

MATTHIAS KUHLE und DORE KLEINDIENST-ANDRÉE

FILM C 1856

**Glazial-geomorphologische Expedition
in die Karakorum-Nordseite 1986**

Publikation von MATTHIAS KUHLE

Sonderdruck

Publ. Wiss. Film., Techn. Wiss./Naturw. 12 (1996), 185–256.
MATTHIAS KUHLE: Glazial-geomorphologische Expedition in
die Karakorum-Nordseite 1986. Film C 1856 von MATTHIAS
KUHLE und DORE KLEINDIENST-ANDRÉE. ISSN 0073–8433



GÖTTINGEN 1996

INSTITUT FÜR DEN WISSENSCHAFTLICHEN FILM

MATTHIAS KUHLE

Glazial-geomorphologische Expedition in die Karakorum-Nordseite 1986

Film C 1856 von MATTHIAS KUHLE UND DORE KLEINDIENST-ANDRÉE

Mit 14 Abbildungen

Allgemeine Vorbemerkungen

1 Methodik

1.1 Die besondere Bedeutung des Karakorum-, Aghil- und Kuenlun-Gebirges als dem Untersuchungsgebiet der Expedition 1986

Es war die sechste Expedition des Verfassers nach Tibet und in dessen einfassende Gebirge mit dem Vorhaben, die maximale eiszeitliche Gletscherbedeckung in Hochasien zu rekonstruieren (vgl. KUHLE [13], [45], [46], [23]). Das im Film vorgestellte Untersuchungsgebiet wurde speziell zur Erfassung der Inlandeisdecke bzw. des Eisstromnetzes vor etwa 60 000 bis 18 000 Jahren in den trockenen Gebieten Nordwesttibets ausgewählt. In der Art eines Indizienbeweises hat der Verfasser zuvor und inzwischen glazialgeomorphologische und -geologische Geländedaten aus verschiedenen – zumeist feuchteren – Gebieten Tibets und seiner Ränder zusammengetragen (siehe „Bibliographie“). Die Stringenz, mit der die Untersuchungen verfolgt wurden, zielte auf zwei Qualitäten von Ergebnissen ab. Erstens auf den Beweis eines subtropischen Inlandeises auf dem Tibetplateau und seines eisstromnetzartigen Abflusses durch die Randgebirge hinab. Zweitens auf die räumlich möglichst abdeckende Rekonstruktion seiner Gletschermächtigkeiten, seiner Abflußrichtungen im einzelnen und der spätglazialen Rückzugsphasen. Daher galt es, in der ersten Phase der Untersuchungen möglichst aussagekräftige, d. h. Schlüsselareale für den Nachweis dieses möglichen zusammenhängenden Hochlandeises zu erforschen. Es wurden Testgebiete zunächst in Südtibet

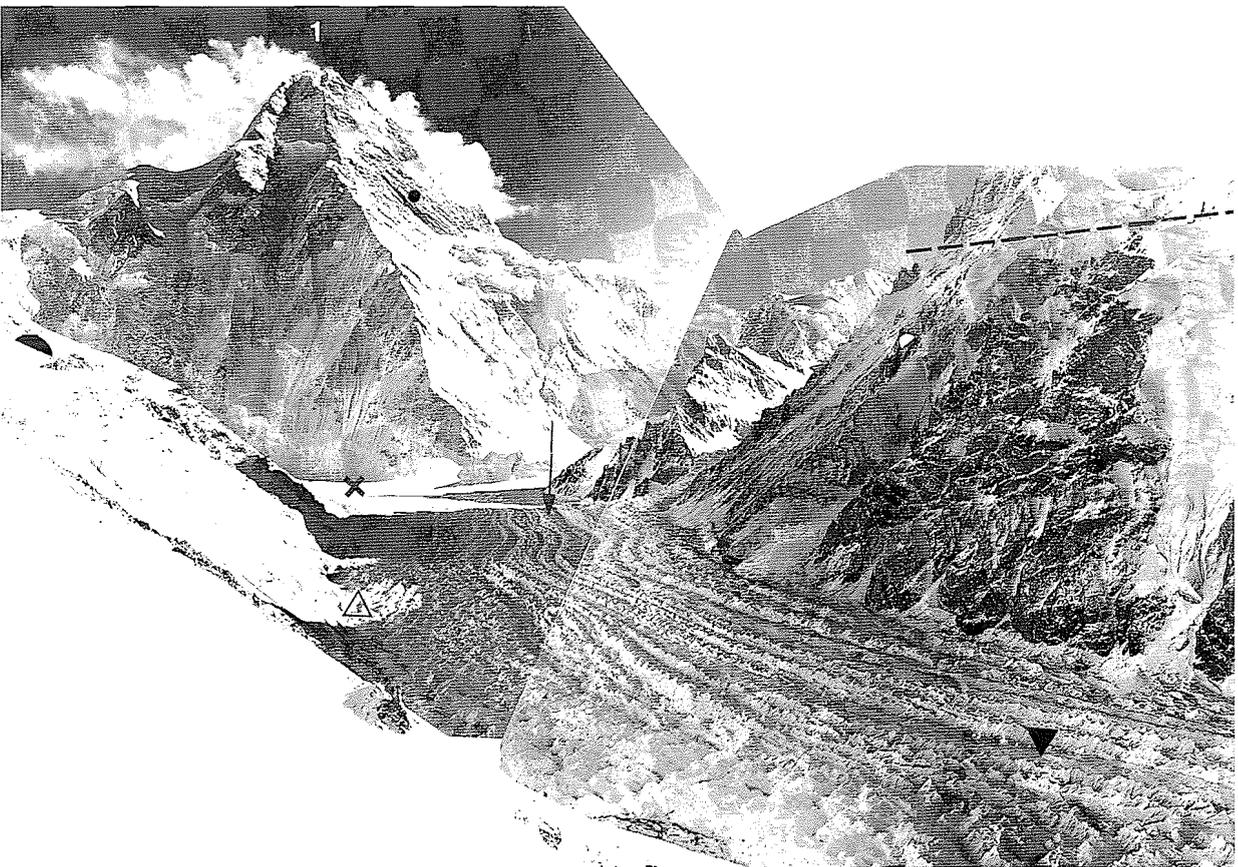
ausgewählt, weil dort die Schneegrenze aus planetarischen Gründen am höchsten verläuft, und dann am Nordrand des Hochplateaus, um durch Interpolation den Nachweis führen zu können, daß die Schneegrenze auf diesem Süd-Nord-Profil weitgehend unter der tibetischen Plateauhöhe verlaufen ist. Das ist darum keineswegs selbstverständlich, weil die mittlere Plateauhöhe von Süden nach Norden abnimmt, so daß die planetarische Schneegrenzinklination von jener Reliefabsenkung nicht überholt werden darf, damit sich ein Inlandeis auch in Nordt Tibet aufbauen kann. Generell gilt dabei, daß sich auf einer Hochfläche überall dort eine Eiskappe und ein Inlandeis aufbauen konnte, wo die Schneegrenze während der Eiszeit die Reliefoberfläche berührt oder sogar unterschritten hat.

Nachdem durch die Untersuchungen von 1976 bis 1981 wahrscheinlich gemacht wurde, daß die Schneegrenze – trotz ihrer Aufwölbung über dem zentralen Plateau als Folge des thermischen Massenerhebungseffektes – tatsächlich deutlich unter der mittleren Plateauhöhe verlaufen sein muß, und die zentraltibetische Eisbedeckung durch glazialgeomorphologische Stichproben im südlichen Zentraltibet dort bewiesen werden konnte, wo die Schneegrenze heute auf diesem Querprofil am höchsten verläuft, mußte diese

Abb. 1. Überblick über die obere Hälfte des K2-Gletschers aus der orographisch rechten Talflanke von 5000 m Höhe (Abb. 2 = Karte als Anlage, unterhalb von Nr. 3) auf den K2 (Tschogori, Nr. 1). Der K2-Nordsporn (Profillinie zwischen Licht und Schatten) leitet vom Ursprungsfirnkegel (X) des Gletschers aus 5200 m ü. M. über eine annähernd 3420-m-Vertikaldistanz bis zum 8616 m hohen Gipfel hinauf. Dieser über 20 km lange Eisstrom ist ein transversaler Gletscher. Er setzt rechtwinklig am Karakorum-Hauptkamm an. Sein eiszeitlicher Vorläufer war einer der weit verzweigten Ursprungsäste des Shaksam-Eisstromnetzes (vgl. Abb. 2), dessen Pegel über die höchste Schliftgrenze (---) rekonstruiert werden konnte. Die dort oben aussetzenden Flankenschliffe (♣, ♣) sind während der letzten 18000 Jahre, in denen sich der Gletscherpegel abgesenkt und die Felsen freigegeben hat, durch die Arbeit von Hängegletschern, durch die Denudation von Eislawinen und Steinschlag sowie die täglich an den Schwarzweißgrenzen wirksame Frostverwitterung stark aufgeraut oder gar aufgelöst worden. Δ markiert die Reste von spät- bis neoglazialen Ufermoränen, die vom heutigen Gletscherrand unterschritten werden. † und † bezeichnen Obermoränen, die als Mittelmoränenstränge in die Gletscheroberfläche eingeschmolzen sind, d. h. in diese eingesenkt verlaufen und darum von meter- bis dekameterhohen Eispiramyden flankiert werden. Links von † liegt das Hochlager der Expedition 1986 in 5150 m ü. M. An der K2-Gipfelpyramide (●) sind von Schnee freigewehrte, gletscherfreie Gneisfelsen oberhalb der Gletscherobergrenze deutlich zu erkennen.

Standpunkt: 35° 58' N, 076° 29' E.

Foto: M. KUHLE, 3. 10. 1986



Frage auf die trockensten Gebiete Tibets ausgedehnt werden. Während das bis 1984 bearbeitete Tibetquerprofil immer noch Niederschläge von 300 bis 700 mm/Jahr (Station Lhasa: 449 mm/Jahr) in seinem Zentrum aufweist, gehen diese nach Westt Tibet auf 200 mm und weniger herunter; in den Niveaus der Talböden des Expeditionsgebietes 1986 um 4 000 m ü. M. sogar auf 100–60 mm/Jahr. Das hat seine Ursache in den sehr ausgeprägten Leelagen von Karakorum, Aghil und Kuenlun, die sich zwischen dem über 8 000 m hohen Karakorum-Hauptkamm (Abb. 1) und dem Tarim-Becken – in welchem sich darum die Wüste Takla Makan ausbilden konnte – erstrecken. Diese extreme Trockenheit, die aufgrund reduzierter Feuchtigkeitsaufnahme der Atmosphäre während der Eiszeit eher noch höher gewesen sein dürfte, war die methodische Verlockung zur Auswahl gerade dieses westtibetischen Grenzgebirgssaumes und führte zu dem im Film festgehaltenen Forschungsunternehmen. Denn wenn sogar in diesem Gebiet eine umfängliche abdeckende Vergletscherung bestanden hat, dann ist die komplette Inlandvereisung ganz Westtibets keine Frage mehr. Warum aber – und diese Anschlußfrage drängt sich nun auf – kann man dem Problem nicht gleich an Ort und Stelle in Westt Tibet nachgehen, sondern muß den mittelbaren Weg über die nordwestlich anschließende Tallandschaft nördlich des Karakorum-Hauptkammes wählen?

1.2 Bemerkungen zur glazialgeomorphologischen Untersuchungsmethode, zur Hochgebirgsmorphologie und Glazialhydrologie des Expeditionsgebietes

Es ist darum so schwierig, unmittelbar auf dem Plateau in Westt Tibet die hochglaziale Anwesenheit eines Inlandeises nachzuweisen, weil die zugehörigen Endmoränen dort oben im Gletschernährgebiet nicht anzutreffen sein können. Soweit überhaupt vorhanden, können sie nur sehr viel tiefer, am Unterrand der zugehörigen Gletscherzehrgebiete an den Enden der Auslaßgletscherzungen, abgelagert worden sein. Die Auslaßgletscher zweigten an den Plateaurändern von der geschlossenen zentralen Inlandeisdecke dort ab, wo jene Randgebirgsketten mit ihren Haupttälern in die Tief- und Gebirgsvorländer hinableiten. Hier erfährt das auf dem Hochplateau großflächig kalt und dementsprechend träge abfließende Eis eine sprunghafte Geschwindigkeitsvergrößerung in diese mit etwas steilerem Gefälle abführenden Täler hinab. Aus dem Grund spaltet sich in diesen Randgebieten die zusammenhängende Gletscheroberfläche in einzelne Eisströme auf, über welche die kanalisierenden Gebirgsketten in zunehmender Höhe aufragen. Aber nicht allein, daß auf dem eigentlichen Tibetplateau die hochglazialen Endmoränen fehlen

und allenfalls die spätglazialen Moränen, die während des Eistrückganges im Verlauf von kleinen Gletschervorstößen, von denen der Rückschmelzprozeß kurzfristig unterbrochen wurde, aufgeschoben worden sind, nur noch eine bereits weit hinaufgerückte Schneegrenze nachweisbar machen – auch der glazigene Abtragungsformenschatz ist auf den ebenen Plateauflächen aus zweierlei Gründen weniger ausgeprägt gewesen als in den randlichen Gebirgstälern. Erstens fehlt die erwähnte Einengung und Kanalisierung des Eisabflusses bei größerem Neigungswinkel, und zweitens hatte die Plateauhöhe über der eiszeitlichen Schneegrenze zur Folge, daß das Grundeis am Schutt- und Felsboden – zumindest partienweise – festgefroren war. Dies deshalb, weil man für die Eiszeit in Westtibet aufgrund der bedeutenden Trockenheit von sehr niedrigen Temperaturen ausgehen muß. So herrschen beispielsweise heute im Schneegrenzniveau des K 2-Gletschers auf der Karakorum-Nordseite in 5 m Eistiefe -6 bis -10°C in 5200–5300 m ü. M. (s. Kapitel „Filmbeschreibung“), was für noch deutlich tiefere Temperaturen am damaligen Inlandeisgrund in Westtibet spricht. Solche Anfriervorgänge wurden vorübergehend durch ein abruptes Abreißen des angefrorenen Eises vom mineralischen Untergrund unterbrochen. Dabei wurde ein Teil des Schutt- und Felsbodens bruchstückhaft aus dem Verband gerissen. Der Untergrund verblieb rau und bot annähernd dasselbe Erscheinungsbild wie die Frostschuttobersfläche nach der Deglaziation. Auch dort, wo das Grundeis partienweise nicht wirklich festgefroren war, blieb sein Fließbewegungsvorgang dennoch hoch viskos und spröde. Er erfolgte in der für kaltes Eis typischen Blockschollenbewegung, die wie ein grober Hobel den Untergrund beschürfte und eher aufriß, als daß er durch den feinen Schliff warmweichen, d. h. niedrig viskosen Eises geglättet und poliert wurde. Natürlich fehlte hier ohnehin das wichtigste Schmiermittel für einen perfekten Schliff, wie er darum auch nur sehr tief unter der Schneegrenze in den Gletscherzungenbereichen vorgekommen ist, nämlich das subglaziale Schmelzwasser. Das Ergebnis besteht aus einer wenig eindeutig geformten, wenn auch weich gerundeten Felshügeloberfläche mit den makro-morphologischen Merkmalen von klassischen Rundhöckern, die sowohl durch Frostverwitterung aufgeraut als auch subglazial bereits rau angelegt gewesen sein könnten. Ein zwar nicht prägnant zu nennender, aber wichtiger Indikator für die vorzeitig abtragende Inlandeisdecke ist im hier weitgehend fehlenden Verwitterungsschutt zu sehen, denn außer einer wenige Zentimeter bis Dezimeter mächtigen Detritusauflage auf dem anstehenden Fels ist das Hochland weitgehend schutfrei. Selbst in den flach eingelassenen Tiefenlinien und Hochtälerausräumen sind nur gering- (wenige Meter) mächtige Schottersohlen und flachgründige Schwemmschutfächer aus den Nebentälchen

abgelagert worden. Wären hier über die vielen Jahrhunderttausende, während derer sich das Tibetplateau über der Baumgrenze im Bereich der Frostschuttzone befindet, die durch physikalische Verwitterung angefallenen Schuttmassen liegengeblieben, so böte sich das Bild einer vollständig mit scherbigem Lockergestein eingekleideten und mit größerer Mächtigkeit abgedeckten Schuttlandschaft. Für einen, dem hier deduzierten Inlandeis-Schutttransport alternativen, fluvialen Schutttransport fehlt der notwendige, sehr viel größere Niederschlag bei den nur geringen Gefällen bzw. Abflußenergien.

