

ISSN 0073-8433

PUBLIKATIONEN ZU WISSENSCHAFTLICHEN FILMEN

SEKTION

TECHNISCHE WISSENSCHAFTEN NATURWISSENSCHAFTEN

SERIE 10 · NUMMER 10 · 1989

FILM D 1649

Heutige und eiszeitliche Vergletscherung Hochasiens
Ergebnisse der Südtibet- und Mt.-Everest-Expedition 1984



INSTITUT FÜR DEN WISSENSCHAFTLICHEN FILM · GÖTTINGEN

Angaben zum Film:

Tonfilm (Komm., deutsch oder engl.), 16 mm, farbig, 476 m, 43 1/2 min (24 B/s). Hergestellt 1984, veröffentlicht 1988.

Der Film ist für die Verwendung in Forschung und Hochschulunterricht bestimmt. Veröffentlichung aus dem Geographischen Institut der Universität Göttingen, Prof. Dr. M. KUHLE, Kamera: J.-P. JACOBSEN, und dem Institut für den Wissenschaftlichen Film, Göttingen, D. KLEINDIENST-ANDRÉE, M. A., Schnitt: R. FELDMANN, Trick: H.G. GRASKE. Die Expedition wurde gefördert durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft, Academia Sinica, Max-Planck-Gesellschaft, Universität Göttingen.

Zitierform:

KUHLE, M.: Heutige und eiszeitliche Vergletscherung Hochasiens – Ergebnisse der Südtibet- und Mt.-Everest-Expedition 1984. Film D 1649 des IWF, Göttingen 1988. Publikation von M. KUHLE, Publ. Wiss. Film., Sekt. Techn. Wiss./Naturw., Ser. 10, Nr. 10/D 1649 (1989), 36 S.

Anschrift des Verfassers der Publikation:

Prof. Dr. M. KUHLE, Geographisches Institut der Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 5, D-3400 Göttingen.

PUBLIKATIONEN ZU WISSENSCHAFTLICHEN FILMEN

Sektion BIOLOGIE

Sektion PSYCHOLOGIE · PÄDAGOGIK

Sektion ETHNOLOGIE

Sektion TECHNISCHE WISSENSCHAFTEN

Sektion MEDIZIN

NATURWISSENSCHAFTEN

Sektion GESCHICHTE · PUBLIZISTIK

Herausgeber: H.-K. GALLE · Redaktion: G. LOTZ, I. SIMON

PUBLIKATIONEN ZU WISSENSCHAFTLICHEN FILMEN sind die schriftlichen Ergänzungen zu den Filmen des Instituts für den Wissenschaftlichen Film und der Encyclopaedia Cinematographica. Sie enthalten jeweils eine Einführung in das im Film behandelte Thema und die Begleitumstände des Films sowie eine genaue Beschreibung des Filminhalts. Film und Publikation zusammen stellen die wissenschaftliche Veröffentlichung dar.

PUBLIKATIONEN ZU WISSENSCHAFTLICHEN FILMEN werden in deutscher, englischer oder französischer Sprache herausgegeben. Sie erscheinen als Einzelhefte, die in den fachlichen Sektionen zu Serien zusammengefaßt werden.

Bestellungen und Anfragen an: Institut für den Wissenschaftlichen Film
Nonnenstieg 72 · D-3400 Göttingen
Tel. (05 51) 20 22 04

FILME FÜR FORSCHUNG UND HOCHSCHULUNTERRICHT

MATTHIAS KUHLE, Göttingen:

Film D 1649

Heutige und eiszeitliche Vergletscherung Hochasiens Ergebnisse der Südtibet- und Mt.-Everest-Expedition 1984

Verfasser der Publikation: MATTHIAS KUHLE

Mit 5 Abbildungen

Inhalt des Films:

Heutige und eiszeitliche Vergletscherung Hochasiens – Ergebnisse der Südtibet- und Mt.-Everest-Expedition 1984. Physisch-geographische Forschungsergebnisse (glaziologisch, klimatologisch, geomorphologisch, paläoklimatologisch) aus Südtibet und der Himalaya-Nordabdachung in drei Teilen: 1. Beschreibung, Typisierung und glazio-klimatische Ausdeutung der heutigen Vergletscherung und ihrer Massenbilanz; 2. Gegenüberstellung rezenter Hangtypen, Erläuterung ihrer Entwicklung und ihre Einordnung in genetische Reihen; 3. Skizzierung der Vergletscherungsgeschichte in chronologischer Umkehrung bis zurück zur maximalen tibetischen Inlandvereisung während des letzten Hochglazials vor ca. 60 000–20 000 Jahren. Dieser Punkt stellt den irdischen Energieverlust durch Reflexion der Sonneneinstrahlung auf diesen Eisflächen als eigentlichen Eiszeitauslöser heraus.

Summary of the Film:

Recent and Ice-Age Glaciation of Upland Asia – Findings of the 1984 South Tibet and Mount Everest Expedition. Physical geographical research results (glaciological, climatological, geomorphological, paleoclimatological) from South Tibet and the Great Himalaya to the North are presented in three sections: 1. Description, typification and glacial climatological interpretation of recent glaciation and its mass distribution; 2. Comparison of recent ridge types, explanation of their development and their categorization in genetic series; 3. Depiction of the history of glaciation in reverse chronological order back to the point of maximum inland glaciation in Tibet during the last Great Ice Age about 60 000–20 000 years ago. This point shows that the terrestrial energy loss caused by the reflection of the sun's irradiation from these ice surfaces was what really set off the ice age.

Résumé du Film:

Glaciation actuelle et de l'époque glaciaire de la haute Asie – Résultats de l'expédition en 1984 dans le sud du Tibet et au Mt. Everest. Résultats d'explorations physico-géographiques (glaciologique, climatologique, géomorphologique, paléoclimatologique) du sud du Tibet et de l'escarpement nord de l'Himalaya en trois parties: 1. Description, standardisation et explication glacio-climatique de la glaciation actuelle et de son bilan de masses. 2. Comparaison des formes de versants récents, illustration de leur développement et de leur classification dans des séries génétiques. 3. Esquisse de l'histoire de la glaciation en inversement chronologique jusqu'à la glaciation maximale du Tibet lors de la dernière période glaciaire dominante, 60 000 à 20 000 ans auparavant. Ce point met en évidence que la perte d'énergie terrestre par réflexion de l'irradiation solaire sur ces surfaces de glace est un véritable déclencheur d'époque glaciaire.

Allgemeine Vorbemerkungen

Die vorgestellten Ergebnisse wurden auf der „Südtibet- und Mt.-Everest-Expedition 1984“ gewonnen. Das Expeditionsgebiet, der Expeditionsablauf und die praktizierten Arbeitstechniken sind Gegenstand eines bereits 1986 veröffentlichten Films (D 1607 [19]). Sie müssen hier nicht wiederholt werden. Das gilt auch für die in der Begleitpublikation formulierten topographischen Gegebenheiten des Untersuchungsgebietes (KUHLE [19], S. 4–8) sowie die Fundierung der in diesem zweiten Film detaillierter (Teil 1: Heutige Vergletscherung) behandelten Gletscherobergrenze ([19], S. 8–10).

Die Problemkreise „Gletschertypologie“, „Eispyramiden- bzw. Eisturmentstehung“, „Obermoränenbedeckung und Gletscherdynamik“ konnten im gesprochenen Kommentar (s. u.) hinreichend verdeutlicht werden; die Hangentwicklung (Teil 2), Intensität der Solifluktion etc. ist gleichfalls ausreichend dargestellt.

Eigentliches Kernstück ist die Vergletscherungsgeschichte (Teil 3), speziell die max. glazialzeitliche Eisbedeckung des Tibetischen Hochlandes, ihre globalen energetischen Konsequenzen und die hierauf basierende reliefspezifische, in der irdischen Strahlungsgeometrie fußende Eiszeitentstehungstheorie. An dieser Stelle soll der Kommentar unterstützen und nicht nur eingefügt, sondern im Zusammenhang dargestelltes Material liefern.

