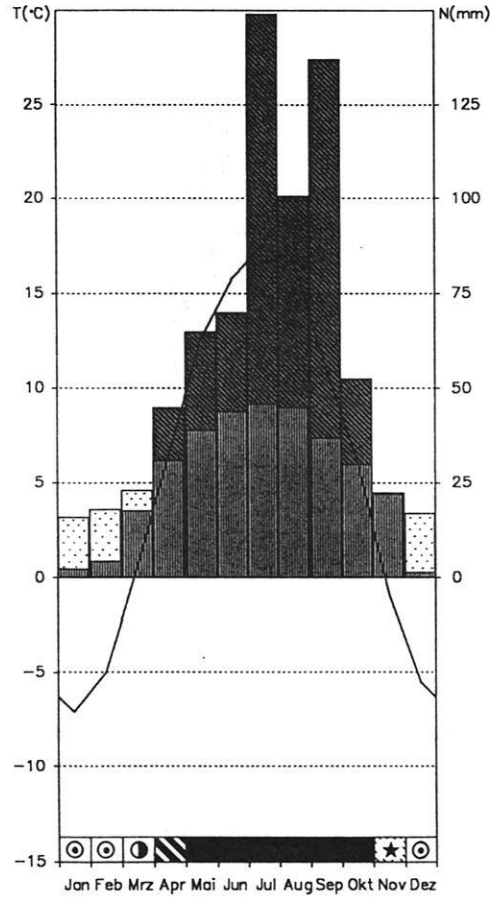
40) Longde 35°37' N / 106°06' E (2112 m)
5,0 °C (1961 - 1970) 586 mm



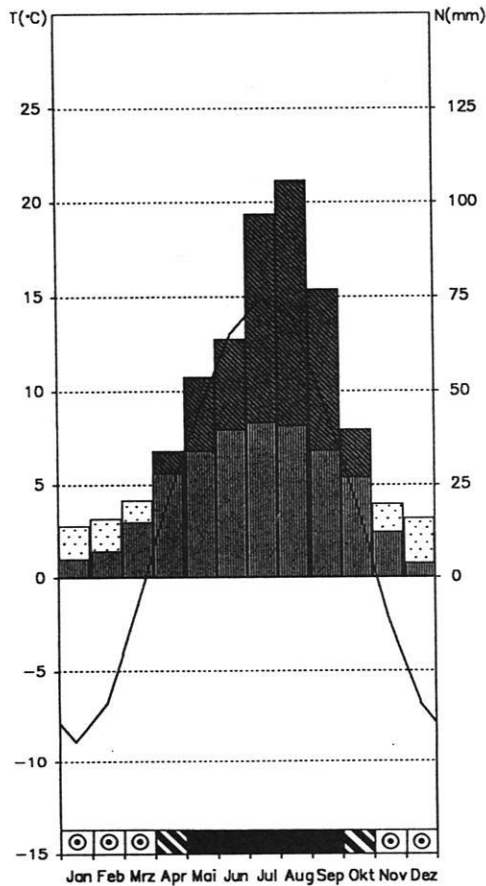
41) Pingliang 35°33' N / 106°40' E (1347 m)
8,6 °C (1951 - 1980) 513 mm



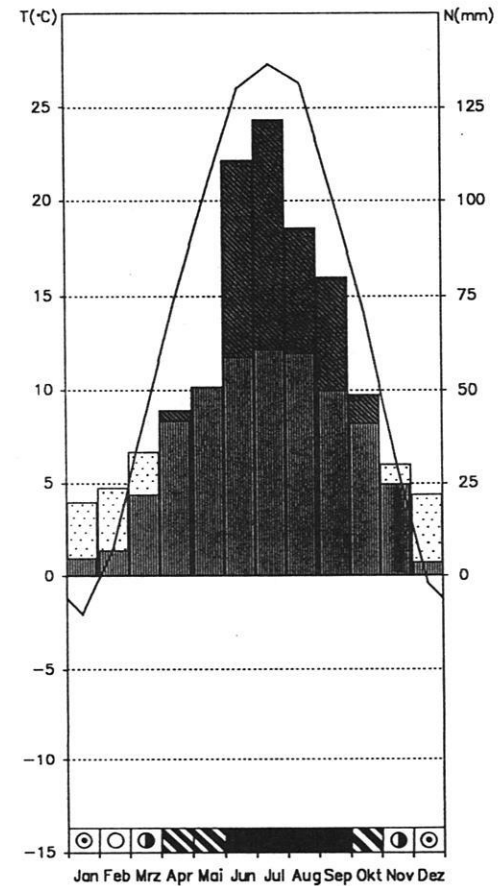
42) Liupan Shan 35°29' N / 106°19' E (1941 m)
5,7 °C (1961 - 1970) 671 mm



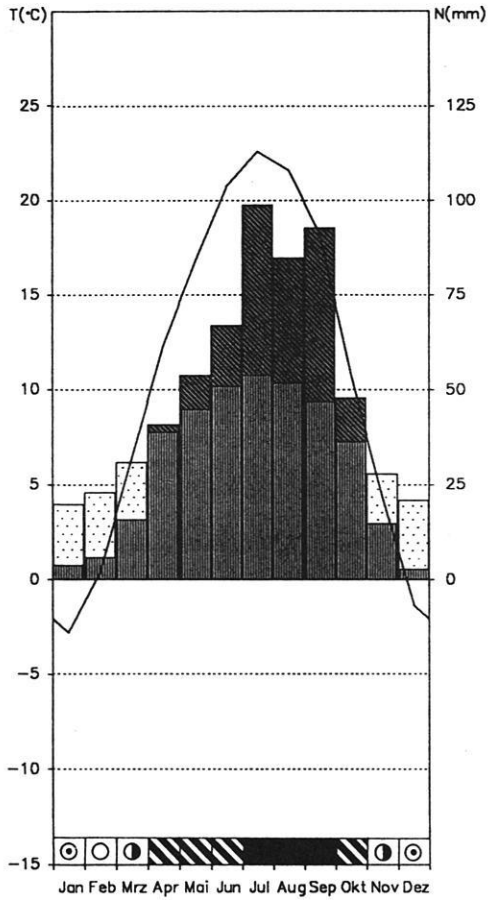
43) Tongwei 35°23' N / 105°00' E (2451 m)
3,5 °C (1951 - 1980) 515 mm



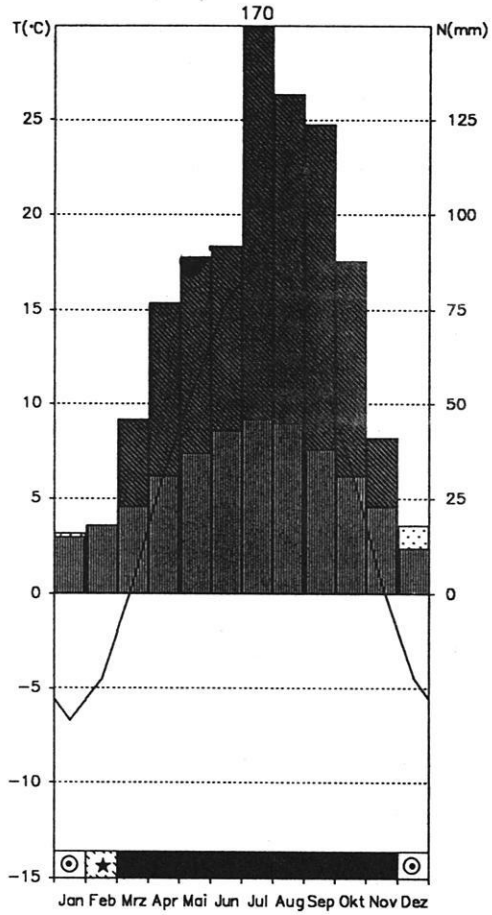
44) Yuncheng 35°02' N / 111°00' E (368 m)
13,6 °C (1951 - 1980) 614 mm



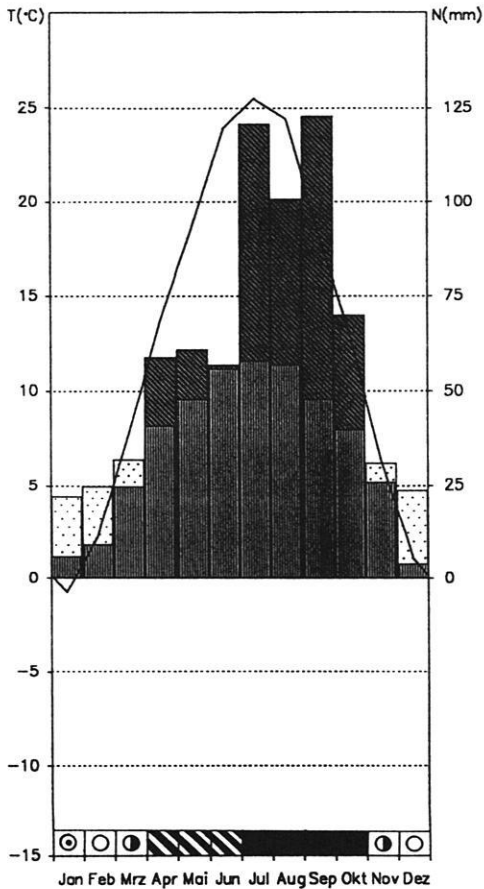
45) Tianshui 34°35' N / 105°45' E (1132 m)
10,8 °C (1951 - 1980) 531 mm