Alles, was dem zentralen Hochland als dem Hauptgebiet der Inlandvereisung Tibets an glazialgeomorphologischer Prägnanz, d. h. beweisträchtiger Eindeutigkeit, fehlt, weisen die randlichen Gebirge und somit auch das ausgewählte Expeditionsgebiet 1986 in hohem Maße auf. Das Schema homologer Merkmale nennt die 15 wichtigsten glazialgeomorphologischen Formenelemente, die in diesem Fall auf den Nachweis des Typus „Bortensander“ ausgerichtet sind. Dies ist eine Leitform tiefster vorzeitlicher semiarider Eisrandlagen (KUHLE [9], [25]), die klassischen Endmoränen entspricht, in der Regel auch solche enthält und als eine noch umfassendere Akkumulationsform mit an die Moräne anschließenden, steil ins weitere Gletschervorfeld hinausgeschütteten glazifluvialen Schottern (Sanderschürzen) ausläuft. Für unseren Zusammenhang wichtig ist dieses schematische System glazialgeomorphologischer Indikatoren, das mehr oder minder vollständig und modifiziert in allen heutigen und vorzeitlichen Gletschergebieten zu beobachten ist. Während die glazialgeomorphologische Einzelercheinung mißverständlich bleiben kann und mitunter als Konvergenzerscheinung auf eine andere als die Gletscherursache zurückgeht, gilt das für das System dieser Kennformen nicht. Seine Unverwechselbarkeit liegt in den Lagebeziehungen der Formen. Je größer also die Anzahl der Anzeiger für eine vorzeitliche Vergletscherung ist und je mehr ihre Lagebeziehung dem Gesamtsystem entspricht, mit desto größerer Wahrscheinlichkeit kann der Kanon der Erscheinungen als eindeutig glazigen gedeutet werden (siehe Abb. 2 = Karte als Anlage). Die Bedeutung der Lagebeziehung soll am Indikator „Gletscherschrammen“ gezeigt werden. Gletscherschrammen werden annähernd horizontal in den Fels der Talflanken geschliffen. Das hat seinen Grund in der Bewegungsrichtung des Gletschereises talauswärts. Der konvergente Lawinenschliff weist, was die einzelne Schramme betrifft, zum Verwechseln ähnliche Felsverletzungen auf, die mit einem kräftigen „impact“ einsetzen und dann abnehmend „ausschwänzen“. Ihre Lagebeziehung jedoch ist, sowohl klein- als auch großräumig, vollständig andersartig. Lawinenschrammen sind durch Gesteinsbruchstücke mitführende Lawinenabgänge in der Falllinie der Talflanken

angeordnet, also rechtwinklig zur Gletscherschramme. Außerdem konvergieren und divergieren Talgletscherschrammen nur geringfügig, während Lawinenschrammen eine deutlich stumpfwinkliger, garbenförmige Anordnung aufweisen. Sie wird aus der schnellen Bewegung des Lawinenabgangs verständlich, die beim Aufprall auf den Fels durch den starken Impuls zum Auseinanderstieben der Eis-Schutt-Sturzmasse führt.

Beinahe alle diese glazialgeomorphologischen Leitformen, die hocheiszeitlich entstanden sind, liegen in ihrer spezifischen Anordnung und Lagebeziehung zueinander die kleineren und größeren Quer- und Längstäler des im Film durchmessenen Untersuchungsgebietes hinab (Abb. 2). Diese horizontale Abfolge von Abtragungsformen wie Flankenschliffen mit Trogtalquerprofilen, zurückgeschliffenen Bergspornen mit charakteristischen glaziären Dreieckshängen, Grundschliffen mit Rundhöckern (Abb. 3, ● u. ▲), übergeschliffenen Transfluenzpassen, auf denen hohe Moränenreste, z.T. mit erratischen Blöcken, liegen, mit unter der Schneegrenze ansetzenden Ufermoränenleisten, die sich talabwärts vergrößern und durch Ufermulden und -täler zunehmenden Abstand von den Talflanken gewinnen, so daß der Abtragungsformenschatz zu den tiefsten Eisrandlagen hin progressiv in einen Akkumulationsformenschatz bis hin zu Endmoränen in den Tälern oder noch weiter auswärts in den Gebirgsvorländern übergeht, bildet die Grundlage des Vergletscherungsnachweises (Abb. 2, Nr. 43 u. 44). In diesem Nachweis enthalten ist zugleich die überlagernde Abfolge des hypsometrischen Wandels der glazigenen Formen in ihrer zunehmenden Vertikaldistanz von der Schneegrenze abwärts. Die Zunahme der Moränenablagerungen bis hin zu polyglazialzeitlichen Endmoränen von 400–600 m Höhe im Kuenlun-Vorland des Tarim-Beckens (Abb. 2, Nr. 43 u. 44) in nur noch 2 000–1 800 m ü. M. ist eine Funktion der vermehrt austauenden Innenmoräne und randlichen Ablagerung von mächtigen Obermoränen, wie sie auf der Expedition an aktuellen Gletschern in 2 500 m größerer Meereshöhe zu beobachten waren (Abb. 4, ■; Abb. 2, Nr. 1 u. 3). Aber auch der Gletscherschliff veränderte sich infolge des zunehmenden subglazialen Schmelzwasserangebotes, so daß die vom Eis überflossenen Rundbuckel (Abb. 2, Nr. 11) und Felsflächen glatter wurden und neben Schrammen auch Gletscherpolitur (Abb. 3, ▲; Abb. 2, Nr. 33) erhalten haben, womit sie in deutlichem Kontrast zu den subglazialen Felsaufrauungen der westtibetischen Gletschernährgebiete (Abb. 2, Nr. 53) über der eiszeitlichen Schneegrenze in 5 500 bis 4 000 m ü. M. stehen (s. o.). Es ist der Wasserfilm zwischen Gletschereis und Fels, der den Schliff feiner werden ließ.

Die mit ihren Oberflächen über Dekakilometerdistanzen unter der Schneegrenze abgeflossenen Eiszeitgletscher ließen ihr – orientiert an Gletscher-



Abb. 3. Mit Politur (//) überlieferte Rundhöcker-Felsflächen (● u. ▲, groß) im Konfluenzbereich des Surukwat-Tales mit dem Yarkand-Tal in 3580 m ü. M., etwa 100 m über der heutigen Schottersohle (Abb. 2, Nr. 33). Sie sind in den Schichtköpfen leicht aussplitternder und darum schnell verwitternder, seiger (senkrecht) stehender pelitischer Metamorphite (Phyllite) ausgebildet. Ihr guter Erhaltungszustand legt eine nur kurz zurückliegende Entstehung nahe, weshalb allein eine letzthochglaziale bis spätglaziale Genese in Frage kommt. Die Schriffgrenze (---) oberhalb der glaziären Flankenglättungen (●, klein) verläuft um 4400 m ü. M. und markiert die Oberflächenlage eines mehr als 1000 m mächtigen Eisstromnetzes. Standpunkt: 36° 23' N, 076° 41' E, gegen Westen aufgenommen.

Foto: M. KUHLE, 27. 8. 1986



Abb. 4. Aus seinem Gletschervorfeld in 4110m ü.M. auf das Zungenende des K2-Gletschers (Abb. 2, Nr. 1) mit dem Gletschertor (rechts von ▼) und dort austretendem Schmelzwasserfluß (○; Abb. 5) gesehen; links drei Kamele mit Treiber als Größenvergleich. Die Gletscherzungenstirn zeigt durch ihre Steilheit (zwischen ▼ u. ■) an, daß sie vorstößt. Bis an die Zungenstirn ist der Gletscher mit meterdicker Obermoräne abgedeckt (■). × markiert eine bis über 10m hohe Stapelendmoräne, einen Stirn moränentyp, dessen Material durch die Eisrinnen vom Gletscher herabgerutscht ist. ▼ bezeichnet im Laufe der letzten Nacht herabgebrochenes Eis. ◆ weist den oberhalb der Grundmoränenverkleidung an der Talflanke weiter hinaufreichenden glazigenen Flankenschliff aus. Er ist durch Steinschlagrinnen und Frostverwitterung innerhalb weniger Jahrtausende bereits weitgehend aufgelöst worden. Noch vor wenigen Jahrzehnten war das Zungenbecken im Vordergrund gletscherbedeckt.

Standpunkt: 36° 02' 30" N, 076° 32' E.

Foto: M. KUHLE, 3. 9. 1986

spalten – infiltriertes Schmelzwasser bis zum Felsgrund des Talgefäßes penetrieren. Das in dabei ausgeschmolzenen und ausgespülten Gletscherbrunnen – das sind senkrecht im Eis abfallende Röhrensysteme – unter hydrostatischen Druck geratene Wasser schießt derartig rasant zwischen Fels und Eis hindurch, daß Kavitationskorrasion wirksam wird und auch ohne Erosionswaffen in der Lage ist, das anstehende Gestein in Dekameter tiefe Klammen (Abb. 2, Nr. 34 u. 18) zu zerschneiden. Natürlich verstärkt die in die subglaziale Tiefenlinie stürzende Untermoräne mit ihrem Blockwerk noch die Einschneidung. Die Abfolge der hoch- bis spätglazialen Gletscherstände, welche – von kurzen Eisvorstößen unterbrochen – eine immer geringere Eisfüllung der Talgefäße bis hin zu den heutigen Gletscherenden (Abb. 4, ▼; Abb. 2, Nr. 1, 4 u. 9) zeitigte, dispensierte die Täler zunehmend vom Gletscherschurf. Im Hochglazial hingegen war der Schurf in den aus Westtibet herableitenden Tälern des Untersuchungsgebietes gewaltig. Aussagekräftigstes Exempel ist das Shaksgam-Tal (Abb. 2, Nr. 20). Neben der bedeutenden Talgletschermächtigkeit von 1600–1900 m, wie sie an Schlifffgrenzen (Abb. 2, Nr. 21) und Transfluenzpassen in benachbarte Talsysteme hinüber (Abb. 2, Nr. 25) nachweisbar ist, profitierte der Schurf auch gerade von dem Talgefälle vom Westtibetplateau herab. Dieses erhöhte die Abflußgeschwindigkeit des Auslaßgletschers, verringerte jedoch andererseits die Eismächtigkeit und damit den Gletscherschurf auf diesem Weg. Hinsichtlich dieser Überlegungen faßt die klassische U- und Trogform des Shaksgam-Tales die Kraft- und Druckverhältnisse im hocheiszeitlichen Fließkörper folgendermaßen zusammen: Der konkave Flankenschliff, der ein präglaziales, fluviales V- oder Kerbtal zu einem Trog ausweitet, steht hier im Verhältnis zu einem vergleichsweise reduzierten Grundschliff des Talgletschers. Das belegt überwiegende Druckkräfte gegenüber den Zugkräften im Gletscher, die immer dann auftreten, wenn das Talgefälle im Verhältnis zum nachdrängenden Gletschereis vom Tibetplateau und aus den anderen angeschlossenen Nährgebieten tendenziell gering ist. Der damit verbundene Eisrückstau bewirkte dann auch die Aufstauung des Eises zu jener großen Mächtigkeit (s. o.), die im Oberlauf des Tales zu ausgedehnten Eisstromflächen über der Schneegrenze geführt hat. Zweifellos wird der annähernd kastenförmige, breite Lichtraum des Shaksgam- und des Yarkand-Troges durch die postglaziale Auffüllung mit glazifluvialen Schotterflursediment mitbewirkt. Dort, wo die Zugkräfte im eiszeitlichen Gletscherabfluß überwogen – das galt in steil ableitenden Quertälern –, resultierten glazigene Kerbtäler.

Die schrittweise Deglaziation vom Hochglazial über die mindestens vier Stadien des Spätglazials (Ghasa-, Taglung-, Dampu- und Sirkung-Stadium [I, II, III, IV]; nach KUHLE [6], [32]) bis hinein ins Holozän mit seinen neogla-

zialen Gletscherständen vor 4500–2000 Jahren führte zur sukzessiven Reduktion der Talgletscher in ihrer Länge, Mächtigkeit und Breite. Der bedeutendste Schritt dieser Enteisung der Längs- und Haupttäler des Untersuchungsgebietes (Abb. 2) war bis vor 12 860 \pm 180 Jahren abgeschlossen, und die Gletscherenden lagen nur noch wenige Kilometer talauswärts ihrer gegenwärtigen Positionen. Während dieser Verschmälerungen der Gletscher wurden Schuttkegel und -halden, Murkegel und Schwemmfächer aus kleineren Nebentälern niedrigerer Einzugsbereiche sowie aus Hangrunsen und Wandschluchten in zunehmender Breite gegen die Eisströme geschüttet. Genetisch sind es damit gegen das Widerlager der Gletscher geschüttete Kames. Nach dem vollständigen Ausschmelzen der Gletscher wurden derartige glaziäre Uferbildungen als Kamesterrassen stehengelassen. Diese Akkumulationssteilränder wurden dann im Postglazial von den anastomosierenden Flüssen des Shaksgam und Yarkand mit ihren wechselnden Gerinnen an ihren Prallhängen unterschritten, zurückverlegt und dadurch steil gehalten. Wie die beim Durchzug unserer Karawane durch den Shaksgam-Trog gemachten Filmaufnahmen erkennen lassen, wird der 1 km breite Schotterboden des Tales von Talflanke zu Talflanke durchbewegt. Das wird an der gleichmäßig hellen Färbung der aus Kalken, Dolomiten, Gneisen und Graniten gemischten Schotter deutlich. Lange an Ort und Stelle (in situ) ruhende Komponenten dunkeln durch die Ausbildung von Hartrinden innerhalb weniger Jahrzehnte bis Jahrhunderte nach, wobei dieser Prozeß durch die azendenten Lösungen des hiesigen ariden Klimas, die diese Krusten an den Schotteroberflächen ausfällen lassen, noch beschleunigt würde. Die Schottersohlen in den Haupttälern, aber auch den großen Nebentälern erster Ordnung wie dem Surukwat- und dem Mustagh-Tal, sind die glazifluvialen Schotterfluren bzw. Sander der heutigen Gletscherstände und als solche aktuell in Bildung, d. h. in Aufschotterung, begriffen. Derartige anastomosierende Schmelzwassergerinne, die in andauernd veränderten Verläufen die Schottersohle durchlaufen und aufhöhen, erreichen im Shaksgam-Talboden zur Hauptschneesmelze zwischen Mai und Ende August an den Prallhängen mehrere Meter Wassertiefe (vgl. Abb. 4, O; Abb. 5). Die gesamte sommerliche Schmelzwasserführung des Shaksgam erreicht maximale Werte von 1000–2220 m³/s. Im Expeditionsjahr 1986 wurden 2000 m³/s erreicht (nach FENG QINGHUA [2], 258–263).

Die weitaus bedeutendsten Transportbewegungen werden aber von den Gletscherseeausbrüchen des oberen Shaksgam-Tales bewirkt. Die in dieses Längstal vorstoßenden 21 und 28 km langen Kyagar- und Teram-Kangri-Gletscherzungen dämmen jeweils einen Gletscherstausee ab. Der Kyagar-Gletschersee läuft regelmäßig durch einen subglazialen Schmelzwassertunnel

aus, der Teram-Kangri-Gletschersee hingegen vornehmlich randlich und nur in untergeordneten Anteilen subglazial (vgl. die Forschungen zur Hydrologie auf der Expedition 1986 von FENG QINGHUA [2], 258–263).

These glacier outburst floods in the Shaksgam valley (Yarkand river system) are characterized by high peak discharges, big rising rate, relatively small total volume and short duration (ebd., 263).

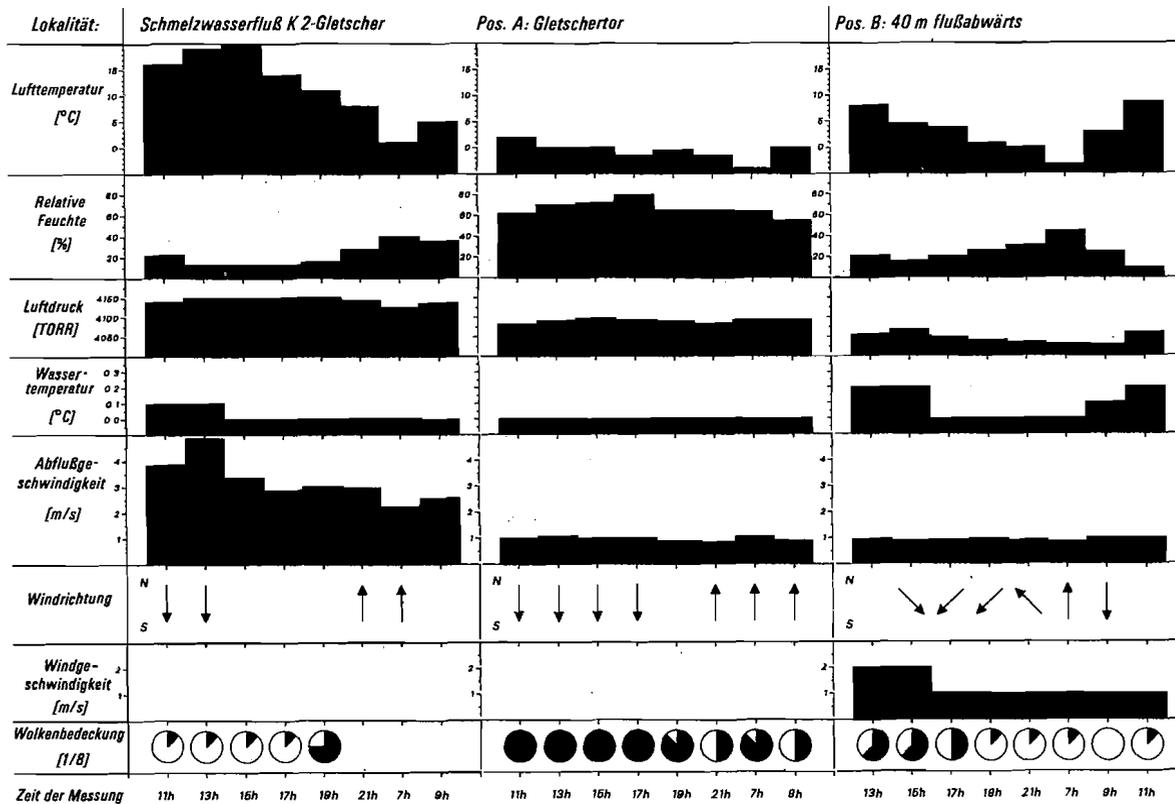
Die nächstliegende hydrographische Meßstation befindet sich in 520 km Entfernung, weit unterhalb der Einmündung des Shaksgam in den Yarkand in der Siedlung Kagun (1420 m ü. M., 37° 59' N, 076° 54' E) im nördlichen Kuenlun-Vorland zum Tarim-Becken hinab. Von 1954 bis 1984 sind 16 Gletschersee-Ausbruchsfluten beobachtet worden. Sie erfolgten vom Sommer bis Frühherbst (Juni bis Oktober). Zumeist erreichten sie Abflußspitzen von 2000–3000 m³/s. Dreimal – zuletzt 1984 – wurden 4500–4700 m³/s erreicht. Der bedeutendste Abfluß, der 1961 registriert worden ist, betrug 6270 m³/s. Diese Gletscherseeausbrüche haben Volumina von 0,19·10⁸ m³ bis 1,5·10⁸ m³, was etwa 1/10 des vergleichsweise kontinuierlichen jährlichen Abflusses ausmacht. Um eine Vorstellung von der morphodynamischen Potenz für den Shaksgam-Talboden bzw. die Unterschneidung seiner Ränder zu erhalten, ist außerdem die mittlere „rate of flood travel“ mit 11,1 bis 16,6 km/h von Wichtigkeit, wobei nicht immer die bedeutendste Flutabflußspitze mit der größten Geschwindigkeit einhergegangen ist. Trotzdem ist eine generelle Geschwindigkeitszunahme mit der Wassermenge festzustellen (vgl. Abb. 5). Die mittlere, über das ganze Jahr verteilte Wassermenge des Shaksgam-Flusses wird mit etwa 130–150 m³/s abgeschätzt. Der Erosionsmodulus wird von FENG QINGHUA ([2], 262, Tab. 8) mit 1260 t/km²·Jahr für das gesamte Abtragungsgebiet des Yarkand-Systems angegeben.