Zur Vergletscherungsgeschichte Tibets

Die 1984 durchgeführten Untersuchungen stehen im Zusammenhang von inzwischen sieben Forschungsexpeditionen nach Tibet und in seine einfassenden Gebirgssysteme (Abb. 1). Dementsprechend sind die zusammengetragenen Ergebnisse nicht isoliert voneinander zu sehen. Vielmehr verbinden sie sich zu einem Gesamtbild maximaler pleistozäner Gletscherbedeckung in Hochtibet (Abb. 2), das allein in Südtibet nicht zu gewinnen gewesen wäre. Zentrale zu rekonstruierende Größe ist die vorzeitlich abgesenkte klimatische Schneegrenze (ELA). Sie wurde durch die anhand von Endmoränen und Gletscherschliffen erschlossene maximale Reichweite der ehemals viel tiefer hinabgeflossenen Gletscherzungen ermittelt. Hierbei steht die Gletscherendabsenkung zur Schneegrenzdepression im Verhältnis von ca. 2 : 0,7–2 : 1. Ausschlaggebend hierfür sind die variierenden topographischen Verhältnisse zwischen einer breit auseinanderlaufenden Piedmontvergletscherung und einer kanalisierten Talvergletscherung (KUHLE

[7]). Die auf dem Wege der Moränen nachweise und -kartierungen rekonstruierte ELA-Absenkung konnte ausschließlich an den Steilrändern des Tibetplateaus bzw. in seinen Randgebieten erfaßt werden. Nur hier bestand die topographische Voraussetzung für tief hinabfließendes Eis. Auf dem Hochplateau selbst konnten sich die Gletscher

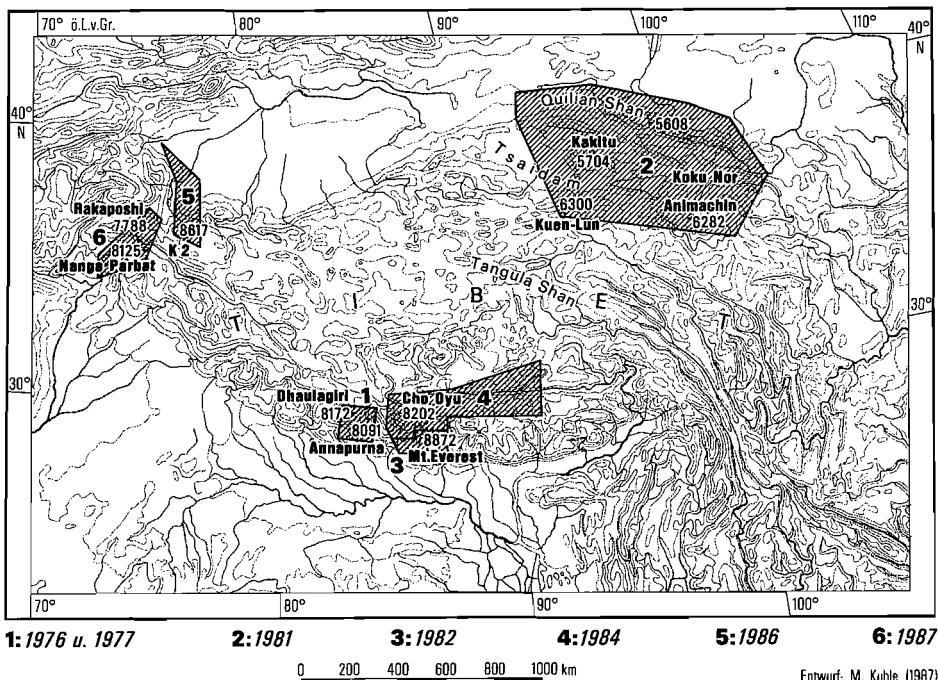


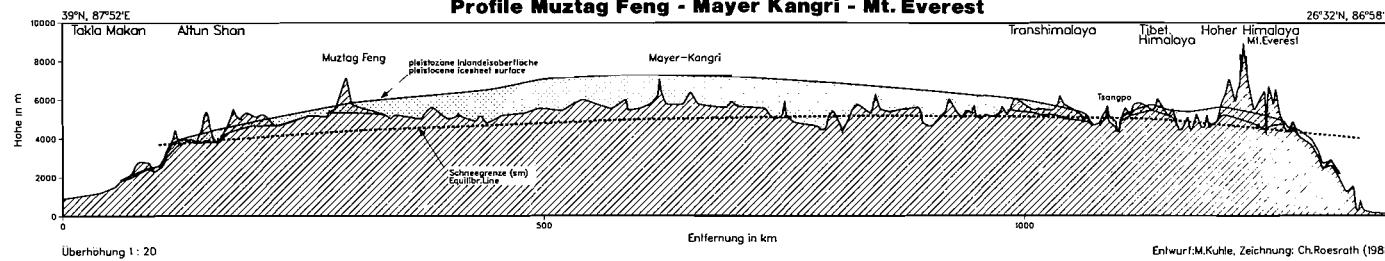
Abb. 1. Untersuchungsgebiete des Verfassers

während einer aufkommenden Eiszeit zunächst nur ausbreiten und nach seiner Abdeckung nur noch aufhöhen, aber die Plateauhöhe nicht unterschreiten. Hier resultierte bereits bei einer Schneegrenzabsenkung von ihrer heutigen Höhe, die allein die Gipfelhöhe der höheren Berge schneidet, bis in die Nähe der Hochplateaufläche eine großflächige Eisabdeckung. Zur Erfassung der gesamten klimatischen Veränderung, die an der max. ELA-Depression bei einer Sommertemperaturabnahme um $0,7^{\circ}\text{C}$ pro 100 m (KUHN [14]) ablesbar ist, müssen jedoch die tiefsten Moränen an den Rändern Tibets einbezogen werden. Dort verlief die Schneegrenze 1200–1500 m tiefer als heute, was bei konstanten hygrischen Verhältnissen einer Temperaturabsenkung um $8,4$ – $10,5^{\circ}\text{C}$ entspricht.

Über die Bedeutung für die Klimarekonstruktion hinaus gewinnt der Nachweis tiefster Schneegrenzverläufe methodisches Gewicht. Je tiefer die eiszeitliche Schneegrenze in den Randbereichen Tibets nachweisbar ist, desto sicherer ist die Totalvergletscherung des zentraltibetischen Plateaus. Wesentlich für diesen Ansatz ist das richtige Verständnis dieser klimatischen Höhengrenze: Sie schwankt nur sehr weiträumig, macht keine

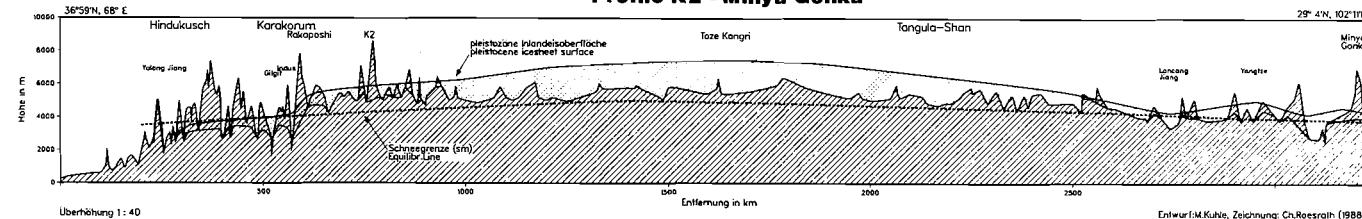
Profil Muztag Feng - Mayer Kangri - Mt. Everest