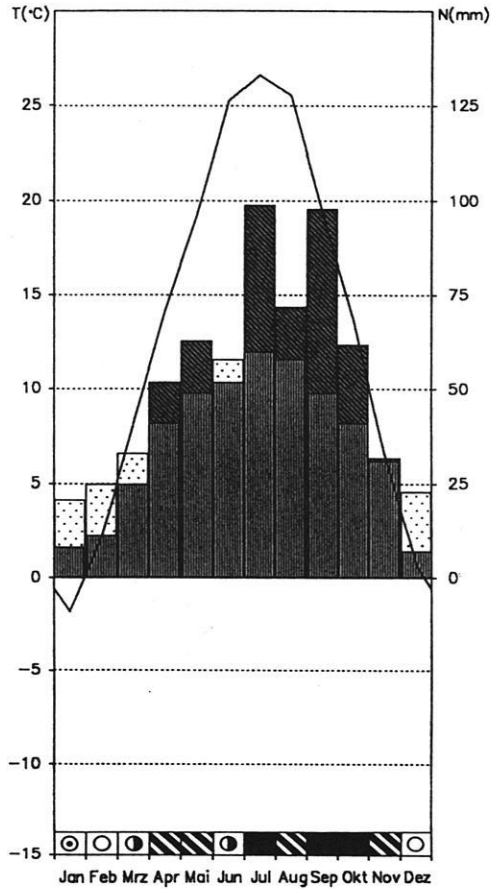
46) Hua Shan 34°29' N / 110°05' E (2065 m)
5,9 °C (1951 - 1980) 904 mm



47) Baoji 34°21' N / 107°08' E (612 m)
12,9 °C (1951 - 1980) 662 mm



48) Xian 34°18' N / 108°56' E (397 m)
13,3 °C (1951 - 1980) 581 mm



Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Geomorphologischen Laboratoriums der Freien Universität Berlin,
Altensteinstraße 19, D-14195 Berlin (Preise zuzüglich Versandkosten)

- Heft 1: HIERSEMENZEL, Sigrid-Elisabeth (1964)
Britische Agrarlandschaften im Rhythmus des landwirtschaftlichen Arbeitsjahres, untersucht an 7 Einzelbeispielen. - 46 S., 7 Karten, 10 Diagramme.
ISBN 3-88009-000-9 (vergriffen)
- Heft 2: ERGENZINGER, Peter (1965)
Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald). - 48 S., 62 Abb.
ISBN 3-88009-001-7 (vergriffen)
- Heft 3: ABDUL-SALAM, Adel (1966)
Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon. - 52 S., 27 Abb. im Text, 4 Skizzen, 2 Profile, 2 Karten, 36 Bilder im Anhang.
ISBN 3-88009-002-5 (vergriffen)
- Heft 4: PACHUR, Hans-Joachim (1966)
Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. - 35 S., 37 Diagramme, 2 Tab., 21 Abb.
ISBN 3-88009-003-3 (vergriffen)
- Heft 5: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. I. Feldarbeiten 1964/65 (1967)
65 S., 34 Abb., 1 Karte.
ISBN 3-88009-004-1 (vergriffen)
- Heft 6: ROSTANKOWSKI, Peter (1969)
Siedlungsentwicklung und Siedlungsformen in den Ländern der russischen Kosakenheere. - 84 S., 15 Abb., 16 Bilder, 2 Karten.
ISBN 3-88009-005-X (DM 15,-)
- Heft 7: SCHULZ, Georg (1969)
Versuch einer optimalen geographischen Inhaltsgestaltung der topographischen Karte 1 : 25 000 am Beispiel eines Kartenausschnittes. - 28 S. 6 Abb. im Text, 1 Karte im Anhang.
ISBN 3-88009-006-8 (DM 10,-)
- Heft 8: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. II. Feldarbeiten 1965/66 (1969)
82 S., 15 Abb., 27 Fig., 13 Tafeln, 11 Karten.
ISBN 3-88009-007-6 (DM 15,-)
- Heft 9: JANNSEN, Gert (1970)
Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti). - 66 S., 12 Abb., 41 Bilder, 3 Karten.
ISBN 3-88009-008-4 (DM 15,-)
- Heft 10: JÄKEL, Dieter (1971)
Erosion und Akkumulation im Enneri Bardague-Araye des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns. - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 55 S., 13 Abb., 54 Bilder, 3 Tab., 1 Nivellement (4 Teile), 60 Profile, 3 Karten (6 Teile).
ISBN 3-88009-009-2 (vergriffen)
- Heft 11: MÜLLER, Konrad (1971)
Arbeitsaufwand und Arbeitsrhythmus in den Agrarlandschaften Süd- und Südostfrankreichs: Les Dombes bis Bouches-du-Rhône. - 64 S., 18 Karten, 26 Diagramme, 10 Fig., zahlreiche Tabellen.
ISBN 3-88009-010-6 (DM 25,-)
- Heft 12: OBENAUF, K. Peter (1971)
Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemagayesko im nordwestlichen Tibesti. Beobachtungen zu Formen und Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 70 S., 6 Abb., 10 Tab., 21 Photos, 34 Querprofile, 1 Längsprofil, 9 Karten.
ISBN 3-88009-011-4 (DM 20,-)
- Heft 13: MOLLE, Hans-Georg (1971)
Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulation im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 53 S., 26 Photos, 28 Fig., 11 Profile, 5 Tab., 2 Karten.
ISBN 3-88009-012-2 (DM 10,-)
- Heft 14: STOCK, Peter (1972)
Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, Tchad. - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 73 S., 47 Abb., 4 Karten.
ISBN 3-88009-013-0 (DM 15,-)
- Heft 15: BIEWALD, Dieter (1973)
Die Bestimmungen eiszeitlicher Meeresoberflächentemperaturen mit der Ansatztiefe typischer Korallenriffe. - 40 S., 16 Abb., 26 Seiten Fig. und Karten.
ISBN 3-88009-015-7 (DM 10,-)
- Heft 16: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. III. Feldarbeiten 1966/67 (1972)
156 S., 133 Abb., 41 Fig., 34 Tab., 1 Karte.
ISBN 3-88009-014-9 (DM 45,-)

Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Geomorphologischen Laboratoriums der Freien Universität Berlin,
Altensteinstraße 19, D-14195 Berlin (Preise zuzüglich Versandkosten)

- Heft 17: PACHUR, Hans-Joachim (1973)
Geomorphologische Untersuchungen im Raum der Serir Tibesti (Zentralsahara). - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/ Tibesti. 58. S., 39 Photos, 16 Fig. und Profile, 9 Tab., 1 Karte.
ISBN 3-88009-016-5 (DM 25,-)
- Heft 18: BUSCHE, Detlef (1973)
Die Entstehung von Pedimenten und ihre Überformung, untersucht an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge, Republique du Tchad. - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 130 S., 57 Abb., 22 Fig., 1 Tab., 6 Karten.
ISBN 3-88009-017-3 (DM 40,-)
- Heft 19: ROLAND, Norbert W. (1973)
Anwendung der Photointerpretation zur Lösung stratigraphischer und tektonischer Probleme im Bereich von Bardai und Aozou (Tibesti-Gebirge, Zentral-Sahara). - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 48 S., 35 Abb., 10 Fig., 4 Tab., 2 Karten.
ISBN 3-88009-018-1 (DM 20,-)
- Heft 20: SCHULZ, Georg (1974)
Die Atlaskartographie in Vergangenheit und Gegenwart und die darauf aufbauende Entwicklung eines neuen ErdAtlas. - 59 S., 3 Abb., 8 Fig., 23 Tab., 8 Karten.
ISBN 3-88009-019-X (DM 35,-)
- Heft 21: HABERLAND, Wolfram (1975)
Untersuchungen an Krusten, Wüstenlacken und Polituren auf Gesteinsoberflächen der nördlichen und mittleren Sahara (Libyen und Tchad). - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 71 S., 62 Abb., 24 Fig., 10 Tab.
ISBN 3-88009-020-3 (DM 50,-)
- Heft 22: GRUNERT, Jörg (1975)
Beiträge zum Problem der Talbildung in ariden Gebieten, am Beispiel des zentralen Tibesti-Gebirges (Rep. du Tchad). - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 96 S., 3 Tab., 6 Fig., 58 Profile, 41 Abb., 2 Karten.
ISBN 3-88009-021-1 (DM 35,-)
- Heft 23: ERGENZINGER, Peter Jürgen (1978)
Das Gebiet des Enneri Misky im Tibesti-Gebirge, République du Tchad - Erläuterungen zu einer geomorphologischen Karte 1 : 200 000. - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 60 S., 6 Tab., 24 Fig., 24 Photos, 2 Karten.
ISBN 3-88009-022-X (DM 40,-)
- Heft 24: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. IV. Feldarbeiten 1967/68, 1969/70, 1974 (1976)
24 Fig., 79 Abb., 12 Tab., 2 Karten.
ISBN 3-88009-023-8 (DM 30,-)
- Heft 25: MOLLE, Hans-Georg (1979)
Untersuchungen zur Entwicklung der vorzeitlichen Morphodynamik im Tibesti-Gebirge (Zentral-Sahara) und in Tunesien. - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 104 S., 22 Abb., 40 Fig., 15 Tab., 3 Karten.
ISBN 3-88009-024-6 (DM 35,-)
- Heft 26: BRIEM, Elmar (1977)
Beiträge zur Genese und Morphodynamik des ariden Formenschatzes unter besonderer Berücksichtigung des Problems der Flächenbildung am Beispiel der Sandschwemmebenen in der östlichen Zentralsahara. - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 89 S., 38 Abb., 23 Fig., 8 Tab., 155 Diagramme, 2 Karten.
ISBN 3-88009-025-4 (DM 25,-)
- Heft 27: GABRIEL, Baldu (1977)
Zum ökologischen Wandel im Neolithikum der östlichen Zentralsahara. - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 111 S., 9 Tab., 32 Fig., 41 Photos, 2 Karten.
ISBN 3-88009-026-2 (DM 35,-)
- Heft 28: BÖSE, Margot (1979)
Die geomorphologische Entwicklung im westlichen Berlin nach neueren stratigraphischen Untersuchungen. - 46 S., 3 Tab., 14 Abb., 25 Photos, 1 Karte.
ISBN 3-88009-027-0 (*vergriffen*)
- Heft 29: GEHRENKEMPER, Johannes (1978)
Rañas und Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien. - 81 S., 68 Abb., 3 Tab., 32 Photos, 2 Karten.
ISBN 3-88009-028-9 (DM 20,-)
- Heft 30: STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1978)
Geomorphologische Detailaufnahme. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm I. - 90 S., 38 Abb. und Beilagen, 17 Tab.
ISBN 3-88009-029-7 (DM 18,-)
- Heft 31: BARSCH, Dietrich & LIEDTKE, Herbert (Hrsg.) (1980)
Methoden und Anwendbarkeit geomorphologischer Detailkarten. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm II. - 104 S., 25 Abb., 5 Tab.
ISBN 3-88009-030-0 (DM 17,-)

Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Geomorphologischen Laboratoriums der Freien Universität Berlin,
Altensteinstraße 19, D-14195 Berlin (Preise zuzüglich Versandkosten)

- Heft 32: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. V. Abschlußbericht (1982)
182 S., 63 Fig. und Abb., 84 Photos, 4 Tab., 5 Karten.
ISBN 3-88009-031-9 (DM 60,-)
- Heft 33: TRETER, Uwe (1981)
Zum Wasserhaushalt schleswig-holsteinischer Seengebiete. - 168 S., 102 Abb., 57 Tab.
ISBN 3-88009-033-5 (DM 40,-)
- Heft 34: GEHRENKEMPER, Kirsten (1981)
Rezenten Hangabtrag und geoökologische Faktoren in den Montes de Toledo. Zentralspanien. - 78 S., 39 Abb., 13 Tab., 24 Photos, 4 Karten.
ISBN 3-88009-032-7 (DM 20,-)
- Heft 35: BARSCH, Dietrich & STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1982)
Erträge und Fortschritte der geomorphologischen Detailkartierung. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm III. - 134 S., 23 Abb., 5 Tab., 5 Beilagen.
ISBN 3-88009-034-3 (DM 30,-)
- Heft 36: STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1984):
Regionale Beiträge zur Geomorphologie. Vorträge des Ferdinand von Richthofen-Symposiums, Berlin 1983. - 140 S., 67 Abb., 6 Tab.
ISBN 3-88009-035-1 (DM 35,-)
- Heft 37: ZILLBACH, Käthe (1984)
Geoökologische Gefügemuster in Süd-Marokko. Arbeit im Forschungsprojekt Mobilität aktiver Kontinentalränder. - 95 S., 61 Abb., 2 Tab., 3 Karten.
ISBN 3-88009-036-X (DM 18,-)
- Heft 38: WAGNER, Peter (1984)
Rezente Abtragung und geomorphologische Bedingungen im Becken von Ouarzazate (Süd-Marokko). Arbeit im Forschungsprojekt Mobilität aktiver Kontinentalränder. - 112 S., 63 Abb., 48 Tab., 3 Karten.
ISBN 3-88009-037-8 (DM 18,-)
- Heft 39: BARSCH, Dietrich & LIEDTKE, Herbert (Hrsg.) (1985)
Geomorphological Mapping in the Federal Republic of Germany. Contributions to the GMK priority program IV. - 89 S., 16 Abb., 5 Tab.
ISBN 3-88009-038-6 (DM 22,50)
- Heft 40: MÄUSBACHER, Roland (1985)
Die Verwendbarkeit der geomorphologischen Karte 1 : 25 000 (GMK 25) der Bundesrepublik Deutschland für Nachbarwissenschaften und Planung. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm V. - 97 S., 15 Abb., 31 Tab., 21 Karten.
ISBN 3-88009-039-4 (DM 18,-)
- Heft 41: STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1986)
Geo- und biowissenschaftliche Forschungen der Freien Universität Berlin im Werra-Meißner-Kreis (Nordhessen). Beiträge zur Werra-Meißner-Forschung I. - 265 S., 82 Abb., 45 Tab., 3 Karten.
ISBN 3-88009-040-8 (DM 28,-)
- Heft 42: BARSCH, Dietrich & LESER, Hartmut (Hrsg.) (1987)
Regionale Beispiele zur geomorphologischen Kartierung in verschiedenen Maßstäben (1 : 5 000 bis 1 : 200 000). Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm VI. - 80 S., 10 Abb., 9 Beilagen.
ISBN 3-88009-041-6 (DM 35,-)
- Heft 43: VAHRSON, Wilhelm-Günther (1987)
Aspekte bodenphysikalischer Untersuchungen in der libyschen Wüste. Ein Beitrag zur Frage spätpleistozäner und holozäner Grundwasserbildung. - 92 S., 12 Abb., 56 Fig., 7 Tab., 1 Karte.
ISBN 3-88009-042-4 (DM 18,-)
- Heft 44: PACHUR, Hans-Joachim & RÖPER, Hans-Peter (1987)
Zur Paläolimnologie Berliner Seen. - 150 S., 42 Abb., 28 Tab.
ISBN 3-88009-043-2 (DM 30,-)
- Heft 45: BERTZEN, Günter (1987)
Diatomeenanalytische Untersuchungen an spätpleistozänen und holozänen Sedimenten des Tegeler Sees. - 150 S., 19 Fig., 2 Tab., 38 Abb., 7 Anlagen
ISBN 3-88009-044-0 (DM 30,-)
- Heft 46: FRANK, Felix (1987)
Die Auswertung großmaßstäbiger Geomorphologischer Karten (GMK 25) für den Schulunterricht. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm VII. - 100 S., 29 Abb., Legende der Geomorphologischen Karte 1 : 25 000 (GMK 25).
ISBN 3-88009-045-9 (DM 18,-)
- Heft 47: LIEDTKE, Herbert (Hrsg.) (1988)
Untersuchungen zur Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland - Neue Ergebnisse der Geomorphologischen Kartierung. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm VIII. - 225 S., 77 Abb., 12 Tab.
ISBN 3-88009-046-7 (DM 60,-)

Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Geomorphologischen Laboratoriums der Freien Universität Berlin,
Altensteinstraße 19, D-14195 Berlin (Preise zuzüglich Versandkosten)

- Heft 48: **MÖLLER, Klaus (1988)**
Reliefentwicklung und Auslaugung in der Umgebung des Unterwerra-Sattels (Nordhessen). - 187 S., 55 Abb., 20 Tab., 2 Karten.
ISBN 3-88009-047-5 (DM 25,-)
- Heft 49: **SCHMIDT, Karl-Heinz (1988)**
Die Reliefentwicklung des Colorado Plateaus. - 183 S., 50 Abb., 17 Photos, 20 Tab., 2 Karten.
ISBN 3-88009-048-3 (DM 60,-)
- Heft 50: **STÜVE, Peter (1988)**
Die Schneeschmelze eines nordskandinavischen Einzugsgebietes ermittelt über die räumlich-zeitliche Variation des Strahlungs- und Energiehaushalts. - 119 S., 42 Abb., 13 Tab., 21 Karten.
ISBN 3-88009-050-1 (DM 30,-)
- Heft 51: **BÖSE, Margot (1989)**
Methodisch-stratigraphische Studien und paläomorphologische Untersuchungen zum Pleistozän südlich der Ostsee. - 114 S., 54 Abb., 17 Tab., 1 Bild.
ISBN 3-88009-051-3 (DM 25,-)
- Heft 52: **WALTHER, Michael (1990)**
Untersuchungsergebnisse zur jungpleistozänen Landschaftsentwicklung Schwansens (Schleswig-Holstein). - 143 S., 60 Abb., 4 Tab., 9 Fotos.
ISBN 3-88009-052-1 (DM 20,-)
- Heft 53: **KARRASCH, Heinz (Hrsg.) (1990)**
Prozessabläufe bei der Landschafts- und Landesentwicklung: Methoden, Ergebnisse, Anwendungen. Festschrift für Wilhelm Wöhlke zum 65. Geburtstag. - 300 S., 121 Abb., 35 Tab.
ISBN 3-88009-053-X (DM 80,-)
- Heft 54: **KRÖPELIN, Stefan (1993)**
Zur Rekonstruktion der spätquartären Umwelt am Unteren Wadi Howar (Südöstliche Sahara / NW-Sudan). - 293 S., 53 Abb., 47 Tab., 92 Fotos und Fototafeln, 1 Satellitenbildmosaik.
ISBN 3-88009-054-6 (DM 35,-)
- Heft 55: **WÜNNEMANN, Bernd (1993)**
Ergebnisse zur jungpleistozänen Entwicklung der Langseerinne Südangelns in Schleswig-Holstein. - 167 S., 59 Abb., 8 Tab., 15 Bilder.
ISBN 3-88009-056-4 (DM 20,-)
- Heft 56: **JACOBSHAGEN, Volker & MÖLLER, Klaus & JÄKEL, Dieter (Hrsg.) (1993)**
Hoher Meißner und Eschweger Becken. Geowissenschaftliche und vegetationskundliche Charakteristik einer Nordhessischen Landschaft. (In Vorbereitung).
ISBN 3-88009-057-2
- Heft 57: **HOFMANN, Jürgen (1993)**
Geomorphologische Untersuchungen zur jungquartären Klimaentwicklung des Helan Shan und seines westlichen Vorlandes (Autonomes Gebiet Innere Mongolei/VR China). - 187 S., 46 Abb., 23 Tab., 85 Photos, 7 Beilagen.
ISBN 3-88009-058-0 (DM 25,-)
- Heft 58: **SCHULZ, Georg (1994)**
Die pleistozäne Vergletscherung der Anden Perus und Boliviens abgeleitet aus Formen einer flächendeckend-integrativen Höhenlinienanalyse. (In Vorbereitung).
ISBN 3-88009-059-9