Was die Gletscherseeausbrüche betrifft, so hat man sich den Auslauf von zwei Seen mit max. 3,23·10⁸ m³ (Kyagar-Gletscherstausee im Shaksgam-Talboden in 4760 m ü. M.) und 1,92·10⁸ m³ (Teram-Kangri-Gletscherstausee im Shaksgam-Talboden in 4520 m ü. M.) vorzustellen. Diese Seen wurden von 60 bzw. 90 m hohen, 0,3 bis 1,5 km langen, von den Gletscherzungen gebil-

Abb. 5. Klimaparameter und Schmelzwasserabfluß am K2-Gletscher. Die zugrundeliegenden Messungen wurden von Dipl. Geogr. HOLGER DIETRICH durchgeführt. Sie weisen das repräsentative Zusammenspiel der Klimaparameter auf, die für die Abflußsituation mittellanger (15–25 km) Karakorum-Gletscher wesentlich sind. Zunehmende Gletscherlänge verzögert und dämpft die Reaktion der Abflußmenge auf die Witterung.

Lokalität: Abb. 2, Nr. 1 u. 2; vgl. Abb. 4, O.

Grafik: M. KUHLE (Projekt), R. STASCHEL (Plot), Mai 1988



4./5.9.1988

28./29.9.1988

15./18.10.1988

deten Eisdämmen aufgestaut. Sie laufen innerhalb weniger Stunden aus, so daß der Durchlauf der eigentlichen Flutwelle durch das Tal ca. 18 bis 22,5 Stunden benötigt.

Auch die spätglazialen bis holozänen Gletscherstände haben – wenn auch talauswärts verlagert – entsprechende Schmelzwasserführungen und Schotteraufhöhungen in den Längs- und Haupttälern gezeitigt, so daß am Yarkand-, Surukwat-, Shaksgam- und Mustagh-Tal posthochglaziale Schottermächtigkeiten von Dekametern bis zu mehreren hundert Metern den hocheiszeitlich beschliffenen Felsgrund überlagern. In dieser Frage bestehen allerdings noch immer grundsätzliche Unklarheiten, denn die Karakorum-Tal-gletscher neigen im Ablationsbereich innerhalb ihrer untersten Kilometer bis Dekakilometer zur Aufhöhung ihres eigenen Gletscherbettes durch subglaziale Akkumulation (gemeint ist die Ausfällung) von Untermoräne zu Grundmoräne (vgl. Abb. 4, ▼). Dabei werden auch früh- und interglaziale Schotterablagerungen von den Gletschern des letzteiszeitlichen Eisstromnetzes überfahren worden sein, so daß nur für die taleinwärtigeren Bereiche der hochglazialen Gletschertäler mit Sicherheit Grundschliff auf dem anstehenden Felsboden in Anspruch genommen werden kann (Abb. 3, ▲). Auf dem gleichen Funktionsprinzip beruhend, nahm dann auch die Dauer der Gletschergrundschliffe in den Tälern einwärts, d. h. mit zunehmendem Abstand von den hoch- und späteiszeitlichen Talgletscherenden, zu, bzw. die Grundmoränemächtigkeiten und die Mächtigkeit der aufliegenden Sanderschotter nehmen talauswärts zu.

In den Gebirgsvorländern der Kuenlun-Nordabdachung schließen außerhalb der in den Piedmont-Bereich hinausgeschobenen hocheiszeitlichen Endmoränen (Abb. 2, Nr. 43; s. o.), die mit der Position der ehemaligen Gletschertore aussetzen, weit gefächerte Kegelsander (Abb. 2, Nr. 44 u. 45) an, die von etwa 2000–1800 m ü. M. bis auf 1400 m hinabreichen und dort in glazilimnische Sedimente übergehen. Das feine, sehr fruchtbare Substrat der eiszeitlichen Seeablagerungen bildet die ökologische Lebensgrundlage für den ausgedehnten Siedlungsgürtel der Bewässerungs-oasen des Tarim-Beckens und der Wüste Takla Makan.

Es ist die Ganzheit einer glazialgeomorphologischen Sequenz, einer Formenserie, deren Zusammenhang durch die Lagebeziehung die einzelnen Indikatoren eindeutig und beweisfähig für das Ausmaß der eiszeitlichen Vergletscherung werden läßt. Das Problem besteht jedoch im Einzelfall der untersuchten Haupt- und Nebentäler des aus Westtibet herableitenden Shaksgam- und Yarkand-Systems (Abb. 2) in der Formenüberlagerung unterschiedlich alter Stände von Gletschern, die denselben Tälern im Hochglazial und in den einzelnen Stadien des Spätglazials immer weniger weit hinab bis

zu ihren jeweiligen Enden folgten. Auf diese Weise kamen dann in einem einzigen Trogquerprofil weit hinaufreichende Flankenschliffe mit ihren hochglazialen Schliffgrenzen mit weiter unten den glaziär geglätteten Talflanken anliegenden Ufermoränen des spätglazialen Gletschers zusammen zu liegen. Es treten demnach vielerorts ältere Schliffformen, deren Eisrandlagen mit Endmoränen sich erst Dekakilometer weiter talauswärts befinden, mit jüngeren, dem späteren tiefsten Eisrand nahen Ufer- und Endmoränen in einen unmittelbaren topographischen Zusammenhang. Entsprechende Formenverzahnungen mit unterschiedlicher Altersstellung im rein akkumulativen Milieu sind für Mündungen steil herabfallender Nebentäler ins Haupttal typisch, wo jüngste spätglaziale End- und Talausgangsmoränen aufgrund ihrer sehr hohen, vielfach noch heute vergletscherten Einzugsbereiche ins bereits enteiste Haupttal und in darum ältere dortige Ufermoränenbezirke geschoben worden sind (Abb. 2, Nr. 2, 5, 18, 23 u. 29).

2 Zusammenfassung der Ergebnisse zur maximalen vorzeitlichen Vergletscherung, zu ihrer Typologie und zur eiszeitlichen Schneegrenzabsenkung (ELA-Depression) im Untersuchungsgebiet

2.1 Eismächtigkeit, Eispegelhöhe, Gletscherobergrenze und Gletscherernährung

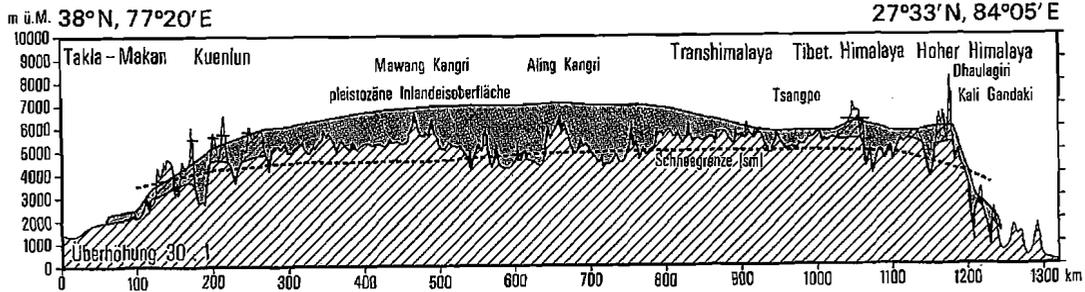
Die Abbildung 6 zeigt die hocheiszeitliche, maximale Vergletscherung des Untersuchungsgebietes dieser Expedition zwischen Karakorum-Hauptkamm und Tarim-Becken im Gesamtzusammenhang des tibetischen Inlandeises, dessen nordwestlichen Randbereich sie abdeckt und für den sie – in oben umrissener Weise – weitere Beweise im trockensten Gebiet Hochasiens geliefert hat. Das Yarkand- und das Shaksgam-Tal (Abb. 2) waren die Hauptdrainageadern des Tibeteises nach Nordwesten. Diese Haupt- und Längstäler führen neben dem Ferneis aus dem Hochland auch lokale Eismassen zusammen, die als Quertalgletscher unterschiedlicher Länge bis hin zum steilen Flanken- und Wandeis aus den Gipfeln und Graten der Karakorum-Nordabdachung, den Flanken des Aghil-Gebirges und des Kuenlun – d. h. aus den im wesentlichen auch heute noch vergletscherten Gebieten – zugeführt wurden. Die vergleichsweise flachen Neigungen dieser Längstäler hatten Gletschermächtigkeiten von mindestens 1000–1400 m zur Folge. Dabei wurden die größten Eismächtigkeiten in jenen Haupttälern in den Konfluenzbereichen des Eisstromnetzes aufgebaut. Durch die hieraus resultierende Rückstauung, von den aufgefüllten Tälern erster und zweiter Ordnung her, wurde der eiszeitliche Gletscherpegel auch oberhalb der heutigen

Schneegrenzlagen noch um einige hundert Meter und ganz oben um einige Dekameter aufgehöhht, so daß ein Gletschernetzverbund über die meisten Bergrücken und Pässe (Transfluenzpässe), die niedriger als 6 000 bis 4 200 m ü. M. sind, hinweg bestanden hat (Abb. 6, linke Ausschnittsviertel). Diese Höhenabnahme der vom eiszeitlichen Gletschereis überflossenen Bergrücken und Einsattelungen (Abb. 2, Nr. 12, 25 u. a.) in den tälertrennenden Kämmen hat ihre Ursache in der generellen Eispegelabdachung zu den tiefsten Gletscherrändern im Tarim-Becken nach Norden und an der Karakorum-Südseite zum Indus-Tal hinab. Es gehört zum typologischen Merkmal eines Eisstromnetzes, daß es mit seiner ungebrochenen Nährgebietsoberfläche, d. h. ohne Gefälleknick, über die Transfluenzpässe hinweg in die Richtung seines Hauptabflusses ganz flach gleichsinnig geneigt ist. In dieser Weise war im Hochglazial die Karakorum-Nordseitenvergletscherung sogar mit dem Eisstromnetz der Karakorum-Südseite – dem Indus-Gletschersystem – in einem über 100 000 km² großen Gletschernetz (Karakorum zwischen K 2, Nanga Parbat u. Nun Kun) verbunden. Dafür exemplarische Eisstransfluenzen bestanden am 5 422 m hohen Ost-Mustagh-Paß, am 5 370 m hohen West-Mustagh-Paß (Abb. 2, Nr. 7), am 5 645–5 685 m hohen Sarpo-Laggo-Paß, im Talschluß der Sarpo-Laggo-Gletscher (Abb. 2) sowie im Einzugsbereich des Skamri-Gletschers über den 5 475 m hohen südlicheren und einen nördlicheren Transfluenzpaß (Abb. 2, Nr. 6) zum eiszeitlichen Nobande-Gletscher, einem Ursprungsarm des damaligen Indus-Gletschers (vgl. КУНЬ [17], [26]). In diesen zentralen Überlaufbereichen, in denen die Eisstromnetze kommunizierten, indem die Gletscher der Karakorum-Südabdachung von denen der Nordabdachung Zufluß erhielten, erfolgte eine Aufhöhung zu flachkuppelförmigen Kulminationen. Derartige lokale domförmige Eisstromnetzcentren reihten sich längs des Karakorum-Hauptkammes auf. Sie lagen überall dort, wo Reliefverflachungen die Wasserscheide bildeten und den Gletscher so flachgründig unterlagerten, daß das Eis anfror.

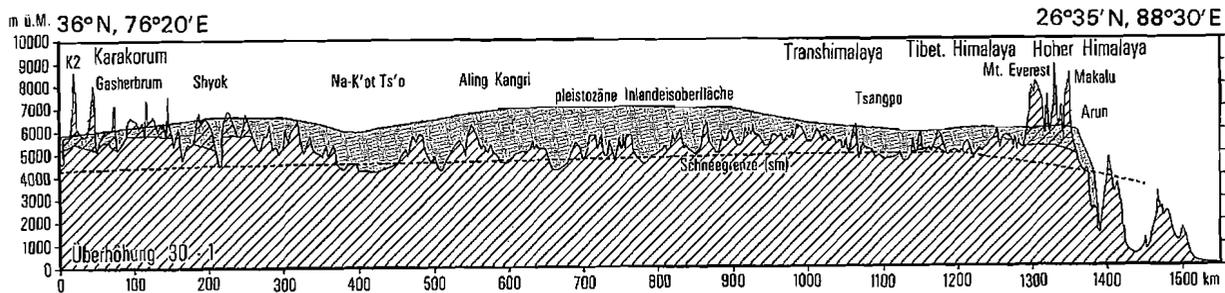
Die Eisstromnetzoberfläche im Untersuchungsgebiet lag zwischen 4 200 und 6 000 m ü. M. und bei mindestens 300 m über der hocheiszeitlichen

Abb. 6. Zwei repräsentative Querprofile des hochglazialen Tibeteises, an deren linken Rändern sich Ausschnitte des Untersuchungsgebietes 1986 befinden. Die Auslaßgletscher der bis in 7 000 m Höhe aufragenden subtropischen Inlandeiskuppel flossen in der Himalaya-Südabdachung bis auf ca. 1 000 m ü. M. und in der Nordabdachung des Kuenlun bis auf unter 2 000 m hinab (vgl. Abb. 2, Nr. 43 u. 44). Die klimatische Schneegrenze verlief auf diesen Profilen zu 83–86 Flächenprozent unter der mittleren Plateauhöhe Tibets.

Grafik: M. KUHLE (Entwurf), C. ROESRATH (Zeichnung), 1987



a) Profil Takla Makan – Dhaulagiri



b) Profil K2 – Mt. Everest

Schneegrenze. Allein in der Kuenlun-Nordabdachung im auf dieser Expedition beforschten Gebiet flossen die Auslaßgletscherzungen 2 000 m tief unter die Schneegrenze bis ins Gebirgsvorland hinab (Abb. 2, Nr. 43) und bildeten die den Nährgebieten adäquaten Gletscherzehrgebiete aus. Die Gletschernährgebiete wiesen während des Hochglazials eine vertikale Zweiteilung auf, die – nach oben verschoben – auch heute an den höchsten Bergen zu beobachten ist. Die Grenzlinie zwischen beiden Bezirken ist die Gletscherobergrenze, oberhalb derer die Oberflächentemperaturen der Berghänge und -wände, selbst während der wärmsten Jahreszeit im Hochsommer und zur sonnigsten Tageszeit zwischen 11 und 15 Uhr, deutlich unter 0 °C bleiben (vgl. KUHLE [11], [12]). Der Schnee ist daher derartig kalt, daß er nicht haftet und nicht bindet, daß keine Eisbrücken zwischen den Kristallen entstehen und damit bereits die Schneeesinterung als erster Schritt der Temperaturmetamorphose auf dem Weg zur Gletschereisbildung unterbleibt. Der Schnee wird und wurde demnach wie trockener Flugsand von den Bergflanken und aus den Wänden ausgeweht, so daß Fels- und Schuttflächen an die Oberfläche traten (vgl. Abb. 1, ●).

Die heutige Gletscherobergrenze kann am K 2-Gipfelaufbau in 6 900 bis 7 100 m ü. M. beobachtet werden. Flankierend durchgeführte telemetrische Oberflächentemperaturmessungen ergaben auf dunklen Felsflächen bei sommerlichen Strahlungswetterlagen erst oberhalb von 7 600 m Höhe Temperaturen von ununterbrochen deutlich unter 0 °C (KUHLE [32]), so daß in diesem Niveau endgültig, d. h. auch thermisch und damit genetisch abgesichert, die Gletscherobergrenze verläuft. Da die eiszeitliche Schneegrenze um 1 300 m gegenüber der heutigen abgesenkt war (s. u.), verlief die Gletscherobergrenze ebenfalls um annähernd denselben Betrag abgesenkt, denn beide Grenzen stehen in Beziehung zur mittleren Sommertemperatur, so daß die damalige Gletscherobergrenze bei 6 500 m ü. M. gelegen haben dürfte. Das hatte Konsequenzen für die hochglaziale Gletschernahrung, denn zwischen der Eisstromnetzoberfläche in 4 200 bis 6 000 m ü. M. bestand ein im Extremfall auf nur noch 500 m Höhenunterschied reduzierter Ernährungsgürtel, von dem Lawinen auf die Gletscheroberflächen abgegangen sein konnten. Wir haben uns demnach eine eiszeitliche Gebirgslandschaft vorzustellen, in der die vergletscherten Hänge und mit Flankeneis besetzten Wände ca. 500 m über den Eispegel der Talgletscherfüllungen aufragten und dort in

Abb. 7. Aus der orographisch rechten Flanke des Skyang-Tales von der Ufermoräne des Skyang-Kangri-Gletschers aus 5 150 m ü. M. (Abb. 2, etwas rechts unterhalb von Nr. 3) gegen Südosten in die Nordwestflanke des 7 544 m hohen Skyang Kangri (Nr. 2), eines weiteren Hochgipfels im Karakorum-Hauptkamm, gesehen. Die von der Sonne beschienene, annähernd horizontal nach links verlaufende Felsrippe ist die



Zwischentalscheide zum Nord-Skyang-Lungpa-Gletscher (vgl. Abb. 2). Zu diesem benachbarten Eisstrom fällt die im Schatten liegende, sehr steile Nordwand des Berges ab. Beide Wände, auch die besonnte Nordwestwand des Skyang Kangri, steigen von 5300–5500 m ü. M. aus 2000–2200 m hoch als stark vergletscherte Flanken von den Firnkesseloberflächen der beiden Talgletscher zum Gipfel hinauf an. Die stellenweise viele Dekameter bis über hundert Meter mächtigen Gletscherauflagen brechen in kaskadenförmig getrepten Seracs und Eisbalkonen ab (↓). Das beim Sturz der dort abgehenden Lawinen zu Eisschutt zerstückelte Material trägt zur Ernährung der am Wandfuß einsetzenden Talgletscher bei, indem es mit ihren Oberflächen „verheilt“.