Profile Muztag Feng - Mayer Kangri - Mt. Everest



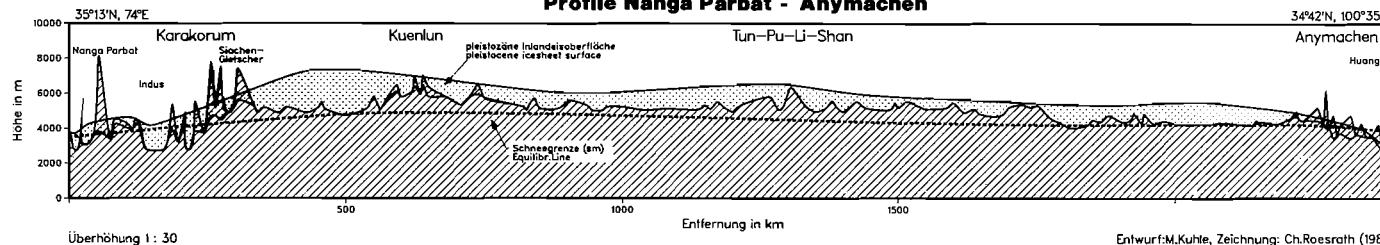
Profil K2 - Minya Gonka

Profile K2 - Minya Gonka



Profil Nanga Parbat - Anymachen

Profile Nanga Parbat - Anymachen



Profil Pamir - Nanga Parbat

Profile Pamir - Nanga Parbat

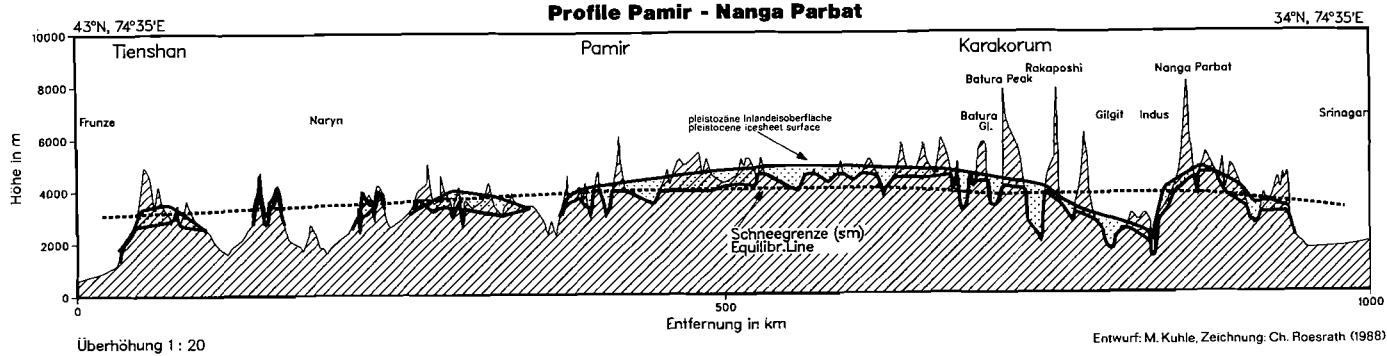


Abb. 2. Quer- und Längsprofile durch das pleistozäne Tibeteis

Sprünge, sondern kann sich, wie heute so auch während der Eiszeit, über Tibet von den Randketten her nur leicht aufgewölbt haben. Über diesen Schluss, der dem Aktualitätsprinzip folgt, wird anhand der erfaßten, randlich sehr starken Schneegrenzdepressionen ein zentraltibetischer Schneegrenzverlauf weit unter der mittleren Plateauhöhe wahrscheinlich gemacht. Das beweist die Totalvergletscherung Tibets (Abb. 2). Je nach Längs- oder Querprofilverlauf lagen über 75–85 % der Plateaufläche über oder im Niveau der hochglazialen Schneegrenze (Abb. 2). Aus diesen Verhältnismäßigkeiten ergibt sich das Vollaufen aller Depressionen und Talsenken, die unter die damalige Schneegrenze abtauchen. Zum Vergleich: Die letzteiszeitliche alpine Eisstromnetzvergletscherung hat sogar Talgefäß vollständig mit Gletschern aufgefüllt, deren Talböden bis zu 1600 m unter der Schneegrenze lagen. Das gilt für das Rhone-Tal. Es konzentrierte den größten Eisstrom der Alpen.

Die Bedeutung des Untersuchungsgebietes der Expedition 1984

Auch ohne die Arbeiten aus dem Jahr 1984 war über die bis dahin erfolgten hochglazialen Schneegrenzrekonstruktionen am Rand Tibets ein Tibetisches Inlandeis wahrscheinlich gemacht worden (KUHLE [2]–[6]; [8]–[12]). Zugleich bestand die Möglichkeit, auch zentraltibetische, d. h. unmittelbare Belege für jene großflächige Gletscherbedeckung zu gewinnen. Das gelang im Transhimalaya, N-lich der Tsangpo-Furche, wie auch im Tibetischen und im Hohen Himalaya S-lich derselben (Abb. 1, Nr. 4) durch Erratika-Nachweise (KUHLE [6]). Ein repräsentatives Beispiel liefern die Erratika im Tal von Lulu auf der Latzu-Massiv-S-Abdachung (Abb. 3, Nr. 11, 15). Hier liegen zwischen 4400 und 5000 m ü. M. Zwei- und Ein-Glimmer-Granitblöcke führende Geschiebelehmablagerungen. Typisch für derartige Grundmoränen ist die diamiktitische Zusammensetzung aus sehr großen Blöcken mit feiner sandig-lehmiger Zwischenmasse, wie sie nur vom Gletschereis sedimentiert wird. Der Ferntransport des Substrates und die Verfrachtung durch einen Gletscher ist durch seine Auflage auf anstehendem Basalt belegt (Abb. 3, Nr. 15). Die großen Granitblöcke liegen in diesen Profilen min. 170 m über den Boden hinauf an den Talfanken. Die Flanken sind – und das bestätigt den Befund ganztaliger eiszeitlicher Gletscherverfüllung – trogtalförmig konkav ausgeschliffen. Abb. 3 faßt die 1984 beobachteten Indikatoren für ein hochglaziales Eisstromnetz in Südtibet zusammen und gibt die zugehörigen klimatischen Schneegrenzhöhen an.

Eine überregional repräsentative Stellung kommt dem südtibetischen Untersuchungsgebiet insofern zu, als aufgrund der vergleichsweise sehr südlichen Lage die Schneegrenze heute und auch eiszeitlich extrem hoch verläuft resp. verlaufen sein muß. Wenn hier im Süden die nachweisbare Schneegrenzabsenkung zu einer abdeckenden Vergletscherung geführt hat, dann ist damit auch ohne die weiter nördlich gesicherten Vergletscherungsbefunde auf ein dortiges Inlandeis zu schließen. Die nach Norden planetarisch bedingt inklinierende Schneegrenze muß das sich in gleicher Höhe fortsetzende Plateau zunehmend unterschritten haben (Abb. 2, Profil: Muztag Feng – Mayer Kangri – Mt. Everest).

Nicht mehr nur an die Steilränder des Tibetplateaus bzw. seine einfassenden Gebirge gebunden ist die Möglichkeit, den spätglazialen und neoglazialen bis historischen Gletschern

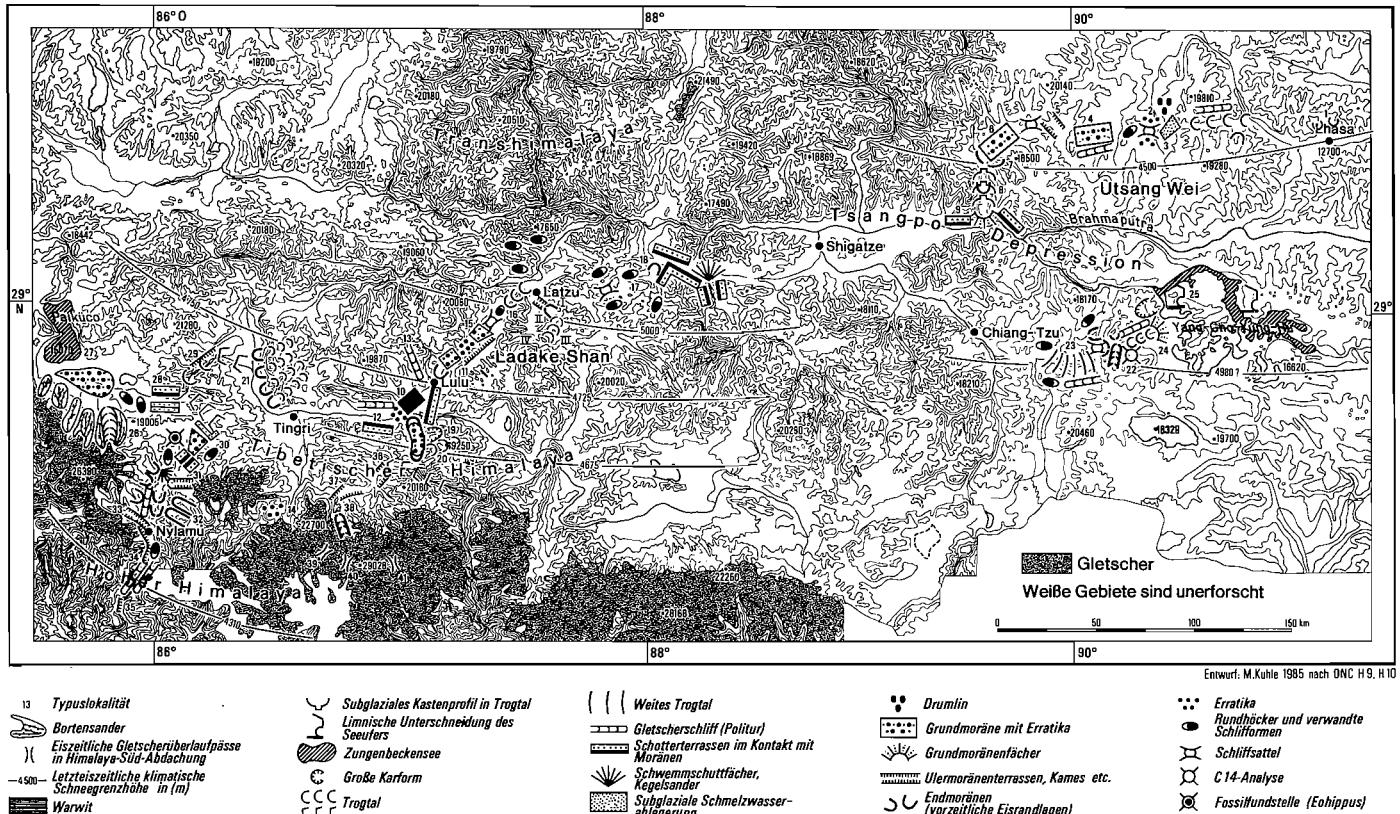


Abb. 3. Glazialgeomorphologische und glazialgeologische Indikatoren der pleistozänen Eisstromnetzvereisung Südtibets (Expeditionsgebiet 1984)