LEGENDE
Legend

1 Äolische Formen
Aeolian landforms

1.1 Aktive Dünen
Active dunes

1.1.1 Querdünen in staffelförmiger Anordnung, häufig zusammengesetzt mit barchanoiden Dünenformen; relative Höhe meist 10-30 m, im Gebirgsvorland teilweise nur 1-2 m; Dünenbewegung > 5-10 m/Jahr. Transverse dune chains with compound barchanoid duneforms; relative height 10-30 m; in the foreland only 1-2 m high; dunes moving with moderate speed > 5-10 m/year

1.1.2 Sandschilde und Sandfelder mit einer Mächtigkeit > 1 m; an Böschungen oft als Sandrampen ausgeprägt. Sandshields and sandfields with a thickness > 1 m; often as ramplike accumulations on slopes

1.2 Semifixierte Dünen
Semi-fixed dunes

1.2.1 Querdünen und barchanoide Dünenformen, in Auflösung begiffen; durch Vegetation weitgehend immobilisiert; relative Höhe ca. 5 bis 10 m; häufig zu schildförmigen Dünen umgeformt. Degraded transverse dunes and barchanoid duneforms; largely fixed by moderate vegetative cover; relative height 5-10 m; often transformed to shield dunes

1.2.2 Querdünen, mit breitem Grundriß, staffelförmig angeordnet; in Auflösung begiffen; durch Vegetation weitgehend immobilisiert; relative Höhe ca. 5-10 m; Abstand der Dünenketten ca. 300 m. Degraded transverse dune chains with broad ground plan; largely fixed by moderate vegetative cover; relative height 5-10 m; distance of dune chains ca. 300 m

1.2.3 Sandfelder und Sandschilde, durch Vegetation weitgehend immobilisiert. Sandfields and sandshields, largely fixed by vegetative cover

1.2.4 Sandhügel, relative Höhe 1,5 bis 3,0 m; durch Zwergstrauchbewuchs teilweise fixiert. Sandmounds, relative height 1,5-3 m; largely fixed by vegetative cover (small shrubs)

1.3 Fixierte Dünen
Fixed dunes

1.3.1 Weitgehend eingeebnete Dünenformen; durch Vegetation vollständig immobilisiert; relative Höhe < 5 m; Dünenform nur noch undeutlich erkennbar. Flattened duneforms with a relative height < 5 m; completely fixed by thick vegetative cover

1.3.2 Kupstfelder, relative Höhe der Kupsten 0,3 bis 0,5 m; durch dichten Zwergstrauchbewuchs fixiert. Nebkafelder of small nebkas; relative height only 0,3-0,5 m; completely fixed by small shrubs and herbs

2 Fluviale Formen
Fluvial landforms

2.1 Fluviale Formen im Vorland
Fluvial landforms in the foreland

2.1.1 Schotterkegel des älteren Stadiums; Akkumulation von Blöcken und Schottern mit einer Mächtigkeit von 15-20 m am Gebirgsrand bzw. < 15 m im Vorland; mäßig bis stark zerschnittene, von Sandlöß bedeckte Fläche der Oberen (Schotterkegel-) Terrasse; relative Höhe der Terrassenböschung 20-70 m; oberflächennahe Schotter mäßig bis stark verwittert; Zementierung der Schotter durch voll ausgebildete Kalkkrustenprofile (boulder calcretes). Coneshaped gravel fans of the older stage; accumulations of boulders and gravels with a thickness of 15-20 m near Helan Shan and < 15 m in the foreland; strongly dissected surface of the Upper (gravel cone) Terrace; relative height of terrace slope 20-70 m; moderate to intense weathering of superficial gravels; cementation of gravels by full developed calcareous crusts (boulder calcretes); cover of sandy loess on top

2.1.2 Schotterkegel des mittleren Stadiums; inaktive, von Sandlöß bedeckte, z.T. mehrstufige Schotterkegel am Gebirgsrand mit mäßig entwickelten Kalkkrustenprofilen; relative Höhe der Böschungen 10-20 m, z.T. < 10 m; Mächtigkeit der Akkumulationen < 15 m. Coneshaped gravel fans of the medium stage; inactive, partly multistaged gravel cones near the mountain base; weak to medium cementation by calcareous crusts; relative height of slopes 10-20 m, partly < 10 m; thickness of gravel accumulations < 15 m; cover of sandy loess on top

2.1.3 Schwemmächer des jüngsten Stadiums; weit ins Vorland greifende, nur teilweise von Sandlöß bedeckte Akkumulationen von Schottern sowie Sanden und Kiesen der Unteren Terrasse ohne Kalkkrusten; relative Höhe der Terrasse 5-10 m, z. T. < 5 m; Umrißform nur durch die Böschungssignatur der Unteren Terrasse angedeutet. Alluvial fans of the youngest stage; gravel, pebble and sand accumulations of the Lower Terrace without calcareous crusts; relative height of terrace slope 5-10 m, partly < 5 m; thin cover of sandy loess; contour form only outlined by the slope signature of the Lower Terrace

2.1.4 Gerinne, zeitweise fließend, mit schmaler Sohle (Breite < 15 m) Narrow drainageway with intermittent runoff (width < 15 m)

2.1.5 Gerinne, zeitweise fließend mit breiter, sandig-kiesiger Sohle (Breite > 15 m) Broad drainageway with intermittent runoff (width > 15 m)

2.2 Fluviale Formen im Gebirge
Fluvial landforms in the mountain area

2.2.1 Muldental Saucer-shaped valley

2.2.2 Sohlental (Kastental) Flat-floored valley

2.2.3 Kerbtal V-shaped valley

2.2.4 Schlucht Gorge

2.2.5 muldenförmige Tiefenlinie Small saucer-shaped drainageway

2.2.6 kastenförmige Tiefenlinie Small box-shaped drainageway

2.2.7 kerbförmige Tiefenlinie Small V-shaped drainageway

2.2.8 Runse Rill

3 Periglaziale Formen
Periglacial landforms

3.1 Solifluktionserscheinungen Gelifluction forms

3.2 Glatthang Gelifluction slope

3.3 Blockschutt, allgemein Scattered boulders

3.4 Büldenboden (Thufur) Earth hummocks

3.5 Frostspaltenpolygon (Loess-Polygon) Frost crack polygons (loess polygons)

3.6 Rasenzerstörungsformen Turf exfoliation forms

3.7 Mure Avalanche

4 Glaziale und nivale Formen
Glacial and nival landforms

4.1 Kar Cirque

4.2 Breitboden Variety of glacial cirque

4.3 Karoid/Nivationskar Nivation cirque

4.4 Nivationshohlform (meist Nivationstrichter) Nivation hollow (mostly nivation funnels)

4.5 Diamiktit, meist wallförmig Diamiction, mostly ridge-like

4.6 Diamiktit, kegelförmig Diamiction, cone-like

5 Morphographische Signaturen
Morphographical signatures

5.1 Terrassenkante, relative Höhe > 20-70 m Terrace edge, relative height > 20-70 m

5.2 Terrassenkante, relative Höhe 10-20 m Terrace edge, relative height 10-20 m

5.3 Terrassenkante, relative Höhe < 10 m Terrace edge, relative height < 10 m

5.4 morphologischer Gebirgsrand des Helan Shan Base of the Helan Shan

5.5 Kontinentale Wasserscheide Continental water divide

5.6 Kamm Crest line

5.7 Paß Pass

5.8 Hang (in der Höhenstufe der Torrententäler) Slope (in the region of torrenten valleys)

6 Gesteinstypen im westlichen Vorland
Rock types in the western foreland

6.1 Oberflächennahe Festgesteinstypen
Solid rock types

6.1.1 Sandstein und schluffiger Sandstein Sandstone and silty sandstone

6.1.2 Konglomerat Conglomerate

6.1.3 mikrokristalline Kalkstein microcrystalline limestone

6.2 Lockergesteinstypen
Loose sediment types

6.2.1 Schotter in kiesig-sandiger Matrix Gravels with pebbles and sand

6.2.2 Sandlöß Sandy loess

6.2.3 Sand Sand

7 Sonstige Signaturen
Other signatures

7.1 Profilpunkt mit Angabe des Standortes (Feldbuchnr.), der Probennummern, der Art des datierten Materials (Ca = Kalkkruste; cSt = calcifizierte Stengelröhren; hL = humus-haltiger Löß; mS = Mittelsand; l'S = schwach lehmiger Sand) und dem Ergebnis der Altersdatierung nach der 14C- bzw. TL-Methode mit der jeweiligen Probenbezeichnung. Site of sample with indication of the locality (fieldbook-No.), the No. of sample, the dated material (Ca = calcareous crust; cSt = calcareous rhizoliths; hL = humified loess; mS = medium sand; l'S = loamy sand), the result of datings by the 14C- or TL method and its laboratory No.