Standpunkt: 35° 58' N, 076° 30' 30" E.

Foto: M. KUHLE, 1. 10. 1986

trockene, nur jahreszeitlich verschneite Bergflanken übergangen. Solche Felsgipfel überragten im Karakorum-Hauptkamm die Eisstromobergrenze um weitere 700 m (z. B. Crown, 7265 m; Abb. 2, Nr. 6) bis 1 000 m (z. B. Skyang Kangri, 7544 m; Abb. 7, Nr. 2) oder gar bis 2 000 m (K 2, 8 617 m; vgl. Abb. 6). Von ihren Flankenflächen wurde der kalt-trockene Schnee abgeblasen und in die jeweils östlich gelegenen Firnkessel und auf die Gletscherarm-Oberflächen disloziert (vgl. Abb. 1, ✕). Generell war zur Eiszeit die sekundäre Gletscherernährung durch Eis- und Firnlawinen zugunsten der Ernährung durch primären Schneeniederschlag reduziert. Das lag einerseits an der Relieaufüllung durch Gletschereis von über 1 000 m Mächtigkeiten (s. o.) und damit an der Wandhöhen- und Wandflächenreduktion. Andererseits war die Ursache die hiermit verbundene enorme Nährgebietsvergrößerung, insofern, als im Eisstromnetz die Teilstromoberflächen der zusammengeschlossenen Talgletscher vollständig über der Schneegrenze gelegen und zur Gletscherernährung beigetragen haben, was bei den heutigen Karakorum-Gletschern allein für ihre Bezirke in Talschlußnähe, d. h. in den Ursprungsmulden, gilt. Die Absenkung der Schneegrenze um 1 300 m in dieses extrem steile Hochgebirgsrelief führte auf diesem Weg zu einer eiszeitlich vorrangig an Gletscherflachbereichen orientierten Ernährung im Gegensatz zu einer eher an die Steilhänge gebundenen heutigen resp. interglazialen Gletscherernährung.

2.2 Die tiefsten Eisrandlagen, die letzteiszeitliche Schneegrenze und ihre klimatische Aussage

Die tiefsten Eisrandlagen des Expeditionsgebietes befinden sich im nördlichen Kuenlun-Vorland, am Südrand des Tarim-Beckens, in dem die Wüste Takla Makan liegt (Abb. 6 a, links; Abb. 2, Nr. 43). Die nordwesttibetischen Auslaßgletscherzungen haben das unmittelbare Gebirge verlassen und die Täler durch 400–600 m hohe Ufer- und Endmoränenwälle in den Piedmont-Bereich hinaus verlängert. Diese sehr bedeutenden Lockermaterialmassen wurden nicht allein während der letzten Eiszeit, sondern auch von den Gletscherenden der vorhergehenden Eiszeiten des Pleistozäns herangefrachtet und abgelagert. Sie sind also polyglazial und wurden in jeder erneuten Eiszeit nicht nur mit weiterem Schuttmaterial aus dem Hochland und den westtibetischen Randgebirgen angereichert, sondern zugleich in ihrer Morphologie verändert bzw. überprägt. Diese beträchtlichen Schuttmengen, Moränenrücken und -hügel bildeten zusammen mit den jeweils spätglazialen und interglazialen Schotterakkumulationen, die in die vom Eis verlassenen, hochglazialen Zungenbecken geschüttet wurden, erhebliche Widerlager für die im

neuen Glazial vorstoßenden und auflaufenden Auslaßgletscherzungen, so daß diese stellenweise in ihrer Stoßrichtung behindert und dadurch abgelenkt worden sind, womit sich diese Endmoränenlandschaft von Eiszeit zu Eiszeit modifiziert (Abb. 2, Nr. 43).

Die tiefsten Gletscherzungenenden der letzten Eiszeit reichten bis auf ca. 2 000 m ü. M. hinab (Abb. 6 a, links). Die tiefsten heutigen Gletscherenden der betreffenden Einzugsbereiche liegen mit 4 600 m ü. M. 2 600 m höher, woraus sich eine Schneegrenzdepression von 1 300 m ermitteln läßt:

$$\frac{\text{Zungenendenhöhe heute (m)} - \text{vorzeitliche Zungenendenhöhe (m)}}{2} = \frac{4\,600 - 2\,000}{2} = 1\,300 \text{ m}$$

Entsprechend verlief die letzteiszeitliche Schneegrenze in etwa 3 900 m ü. M. (5 200 m Höhe der heutigen Schneegrenze minus 1 300 m damaliger Schneegrenzdepression = 3 900 m ü. M.; Abb. 6 a, ---). Zum gleichen Ergebnis führte eine weitere Schneegrenzen-Berechnungsmethode (nach v. HÖFER [4]). Legt man diese Methode für die den tiefsten Gletscherrändern am kürzesten angeschlossenen, d. h. für die nächsten höchsten Nährgebiete des Kuenlun-Hauptkammes, mit ihrer mittleren Einzugsbereichshöhe von 5 800 m, zugrunde, so errechnet sich zu der letzteiszeitlichen Gletscherrandhöhe in 2 000 m ü. M. ein arithmetisches Mittel von gleichfalls 3 900 m ü. M. für die Schneegrenze Würm:

$$\frac{\text{mittlere Kammumrahmungshöhe des Gletschers (m)} - \text{Zungenendenhöhe (m)}}{2} + \text{Gletscherzungenendenhöhe (m)} = \frac{5\,800 - 2\,000}{2} + 2\,000 = 3\,900 \text{ m}$$

Die Schneegrenzdepression errechnet sich mit dieser weiteren Methode auf ebenfalls 1 300 m.

Der Verlauf der eiszeitlichen Schneegrenze in 3 900 m ü. M. bedeutet zugleich, daß diese — für die Vergletscherungsrekonstruktion wesentliche — Grenze im Höhenbereich der tiefsten Längs- bzw. Haupttallböden des Untersuchungsgebietes gelegen hat. Der Boden des Shaksgam-Troges verläuft zwischen Mustagh-Taleinmündung und Aghil-Paß (Abb. 2, zwischen Nr. 11 u. 22) in 3 900—4 100 m ü. M., der des Yarkand-Tales zwischen der Einmün-

dung des Surukwat-Tales und der Militärstation Mazar (Abb. 2, zwischen Nr. 33 u. 53) in 3500–3800 m ü. M. Dieser Umstand ist für die angemessene Vorstellung vom Eisstromnetzaufbau insofern bedeutungsvoll, als diese Talböden die tiefsten Relieftteile überhaupt sind. Hieraus nämlich folgte notwendig ein schnellstmöglicher, durch keine Ablation verzögerter Gletscheraufbau des reliefauffüllenden Eisstromnetzes bis zu einem allein durch die Abflußdynamik und nicht durch den Abschmelzvorgang limitierten Eispegel hinauf. Zur Verdeutlichung soll als beispielhafter Vergleich mit den Alpen das Rhone-Tal als großes Längstal, das zum Hauptkamm der Walliser Alpen in der gleichen Position liegt wie das Shaksgam-Tal zum Karakorum-Hauptkamm, angeführt werden. Sein Boden liegt um 400 m hoch und damit ca. 1600 m unter der eiszeitlichen Schneegrenze. Trotzdem war das Rhone-Tal vollständig mit einem 2000 m mächtigen Gletscher aufgefüllt, dem größten der Westalpengletscher. Allerdings waren die Alpen während der letzten Eiszeit wesentlich feuchter als die Karakorum-Nordseite. Diese war annäherungsweise 10- bis 20mal so trocken, aber dennoch hinreichend kälter, so daß die Schneegrenze, die das Produkt aus Niederschlag und Temperatur ist, sehr viel tiefer ins Karakorum-Relief eingesenkt – nämlich im Längstalbodenniveau – verlief und auf diese Weise ähnliche Gletschermächtigkeiten wie in den Alpen resultierten.

Aus der errechneten Schneegrenzdepression von 1300 m läßt sich über einen Temperaturgradienten von 0,6–0,7 °C pro 100 m Höhenunterschied eine eiszeitliche Abkühlung von 7,8 bis 9,1 °C ableiten. Wahrscheinlich hatte die sommerzeitliche Abkühlung einen bedeutenderen Anteil an dieser Absenkung der Jahresmitteltemperatur als die winterliche. Falls es noch arider gewesen sein sollte als heute – was wahrscheinlich ist (vgl. KUHLE u. a. [33]) –, dann muß der Gradient sogar noch über 0,7 °C/100 m gelegen haben. Die Abkühlung hätte dann um oder über 10 °C betragen.

Abb. 8. Meßstation 4 (System Lambrecht), höchste Klimastation der Expedition 1986 in 5330 m ü. M., im zentralen Firnkessel des K2-Gletschers, ca. 130 m über der Schneegrenze (Abb. 2, links oberhalb vom K2). Im Hintergrund, im Osten, ragt der 7544 m hohe Skyang Kangri (Nr. 2) über die Gratschneide mit den bis 6500 m hohen Gipfeln (Nr. 3), die das K2-Tal vom Skyang-Tal trennt. Die Scharte (Nr. 4) vermittelt zum Baltoro-Gletschersystem hinüber in die Karakorum-Südabdachung. Die mit Computermodulen arbeitende Station hat vom 21. 9. bis zum 7. 10. 1986 ca. 24000 Daten der zwölf Klimaparameter gespeichert und zehnmündlich gemittelt (vgl. Abb. 12 u. 13). Sie wiegt 75 kg, wurde von Dipl. Geogr. ANDREAS SCHULZE betreut, von drei deutschen und zwei chinesischen Wissenschaftlern auf einem Schlitten ins Firngelände hinaufgezogen und am 21. September aufgestellt. Das Stativ ist in den Glet-



scher eingepflanzt; auf ihm ist ein Windmesser installiert. An den beiden Auslegern sind ein Thermohygrograph (links) und ein Globalstrahlungsmesser (Sternpyranometer nach DIRMHORN, Meßbereich: $0,3-3 \mu\text{m}$) sowie ein nach oben und unten auf die Schneeflächen gerichteter Strahlungsbilanzmesser (Meßbereich: $0,3-60 \mu\text{m}$; rechts) angebracht. Drei Widerstandsthermometer geben die Temperaturen in 5, 15 und 35 cm Tiefe im Schnee, in Firn und in Eis an. Der Meßcomputer (weißer Kasten) ist nur wenig in den Schnee eingelassen; der Batteriekasten hat eine Styroporisolierung und ist vollständig in den Schnee versenkt. Er wird von einem Sonnenkollektor beheizt, damit die notwendige Spannung über die gesamte Meßperiode gehalten werden kann. Von links nach rechts: H. DIETRICH, J.-P. JACOBSEN, A. SCHULZE, M. KUHLE.

Standpunkt: $35^{\circ} 54' \text{ N}$, $076^{\circ} 30' \text{ E}$.

Foto: M. KUHLE, 21. 9. 1986

3 Die Bedeutung des eiszeitlichen Inlandeises von Tibet und seiner umfassenden Eisstromnetze in den Randgebirgen des Hochlandes für die globale Klimaentwicklung

Die im Film vorgestellten geomorphologischen Forschungen wurden durch Messungen von allen wichtigen Klimaparametern über mehrere Wochen durch drei Stationen an vier Positionen zwischen dem Boden des Mustaghtales in 3970 m ü. M. und dem Nährgebiet des K2-Gletschers in 5330 m Höhe am Gipfelaufbau des K2 flankiert (Abb. 8). In diesem Zusammenhang wesentlich sind die Globalstrahlungs- und Strahlungsbilanzmessungen auf Schutt- und Gletscherfirnflächen (Abb. 9–13). Die Einstrahlungsenergie in Hochasiens subtropischer Breite, hier bei 36° Nord, ist mindestens viermal so groß wie in den höheren Breiten der im Tiefland liegenden nordischen Inlandeise der letzten Eiszeit, deren Nährgebietszentren bei etwa 55–60° Nord gelegen haben. Das gilt besonders, weil die Höhenatmosphäre zwischen 4000 und 6000 m ü. M. – dem Oberflächenniveau des Eisstromnetzes (vgl. Abb. 6)¹ – aufgrund ihrer geringeren Dichte und Aerosolarmut strahlungstransparenter gewesen ist als die Lufthülle in jenen Tiefländern, in denen die Inlandeisoberflächen um allenfalls 3000 m Höhe gelegen haben. Bei der von der Gletschernährgebietsstation (Abb. 8) gemessenen 75–85%igen Reflexion der Einstrahlungsenergie durch die Schneeoberfläche (Abb. 12 u. 13) resultiert gegenüber den nur etwa 15–40% reflektierenden Schuttoberflächen (Abb. 9, 10 u. 13) ein Energieverlust von etwa 60–70% der Globalstrahlung. Im Hinblick auf diese Energiebilanz ist eine großflächenwirksame Verschiebung der Albedo durch die in der Eiszeit über 90%ige Gletscherbedeckung Hochasiens mit der in seinem Zentrum ausgebildeten 2,4-Mio.-km²-Fläche des Tibeteises und seiner umfassenden Eisstromnetze, die das Untersuchungsgebiet dieser Expedition randlich mit abdeckt, wesentlich. Heute, bzw. in den Interglazialen, ist es umgekehrt. Über 90% der Fläche Hochasiens besteht aus jenen nur gering reflektierenden Schuttflächen. Sie tragen zur erheblichen Erwärmung der Erdatmosphäre bei, indem sie die kurzwellige Sonneneinstrahlung in langwellige Wärmestrahlung transformieren und an die Atmosphäre abgeben. Diese Funktion der durch ihre Massenerhebung bedeutendsten Aufheizfläche der Erde (FLOHN [3]) wurde durch die Hebung Tibets und seiner umfassenden Gebirge über die Schneegrenze zu einer ebenso großen Abkühlungsfläche. Die aus der Hebung folgende Totalvergletscherung führte zur plötzlichen Umwandlung der Heizfläche in ihr Gegenteil (vgl. KUHLE [18], [23]). Die Tatsache jener viermal größeren Energie, die vom Tibet-

¹ Wenn man das gesamte Tibeteis berücksichtigt, liegt die Oberfläche sogar bei max. 7000 m ü. M.