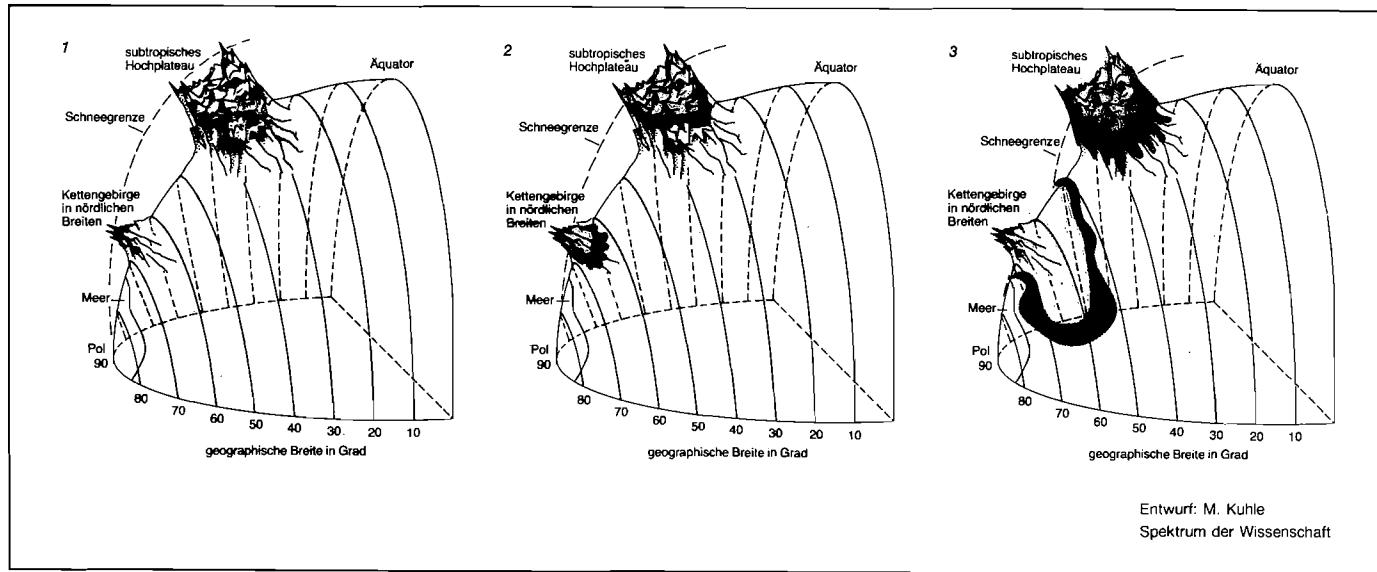


Abb. 4. Das auf drei Phasen generalisierte Schema zeigt die Eiszeitauslösung durch die Heraushebung eines subtropischen Hochplateaus bis in Schneegrenzhöhe

1. Frühpleistozän und interglazial waren und sind nur die höchsten nördlichen und subtropischen Gebirge vergletschert. 2. Extraterrestrisch induziert senkte sich die Schneegrenze geringfügig ab, und die subtropische Gletscherfläche vergrößerte sich aufgrund der Schneegrenznähe des tibetischen Plateaus wesentlich. 3. Wegen der großen Bedeutung subtropischer Hochplateaus für die Wärmebilanz der Atmosphäre führt die durch Vergletscherung um 70 % gesteigerte Albedo zu weiterer globaler Abkühlung. Nun gelangen auch in höheren Breiten die Gletscher in die Vor- und Tieflandbereiche, werden flächenwirksam und senken über ihr Albedo die Temperaturen weiter ab. Die Steigerung der subtropischen Gletscherflächen und ihrer Kühlwirkung wird in dieser Phase durch die Plateauränder begrenzt. Über sie fließen die Auslaßgletscher steil hinab, ohne jedoch die sehr warmen Tiefländer erreichen zu können. – Hochglazial übertreffen die Inlandeisflächen höherer Breiten die Gletscherflächen der Subtropen um das etwa 8,4fache, womit ihre Kühlwirkung mehr als das Doppelte derjenigen niedriger Breiten erreicht. Dennoch wäre ohne den Anstoß durch das subtropische Hochlandeis keine bedeutende globale Vereisung eingetreten.

3 → 2 → 1: In prozessueller Spiegelsymmetrie ist das Ende einer Eiszeit zu verstehen. Die extraterrestrisch angestoßene Erwärmung um wenige Grad führte durch Anhebung der Schneegrenze (Grenzlinie von dunkel zu hell) um wenige hundert Meter zu extremem Flächenverlust (3 → 2). Die Fläche des subtropischen Hochlandeises wird gleichzeitig – der steil herabfließenden Auslaßgletscherungen wegen, die lediglich verkürzt werden – kaum reduziert. Erst als Folge der von den Flachlandeisreduktionen ausgehenden Kettenreaktion globaler Wiedererwärmung wird zuletzt auch das Hochlandeis abgebaut (2 → 1)

scherrückgang zu verfolgen. Während des jüngeren Spätglazials und Neoglazials hob sich die Schneegrenze langsam so weit über die geschlossene Hochebene an, daß sich die Gletscher in die — den Ebenen aufgesetzten — Gebirgsgruppen zurückzogen und in einzelne Talgletscherzungen auflösten (KUHLE [13]). Abb. 3, Nr. 22 zeigt die Lokalität

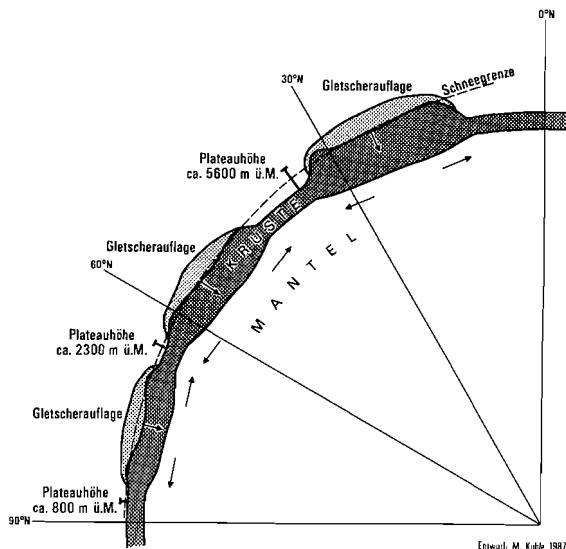


Abb. 5. Abnahme der potentiellen Plateauhöhen als Funktion der Schneegrenzinkination von den niedrigen zu den hohen Breiten. Die mit der Hebung über die Schneegrenze einsetzende Vergletscherung kompensiert glazialisostatisch die tektonische Hebung und lässt sie damit an eine exogene (klimatische) Grenze stoßen (gilt bei hinreichender Plateaugröße)

von Moränen solcher holozäner Talgletschersozialationen im bis auf 7193 m ansteigenden Lankazi-Massiv (Tibetischer Himalaya). — Ein über die vordergründige Gletschergeschichte hinausgehendes methodisches Interesse kommt diesen Rekonstruktionen durch die allein auf diesem Wege mögliche Aufhellung frühglazialen Gletscherabstiegs aus den Gebirgen hinaus in die Vorländer der Hochebenen Tibets zu. Umgekehrt chronologisch — nämlich über diese schrittweise Schneegrenzanhebung — wird die aus der fröhesiszeitlichen ELA-Absenkung resultierende zunehmende Eisabdeckung Tibets nachvollziehbar. Tatsächlich fungierten die noch heute vergletscherten „Refugiazentren“ der Vergletscherung, die dem Tibet-Plateau aufgesetzten Hochgebirgsmassive, als „Kristallisationskerne“ einer sich von hier aus aufbauenden, fröhesiszeitlichen Vergletscherung. Sie haben speziell für das sich exponentiell selbstverstärkende Initialstadium der Vereisung konstituierende Bedeutung (s. u.; Abb. 4).

Schneegrenzabsenkung, Inlandeisauflast und Tektonik in Tibet

Die im ausgehenden Tertiär und beginnenden Quartär erfolgte Hebung Tibets über die Schneegrenze führte zu einer ersten pleistozänen Vergletscherung des Hochlandes (KUHLE [11]). Die dabei aufgrund der großen Grundfläche (1500 x 3 000 km) sich aufbauende Inlandvereisung erreichte im Abflußgleichgewicht durch die Randgebirge hindurch und an den Steilrändern hinab eine zentrale Mächtigkeit von ca. 2 000 bis 3 000 m (Abb. 2). Aus dieser Auflast muß eine glazialisostatische Absenkung um etwa

700 m resultiert haben. Das heißt, Tibets Hebung über die ELA wurde durch den Inlandeisaufbau verlangsamt, dann kompensiert und zuletzt bei zunehmender Auflast glazialisostatisch teilweise rückgängig gemacht. Hiermit wird der durch Abb. 5 schematisierte Gedanke nachvollziehbar: Das Klima limitiert die tektonische Hebung von Hochplateaus auf der Erde, so daß die höchsten Hochflächen nur dort ausgebildet werden können, wo die Schneegrenze am höchsten verläuft. Bei einer Hebung Tibets bis auf im Mittel 5 600 m wird eine erneute Inlandvereisung einsetzen und die endogene Tektonik limitiert.