7.2 Höhenlinie (nur im Gebirgsvorland und östlich der kontinentalen Wasserscheide) Contour line (mapped only in the foreland and east of the continental divide)

7.3 Höhenkote (Angabe in m ü.d.M.) Altitude (m a.s.l.)

7.4 Straße Road

7.5 Oase Oasis

7.6 Ortschaft/Siedlung locality

7.7 Dam Dam

7.8 Wasserreservoir Reservoir

7.9 Stausee Man made lake with dam

7.10 Quelle im Vorland, zeitweise fließend, ungefaßt Intermittent spring in the foreland, not encased

7.11 landwirtschaftliche Nutzfläche Agricultural farm

7.12 Versuchsfeld zur Dünenfixierung Test field for dune stabilization by air seeding

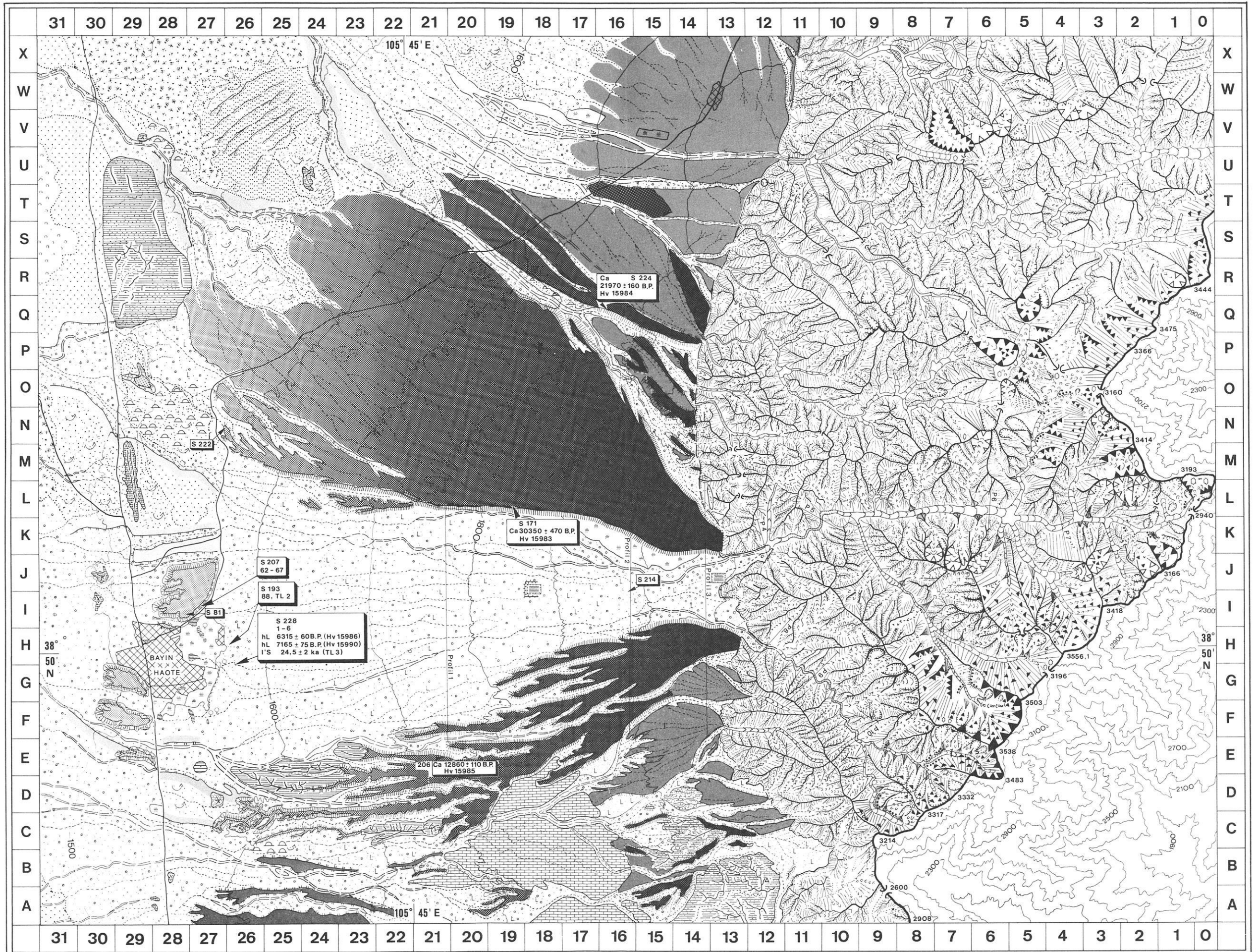
7.13 Deflation Deflation

7.14 Profilinie Profile line

7.15 Fundstelle von Keramikscherben Findings of ancient pottery fragments

Maßstab 1 : 100 000





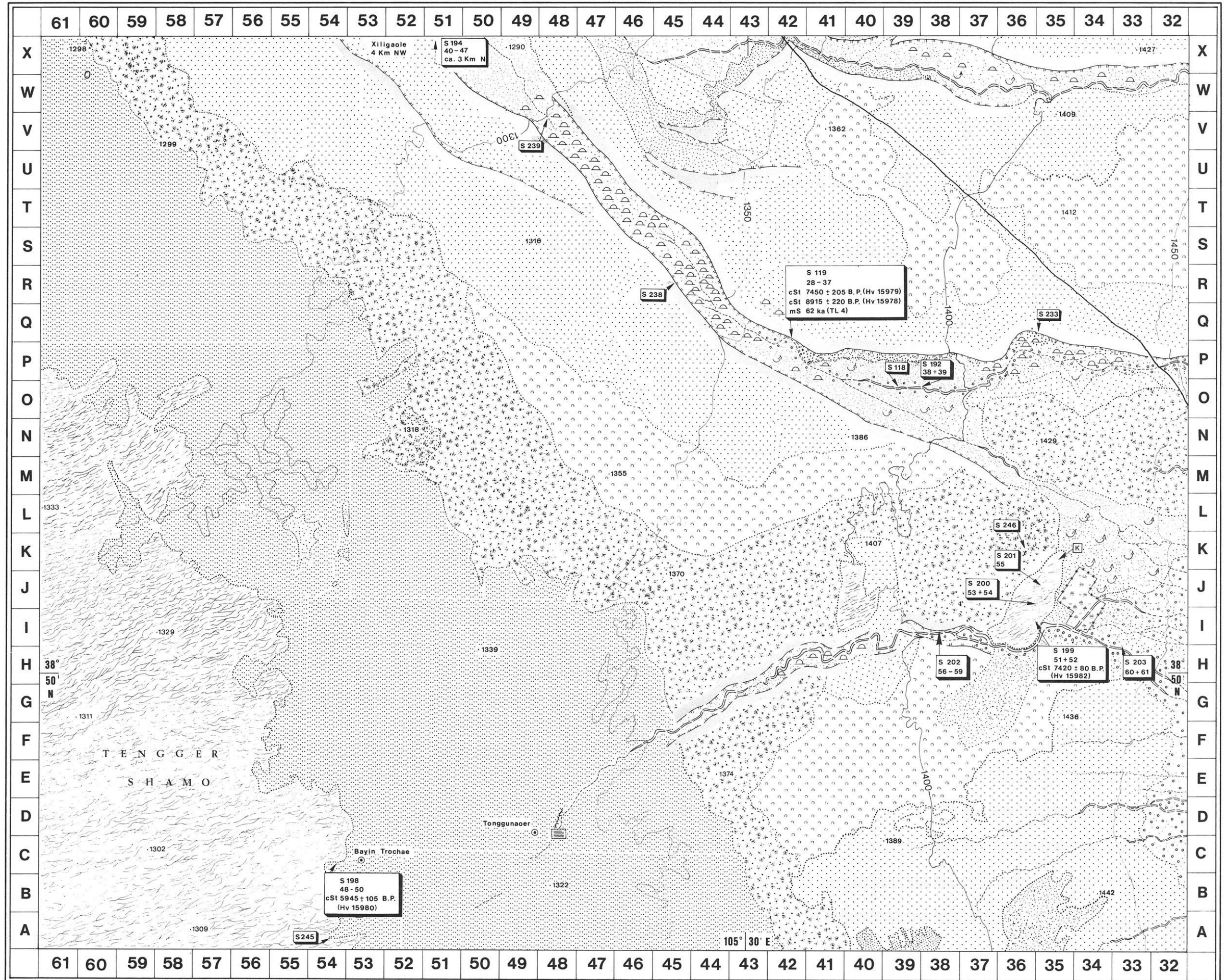
Geomorphologische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes im Helan Shan und seinem westlichen Vorland (Westlicher Teil)