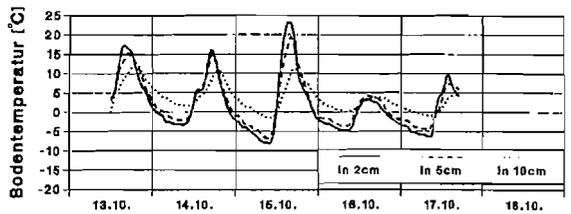
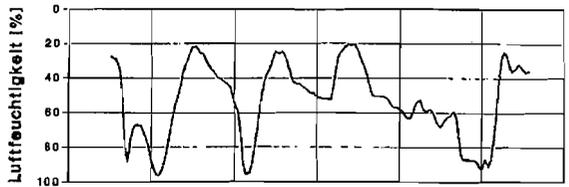
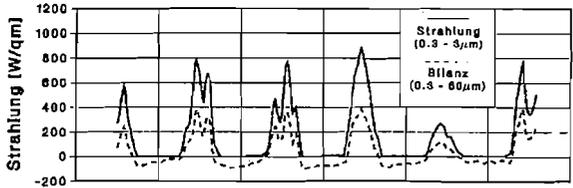
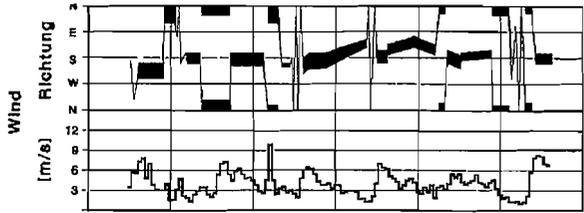


Abb. 9. Basislager, Mu-
stagh-Tal (3980 m ü. M.),
vom 13. 10. bis 18. 10.
1986; Klimadaten der
Meßstation 1 (Abb. 2,
Nr. 10)

Grafik: M. KUHLE (Entwurf),
H. GIESELER (Programm)

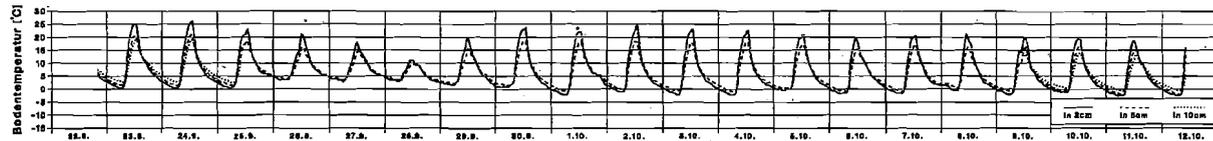
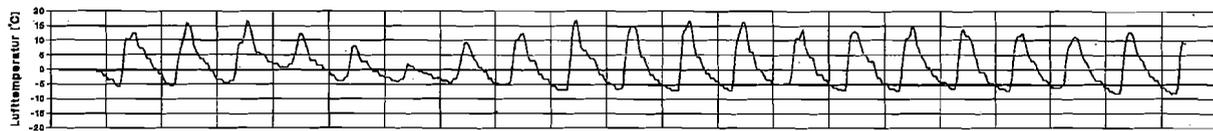
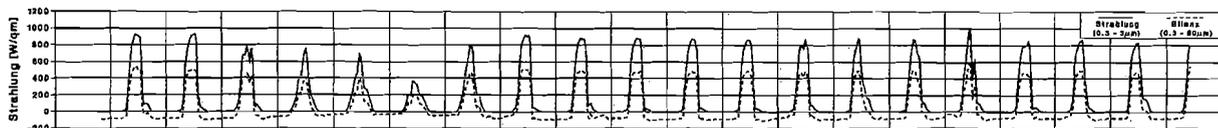
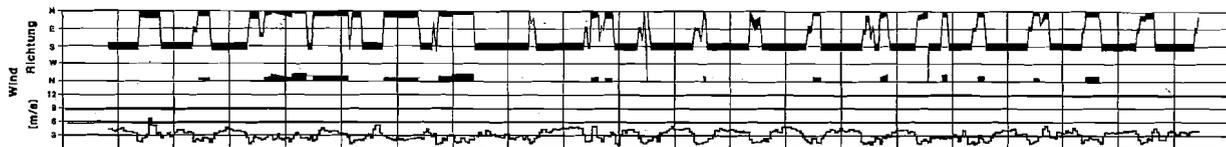
Tage ab 13.10.1986

eis in den Weltraum reflektiert worden ist, als sie von den nordischen Flachlandeis pro Flächeneinheit zurückgeworfen werden konnte, ist von globalem Einfluß. Dadurch entspricht die Wirksamkeit des 2,4 Mio. km² großen subtropischen Hochlandeis einem annähernd 10 Mio. km² (9,6 Mio. km²) großen Flachlandinlandeis bei 55–60° Nord als Reflexionsfläche für die Globalstrahlung. Das nordeuropäische Inlandeis war nur halb so groß. Initial für den enormen irdischen Energieverlust war – wie angeführt – die Hebung der Gebirgs- und Plateauflächen Asiens ins Schneegrenzniveau. Die plattentektonisch induzierte Hebung als Folge der Kollision der indischen Platte mit dem eurasischen Kontinent erreichte im Frühpleistozän das Schneegrenzniveau zwischen ca. 5000 und 6200 m ü. M. großflächig, so daß sich das stellenweise über 2000 m mächtige Inlandeis (Abb. 6) aufbaute (vgl. KUHLE [31]) und die weltweite Abkühlung mit den Folgen einer globalen Eiszeit auslöste. Dabei entstanden dann die Inlandeise in Nordamerika, Nordeuropa und Nordsibirien mit einer irdischen Gesamteisfläche von 40–50 Mio. km². Die während der pleistozänen Eiszeitära seit etwa 2 bis 1 Mio. Jahren immer wieder erfolgende interglaziale Erwärmung, mit ihrem etwa 100 000 Jahre dauernden Wechsel zu milderem Klima zwischen den einzelnen Hocheiszeiten, wurde – nach der hier vertretenen, in der Globalstrahlungsgeometrie fußenden, reliefspezifischen Eiszeittheorie – durch die zwischenzeitliche extraterrestrische Erwärmung infolge der Strahlungsanomalien nach MILANKOVIĆ [34] bewirkt. Hierbei interferieren und verändern sich die Erdbahnparameter-Exzentrizität der Umlaufbahn um die Sonne, die Ekliptikschiefe und die Position des Frühlingspunktes mit dem Ergebnis einer irdischen Erwärmung um etwa 3 °C, so daß eine Schneegrenzanhebung um ca. 500 m resultiert. Diese führt zu einer globalen Gletscherflächenreduktion um weit über 50 %, so daß durch Albedoverringerung eine weitere Erwärmung der Atmosphäre folgt, die zuletzt sogar die Gletscherauflage Tibets weitgehend abschmelzen läßt. Die sehr bedeutende Eisflächenverkleinerung bei nur 500 m Schneegrenzanhebung folgte aus dem sehr flachen Oberflächengefälle der Tieflandeis im jeweiligen Schneegrenzniveau. Das ist der letzte Schritt zu einer Zwischeneiszeit. Sie wird jedoch nur durch die glazial-isostatische Absenkung Tibets infolge der hocheiszeitlichen Eisauflast möglich. Eine

Abb. 10. Vorgeschobenes Basislager, K2-Gletscher (4130 m ü. M.), vom 22. 9. bis 12. 10. 1986; Klimadaten der Meßstation 2 im unmittelbaren Vorfeld der K2-Gletscherzunge auf vegetationsfreier Moränenoberfläche mit hellen Quarzsanden (Abb. 2, Nr. 1).

Standpunkt: 36° 02' 20" N, 076° 27' E.

Grafik: M. KUHLE (Entwurf), H. GIESELER (Programm)



Tag ab 22.9.1988

Abb. 11. K2-Gletscher (4600 m ü. M.), vom 26. 9. bis 11. 10. 1986; Klimadaten der Meßstation 3 auf der Zungenerfläche des K2-Gletschers im Ablationsgebiet (Abb. 2, in der Mitte zwischen Nr. 1 u. 3). Die Station steht auf vollständig abdeckender, dezimetermächtiger Obermoräne.

Standpunkt: $36^{\circ} 00' 45''$ N, $076^{\circ} 28' E$.

Grafik: M. KUHLE (Entwurf),
H. GIESELER (Programm)



solche Absenkung betrug 400–800 m (vgl. KUHLE [31]). Die spätere zwischenzeitliche glazial-isostatische Hebung ging viel langsamer und insgesamt deutlich verzögerter vor sich als die Entlastung durch Deglaziation. Das Hochplateau konnte dadurch infolge der allmählichen positiv rückgekoppelten Wiedererwärmung der Atmosphäre – induziert von bereits großflächig freigeschmolzenen Tieflandeisgebieten – sukzessive vollständig enteisen. Die interglazial wieder einsetzende Hebung bis zurück in die Ausgangsposition eines erneuten Inlandeisaufbaus, d. h. bis an oder etwas über die Schneegrenze, bedarf – je nach Hebungsgeschwindigkeit, die im Mittel 1 cm pro Jahr betragen kann – mehrerer Jahrzehntausende. Das ist annähernd der Wert (0,9 cm/Jahr), mit dem nach CHEN [1] Zentraltibet heute gehoben wird. Erst dann fängt eine neue Eiszeit an, und der Zyklus beginnt von vorne. Es ist also eine Klimahöhengrenze, welche die primär tektonische und später wiederholt glazial-isostatische Hebung des Tibetplateaus durch seine Eisauflast beendete und dabei die maximal erreichbare Meereshöhe in Abhängigkeit von der geographischen Breite limitierte.

Dieses Eiszeit-Entstehungsmodell bietet eine neue Sicht zum Verständnis der älteren globalen Eiszeitaltern, wie des Permokarbons. In Analogie haben wir nach einem damaligen großen subtropischen bzw. maximaler Globalstrahlung ausgesetzten Hochplateau zu suchen. Seine gerade wegen dieser Einstrahlungsintensität notwendige große Höhe ist zwar nicht unmittelbar zu rekonstruieren, ist jedoch aus der Kombination glazialgeomorphologischer Indikatoren mit der heute bekannten damaligen geographischen Breitenlage im Verhältnis zur dadurch abschätzbaren Schneegrenzhöhe erschließbar.

Die von früheren Hypothesen in Anspruch genommene Eiszeitbereitschaft der Erde durch die Pol-Lage der Antarktis besteht auch heute und während der Interglaziale. Sie trägt darum genauso wenig grundlegend zu einer globalen Eiszeit bei, wie die auch während des Mesozoikums durchgängig wirksamen zyklischen Erdbahnparameterverschiebungen im Sinne von MILANKOVIČ (s. o.) die über jene 100 Mio. Jahre zu keiner Eiszeit geführt haben.

Zur Entstehung des Films

An der Expedition waren die im folgenden aufgeführten Wissenschaftler beteiligt.

Aus Deutschland:

Dr. MATTHIAS KUHLE, Professor für Geographie und Hochgebirgsgeomorphologie an der Universität Göttingen; HOLGER DIETRICH, Dipl.-Geogr.; ANDREAS SCHULZE, Dipl.-Geogr.; BERNHARD DICKORÉ, Dipl.-Biol.

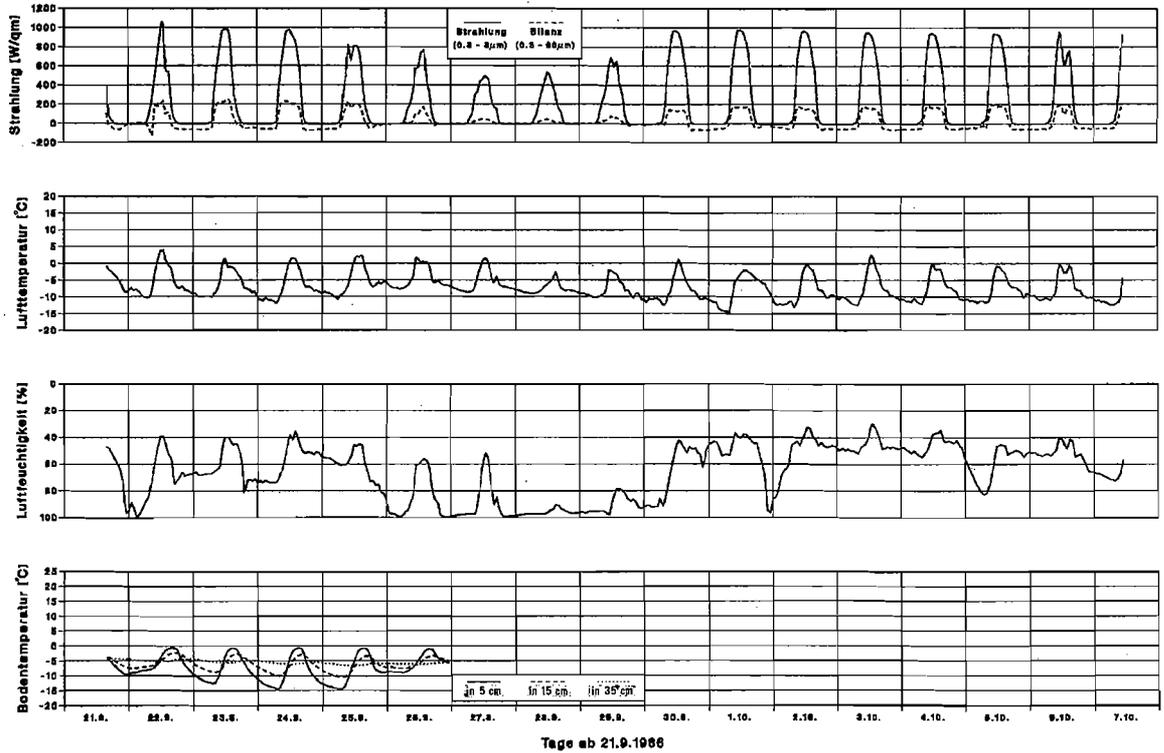


Abb. 12. Firnbecken, K2-Gletscher (5330 m ü. M.), vom 21. 9. bis 7. 10. 1986; Klimadaten der Meßstation 4 im Nährgebiet des K2-Gletschers (s. Abb. 8; Abb. 2, links oberhalb des K2)

Grafik: M. KUHLE (Entwurf), H. GIESELER (Programm)

Days Average of Radiation/Rad. Balance K2-Expedition 1986

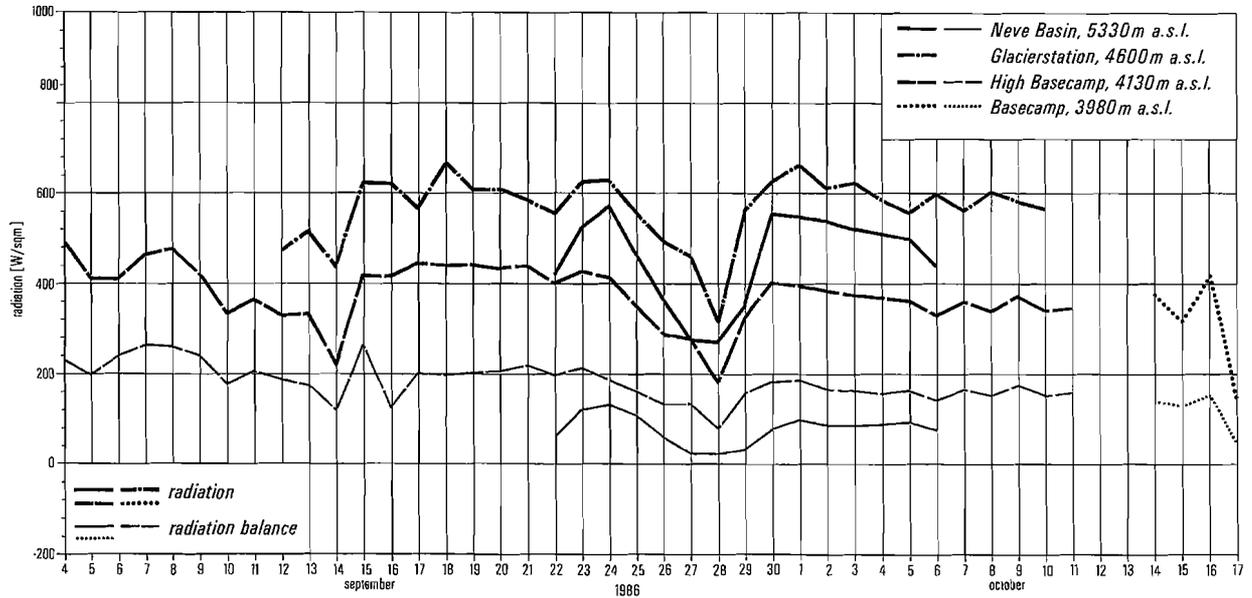


Abb. 13. Täglicher Durchschnitt der Globalstrahlung und Strahlungsbilanz der Klimameßstationen 1 bis 4 (3980–5330 m ü. M.) insgesamt

Grafik: M. KUHLE (Projekt), R. STASCHEL (Plot), 1989



Abb. 14. Von der orographisch rechten Seitenmoräne des K2-Gletschers, etwas oberhalb des Zwischenlagers (Hochlager 1), aus 4680 m ü. M. (Abb. 2, Nr. 3) gegen Westen über das mittlere Ablationsgebiet des K2-Gletschers in die orographisch linke Talflanke mit der Einmündung eines Nebengletschers. Dieser Teilstrom geht aus einem hängenden Kurztrog hervor, dessen Flanken auf über 6000 m hinaufreichen. An ihnen befindet sich zuströmendes Flankeneis mit Eisbalkonen (○). Über eine steile Konfluenzstufe fließt der Gletscher mit einem Gletscherbruch und Eisfall bei schmalereem Querschnitt und mit erhöhter Fließgeschwindigkeit ins Haupttal hinab. Kurz bevor dieses erreicht wird, teilt sich das Eis oberhalb eines kleinen Felsriegels, eines Rundbuckels, in zwei Eisfallteile (♯ u. ♯). Auffällig ist die annähernd vollständige Aufrauung der Haupttalflanken (□) bereits unmittelbar über dem heutigen Gletscherpegel. Es wurden also selbst die nur wenige Jahrtausende alten

Aus China:

XÜ DAOMING, Professor für Kryopedologie und Glaziologie der Academia Sinica in Lanschou; FENG QINGHUA, Professor für Hydrologie der Academia Sinica in Lanschou; HUANG RONGPHU, Professor für Botanik der Academia Sinica in Xining; SHEN YONGPING; DING YONGJIANG; QIN DAHE; RICHARD J. THWAITES (als Gast der Chinesen)

Für die filmische Dokumentation während der Expedition war Dipl.-Ing. KUNO LECHNER, Kameramann am Institut für den Wissenschaftlichen Film, Göttingen, zuständig, dem der Dipl.-Geogr. JENS PETER JACOBSEN zur Seite stand. Bei der Durchführung der Film- und Tonaufnahmen wechselten sich beide ab.

An Geräten wurden verwendet: zwei Kameras Arriflex 16 SR (I und II) und eine Kamera Bolex, 16 mm, sowie ein Tonkassettengerät Sony WM-D 6C und eine Stellavox SP7. Aufgenommen wurde auf Farbnegativfilm Kodak 7291 mit Filter 85 B und N9.

Finanziert wurde die Filmdokumentation gemeinsam von der Deutschen Forschungsgemeinschaft und dem Institut für den Wissenschaftlichen Film.

Die Expedition insgesamt wurde weiterhin gefördert durch die Max-Planck-Gesellschaft, die Academia Sinica und die Firma Wilhelm Lambrecht GmbH.

Filmbeschreibung

Wortlaut des gesprochenen Kommentars¹

Vom 10. August bis 12. November 1986 fand eine deutsch-chinesische Gemeinschaftsexpedition zur Glazial-Geomorphologie Hochasiens statt.

Initiator und wissenschaftlicher Leiter war Professor Matthias Kuhle von der Universität Göttingen (Deutschland), Kooperationspartner Professor Xü Dao-

¹ Der *kursiv* gesetzte Abschnitt entspricht dem im Film gezeigten Rolltitel, und die eingerückten Abschnitte in Kleindruck geben Auszüge aus den Originaltongesprächen der aufgenommenen Personen wieder.