Die Untersuchungen der Expedition 1984 bestätigten extreme Entlastungshebungen nördlich des Shisha Pangma, wo 9 000–15 000 Jahre alte Endmoränen heute eine Eigenvergletscherung tragen, d. h. inzwischen über die Schneegrenze gehoben worden sind. Die Endmoränen wurden von spätglazialen Gletscherzungenden der Shisha-Pangma-N-Hänge aufgeschoben. Diese Hängegletscher erreichen jene inzwischen mit kleinen Plateaueisen eigenvergletscherten Endmoränen heute bei weitem nicht mehr. Das bedeutet, daß der Hängegletschereinzugsbereich des Hohen Himalaya (Shisha Pangma) langsamer gehoben worden sein muß als das S-tibetische Plateau, dem diese Endmoränen aufliegen. Primär tektonisch ist jedoch der Hohe Himalaya schneller gehoben worden als das Hochplateau, weswegen er als jüngerer Gebirgssaum wesentlich größere Höhen erreichte und von älteren syngenetisch eingeschnittenen, antezedenten Quertälern, die vom Tibetplateau herabführen, gegliedert ist. Wir errechneten ca. 40 mm Hebungsbetrag für Südtibet pro Jahr, was einem min. drei- bis viermal höheren Wert als der meßbaren Himalayahebung (GANSSER [1], S. 19) entspricht. Damit ist diese für primär-tektonische Hebung zu bedeutende Krustenbewegung als ein indirekter Beweis für mächtige pleistozäne Auflast, resp. Entlastungshebung, zu werten (KUHLE [11], [13]).

Der Wechsel in der Energiebilanz von der interglazialen Schutt- zur hochglazialen Inlandeisoberfläche

In Süd- (28° N), aber auch in Nordwesttibet (36° N) wurden mit acht Klimameßanlagen in 3 800–6 650 m ü. M. (Ost-Rongbuk-Station, Mt. Everest) 1984 und 1986 ca. 25 000 Strahlungsbilanzmessungen auf Schuttflächen und Gletschern durchgeführt. Die Globalstrahlung erreicht 1 000–1 300 W/m², was fast der Solarkonstanten an der Obergrenze der Atmosphäre entspricht. Insgesamt treffen viermal höhere Energien auf, als sie in der Breite der nordischen Inlandeise (60° – 70° N) erreicht werden. Auf Schutt, der heute 99 % der Fläche ausmacht, wurden Albedo werte von unter 20 % gemessen, wodurch Tibet die wirksamste Heizfläche der Erde ist. Auf den Schneeflächen der Gletscher werden 90 % der Strahlung reflektiert. Wie die Einstrahlung wird auch die Ausstrahlung durch die Transparenz der Höhenatmosphäre in 6 600–7 000 m gesteigert. Hier lag die Oberfläche der Eiskuppel (Abb. 2), die 97 % Tibets abdeckte und in eine Abkühlungsfläche mit um 70 % vergrößertem Verlust der Strahlungsenergie wandelte. LAUTENSCHLAGER et al. ([15]; [16], S. 191–230) haben den daraus gezogenen Schluß des Verfassers auf einen globalen Kühleffekt mit dem T 21-Modell bestätigt. Nach dem T²-Test der Oberflächentemperatur setzte der Kühleinfluß des ca. $2,4 \times 10^6$ km² Tibeteises in der Testhierarchie mit einer Signifikanz von zwei Zehnerpotenzen über dem 99,9 % Konfidenzintervall ein und dominiert die Einflüsse der anderen irdischen Land- und Meereisflächen zur Eiszeit.

Das Grundkonzept der reliefspezifischen Eiszeithypothese

Aus der rekonstruierten Gletscherausdehnung wird über die Schneegrenzdepression von 1200 m eine Sommertemperaturabsenkung von 8,4–10,5 °C (s.o.) errechnet. Früheiszeitlich muß bei fortschreitender Absenkung der Schneegrenze ein Teil Tibets unter eine vorläufige Eisbedeckung geraten sein, womit die Vorreiterstellung Tibets für die Eiszeit bewiesen ist. Bereits bei einer Schneegrenzdepression von 500 m war Tibet zu einem Drittel eisbedeckt. Das beweisen die spätglazialen Eisränder entsprechender Schneegrenzdepressionen. Die exponentielle Gletscherflächenzunahme mit der Schneegrenzdepression ist eine Funktion der mittleren Talboden- bzw. Plateauhöhe. Sie wurde durch die um fast die doppelte Schneegrenzabsenkung hinabfließenden Gletscherzungen erreicht. Es bauten sich großflächige Vorlandvergletscherungen von den Gebirgen zum Plateau hinaus auf. Diese Vorlandvergletscherung bedeutete zugleich eine sekundäre Aufhöhung der gletscherernährungs-wirksamen Reliefoberfläche. Eine derartig reliefspezifische, sprunghafte Eisflächenvergrößerung ging von den dem Plateau aufgesetzten Gebirgen aus. Sie waren „Kristallisierungszentren“ des Eises. 500 m Schneegrenzdepression korreliert mit einer Abkühlung von 3,5 °C durch Veränderung der Erdbahnparameter nach MILANKOVIĆ [17]. Das hieraus entwickelte initiale Tibeteis konnte durch seine Strahlungsbedingungen wirkungsvoller als andere Gebiete der Erde einen Mechanismus auslösen, der zur Abkühlung um insgesamt 10 °C und damit zur eigentlichen Hocheiszeit führte.

Der Mechanismus im einzelnen

Der 70%ige Einstrahlungsverlust des initialen subtropischen Tibeteises führte zu einer weiteren globalen Abkühlung um ca. 1–1,5 °C, so daß die Schneegrenzdepression auf 700 m wuchs. Das vergrößerte – neben dem Tibeteis – weltweit die Gebirgsgletscher. Sie traten bis in die Vorländer hinaus und wurden flächenwirksam. Das galt z.B. auch für die Skanden. Zunächst war die Abkühlung an die Subtropen, vorrangig an Tibet, gebunden. Dann aber wurden die in Reihenfolge ihrer Vertikaldistanz von der Vorlandhöhe zur interglazialen Schneegrenzhöhe zugeschalteten Vor- und Flachlandgletscherflächen dort am größten, wo die Strahlungsgunst die Schneegrenze auch heute am tiefsten, d.h. in Flachlandnähe hält: in den nordischen Breiten. Die Reihenfolge, in der sich die Gebirgsvorländer diesem Abkühlungsprozeß zuschalteten, ist aus der Höhendifferenz von rezenten Gletscherenden (tp) zu Gletscherzungen, die das Vorland erreichen würden (ti), zu errechnen (Schneegrenzdepr. = $\frac{tp - ti}{2}$ [m ü. M.]). Die sich dabei aufbauenden Inlandeise wirkten ihrerseits global abkühlend und auch auf das Tibeteis zurück. Im Hochglazial standen $26,3 \times 10^6 \text{ km}^2$ neu aufgebautes Flachlandeis um 48 bis 75° N subtropischen Hochlandeisflächen (Tibet, Anden) von etwa $3,2 \times 10^6 \text{ km}^2$ gegenüber. Damit überwog der Kühleffekt der Flachlandeise den der Hochlandeise um 2,1:1. Ohne letztere wären jedoch die Flach- oder Tieflandeise nicht zustande gekommen.

Tibet als Auslöser und nicht nur Verstärker der Eiszeit

Der MILANKOVIĆ-Zyklus mit seiner Temperaturschwankung war auch präpleistozän, während eiszeitfreier Erdzeitalter, wirksam. Darum kann in ihm nicht der Eiszeitauslöser als gefunden gelten. Vielmehr handelt es sich nur um einen anregenden Faktor, der

dem Auslöser Vorschub leistete. Dieser ist in der früh-pleistozänen Hebung Tibets in die Schneegrenzhöhe zu sehen. Damit wurde eine initiale subtropische Vereisung möglich, die zu autozyklischer Entwicklung ausreicht. Erst jetzt war die Erde in Eiszeitbereitschaft, die extraterrestrisch induzierte Klimaschwankungen durchgreifend wirksam werden ließ. Die sich dann immer wieder aufbauende Inlandeisauflast von mehr als 2 000 m Mächtigkeit setzte einer Heraushebung Tibets ein klimatisches Ende. Die mit der Deglaziation erneut einsetzende Hebung mußte zu einer für die Eiszeitauslösung hinreichend großen Vereisung des Plateaus führen.

Wie schwer baut sich ein subtropisches Inlandeis auf?

Auf die reliefspezifische Nährflächenvergrößerung zu forciertem Piedmontgletscheraufbau wurde hingewiesen. In der unterschiedlichen Wertigkeit der subtropischen Einstrahlung für Schutt- oder Eisoberflächen liegt ein weiterer Gunstfaktor. Aus der 70%igen Albedodifferenz ergibt sich ein viermal verstärkter Energiewechsel gegenüber den viermal geringer bestrahlten Breiten zwischen 60 und 70° N. Das bedeutet bei 85 % Albedo, daß lediglich die restlichen 15 % der breitenkreisspezifischen Energieunterschiede noch zum Tragen kommen. In der Aufheizung des Schutts bei 15 % Albedo liegt dagegen ein gewaltiger Wärmeunterschied von hohen zu subtropischen Breiten vor. Die Gegenüberstellung zeigt deutlich, daß ein Gletscher vergleichsweise unempfindlich gegen die spezifisch subtropische Größe „Einstrahlung“ ist. Folglich ist der durch Gletscherbedeckung eingeleitete Selbstverstärkungseffekt viermal wirksamer als in hohen Breiten. Der Breitenkreis-Unterschied bleibt nur im Verhältnis 4:1 erhalten. Da dies jedoch lediglich 15 % der Globalstrahlung betrifft, reduziert sich der absolute Unterschied auf den 5,7ten (85:15) Teil. Das subtropische Eis war demnach ein viel größerer klimatischer Fremdkörper als die nordischen Inlandeise¹.