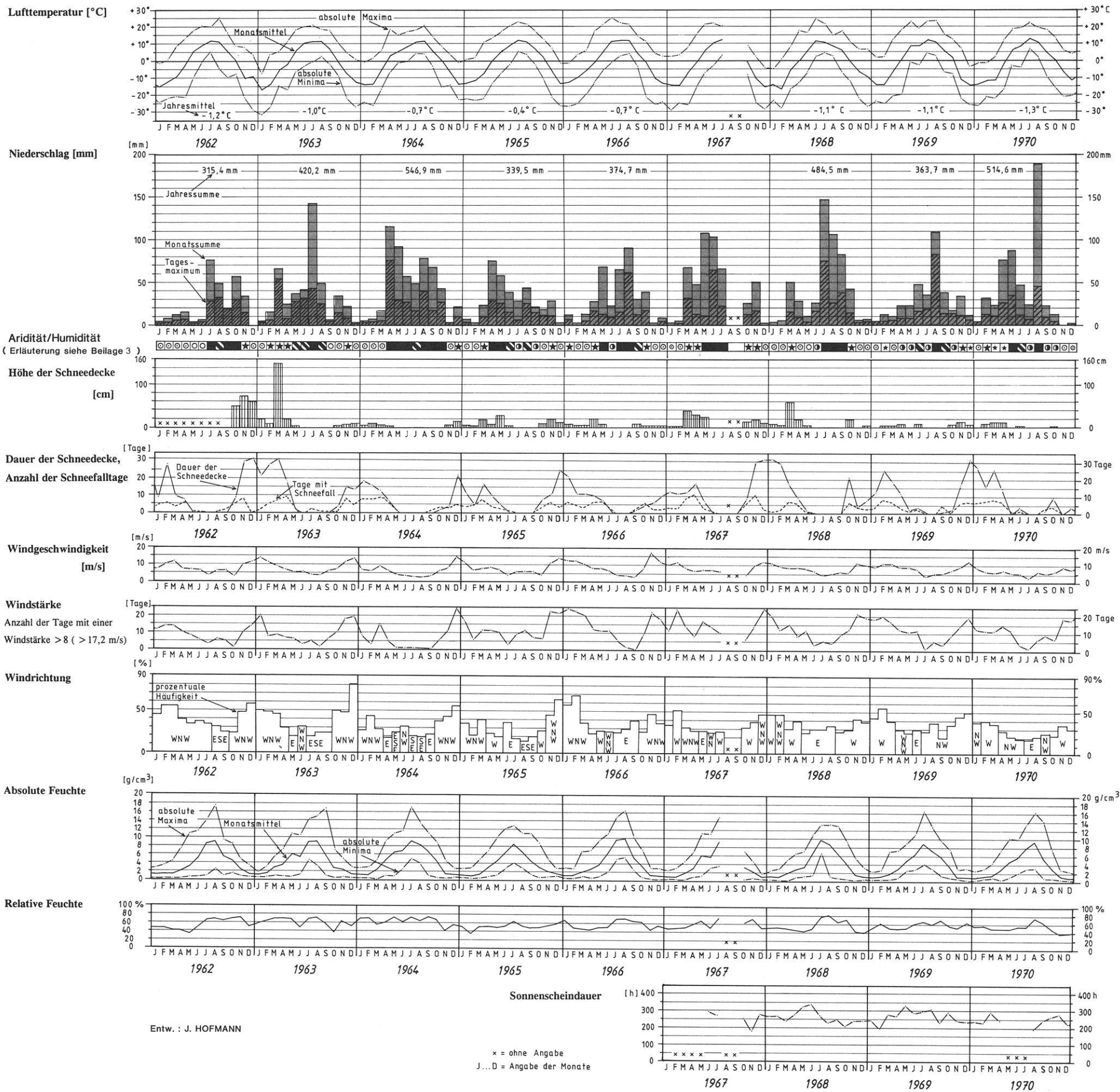
Maßstab 1 : 100 000

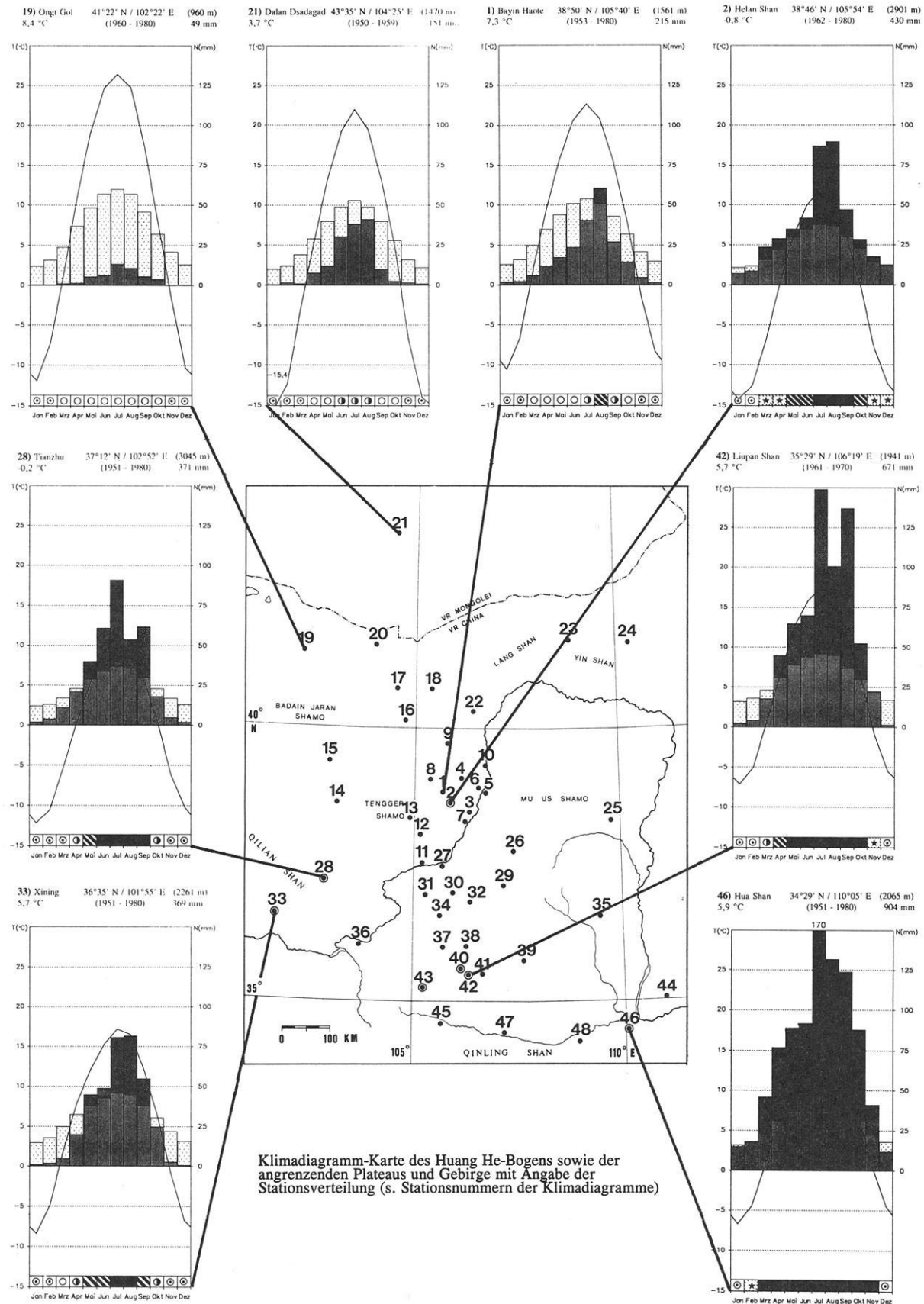
Beilage 5

Legende siehe Beilage 7

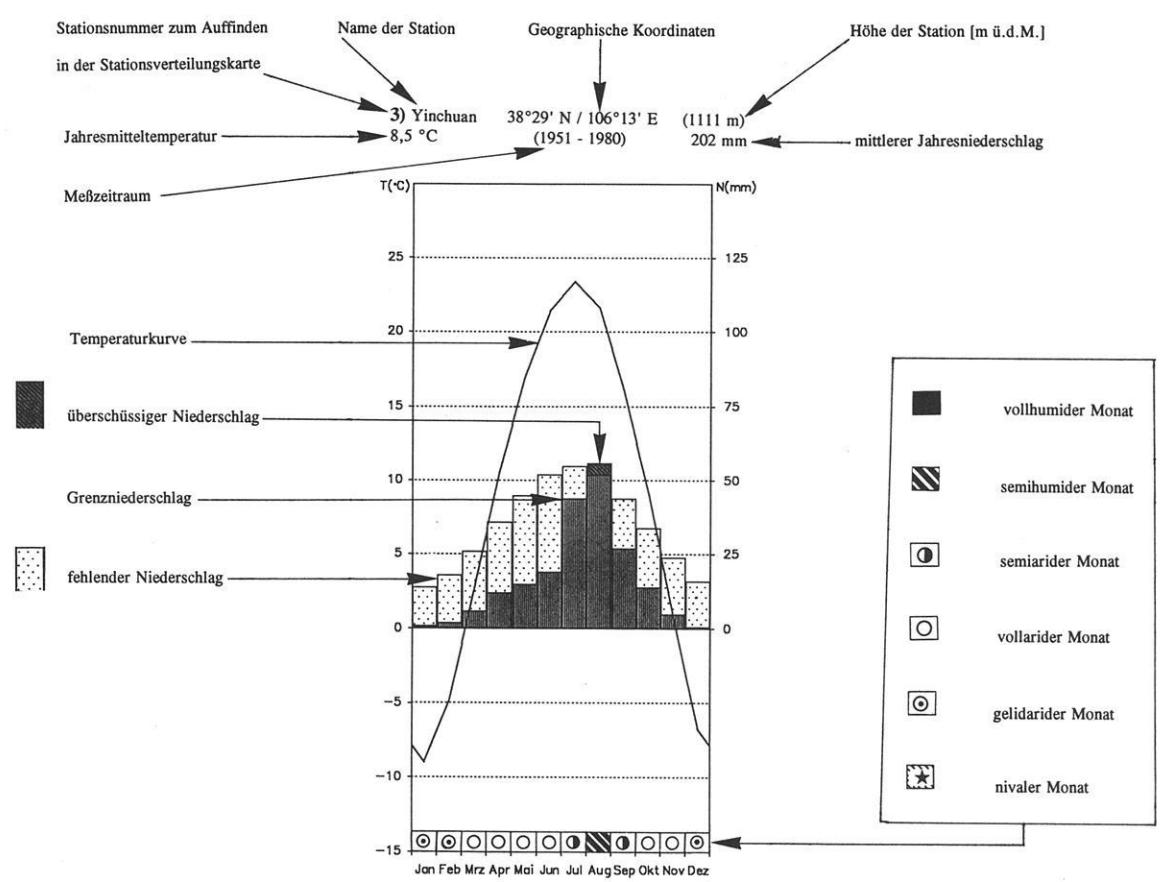
Entw. : J. Hofmann







Erläuterungen zu den Klimadiagrammen



Klimadiagramm mit eingezeichneten Trockengrenzwerten nach der Methode von JÄTZOLD (1959) auf Grundlage der Formel von WANG & WISSMANN (1941)

Entwurf/Compiled by: J. HOFMANN

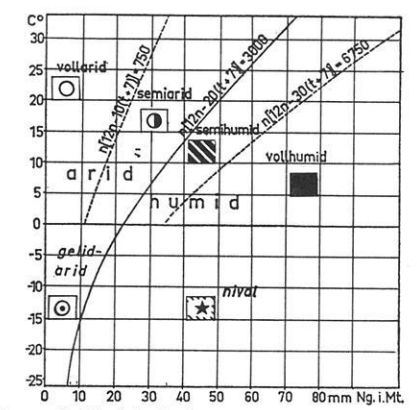
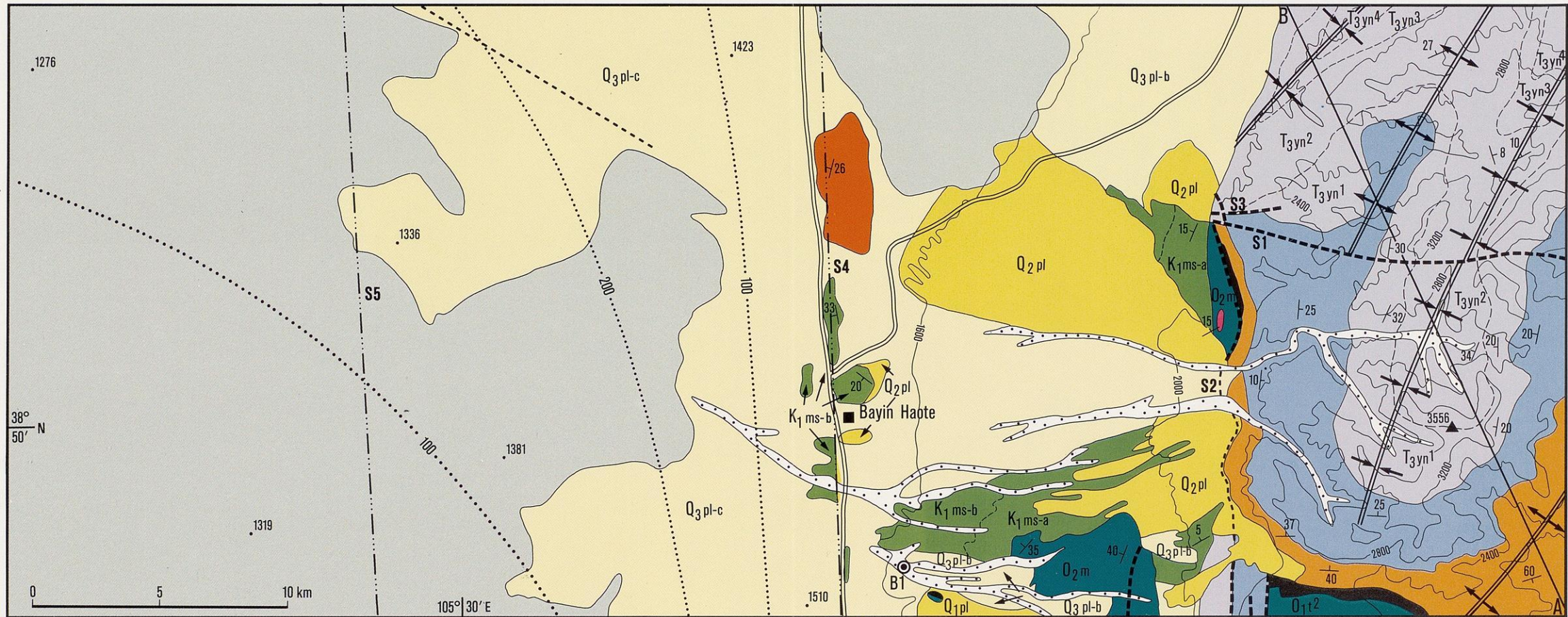


Diagramm der klimatischen Trockengrenze von WANG und v. WISSMANN. Außerdem sind neue Grenzen