Flankenschliffe inzwischen durch Frostverwitterung, Lawinen und Steinschlag zerstört. In unmittelbarer Gletschernähe ist die physikalische Verwitterung aufgrund der großen Temperaturunterschiede am wirkungsvollsten. – Von Obermoräne bedeckte Gletscherstränge (■) wechseln mit Blankeissträngen ab, die hier im mittleren Ablationsgebiet in die größten, bis zu 30 m Höhe erreichenden Eispysramiden (▲) als Folge subtropischer, intensiver Sonneneinstrahlung (vgl. Abb. 11) aufgelöst werden.

Standpunkt: 35° 59' N, 076° 28' E.

Foto: M. KUHL, 16. 9. 1986

ming vom Lanschou Institut (China). Neun weitere Wissenschaftler aus beiden Ländern waren beteiligt. Aber erst zahlreiche chinesische Helfer, einheimische Treiber mit ihren Kamelen und Hochträger machten die Ausführung möglich. Ein zweiköpfiges Aufnahmeteam führte eine begleitende Filmdokumentation über Ablauf und Organisation der Expedition sowie die Gewinnung von Meßdaten durch. Gleichzeitig wurde der glaziale Formenschatz in seinem regionalen Zusammenhang erfaßt.

Die Gemeinschaftsexpedition führte die Wissenschaftler für drei Monate nach Westtibet. Dort, wo die Gebirgssysteme von Kuenlun und Karakorum zusammenlaufen, versprach man sich die Lösung eines wichtigen geographischen Problems. Thema war die eiszeitliche Vergletscherung Tibets und damit ganz Hochasiens.

Der Anflug endete in der Oasenstadt Kashgar in dem von Gebirgen eingefassten Tarim-Becken. Seit Jahrhunderten ist dieser zentral gelegene Ort Ausgangspunkt für Expeditionen und für Handelskarawanen, die den westlichen Teil Hochasiens auf der Nord-Süd-Route queren.

Kashgar verdankt seine Existenz in einem weithin ariden Umfeld einem aufwendigen Bewässerungssystem. Als agrarisches Handelszentrum führt es über einen Tausende von Kilometern weiten Einzugsbereich die verschiedensten Ethnien zusammen. Sowohl indo-arische als auch mongolische und tibetische Volksgruppen trifft man hier an.

Reisende fühlen sich in eine andere Zeit versetzt. Hier kann man Handwerke beobachten, die im übrigen China nur noch selten betrieben werden. Die Innenstadt Kashgars wird vom orientalischen Bazarhandel geprägt. Die Expeditionsmannschaft kann hier ihre mitgebrachten Nahrungsmittel durch haltbare hiesige Lebensmittel ergänzen, wie Erdnüsse und Aprikosen oder Walnüsse, Mandeln und Rosinen. An die starke Würzung der Speisen – wie sie bei dem kontinental-heißen Sommerklima Zentralasiens notwendig ist – muß sich der Europäer erst gewöhnen.

Sobald die Expedition – am 17. August – die Oasenstadt verlassen hat, beginnt die Fahrt durch das Kuenlun-Vorland nach Süden, über beinahe vegetationslose Schotterfächer. Die Sommerluft ist von Löß erfüllt, dem feinen Gesteinsstaub, der aus den eiszeitlichen, von Gletscherschmelzwässern abgelagerten Sedimenten ausgeblasen wird.

Die Schotterstraße führt im Tarim-Becken randlich durch die Wüste Takla Makan und weiter über den Hauptkamm des 6¹/₂ km hohen Kuenlun-

Gebirges. Die anschließende Strecke über das ebenso hohe Aghil-Gebirge bis in die Nordabdachung des Zentralen Karakorum ist nur mit einer Kamelkarawane zu bewältigen.

Die tonnenschwere Ausrüstung ist auf zwei Lastwagen verladen, die dem Bus in die schluchtartigen Täler des Kuenlun folgen. Dies Gebirgssystem wird in einem knapp 5000 m hohen Paß gequert. Auf die runden, schuttbedeckten Berggrücken fällt auch im Sommer zeitweise Schnee. Die Talfahrt nach Süden hinab erfolgt über ein ganzes System von Schotterterrassen. Sie dokumentieren die Talgeschichte der letzten 12000 Jahre.

Am 20. August endet die Fahrt bei der Militärstation Mazar oberhalb des Yarkand-Flusses in 3800m. Als weitverzweigter Schmelzwasserstrom durchfließt der Yarkand das große Längstal zwischen Kuenlun und Aghil-Gebirge. In dieser Hochgebirgswüste erfolgen mehrere Akklimatisationsaufstiege bis 4500m hinauf. Das Yarkand-Tal kanalisiert kalte katabatische Winde aus Westtibet herab, die Geschwindigkeiten von 100km pro Stunde erreichen können.

Ein chinesischer Arzt begleitet die Expedition. Besonders anfangs können ungenügende Höhenanpassung, Klimaveränderung oder Nahrungsumstellung zu Beschwerden führen.

Da das Expeditionsgebiet von hier an weder mit Fahrzeugen noch aus der Luft erreichbar ist, bleibt man bis heute auf die Karawane angewiesen. In Mazar müssen deshalb Kamele angemietet werden. Dazu sind Treiber mit ihren Tieren aus dem Tarim-Becken hierher gezogen. Professor Xü Daoming ist der für den organisatorischen Ablauf zuständige Expeditionsleiter auf chinesischer Seite. Er führt mit den Sprechern der meist uigurischen Treiber Verhandlungen über den Zeitplan der Expedition sowie die Entlohnung. Ein uigurisch sprechender Dolmetscher erleichtert die Verständigung. Man einigt sich schließlich auf 20 Treiber und wählt 70 Tiere aus. Sie sollen die Ausrüstung der Expedition, aber auch ihr eigenes Futter transportieren. Diese zur Familie der Kamele gehörenden asiatischen Trampeltiere haben zwei Höcker. Sie tragen mit ihren robusten Packsätteln selbst in diesen Höhen noch Lasten von 100–200kg. Als Reittiere werden die Kamele später nur in Ausnahmesituationen zum Einsatz kommen.

Vor dem Abmarsch bereiten die Treiber aus Maismehl und Wasser Kraftfutter für ihre Tiere zu. Denn die Trockenheit und Vegetationsarmut bietet längs der Route keine ausreichenden Weidemöglichkeiten. Alle Lebensmittel werden hier erschöpfend genutzt. Sogar die Kerne der Aprikosen werden aufgeschlagen. Am nächsten Morgen wird die Karawane aufbrechen.

Die ersten vier Tage, vom 26. bis 29. August, waren für den Marsch zu den Aghil-Ketten vorgesehen. Dafür mußte von Mazar zwei Tage lang der Yarkand abwärts verfolgt werden. Auf dieser noch relativ guten Wegstrecke wurde an den mit Bazar Dara und Ilyk bezeichneten Punkten kampiert. Weniger einfach war der Aufstieg durch die Schlucht des Surukwat, eines südlichen Nebenflusses des Yarkand, zu einem Nomadenplatz im Aghil-Gebirge in 4200m Höhe.

Da der Sammelplatz der Kamele immer abseits liegt, müssen die Tiere morgens zum Beladen ins Lager geführt werden. Vor besonders anstrengenden Marschtagen werden die Kamele mit Getreidekörnern und -spreu gefüttert. Während des Wiederkäuens lassen sie sich am besten beladen. Jedes Tier sollte seiner Konstitution und seinem schwankenden Leistungsvermögen entsprechend behandelt werden. Deshalb wird die Lastenverteilung innerhalb der Karawane variiert. Die jüngeren Treiber sind dabei auf die Erfahrung der älteren angewiesen. Rachman, der Karawanenführer, ist hier besonders gefragt.

Seit Generationen werden Lasten in Säcken und Stoffplanen transportiert, die sich gut verschnüren lassen. Demgegenüber stellen die stoßfesten Transporttonnen und Aluminiumkisten ungewöhnliche Anforderungen an Treiber und Tiere. Wegen ihrer Sperrigkeit und ihrer Eigenschwingungen behindern sie die Tiere auf Schritt und Tritt. Die Aluminiumkisten sind besser zu packen. Sie sind aber nur schwallwassergeschützt. Deshalb werden die empfindlichen elektronischen Meßgeräte und das Filmmaterial in den vollständig wasserdichten Tonnen transportiert. Nicht immer gelingt es, die Lasten nahe am Tierleib zu verschnüren und den Schwerpunkt tief zu halten. Paßgänger haben darunter besonders zu leiden. Die Kamele sind zu mehreren hintereinandergebunden. Während die älteren, vorne laufenden Tiere mit Hilfe eines Nasenholzes dirigiert werden, reicht für die jüngeren ein einfaches Kopfgeschirr. Der einzelne Treiber führt vier oder mehr Kamele, je nach Schwierigkeit der Wegstrecke.

Diese Trasse ist erst vor wenigen Jahren im Yarkand-Tal weitergeführt worden. Doch Muren, Fels- und Bergstürze und jahreszeitliche Hochwasser haben sie an vielen Stellen bereits wieder zerstört. Kamele sind hier die einzig in Frage kommenden Lasttiere, da sie mit der extremen Vegetationslosigkeit noch am besten zurechtkommen. Ihre Trittsicherheit jedoch ist selbst bei schwachen Abstiegen eher unzulänglich. Im Laufe des Tages zieht sich die Karawane auseinander. Es wird jedoch darauf geachtet, daß die mit Zelten und Lagerutensilien beladenen Tiere als erste und möglichst noch bei Tageslicht eintreffen. So ist das Lager Ilyk bereits aufgebaut.

Während der Tagesetappen gehen die Wissenschaftler auch fachlichen Arbeiten nach, hier der Geograph Andreas Schulze. – Im Konfluenzbereich von Yarkand und Surukwat liegen klassische Rundhöcker, eiszeitliche Gletscherschliffflächen. Die spiegelnden Glättungen auf dem Schiefergestein beweisen, daß die Gletscherverfüllung dieses Talsystems erst wenige Jahrtausende zurückliegt. Zur Sicherung der Geländeanalyse werden die Gesteinsproben später im Labor überprüft werden.

Rundhöcker findet man nur noch an wenigen Stellen. Denn sie sind von mächtigen glazifluvialen Schottern weitgehend zusedimentiert worden. Die über diesen charakteristischen Talboden mit seinen ausgedehnten Terrassen aufsteigenden Felsflanken lassen das typische Trogtalprofil erkennen. Sie zeigen eine über 1 000 m mächtige Eisfüllung an. Nur einen Tagesmarsch das Surukwat-Tal aufwärts wird die Wurzelzone der Schotterterrassen erreicht. Aus einer Terrassenwand löst der Geograph Holger Dietrich einige Schotterkomponenten sowie Proben der feinen Zwischenmasse heraus. Aus der Beschaffenheit der Körner werden sich Details über den einstigen Transport- und Ablagerungsprozeß gewinnen lassen.

Diese Schotterablagerungen erreichen sieben Niveaus und mehrere hundert Meter Mächtigkeit. Sowohl ihre Schichten als auch die Terrassenoberflächen sind steiler abgedacht als die heutige Taltiefenlinie – ein wichtiger Indikator für alle von Gletscherschmelzwassern aufgebauten Schotterfluren. Dieses Lockergestein ist so fest verbacken, daß es sich zur Anlage kleiner Höhlenwohnungen für die wenigen hier lebenden Hirtennomaden eignet.

Die Flanken des Surukwat-Tales treten aufwärts immer enger zusammen. Für die nun folgende schwierige Wegstrecke hinauf ins Aghil-Gebirge wird die Befestigung der Lasten überprüft. An der Südostseite der Schlucht muß die Karawane auf schmalen Gesimsen Höhe gewinnen, um die vor ihr liegende Engstelle passieren zu können. An einem besonders steilen Flankenvorsprung gleitet plötzlich eines der unerfahrenen Jungtiere aus. Es verendet einige Meter über dem Wildbach mit gebrochenem Rückgrat. Die Expedition hat später den Verlust weiterer Tiere hinnehmen müssen – nicht nur des schwierigen Geländes wegen, sondern auch aufgrund zunehmender Entkräftung.

Im Bereich der Surukwat-Schlucht sind auf dem anstehenden Quarzitgestein perfekt erhaltene Gletscherschrammen zu finden. Sie entstehen, wenn Gesteinsbruchstücke vom Eis am Fels entlanggezogen werden, und sind ein direkter Nachweis für frühere Gletscher. Kennzeichnend für solche Kritzen ist ihre garbenförmige Anordnung. Quarzit bewahrt wegen seiner Feinkörnigkeit und Härte solche Spuren am besten.

In der zweiten Augushälfte trifft man hoch im Aghil-Gebirge, hier oberhalb von 4000 m, noch einzelne Gruppen kirgisischer Hirtennomaden mit ihren Herden an. Sie bevorzugen Wohnplätze an überhängenden Felsfluchten. An diesem günstigen Platz schlägt die Karawane am 29. August ihr viertes Lager auf. Die Nomaden treffen zu der Zeit Vorbereitungen, um für den Spätsommer und Herbst in eine tiefer gelegene Behausung abzustiegen. Milch, Käse, Fleisch und Getreidemehl sind Grundlage ihrer Speisen. Auch der Gast wird an der Mahlzeit beteiligt.

Am nächsten Morgen geht es um einen zügigen Abmarsch, denn es gilt, den 4870 m hohen Aghil-Paß zu überschreiten. Die Route folgt dem sich aufwärts weitenden Aghil-Tal, dessen Boden von riesigen Murfächern bedeckt ist. In kleineren Gruppen erreicht die Karawane den weitgespannten Paßbereich, in dem kleine Seen die vorzeitliche glaziale Übertiefung ausweisen. Bei einem Rundblick von Norden nach Süden über die Westflanke des Passes ist die weit hinaufreichende Abrundung der Kalkfelsen auffällig – ein Zeichen dafür, daß der Paß einmal mit einer Mächtigkeit von mehreren 100 m vom Eis überflossen wurde. Er war also ein Transfluenzpaß des südlich liegenden eiszeitlichen Gletschersystems. Allein um die Paßhöhe zu erreichen, muß das Eis das angrenzende Shaksgam-Tal in einer Mächtigkeit von 1000 m aufgefüllt haben.

Nach einem schwierigen Abstieg erreicht die Karawane den Boden des Shaksgam-Tales erst bei Dunkelheit. Der aus dem Südosten kommende Shaksgam-Fluß leitet heute die Schmelzwässer großer Gletscher des Ost-Karakorum ab. Er hat eine kilometerbreite Schottersohle aufgebaut. Talabwärts weiter im Westen treten aus dem Zentral-Karakorum die Wasser von Skamri-, Sarpo-Laggo- und K2-Gletscher hinzu.

Um diese Gletscher zu erreichen, muß der Shaksgam-Strom mit seinen zahlreichen Armen überquert werden. Das kalte, reißende Wasser des Flusses muß durchritten werden. Die Lasten jüngerer Tiere werden deshalb vorübergehend diesseits deponiert. Zur Überquerung werden die kalten Morgenstunden genutzt, denn bis zum Nachmittag steigt der Pegel dieses Schmelzwassers um 20–30 cm an. Die Suspension, die Fracht an Ton und Siltkörnern, gibt dem Gletscherwasser eine milchige Trübe. Die tieferen Flußarme müssen diagonal aufwärts durchritten werden, damit sich die Tiere gut gegen die Strömung stemmen können. Das Risiko eines Unfalls steigt sprunghaft, sobald das Wasser den Rumpf der Tiere erreicht.

Für die Expedition gab es einen äußerst knappen Zeitrahmen, denn das Shaksgam-Tal ist erst in der zweiten Augushälfte passierbar, wenn die som-

merlichen Abflußspitzen überschritten sind und der Pegel des Flusses fällt. Wenige Tage zuvor hätten die Kamele die reißenden Schmelzwasserfluten noch nicht durchqueren können.

Die Kamele brauchen jetzt einen Ruhetag. Hierfür ist ein mit Myricarien bestandener Bereich am Südufer besonders geeignet. Hier können die Tiere ausgiebig weiden. Die Büsche werden vom Grundwasser, d. h. von Gletscherschmelzwasser, versorgt. Regen fällt hier so gut wie keiner. Wegen des über die ganze Talbreite pendelnden Flußlaufes muß der Shaksgam noch mehrere Male durchritten werden.

Zwei weitere Tage waren notwendig, um den Weg Shaksgam-abwärts, das untere Mustagh-Tal aufwärts und durch das Tal, das zum K2 führt, bis zur Gletscherzunge hinauf zurückzulegen. Dabei wurde ein Depot in 3970m Höhe am sog. „Grünen Platz“ eingerichtet, wo die Kamele bis zum Rückmarsch weiden konnten.

Im Shaksgam-Tal durchmißt die Karawane ein riesiges Trogtal. Den vom Gletscherschliff gerundeten Dolomitwänden liegen am Fuß Mur- und Schwemmkegel an, die vom Fluß immer neu unterschritten werden. Die enormen fluvialen Aktivitäten halten auch die Flanken der angeschlossenen Nebentäler steil, so daß die Karawane den Wildbach des K2-Gletschers mehrfach queren muß. Hier in Gletschnähe stellt das sehr grobblockige Schuttmaterial, das von ausgespülter Moräne herrührt, große Anforderungen an die Kraft und Trittsicherheit der Tiere. Die Karawane kommt nur stockend voran. Ein Teil der Lasten wurde schließlich deponiert, um es wenigstens einer Vorhut zu ermöglichen, den Platz des Basislagers bis zur Dunkelheit zu erreichen.

Das Tal weitet sich in einem Zungenbecken, aus dem der Eisstrom erst vor wenigen Jahrzehnten zurückgeschmolzen ist. Hier wird der höchste Punkt des Karakorum-Systems sichtbar – der K2. Mit 8617m ist er der zweithöchste Gipfel der Erde. Er gehört zum Nährgebiet desjenigen Gletschers, den die Expedition in den kommenden Wochen untersuchen wird.