Dieser relative Stabilitätsgewinn von Gletschern hoher zu denen niedriger Breiten hing bedingt, daß die Auslaßgletscher des Tibeteises, unabhängig von der Einzugsbereichshöhe, in viel wärmere Klimate hinabfließen konnten als die Loben der nordischen und auch alpinen Vereisungen.

Mit dem Nachweis des Tibeteises durch quartärgeologisch-geomorphologische Befunde entsteht die Frage nach seinen klimatischen Bedingungen. Eine Abkühlung um 8–10 °C bei konstanten Niederschlägen wäre das einfachste Modell. Es ermöglicht bei 400 mm/J in Zentraltibet in 5 000 Jahren den Aufbau eines abdeckenden Tibeteises (50 % Verdunstung = 200 mm = 222 mm Eis \times 5 \times 10^3 = 1 110 m Eis). Wahrscheinlich war es trockener, was zugleich eine größere Temperaturabsenkung bedeutete. Wird von 200 mm/J ausgegangen, so ergibt das bei 50 % Verdunstung in 10 \times 10^3 J eine 1 100 m mächtige Eisdecke, abzüglich des randlichen Abflusses. Damit ist die zeitliche Stimmigkeit zur Schrittmacherrolle des Tibeteises in Reaktion auf die fröhwräumzeitlichen Strahlungsanomalien zwischen 90 und 60 Ka gegeben.

¹ Gedankenexperiment: Ein vollständig vereister Globus hätte thermische Unterschiede, die um 70 % gedämpft wären. Die zu Wärme transformierte Strahlung würde von 60–70° zu 30° N um den 4fachen Wert von 15 % der Globalstrahlung zunehmen. Die Zunahme bei Schutt- und Pflanzenoberfläche beträgt 4mal 85 %.

Als heuristisches Modell zur Tibeteisernährung soll die von MEINARDUS [18] für die Antarktis entwickelte Vorstellung übertragen werden. Die Analogie bietet sich auch deshalb an, weil in der Antarktis weniger als 50–30 mm Jahresniederschlag fallen. Die glaziäre Abkühlung der Luft führte in Tibet gleichfalls zu einem flachen Kältehoch. Über diesem entwickelte sich im Zentrum der Eiskuppel jahreszeitlich eine Zyklone. Wie der Wasserdampfzustrom in die Zentralarktis hinein über den Wolkenzug belegt ist, ist ihre ansaugende Wirkung vorzustellen. Die Feuchtigkeit wurde vom Golf von Bengalen, Arabischen und Chinesischen Meer herangeführt und schneite sich zwischen 3 000 und 7 000 m Höhe auf dem Inlandeis ab. Die Verdunstungsraten des antarktischen Meeres müssen von denen der auch eiszeitlich warmen subtropischen Meere Südasiens übertroffen worden sein. Das beweist die bereitgestellte Monsunfeuchte auch dann, wenn sie durch eiszeitliche Abkühlung reduziert war. Diese Ernährungshypothese wird dadurch gestützt, daß jeder Inlandeisaufbau unter permanentem Hochdruckeinfluß wegen fehlender Niederschläge und austrocknender absteigender Luft unmöglich wäre.

Zum Problem der Bewölkung

Über die Albedo intensivierter Bewölkung die Eiszeit¹ zu erklären, ist wegen der thermischen Gegenläufigkeit zu erhöhtem Wasserdampfgehalt nicht möglich. Eine primäre Erwärmung, die zu einer mit der Feuchtigkeitszunahme ansteigenden Bewölkung geführt hat, kann nicht zugleich Ursache für die eiszeitliche Abkühlung sein. Bewölkung ist ein thermisch abhängiges Kurzzeitphänomen und verringert sich unverzüglich mit der Abkühlung. Zu eiszeitwirksamer Abkühlung bedarf es jedoch eines Jahrtausende perennierend die Albedo erhöhenden Phänomens. Die reduzierte eiszeitliche Luftfeuchte durch Ozeanflächenverringerung und Temperaturabnahme verminderte wahrscheinlich die Bewölkung. Wegen der drei- bis viermal gegenüber hohen Breiten verringerten Bewölkung muß einem Subtropen-*ein*fluß zugekommen sein.

Der reliefsspezifische Gletscherabbau als Ende der Eiszeit

Das Ende einer extraterrestrischen Abkühlung durch Erdbahnelemente-Veränderungen bewirkte einen globalen Schneegrenzanstieg um 500 m, was aufgrund der Schneegrenzlage in den steilen Rändern Tibets nur geringfügige Verkleinerung der Gletscherflächen bedingte. Die Auslaßgletscher schmolzen um 800 Höhenmeter hinauf, endeten aber noch um 1 800–3 500 m ü. M., d. h. unter der Plateau- und Inlandeisfläche. Das Tibeteis behielt seinen globalen Kühleffekt bei. Entgegengesetzt verhielten sich die nordischen Tieflandeisflächen. Ihre sehr flache Oberflächenneigung im Schneegrenzniveau führte bei 500 m Schneegrenzhebung zu großflächigem Wechsel von Nähr- zu Zehrgebieten. Dieser Abschmelzvorgang ergab einen 1,5mal größeren Gletscherflächenverlust als die Ausmaße der Ablationsfläche. Durch Albedooverlust wurde in Symmetrie zum Abkühlungsprozeß eine selbstverstärkte Wiedererwärmung erzielt. Die von den Flach-

¹ Vorzeitliche Bewölkung ist empirisch nicht nachweisbar. Sie entzieht sich der Falsifizierbarkeit und bleibt eine spekulative Größe.

ländern induzierte Erwärmung reduzierte über rückgekoppelte Schneegrenzanhebung auch das Tibeteis. Zunächst wurden randlich größere Fels- und Schuttflächen frei, so daß der extrem wirksame subtropische Albedoumschwung einsetzte. Er führte zurück zur interglazialen Aufheizfläche. Nun erfolgte der restliche Gletscherabbau. Der Ablauf zeigt, daß die glaziale Vorreiterposition Tibets funktional mit nachhängender Deglaziation gekoppelt ist.

Eine in der Globalstrahlungsgeometrie fußende reliefspezifische Eiszeittheorie

Die Kugelgeometrie der Erde und die Erdachsenstellung bedingen die in den Subtropen intensivere Einstrahlung bzw. die Inklinierung der Schneegrenze zu den Polen hin. Eine Schneegrenzabsenkung induziert den Aufbau von Flach- bzw. Tieflandeisen in strahlungsgünstigen Breiten, wo sie Meeresspiegelnähe erreicht. Umgekehrt bedarf es zu den Strahlungsgunstlagen des Globus hin großer Höhe zur Gletscherbildung. Es handelt sich um Hochlandeis mit kleinen steilen Ablationsflächen. Das Verhältnis von flachem Tieflandeis in hohen zu steilrandigem Hochlandeis in niedrigen Breiten begründet den reliefspezifischen Eiszeitzyklus. Die notwendige Meereshöhe hält die Ausdehnung des Subtropen-Eises, die mit seiner Steilrandigkeit gekoppelt ist, klein. Das wird aus derselben Wurzel höherer auftreffender Globalstrahlung heraus kompensiert. Voraussetzung einer Eiszeitauslösung ist die bedeutende Größe des subtropischen Hochlandes. Sie wird durch die notwendige Höhe zu einer erdgeschichtlichen Seltenheit. Welches subtropische Orogen z. B. während des Permo-Karbons bis in Schneegrenznähe hinaufreichte, dürfte anhand damaliger Moränenreste und deren Positionsrekonstruktion demnach erschließbar sein. — Das fixierte Größenverhältnis von Subtropeneis zu aus diesem resultierenden Flachlandeis garantierte, daß der aufgebaute Abkühlungsvorgang von den schrumpfenden Flachlandeisen aus rückgängig zu machen ist. Die Stärke der Eiszeit hängt ab von der Größe des Subtropen-Eises.