eingetragen, welche zur Differenzierung in semi- und vollaride sowie in semi- und vollhumide Monate dienen. Unterhalb der 0°-Linie können zusätzlich die Bezeichnungen nival und gelid-arid verwendet werden.

(JÄTZOLD 1961: 9)



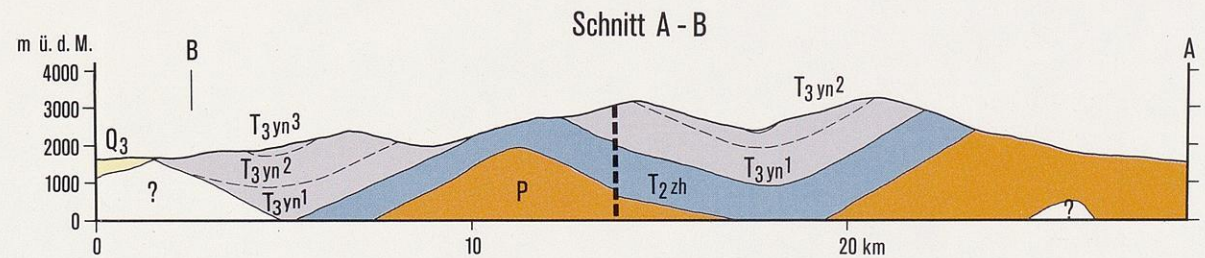
Entwurf: J. Hofmann
Kart.: J. Schulz

Beilage 2:

Geologische und Tektonische Karte des Arbeitsgebietes 1:200 000

Kartengrundlage: Geol. Karte der VR China, Blatt J-48-X, 1:200 000. Geotektonische Karte der VR China, Blatt J-48, 1:500 000, in Verbindung mit CHAO et al. (1982: Karte 49). Ergänzt durch eigene Kartierungen.