Direkt unterhalb der Gletscherzungenstirn ist am 2. September in 4130m das Basislager errichtet worden. Nach und nach werden in den folgenden Tagen Lasten von den verschiedenen Depots angeliefert. So kann die Klimameßstation aufgestellt werden: ein Windmesser, der Windstärke und -richtung mißt, zwei solcher Globalstrahlungsmesser mit halbkugelförmigen Meßbereichen sowie ein Strahlungsbilanzmesser. Die spezielle Klima- und Witterungssituation im unmittelbaren Vorfeld dieses Karakorum-Gletschers wird außerdem durch Bodentemperatur-Meßfühler und einen Thermohy-

graphen festgehalten. Die Messungen werden nun systematisch über die gesamte Periode der Feldarbeiten durchgeführt. Für die Zelte kam aus Sicherheitsgründen nur eine schmale Moränenleiste oberhalb des Gletscherbaches in Frage.

Der Botaniker Bernhard Dickoré erfaßt dieses Ökotopt durch die Aufnahme des Vegetations- und Pflanzenbestandes. Hier im unmittelbaren Gletschervorfeld, an den Ufermoränenböschungen, die erst vor kurzem freigeschmolzen sind, haben bisher allein Kräuter und Zwergsträucher Fuß fassen können. Sie bleiben im groben Blockwerk geschützt vor dem kalten Gletscherwind. Von jeder Pflanzenart werden zwei bis drei Exemplare in einem Feldherbarium gepreßt. Beim Einlegen neuer Pflanzen werden auch die älteren Proben umgelegt, um nach und nach sämtliche Feuchtigkeit herauszuziehen.

Kameramann Kuno Lechner bereitet im Basislager die Geräte für die Dokumentation des weiteren Aufstiegs und der Arbeiten im Gletschergebiet vor. Das Zelt bietet den notwendigen Schutz vor Wind und Staub.

Das Gletscherende, vom K 2 18 km entfernt, ist derzeit wieder im Vorstoß begriffen. Die pralle Zunge ist von meterdicker Obermoräne bedeckt. Von einem erhöhten Standort am orographisch linken Gletscherufer reicht der Blick vom schneebedeckten Aghil-Gebirge im Norden bis hin zum Süden über den gesamten K2-Gletscher. Der Obermoränenschutt deckt diesen Talgletscher auf eine Länge von 6 km in ganzer Breite ab. Erst oberhalb von 4 650 m liegen größere Eisflächen offen. Derartige Obermoräne kennzeichnet das Ablationsgebiet des Gletschers, eine Klimahöhenstufe, in der der Abschmelzprozeß die Gletscherernährung übertrifft. Hier wurde mitten auf dem Gletscher eine weitere Klimameßstation installiert. Die Kalibrierung war auf der labilen Schuttdecke allerdings aufwendig.

Das für die Untersuchungen ausgewählte Talgletschersystem umfaßt neben dem vom K 2 abfließenden Hauptgletscher auch den 10 km langen Skyang-Kangri-Gletscher. Sein Einzugsbereich, der 7 544 m hohe Skyang Kangri, liegt nordöstlich des K 2 im Karakorum-Hauptkamm. Im Konfluenzbereich dieser beiden Gletscher sollte das erste Hochlager, das Zwischenlager, aufgebaut werden, in 4 670 m Höhe. Wichtig für die Einrichtung dieses Lagers war es, einen auch bei schlechtem Wetter eindeutigen Weg vom Basislager über den Gletscher zu finden. Er sollte nur wenige Gegensteigungen haben und mit Lasten an einem Tag zu bewältigen sein. Die auf dem Gletscher installierte Klimastation lag auf halber Strecke zu diesem Lager.

Nachdem die deutschen Wissenschaftler die Route erkundet haben, schaffen sie Anfang September die ersten Lasten in das Zwischenlager hinauf: der

deutsche Expeditionsleiter Professor Matthias Kuhle, Andreas Schulze, Holger Dietrich, Bernhard Dickoré, Jens Peter Jacobsen und Kuno Lechner.

Der Weg führt vorbei an Gletscherbrunnen, vertikalen Schmelzwasserabflußröhren im Eis, aber auch an großen Höhlen im Gletscherkörper im Uferbereich, in denen breite Bänder eingelagerter Quermoräne und die geschichtete Struktur des Eises sichtbar werden. Hier setzen auch die Eispyramiden ein, in denen luftreiches weißes Eis die Obermoräne durchbricht. Unterhalb der Eislage, die die Pyramiden ausbildet, ist größerflächig die Quermoräne aufgeschlossen. Sie trennt das aus Lawinen gespeiste hangende Eis von einem darunter liegenden primären Eiskörper ab. Hier am Gletscherrand sind in das angrenzende Ablationstal Schotterflächen eingefüllt worden. Sie wurden aus dem östlichen Seitental vom Skyang-Kangri-Gletscherbach gegen die Barriere des Hauptgletschers aufgeschüttet.

Auf der ältesten Schotterterrasse ist das Zwischenlager aufgestellt. Der Bach ist in dieser Jahreszeit so kräftig, daß ihn seine Suspensionsfracht während des ganzen Tages trübt. Beim Reiswaschen stört das den chinesischen Koch nicht. Doch für die Bereitung von Getränken läßt er das Wasser abstehen. In den zentralen Lagern wird mit Benzin gekocht, weil davon noch in Kashgar ein größerer Vorrat zu bekommen war. In den abgelegenen Hochlagern benutzen die Wissenschaftler dann aus Deutschland mitgebrachte Gaskocher. Mehrere Wochen lang wird Wang Daxian das Zwischenlager versorgen. Der andere chinesische Koch bleibt für das Basislager zuständig.

Hier vom Zwischenlager aus müssen so schnell wie möglich die Aufstiegsmöglichkeiten in die oberen Gletscherbereiche erkundet werden. Die zunächst vorgesehene Route am östlichen Gletscherrand stellt sich als steinschlaggefährdet heraus. Mehrfach müssen die Routenpläne umgestoßen werden. Die Höhengruppe steht unter Zeitdruck. Um ihren Gesundheitszustand zu überwachen, ist der Expeditionsarzt Dr. Li Boliang ins Zwischenlager heraufgekommen.

Der mehrere hundert Meter breite Raum zwischen Gletscherrand und Talhang, in dem das Camp liegt, nahm noch 10 bis 20 Jahre zuvor das Ende der Skyang-Kangri-Gletscherzunge auf. Diese Gletscherzunge hat bis zu 60 m hohe Endmoränenhügel gegen die Eispyramiden des K2-Gletschers aufgeschoben. Dahinter ist Schmelzwasser aufgestaut. Die gegenüberliegenden Nebengletscher fließen im Gegensatz zum Skyang-Kangri-Gletscher steil von ihren Einzugsbereichen herab. Sie münden, im Schatten der Westflanke, noch heute in den Hauptgletscher ein.

Nachdem schließlich ein Weg durch das randliche Eispyramidenlabyrinth gefunden ist, wird das Gelände einfacher. Die Route zum K 2 folgt nun einem Obermoränenstrang entlang kleiner supraglazialer Schmelzwasserbäche. Diese Route kann in den folgenden Wochen annähernd beibehalten werden. Denn die teilweise mit Neuschnee bedeckten Obermoränenstreifen verändern sich nur langsam. Die starke Sonneneinstrahlung an schönen Tagen führt zur typischen Schmelzablation subtropischer Breiten und läßt die Eispyramiden über 20 m hoch herauswachsen.

Auf dieser oberen Route müssen zahlreiche Gegensteigungen überwunden werden. Die Vorhut hat am 13. September einige Zelte hinaufgetragen, um ein Hochlager am Nordsporn des K 2 zu errichten. Die ersten Trägergruppen bringen nun Gerätschaften, vor allem die dritte Klimameßstation, den Gletscher hinauf. Auf diesen Gletscherabschnitten nimmt die Obermoräne noch die Hälfte der Eisstromoberfläche ein. Sie ist in das Niveau der Eispyramidenspitzen hier um viele Meter eingesenkt. Ursache ist ihre stärkere Erwärmung durch die Sonneneinstrahlung, aber auch ihre noch geringe Mächtigkeit.

Der Weg vom Zwischenlager bis zum Nordsporn des K 2 ist 10 km lang, und das Hochlager wird häufig erst gegen Abend erreicht.¹

Die Zelte des Hochlagers waren in 5150 m in idealer Position mitten im Einzugsbereich des K 2-Gletschers aufgestellt. Von hier aus waren alle geplanten Arbeitsgänge in den Firngebieten westlich und östlich in eintägigen Unternehmungen zu bewältigen. In 5330 m wurde dicht unterhalb des K 2-Nordsporns die Klimahochstation aufgestellt.

Wenn die Sonne den Gipfel des K 2 erreicht, liegen Gletscher und Hochlager noch lange im Schatten. Gegen Morgen werden die niedrigsten Temperaturen erreicht, die selbst in dieser Jahreszeit auf unter -20°C fallen können. In den zwischen Blöcken der Obermoräne aufgestellten Doppelwandzelten sinken die Temperaturen jedoch nur wenig unter den Gefrierpunkt.

Andreas Schulze ist zuständig für die Klimamessungen im Lager, die morgens, mittags und abends die Witterung registrieren.

[Schulze:] „... da haben wir also Neuschnee, völlig eingeschmolzen, hier 20 mm. So, jetzt die Lufttemperatur hier ... 'n bißchen einspielen ... die Lufttemperaturen, 2 m: $-6,7$; 1,50: $-6,5$ und 2 cm im Schatten über Neuschnee: $-6,0$... jetzt die relative Feuchte. Also die relative Feuchte: alle drei Werte 51 %.“

¹ Hier endet die erste Filmrolle.

Zu den Beobachtungen gehören auch Albedomessungen, die die Strahlungsbilanz der Gletscheroberfläche festhalten. Nach Neuschnee sind die Reflexionswerte am höchsten – fast 95 %.

[Schulze:] „Für die Einstrahlung: 640 W; Rückstrahlung von der Neuschneeoberfläche: na so 'ne 570 W/m². Der Wind ist 1–2 m/s aus Südost, talabwärts.“

[Kuhle:] „Also, wir folgen jetzt hier noch der Mittelmoräne bis unter den Nordsporn, bis zum Depot, und dann gehen wir rechts hoch, Richtung Sarpolaggo-Paß, und da versuchen wir heute noch zwei, drei Stunden in die Richtung zu kommen.“

Gleich in den ersten Tagen wird die Klimahochstation installiert. Die Wissenschaftler ziehen die Ausrüstung den Gletscher hinauf in den westlichen Firnkessel. Mit 75 kg ist diese Wetterstation die leichteste. Sie ist aber am kompliziertesten aufgebaut. Eine Batterieheizanlage hält sie auch bei sehr niedrigen Temperaturen arbeitsfähig. Der Meßcomputer wird zusätzlich von einem Sonnenkollektor gespeist. Ein Teil der Anlage wird in den Schnee eingegraben. Die zweite Arbeitsgruppe entnimmt hier in 5330 m Höhe Schnee- und Firnproben an einem bis auf das Gletschereis hinabreichenden Profil.

[Kuhle:] „Herr Dietrich, hier haben wir noch ein ganz gutes Profil. Hier können wir noch mal drei Proben nehmen. Unten massives Eis: 0,3 g/cm³, und hier – der Bereich ist ganz deutlich abgesetzt – der Firn und oben der Altschnee. Ich glaube, hier werden wir noch mal was machen.“

Die aus vielen Einzelteilen zusammengesetzte Meßanlage wird mit Reepschnüren an ihrem Mast verspannt. Abschließend wird sie an den registrierenden Computer und die Energiequellen über einen zentralen Verteilerkasten angeschlossen. Um ausreichende Quantitäten für die spätere Analyse zu erhalten, werden die Schnee- und Firnproben an Ort und Stelle geschmolzen.

[Kuhle:] „... müßte bald soweit sein. Der Kocher läuft seit 10 min. Dann müssen wir noch die Altschneeprobe nehmen. Ich brauch' die zweite Flasche noch ...“

Die Wetterstation soll in den kommenden Wochen selbsttätig die Witterungsbedingungen über und unter der Schneeoberfläche des westlichen Ursprungskessels über zwölf Kanäle messen und speichern. Das Wetter hat den ganzen Tag gehalten. So konnte der Aufbau bis zum Abend abgeschlossen werden.

Über Nacht hat es im Hochlager einige Zentimeter geschneit. Stärkere Schneefälle würden zum Abstieg in die tieferen Lager zwingen. Auch die Meßstation wäre bei größerer Neuschneehöhe nicht mehr funktionsfähig. Das Hochlager liegt in dieser Jahreszeit etwas unterhalb der Schneegrenze, so

daß an warmen Tagen auf dem Gletscher Schmelzwasser zur Verfügung steht. Bei solch größeren Karakorum-Gletschern läuft das Schmelzwasser in diesem Bereich auch in den Gletscherkörper hinein. Man spricht von einer warmen Infiltrationszone.

Um gesund zu bleiben, müssen die Expeditionsteilnehmer genug Flüssigkeit zu sich nehmen. Deshalb werden zu allen Mahlzeiten, aber auch unterwegs, Tee, Brühe oder Elektrolytgetränk zubereitet. Man sollte 3–5 l am Tag trinken – trotz des bei Kälte reduzierten Durstgefühls.

Die Arbeiten in den Firngebieten werden in der Hauptsache von den deutschen Wissenschaftlern durchgeführt. Bei gutem Wetter bringen ihnen Träger vom Zwischenlager weitere Ausrüstung und Nachschub an Verpflegung herauf. Sie tragen 20 bis 25 kg. Als Träger arbeiten einige der Treiber, während ihre Kamele sich am Grünen Platz aufhalten. Es sind aber auch spezielle Hochträger angeworben, die der Karawane nachgekommen waren. Auf dem Rückmarsch werden den Trägern die geschmolzenen Schneeproben mitgegeben, die in Deutschland ausgewertet werden sollen.

Täglich – und nach Neuschnee oft stündlich – gehen in den K2-Wänden Lawinen ab. Sie bestreichen die gesamten Firnfelder. Immer wieder setzt sich die Mannschaft des Hochlagers zusammen, um die Untersuchungsprogramme, den Witterungsbedingungen entsprechend, aufeinander abzustimmen.

[Kuhle:] „Ja, die Frage ist nur, ob wir, wenn wir das machen, heute noch 'ne Seilschaft da hochschicken oder ob wir lieber, Herr Dietrich, heute unser Probenprogramm beenden.“

[Dietrich:] „Fände ich sinnvoll, dann haben wir's nämlich unter Dach und Fach.“

[Kuhle:] „Ja, ich bin mir nicht ganz sicher, ob wir nach diesem Niederschlag, nach diesem starken Schneefall in dieser Nacht so ohne weiteres unter der Wand Proben nehmen können, Herr Dietrich, heute. Ich meine, das Wetter ist gut, wir hatten's vor, aber die Lawinengefahr ist ziemlich heute.“

[Jacobsen:] „Ja, bloß da müssen wir jetzt eines bedenken, es hat ja heut nacht geschneit. Also, ich glaube nicht, daß wir so ohne weiteres an die Punkte rankommen können, die wir uns so vorgenommen haben.“

[Dietrich:] „Wir müssen ja nicht ganz in den Lawinenschnee reingehen. Wir können ja auch 'n Stückel weiter auf dem Gletscher Proben nehmen.“

[Kuhle:] „Unterhalb der Kegel ...“

[Dietrich:] „Ja, da dürfte sich nicht viel ändern, im Gegenteil, von oben haben wir vielleicht irgendwelche anderen Werte drin.“

[Kuhle:] „Es sei denn, es kommt 'ne Eislawine vom Eisbalkon, dann ...“

[Dietrich:] „Also, ich würde jetzt ganz gerne noch zwei Proben hier vom Gletscher nehmen, einmal vom Neuschnee und einmal vom Eis. Dann haben wir für heute noch vier Sets ...“

[Kuhle:] „... vom Camp I aus, Camp II aus, ja.“

[Dietrich:] „... und können uns dann lieber noch ein Set für den Skyang-Kangri-Gletscher verwahren ...“

[Kuhle:] „Halt' ich für gut!“

[Dietrich:] „... und haben dann noch zwei Radioaktivitätsproben zu nehmen ...“

[Kuhle:] „Also 'n Kocher mitnehmen ...“

[Dietrich:] „... 'n Kocher müssen wir auch mitnehmen, ja.“

[Kuhle:] „... und 'n Topf und den Stechzylinder, der gestern hochgekommen ist.“

[Dietrich:] „Ja, müssen wir auch.“

[Kuhle:] „Prima!“

Durch telemetrische Messungen werden an den unzugänglichen Steilwänden regelmäßig die Oberflächentemperaturen und ihr Gradient festgestellt.

[Schulze:] „Spornbasis im Meßzentrum 5300, besonnt: -8° .“

Auf diese Weise lassen sich die Bedingungen der Flankeneisbildung in unterschiedlichen Expositionen und ihre Veränderung mit der Höhe erfassen.

[Schulze:] „Wandfuß, 5300 Meßzentrum, Schattenmessung: -13° .“

Am K2 können Meßwerte aus höchster Höhe gewonnen werden.