Aus dem Prinzip subtropischer Plateauhebung heraus ist der MILANKOVIC-Zyklus für die Eiszeitauslösung entbehrlich. Tibet würde bei fortgesetzter Hebung auch ohne diese extraterrestrisch induzierte Abkühlung vereisen müssen. Allerdings würden 500 m Hebung bzw. ein zu einem Drittel eisbedecktes Tibet nicht hinreichen, die Eiszeit auszulösen. Eine Hebung von 800-1 000 m resp. ein größeres initiales Tibeteis wäre nötig, um den globalen Abkühlungsbetrag ebenfalls zu erreichen. Nur für die interglaziale Wiedererwärmung ist jener extraterrestrische Faktor unentbehrlich, denn er verursacht den anstoßenden Flächenverlust der Tieflandeise. Ein extraterrestrischer Einfluß kurzer Periode verursacht den kurzen Zyklus pleistozäner Kaltzeiten, nicht aber die Eiszeit selbst. Das Auftreten der Kurzyklen von etwa 10×10^4 J endet mit der Hebeungsphase des tibetischen Plateaus und seiner Abtragung zu großer Schneegrenzdistanz.

Für den Mechanismus ist die rückgekoppelte glazialisostatische Dämpfung der tektonischen Hebung durch wachsende Gletscherauflage wesentlich. Andernfalls entstünde ein durch große Meereshöhe interglaziales, stabiles Tibeteis. Es würde durch die Erwärmung der Tieflandeisreduktion nur randlich reduziert, aber nicht mehr aufgezehrt. Es würde wie das grönlandische und antarktische Eis das globale Temperaturniveau niedriger halten und den vollständigen Abbau der nordischen Eise verhindern.

Glazialisostatische Absenkung wurde durch interglaziale Deglaziation wieder rückgängig gemacht. Nach dieser Vorstellung kann sich das durchschnittliche Niveau Tibets

seit den pleistozänen Eiszeiten kaum verändert haben. Diese Deduktion erfährt empirische Bestätigung durch Altmoränen, die 150–300 m tiefer liegen als die der Würmeiszeit (Abb. 1, Nr. 2, 5). In einem fortgesetzt gehobenen Bereich, wie man ihn in Tibet vermuten könnte, müßten diese älteren Eisrandlagen innerhalb von 130–140 Ka des letzten Interglazials mit einer Rate von etwa 3 mm/J um 390–420 m gehoben worden sein. In diesem Fall hätten die Altmoränen vom Würm-Vorstoß überfahren und zerstört werden müssen, weil diese Hebung die normale Vertikaldistanz von Riß- zu Würmmoränen überschreitet. Ein zur Würmzeit um 400 m gehobenes Nährgebiet hätte die jüngeren Gletscher trotz höherer Schneegrenze um min. 400 m tiefer hinabfließen lassen als die Riß-Gletscher. Aus erhaltenen Altmoränen folgt eine Stagnation der Tibet-Hebung zumindest während des jüngeren Pleistozäns, und es kann auf glazialisostatische Kompensation tektonischer Hebung geschlossen werden. Dieser Ansatz zuende gedacht, bedeutet einen Anstieg möglicher Plateauhöhe als Funktion des klimatischen Schneegrenzanstiegs von den Polen zu den Subtropen hin. Durch die Auflast einer Eisdecke würden die primär endogen bedingten Plateauhöhen von den Subtropen zu höheren Breiten exogen gesteuert abnehmen (Abb. 5).

Zur Entstehung des Films

Dank der Bereitstellung von Filmmaterial und vorangehender Schulung an der Kamera durch das Institut für den Wissenschaftlichen Film konnten 1984 Aufnahmen zu zwei Filmen durchgeführt werden. Sie wurden mit einer federgetriebenen Bolex-Kamera und drei Objektiven gemacht. Mit Rücksicht auf die mitunter sehr niedrigen Temperaturen in über 6 000 m Höhe und das daraus erwachsende Energieproblem mußte auf Batteriebetrieb verzichtet werden. Die Beschränkung auf drei Objektive (10 mm, 25 mm, 75 mm) war durch das immer in großen Höhen und schwierigem Gelände bestehende Gewichtsproblem und die Notwendigkeit möglichst einfacher Handhabung diktiert. Aber selbst diese einschließlich eines Stativs ca. 7 kg schwere Ausrüstung verlangte vom Kameramann, Herrn Dipl.-Geogr. JENS-PETER JACOBSEN, großen Einsatz, zumal in über 6 000–6 500 m ohne die Hilfe von Trägern und anderen Helfern gearbeitet werden mußte.

Den niedrigen Temperaturen wurde weiter durch eine Spezial-Kältefettung der Kamera Rechnung getragen, der extremen Helligkeit auf den hohen Firnfeldern durch zahlreiche Graufilter. Als die Bildqualität begünstigender Faktor ist die Aerosolarmut und annähernd vollkommene Lichttransparenz der Atmosphäre an den betreffenden Hochbergen zu nennen. Als 16-mm-Filmmaterial wurde Eastman Color Negative 7291 verwendet.

Erläuterungen zum Film¹

Wortlaut des gesprochenen Kommentars

Der Himalaya, das höchste Gebirge der Erde, steigt vom tropischen Regenwald bis in die Gletscherregionen auf. Während seine Fußstufe die wärmsten Klimazonen der Erde erreicht, berührt er in über 7 000 m Höhe Temperaturzonen, die denen der Polargebiete

¹ Die *Kursiv*-Überschriften entsprechen den Zwischentiteln im Film.

entsprechen. Hier finden sich sämtliche Klimazonen der Erde in vertikaler Abfolge wieder. Darum bietet der 2 000 km lange Himalaya-Bogen nicht nur zum Studium der aktuellen Verhältnisse, sondern auch zur Untersuchung der eiszeitlichen Verschiebung dieser Höhenstufen die geeignete orographische Anordnung auf der Erde.

Die wissenschaftliche Südtibet- und Mt.-Everest-Expedition 1984 wandte sich der trockenen Nordseite des Himalaya zu. Auf dieser Seite, die nicht tiefer als 4 000 m hinabreicht, sind die obersten Etagen des klimageomorphologischen Stockwerkbau zu untersuchen, die Frostschuttzone und die Gletscherregion.

Heutige Vergletscherung

Während die Gletscher in der Antarktis bis zum Meeresspiegel hinabgehen, enden sie hier in der subtropischen Himalaya-Nordabdachung in über 5 000 m Höhe. Oberhalb von 6 000 m liegen die Nährgebiete der Gletscher mit ihren Firn- und Schneeflächen.

Am Nordabhang des Mt. Everest schließt ein dreiteiliges Gletschersystem an, das der Rongbuk-Gletscher. Seine Firnflächen werden von Steilwänden eingefasst. Lawinen, die mit ihren Kegeln auf den Firnflächen auslaufen, ergänzen hier den Schneeniederschlag, die primäre Gletscherernährung. Die Lawinenzufuhr erlangt einen besonders hohen Anteil am Schluß des Rongbuk-Tales, wo die Mt.-Everest-Nordwand den Gletscherpegel am Gipfel bis 2 400 m überragt und an der Westschulter immer noch 1 400 m.

Die steile Südabdachung zapft das Rongbuk-Nährgebiet an einer gut 6 000 m hohen Passe an. Hier am Lho La geht ein Teil des nördlich vom Mt. Everest gesammelten Eises an seinen Südgletscher, den Khumbu-Gletscher, verloren. Teilweise wird der Schneeniederschlag als Triebsschnee von den Firnflächen abgeblasen. Er wird vornehmlich leeseitig von Pässen wieder abgelagert. Beispielsweise ist der Mt.-Everest-Nordsattel am Schluß des östlichen Rongbuk-Gletschers. Hier entstehen aus Triebsschnee immer neue mächtige Eisbalkone.

An den benachbarten Wandpartien ist die normale, von Triebsschnee unbeeinflußte Abfolge von steilstufendurchsetzter Wandvereisung bis zu fließfähigem, mächtigen Gletschereis gut erkennbar. Der Überhang am Bergschrund belegt die Eigenbewegung des Lawinenkegels.

Im Gegensatz zu Nordwänden sind die wärmeren, südexponierten Steilhänge blankeisarm und schneereicher; zugleich aber treten Felsköpfe und -pfeiler dunkel und trocken hervor. Die höhere Temperatur der Sonnseite vergrößert auf bereits verfirnter Unterlage die Haftfähigkeit des Schnees, während die Aufheizung der Felsinseln diese immer wieder aufs neue vollständig ausschmelzen läßt.

In diesen Firngebieten um 6 500 bis 7 000 m liegt die Jahresmitteltemperatur unter minus 10 bis minus 15 °C. Trotz der niedrigen Temperaturen treten unbedeckte Schutt- und Felsflächen mitten im Nährgebiet der Gletscher auf. Die Grenze ganzjähriger Schnee-, Firn- und Eisbedeckung, das Niveau 365, liegt hier aufgrund großer Aridität sehr viel höher als die Gletscher-Schneegrenze. Dem trocken-kalten Klima kontinentaler Prägung entsprechen die kastenförmigen Querprofile der Gletscher mit ihren steil abfallenden Rändern.