Legende (nähere Angaben zur Stratigraphie s. Tab. 1)



QUARTÄR

HOLOZÄN (Q₄)

- Q_{4al} Alluvionen (Schotter)
- Q_{4eol} Sandschilde, Dünen

PLEISTOZÄN (Q₁ bis Q₃)

- Q₃ (Jung-Pleistozän)
- Q_{3pl-b} proluviale Kiese
- Q_{3pl-c} proluviale Schotter

Q₂ (Mittel-Pleistozän)

- Q_{2pl} proluviale Schotter

Q₁ (Alt-Pleistozän)

- Q_{1pl} proluviale Schotter, Konglomerat

TERTIÄR

- E₃ (Oligozän)
Konglomerate, Sandsteine

KREIDE

- K_{1ms-b} (Obere Kreide)
stark schluffige Sandsteine, Konglomerate
- K_{1ms-a} (Obere Kreide)
Konglomerate, Sandsteine

TRIAS

- T_{3yn1-4} (Yanchang-Formation = Obere Trias)
dunkel-(grün-)-graue, stark verfestigte feldspatreiche Sandsteine mit Gesteinsbruchstücken; z.T. geröllführend, in Wechselfolge mit gebankten Konglomeraten
- T_{2zh} (Zhifang-Formation = Mittlere Trias)
graugrüne stark verfestigte feldspathaltige Sandsteine mit Gesteinsbruchstücken; z.T. geröllführend; zurücktretend Konglomerate

PERM

- P (ungegliedert)
Sandsteine; Siltsteine; zurücktretend Kalkstein

KARBON

- C (ungegliedert)
Tonsteine; biogene Kalksteine; zurücktretend Anthrazit

ORDOVIZIUM

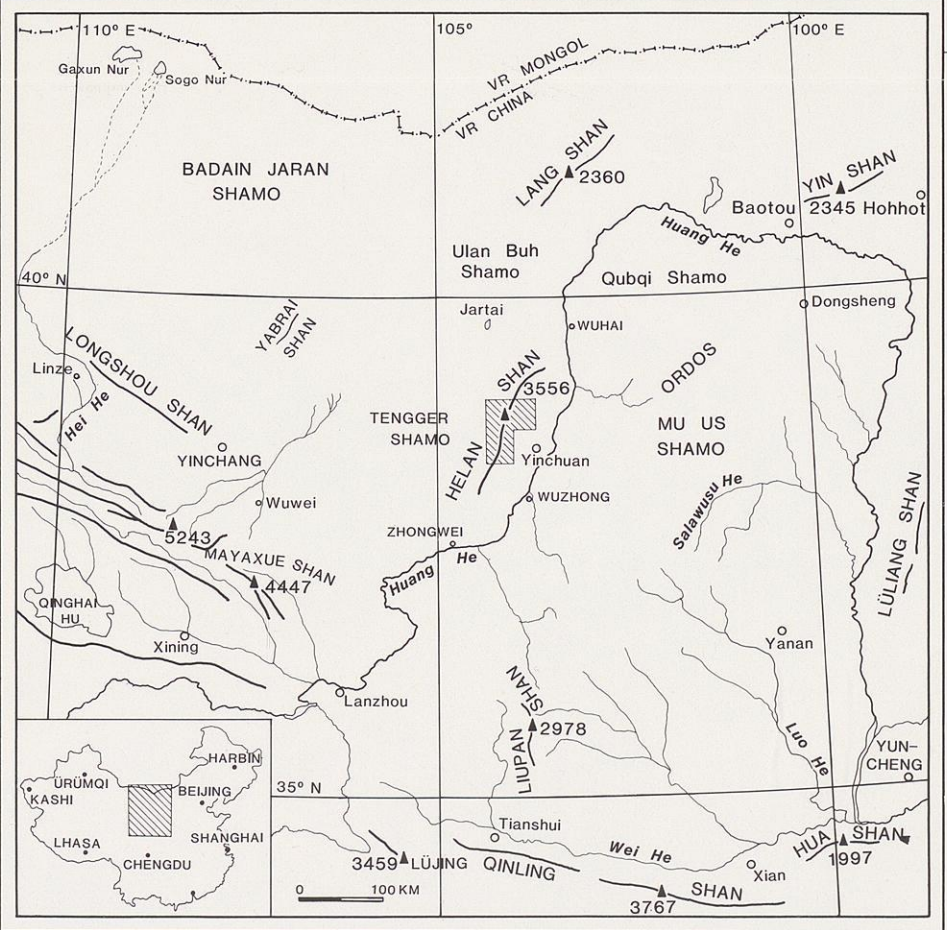
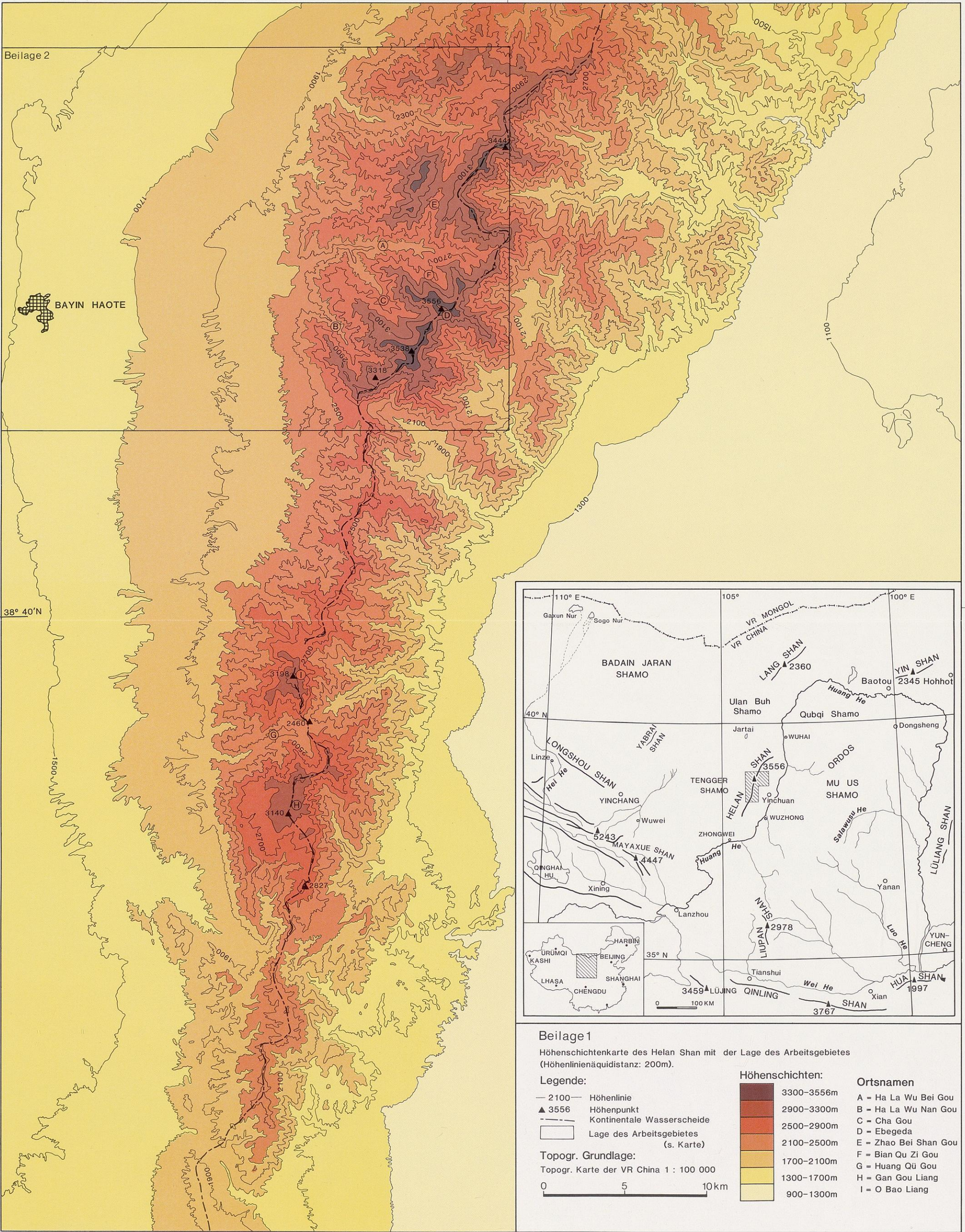
- O_{2m} (Miboshanzu-Formation)
Quarzsandsteine; Tonschiefer; Kalksteine
- O_{1t2} (Tianjing Shan-Formation)
Kalksteine

- γ₃ Granit-Intrusion
- Störung
- Störung, vermutet
- Störung unter quartärer Bedeckung
- Synclinalachse
- Antiklinalachse
- Isopache der tertiären Sedimente (m)
- Isopache der quartären Sedimente (m)
- 25 / Streichen u. Fallen der Schichten (in°)
- Bohrung
- Straße
- Gipfel

BAYIN HAOTE

38° 40'N

106° 00'E



Beilage 1

Höhenschichtenkarte des Helan Shan mit der Lage des Arbeitsgebietes (Höhenlinienäquidistanz: 200m).

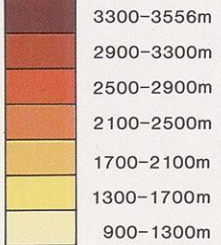
Legende:

- 2100 — Höhenlinie
- ▲ 3556 Höhenpunkt
- - - - - Kontinentale Wasserscheide
- Lage des Arbeitsgebietes (s. Karte)

Topogr. Grundlage:
Topogr. Karte der VR China 1 : 100 000

0 5 10km

Höhenschichten:



Ortsnamen

- A = Ha La Wu Bei Gou
- B = Ha La Wu Nan Gou
- C = Cha Gou
- D = Ebegeda
- E = Zhao Bei Shan Gou
- F = Bian Qu Zi Gou
- G = Huang Qū Gou
- H = Gan Gou Liang
- I = O Bao Liang