[Schulze:] „Felsbereich unterhalb des Hängegletschers im Schatten, Meßzentrum zirka 8000: -25° . Und besonnte Felsflanke in gleicher Höhe, 8000m: -21°C .“

Jeder Aufstieg in die Firngebiete folgt zunächst der Mittelmoräne bis unter den Nordsporn. Der östlich liegende Firnkessel ist gestuft. Seine Einfassungswände gehören zum Aufbau des 7 $\frac{1}{2}$ -tausend Meter hohen Skyang Kangri. Nach Norden schließt eine Gratschneide mit ihren über 6000m hohen Gipfeln an, die das K2-Tal vom Skyang-Kangri-Tal dahinter trennt. Der westliche Firnkessel ist wesentlich ausgedehnter. Wenn schwerere Geräte zum Einsatz kommen, sind auch Hochträger dabei. In diesen abgelegenen Gletschergebieten sind sie noch nie gewesen. Ein Firnsattel, hinter dem das Nährgebiet des Sarpog-Laggo-Gletschers anschließt, bildet die westliche Begrenzung des K2-Gletschergebietes. Die Wände der Firnkessel sind außergewöhnlich steil und hoch. Den Hauptanteil an der Gesamternährung des Gletschers hat deshalb die Lawinenzufuhr.

Zweimal mußten die Untersuchungen bei Schlechtwettereinbrüchen ausgesetzt werden. Wegen der Schneefälle stiegen die Wissenschaftler für mehrere Tage zum Zwischenlager ab. Hier im Mündungsgebiet des Skyang-Kangri-Gletschers werden Untersuchungen zur Bewegung periglaziärer Schutthalde eingeschaltet. Für den Bewegungsprozeß ist der Wassergehalt des Lockergesteins ausschlaggebend. Mit einem Stechhygrometer bestimmt Matthias Kuhle deshalb in mehreren Horizonten die relative Feuchte und Temperatur.

[Kuhle:] „71 % relative Feuchte ... bei einer Temperatur von 0,4 °C in gleicher Bodentiefe ... 1 cm über dem Schutt je nach Luftbewegung schwankend zwischen 5,7 und 4,5 % relativer Feuchte.“

Die Intensität der Solifluktion hängt aber auch von der Wasseraufnahmefähigkeit der beteiligten Gesteine und der Hangneigung ab.

Hier am Zwischenlager hat es jetzt auch mehrere Zentimeter geschneit. Über die Funkverbindung zum Basislager erfährt der chinesische Lagermeister, daß selbst im Gletschervorfeld, 600 m tiefer, Schnee liegengelassen ist. In regelmäßigem Sprechkontakt vereinbart er den Einsatz der Träger und organisiert den Transport des Nachschubs. Er kann aber auch jederzeit in Erfahrung bringen, wo Expeditionsmitglieder gerade unterwegs sind.

Weitere Geländebeobachtungen gelten den Gletschervorfeldern. Hier am Skyang-Kangri-Gletscher, an der glattgeschliffenen Talflanke, hat die zerfallende Zunge beim jüngsten Gletscherrückgang Toteiskomplexe hinterlassen. Kennzeichnend für die innere Struktur ist die auffällige Größe des Gletscherkorns – eines Kristallaggregats, das über 5 cm Länge erreichen kann. Unter Schutt kann Toteis mehrere Jahrzehnte erhalten bleiben. Im Gegensatz zum Hauptgletscher ist die Skyang-Kangri-Gletscherzunge auch heute im Rückschmelzen begriffen.

Dieser vom Skyang Kangri zum K 2-Tal abfließende Nebentalgletscher ist zur Zeit 8 km lang. Seine Zufuhr erfolgt einseitig aus der im Schatten liegenden orographisch linken Talflanke. Eine kurze Tagesetappe vom K 2-Gletscher entfernt werden am 30. September in 5120 m Höhe zwei Zelte aufgestellt, um von dort aus den Skyang-Kangri-Gletscher zu erkunden.

Das sehr gute Wetter erlaubt auch hier Messungen mit dem Infrarot-Fernthermometer.

[Schulze:] „Nahmessung hier im Lager, besonnter Firn, 1,20: -7°.“

Zu jedem Meßwert werden, außer der Höhe, das Oberflächenmaterial, die Bestrahlungsintensität, aber auch Hangneigungsgruppe und Exposition fest-

gehalten. Die höchsten Meißfelder bietet der 7544 m hohe Skyang-Kangri-Gipfel.

[Kuhle:] „Substrat 9, Bestrahlung 3, Exposition 7, Hangneigungsgruppe 1.“

Der Aufstieg erfolgt über Felssturz- und Moränenblockwerk auf der Sonnenseite des Tales. Bei diesen glazialmorphologischen Beobachtungen wird das Firngebiet unterhalb des Skyang Kangri überhaupt zum ersten Mal begangen. Auch die anderen Täler und Gletscher diesseits des Karakorum-Hauptkammes sind nach wie vor fast unbekannt, da nur vereinzelt Expeditionen hindurchgegangen sind. Wissenschaftlich bearbeitet waren die Gletschergebiete bis zu dieser deutsch-chinesischen Expedition noch gar nicht. Allerdings gibt es längst Luftbildkarten, und sogar eine Satellitenerkundung ist durchgeführt worden.

Die aus der meist im Schatten liegenden Seite abfließenden Eismassen erhalten einen großen Anteil an Driftschneezufuhr. Der Wind verfrachtet den Schnee über den Kamm und läßt mächtige Wächten am Grat und große Eisbalkone aus der Wand wachsen. Zahlreiche Lawinen sind die Folge. Der Riffeleisbesatz an den Steilwänden deutet auf häufigen Abgang kleinerer Lawinen hin, während von den Eisbalkonen sehr massive Abbrüche erfolgen. Dieses Eis hat selbst im Schneegrenzniveau nur eine Temperatur von -6 bis -10°C . Es ist sehr spröde und fließt außerordentlich viskos hinab zum Talgletscher.

Im Zwischenlager können sich die Wissenschaftler einmal mit frisch zubereiteten chinesischen Spezialitäten verwöhnen lassen, z. B. Kuchlein mit Fleischfüllung. Eine willkommene Abwechslung zu ihrer Höhenverpflegung aus Konserven. Zu den Kuchlein gibt es die Brühe des für die Füllung gekochten frischen Hammelfleisches, mit reichlich Knoblauchzehen, Chili und Salz gewürzt. Große Mengen an grünem Tee bilden den Abschluß der Mahlzeit.

Nach mehreren Wochen, in der zweiten Oktoberwoche, müssen die Arbeiten am Fuße des K2 zum Abschluß gebracht werden. Im westlichen Firnbecken ist die Klimastation bereits abgebaut. Die Träger warten darauf, Geräte und Ausrüstung hinunterzutragen. Der Expeditionsleiter und Jens Peter Jacobsen besprechen die Wetterlage. Die Expedition darf auf dem Gletscher nicht von ersten Winterschneefällen überrascht werden.

[Kuhle:] „... wir haben jetzt fast Mitte Oktober, d. h. also ... Gut, daß wir die gestern runter haben. Also zwei, drei gute Tage müßten wir noch haben. Aber damit ist nicht mehr zu rechnen. Denn jede Nacht mindestens 10 cm

Neuschnee, das ist doch auf die Dauer 'n bißchen schwierig. Vor allem bleibt auch in Camp I bereits immer alles liegen ...“

Ein letztes Mal werden Proben entnommen, um auch gegen Ende des Haushaltsjahres die Beschaffenheit des Neuschnees oberhalb der Schneegrenze zu untersuchen. Mit Hilfe des 1000 cm³ fassenden Stechzylinders wird der Wasserwert festgestellt – und damit die Menge des Niederschlags bestimmt.

Der 20 km lange Abstieg über den Gletscher geht auf erprobter Route ungleich schneller als die Aufstiege sechs Wochen zuvor. Am 11. Oktober ist das Zwischenlager abgebaut worden. Auch im Basislager ist der Aufbruch im Gange. Mehrere Transporte zum Depotlager am Grünen Platz haben bereits stattgefunden. Auch die Tragtiere sollten das unwegsame Gelände verlassen haben, bevor Schnee liegenbleibt.

Aufgrund seiner zentralen Lage im Mustagh-Tal, im Konfluenzbereich von K 2-Gletscher, Sarpo-Laggo-Gletscher und Skamri-Eisstrom, war das Lager am Grünen Platz in 3970 m günstiger Ausgangspunkt für Untersuchungen in den Gletschervorfeldern. Während die chinesischen Hydrologen und die Botaniker schon länger in diesem Gebiet gearbeitet hatten, stand den deutschen Geographen bis zum Rückmarsch über den Aghil-Paß nur noch eine Woche zur Verfügung. Der richtige Zeitpunkt für die Überquerung der Pässe vor den Winterschneefällen durfte auf keinen Fall verpaßt werden.

In diesem lebensfeindlichen Hochgebirge haben sich dort, wo die Talsohle nicht in ganzer Breite vom Schmelzwasser aufgerissen wird, Böden und Vegetation entwickeln können. Alpine Grasmatten, Zwergsträucher und Myricarienbüsche bieten selbst im Herbst noch Weidegrund für die letzten mitgeführten Schafe – und natürlich die Kamele. Einheimische Tiere gibt es hier nur wenige. Im Lager werden schon Geräte und Gepäck zusammengestellt. Die Treiber kochen Nudeln und Tee. Sie genießen die Muße vor dem anstrengenden Rückmarsch.

In dieser Jahreszeit treten in der Karakorum-Nordabdachung fast täglich in den Nachmittagsstunden plötzliche Stürme auf. Sie blasen Sand, Silt und Lössstaub aus den Schottern der Gletschervorfelder aus. Die Böen reißen das Material bis über die Schneegrenze hinauf. Erst gegen Abend wird der Blick zum Shakgam-Tal hinab wieder frei.

Holger Dietrich ist noch einmal zum K 2-Bach aufgestiegen, um die früheren Abflußdaten durch Messungen an einem repräsentativen Herbsttag zu vervollständigen. Wasserproben sollen dazu dienen, die Suspensionsfracht, die Gletschertrübe, zu bestimmen. An mehreren Punkten des Bachprofils

ermittelt er mit einem Meßflügel die Fließgeschwindigkeiten. Die Messungen werden zu festen Zeiten über den ganzen Tag wiederholt. Seit den ersten Sommermessungen ist die Abflußmenge bis auf ein Viertel zurückgegangen. Insgesamt wird sich aus der Schneemächtigkeit im Firngebiet und der Abflußmenge für den K2-Gletscher oberhalb der Schneegrenze ein Jahresniederschlag von etwa 1200 mm ergeben.

Matthias Kuhle untersucht eine 400 m über dem Mustagh-Tal gelegene spätglaziale Ufermoräne auf ihre Zusammensetzung. Auch hier soll die Beschaffenheit der feinen Grundmasse Einzelheiten des Transport- und Ablagerungsvorgangs erschließen. Weiter innen gewinnt er Thermolumineszenzproben zur Altersbestimmung. Sie müssen lichtdicht verpackt werden.

Über mächtige Schotterfluren, die den ganzen Talboden einnehmen, nähert man sich dem von Westen kommenden Skamri-Gletscher. Der starke Abschmelzvorgang am Gletschertor belegt, daß dieser Gletscher zurückgeht. Der Skamri-Gletscher ist mit 43 km Länge der größte Eisstrom der Region. Er ist bisher unerforscht und wurde wahrscheinlich noch nie begangen. Seine Zunge endet in 4030 m, und, was typisch ist für große Gletscher, es fehlt jegliche Stirnmoräne. Die vorzeitliche Ausdehnung ist darum nur anhand früherer Ufermoränen rekonstruierbar.

Am 19. Oktober verläßt die Expedition das Mustagh-Tal und wendet sich wieder nach Norden zum Shaksgam. Jetzt im Spätherbst stellen seine Querungen keine Schwierigkeit mehr dar. Bei schneidender Kälte wird nach anderthalb Tagen der Aghil-Paß erreicht. Er ist glücklicherweise noch schneefrei. Die Tiere müssen sich ausruhen. Durch wochenlange Mangelernährung bei rauhem Höhenklima sind sie ohnehin geschwächt. Bis zur Station Mazar am Südfuß der weißen Kuenlun-Kette hat die Karawane weitere vier Tagemärsche zu bewältigen.

Auf der Schottersohle des unteren Surukwat-Tales haben die Kamele Gelegenheit, in den herbstbraunen Myricarien zu weiden. Von einem Felsgipfel aus läßt sich der gesamte topographische Zusammenhang der eiszeitlichen Landschaftsentwicklung bis zum spätglazialen Aufbau der gewaltigen Schotterterrassen überblicken.

In Bazar Dara, vor der letzten gemeinsamen Marschetappe, stellt sich die Expeditions Mannschaft zu einer Gruppenaufnahme: inmitten der Treiber und Träger die Wissenschaftler, mit dem deutschen und dem chinesischen Expeditionsleiter.

Im Yarkand-Tal bleibt eine Gruppe zurück, um Torfproben zu nehmen. Für den Botaniker bergen die selten erhaltenen Schwemmböden wichtige Hin-

weise auf die Vegetationsentwicklung. Und dem Geomorphologen geben sie die Möglichkeit, das Mindestalter der unter dem Torfboden liegenden Schottersohle zu bestimmen.

Von Mazar aus führt der Weg, wieder mit Kraftfahrzeugen, durch die Ketten des Kuenlun. Beim Austritt aus diesem Gebirge hatten die Wissenschaftler noch einmal Gelegenheit, Zeugnisse der eiszeitlichen Vergletscherung Westtibets zu untersuchen. Hier am Nordrand des Kuenlun werden die Bergsporne durch pleistozäne Moränen dekalimeterweit ins Tarim-Becken hinein verlängert. In einem breiten Saum nebeneinanderliegend, bilden sie die Begrenzung alter Zungenbecken, die zu den Auslaßgletschern der letzten großen Vereisung gehören. Hier schließt in 2 000 m Höhe auch ein Kranz von Bewässerungsoasen an, von denen Tess und Pusseh aufgesucht wurden.

Der Gebirgsrand besteht aus kristallinen Schiefen und Kalken. Deutlich ist der Übergang von diesem anstehenden Gestein zum angelagerten Moränenmaterial erkennbar. 400 bis 600 m hoch sind diese Moränenwälle im Verlauf der pleistozänen Eiszeiten aufgeschoben worden. Die Auslaßgletscher haben dieses Gebiet letztmalig vor 20- bis 30 000 Jahren, also im letzten Glazial, erreicht. In den nacheiszeitlichen Lössmantel sind metertiefe Runsen eingeschnitten. In die Zungenbecken sind im Spätglazial Schotterfluren eingefüllt worden, die sich beim Verlassen des Beckens in weiten Fächern in die Tarim-Senke ausbreiten konnten.

Während der Begehung von Zungenbecken und Vorlandmoränen steht das ungewöhnliche Zusammentreffen von Wüstenklima und Vergletscherung im Mittelpunkt der Fachgespräche.

[Kuhle:] "... very cold dry glaciers ..."

Aufgrund der großen klimatischen Diskrepanz war es bisher unvorstellbar erschienen, daß eiszeitliche Gletscher so weit in die Wüste hinabreichen konnten.

[Kuhle:] "... going down here and we saw in parallel valleys the last week many evidence for moraine, big boulders and loam. And Professor Xue also made a profile yesterday ..."

Matthias Kuhle erläutert seine Auffassung einer sehr kalten Vergletscherung, die auch bei geringen Niederschlägen extreme Ausmaße erreichen kann.

[Kuhle:] "... and the dunes now are typical also for dunes in the ice age. It was colder and more dry than now ..."

Xü Daoming führt seinem Assistenten Ding Yongjiang die Konsequenzen dieses Ansatzes aus. Dabei weist er ihn auch auf große erratische Blöcke hin. Diese können ihre Position weder durch fließendes Wasser noch durch Schlammströme erreicht haben, sondern eben nur durch Gletschereis.

Auf den weiten Sandflächen entsteht die sich in Windrichtung verlagernde Struktur von Rippelmarken. Der Flugsand lagert den spätglazialen Schotterfluren auf, die innerhalb der Zungenbecken eine Terrassenlandschaft bilden. Bewässerungsoasen liegen nun überall dort, wo die Niederterrasse breit ausgebildet ist, wenig oberhalb des heutigen Flusses. Hier gibt es also in einer Umgebung extremer Trockenheit kleine Bereiche üppigen Pflanzenwuchses. Dieser wird allein durch das Schmelzwasser möglich, das von Fremdlingsflüssen aus dem fernen Gebirge herangeführt wird. Die Oasen bleiben dennoch vom Wüstenklima bedroht. Von den Rändern dringen in die Ackerflächen von Tess die Flugsanddecken in breiter Front ein.

Die Böden dieser Oasen sind außergewöhnlich fruchtbar, denn in dem weitgehend unverwitterten Gesteinsschutt der wasserführenden Schotterlagen stehen reichlich Nährstoffe zur Verfügung. Durch die sehr starke Verdunstung gelangen diese bis in die Krume des Oberbodens. Eine mineralische Düngung wird dadurch unnötig. Die Gefahr einer Versalzung aus noch tieferen Bereichen besteht hier nicht, da die wasserstauende Grundmoräne den Schotterkörper gegen den Untergrund abschließt.

Die 17 km weiter westlich gelegene Siedlung Pusseh repräsentiert einen anderen, nicht an einen Fluß gebundenen Oasentyp. Hier, am Ende eines ehemaligen Zungenbeckens, sind die deckenden Schotter nur geringmächtig; die Grundmoräne tritt beinahe an die Oberfläche und bildet einen Quellhorizont aus. Dort, wo in ausgeschachteten Sammelbecken die Moränenschicht erreicht ist, tritt das Grundwasser zutage. Hier nehmen auch die Bewässerungskanäle ihren Anfang. Baumgalerien dienen als Windschutz. Dicke Lehmmauern garantieren den Bewohnern ausgeglichene Raumtemperaturen trotz des extrem kontinentalen, zentralasiatischen Klimas.

Mit dem Besuch dieser beiden Oasen an den tiefsten eiszeitlichen Gletscherändern geht eine Forschungsreise zu Ende, die über die Rekonstruktion der eiszeitlichen Verhältnisse auch zum Verständnis der heutigen Gebirgslandschaft beitragen möchte. Anfang November tritt die Expedition über Kashgar, Urumtschi und Peking die Rückreise an.