Für derartig kalte Eisströme ist die sogenannte Blockschollenbewegung charakteristisch. So wie der steile Gletscherrand ist auch die Kastenform der Blockschollen eine Funktion der niedrigen Temperaturen und der resultierenden geringen laminaren Fließfähigkeit des Eises. In den Eisbalkonen des Mt.-Everest-Nordsattels werden derartige Blockschollen sichtbar. Unterhalb der Steilwand werden die Schollen in der Firnfeld-ebene zusammengeschoben und verheilen bis zur nächsten Gefällsstufe, wo sie sich erneut gegeneinander verwerfen. Wo die Blockschollen am Fuß eines Steilhanges von der Schrägen in die Horizontale gelenkt werden, wird der Felsboden besonders stark abgeschliffen — der Grundschliff des Gletschers ist intensiviert.

An den Eisbalkonen lassen sich bis zu 100 Jahresschichten auszählen. Dieses hohe Alter des Eises verdeutlicht, daß die Bewegungsgeschwindigkeit in dieser Höhe noch äußerst gering ist. Generell nimmt die Geschwindigkeit der Gletscher von den oberen Einzugsbereichen bis zur Schneegrenze hinab zu. Wie an der Obermoränenbedeckung der Rongbuk-Gletscher erkennbar, nimmt sie dann unterhalb der Schneegrenze bis zur Gletscherzunge hin wieder ab.

Während Bewegungsbeträge von 30 bis 40 cm pro Tag oberhalb der Schneegrenze registriert wurden, lassen sich im unteren, völlig schuttbedeckten Gletscherzungsbereich die noch bewegten Partien nur durch genaueste Messungen vom nicht mehr bewegten Toteis abgrenzen. Zum Zwecke solch feinster Bewegungsmessungen wurden auf festliegenden Blöcken der Obermoräne Reflektoren installiert, die in regelmäßigen Zeitabständen angepeilt und lokalisiert wurden. Die Positionsveränderung dieser Reflektoren zeigte hier im unteren Zungenbereich nur Gletscherbewegungsbeträge im Millimeterbereich an. Während einer Meßperiode von 41 Tagen bewegte sich dieser Reflektor, noch 2,6 km vom Gletscherende entfernt, nur 10 cm gletscherabwärts — ein Hinweis auf die rückläufige Bilanz des Zentralen Rongbuk-Gletschers. Sein Eiskörper wird nicht mehr bis in die Zungenspitze ernährt, und die Schneegrenze ist im Steigen begriffen.

Der für das Klima und Relief spezifischen Ernährung und Bewegung stehen ebenso kennzeichnende Schmelz- und Ablationsprozesse gegenüber. Feine Abschmelzstrukturen mustern die Gletscheroberfläche bereits in der Hochregion. Gestaltend wirken die Turbulenzen der austrocknenden Luft. Die Feuchtigkeit des Schnees wird hier unmittelbar zu Wasserdampf sublimiert.

Aufgrund der geringen Luftfeuchte und des steilen Sonnenstandes subtropischer Breite sind, noch oberhalb der Schneegrenze, Wabenschneeformen ausgebildet — typische Erscheinungen der kalt-kontinentalen Gletscher der Himalaya-Nordabdachung. Durch das Zerreißen des Eises an Steilstufen werden Großformen der Ablation vorbereitet, die diese Gletscher unterhalb der Schneegrenze kennzeichnen. Wesentlich dafür sind die im Eisbruch erzeugten Unstetigkeitsflächen, an denen die Ablationsprozesse verstärkt ansetzen können.

Die in den Subtropen extrem starke Einstrahlung vertieft die Klüfte derart, daß die Eisoberfläche, wie hier am Changtse-Nordgletscher, gletscherabwärts zunächst in Eismauern aufgelöst wird, aus denen schließlich Eistürme entstehen. In den Rippen und den Türmen setzt sich das ursprüngliche Gletscherniveau talabwärts noch einige Kilo-

meter fort. Bis über 20 m hoch sind die resultierenden Eistürme. Zwischen ihnen schmilzt zunehmend Innenmoräne aus. Gelegentlich entstehen auf dem Gletscherkörper Schmelzwassertümpel, die die Pyramiden an ihrer Basis unterschneiden.

Im Bereich dieser für die Subtropen und Tropen charakteristischen Eispyramidenfelder in großer Meereshöhe sind Strahlungen wirksam, die der Globalstrahlung an der Obergrenze der Atmosphäre gleichkommen: Während dort die Solarkonstante bei herbstlichem Sonnenstand 1180 Watt pro Quadratmeter erreicht, werden hier in 6 000 m Höhe sogar 170 Watt mehr gemessen. Erhöhte Strahlungswerte wie diese erklären sich durch Reflexion der Strahlung an den Eiswänden. Im weiteren Verlauf des Eisstromes bleibt ein einheitliches Eispyramiden-Niveau nicht mehr erhalten, weil die Türme, entsprechend ihrer Grundfläche, unterschiedlich schnell herunterschmelzen.

Mit dem Formenwandel der Eispyramiden im Gletscher-Längsverlauf geht eine Verschiebung im Ablationsprozeß einher: Während weiter oben die Verdunstung überwiegt, dominiert talauswärts der Schmelzvorgang, was sich an den Schmelzrinnen auf den Eiswänden und an der Zunahme von Oberflächenwasser erkennen lässt. Gleichermassen sind die Eispyramiden Ausdrucksformen subtropischer Aridität wie extrem niedriger Temperaturen. Komplementär sind große Schutt Mengen für diese Gletscher kennzeichnend. Durch Frostwechselhäufigkeit und Lawinenernährung entstanden, tauen sie als Obermoräne aus und lösen die Blankeispyramiden mehr und mehr ab, bis das Eis schließlich im tiefsten Zungenbereich meterdick von geschlossener Schuttdecke verhüllt wird.

Die Gletscher werden thermisch oder klimatisch oder nach der Art ihrer Fließbewegung klassifiziert. Sie werden aber auch geomorphologisch typisiert. Der größte Gletschertyp der Mt.-Everest-Nordabdachung ist der Talgletscher, der aus zusammenfließenden Teilströmen besteht. Er erreicht Längen von einigen Dekakilometern. Seitlich geschlossen sind auch kleinere steile Hängegletscher. Oft gehen sie aus Hängetälern und Ursprungsmulden hervor, deren Eisfüllung lehnsesselähnliche Hohlformen auskleidet. Sie werden Kargletscher genannt. Haupttalaußwärts erreichen solche Nebengletscher den Talgletscher nicht mehr, was auf die geringe Höhe des Haupttalbodens und auf die abnehmende Grat- und Gipfelhöhe der Einzugsbereiche zurückzuführen ist. Dieser Nebengletscher, der im Gegensatz zum Kargletscher an einem gestreckten Hang abfließt, macht deutlich, wie ein kalter Gletscher bis in eine temperierte Höhenstufe hinabreicht – seine Kastenform geht im untersten Zungenbereich in die weiche laminaire Fließform über.

Bei hinreichender Höhenlage oberhalb der Schneegrenze werden selbst ungünstige, sogar konvexe Hänge von steilrandigen Firnschilden mit Dekameter-Mächtigkeit überkleidet. Ob sie Zungen ausbilden und wie tief diese hinabreichen, hängt von der Höhe des Einzugsbereiches oberhalb der Schneegrenze ab. In diesem Fall verläuft die Schneegrenze nur wenige hundert Meter unter dem Berggrücken, so daß der Eislappe eine Zungenbildung allenfalls andeutet.

Je weniger ein Berg über die Schneegrenze aufragt, desto geringfügiger ist seine Vergletscherung. Der Eisstrom im Vordergrund kann nur deshalb den Talboden füllen, weil er

einem über 7000 m hohen Einzugsbereich angeschlossen ist. Bei Karformen, deren Kammumrahmung heute unterhalb der Schneegrenze verläuft, fehlt eine Eisfüllung. Ihre durch vorzeitige Gletscher geschaffene Hohlform wird heute nur durch die jahreszeitliche Schneescheuerwirkung konserviert.

Die maximale Schneakkumulation — und damit die optimale Gletscherbildung — sind an ein bestimmtes Höhenintervall gebunden, das bis einige hundert Meter über die Schneegrenze hinaufreicht. Hier werden nur wenige Grade unter dem Gefrierpunkt gemessen. Solch hohe Firntemperaturen sind für eine schnelle Umwandlung des Schnees zu Gletschereis notwendig. Auch die Haftfähigkeit von Schnee und Eis an den Steilflanken hängt davon ab, daß des öfteren schmelzpunktnahe Temperaturen erreicht werden. Durch Bildung von Eisbrücken zwischen den Schneekörnern kommt es in kurzer Zeit zu einer fließfähigen Gletscherdecke, die nur an steilsten Felspartien kleinflächig unterbrochen wird.

Daß der Eisbesatz — und jegliche Flankenvergletscherung — temperaturabhängig sind, wird im Profil der Hohen Himalaya-Wände offenbar. Ihre Gletscherbedeckung nimmt, mit zunehmender Kälte, nach oben hin ab: Von einer Schneedecke auf den Gesimsen abgesehen, treten am Gipfel des Mt. Everest die dunkelgrauen und braunen Schichtköpfe der Sedimentgesteine unvereist zutage. Telemetrische Temperaturmessungen weisen die Abnahme der Oberflächentemperaturen mit der Höhe nach. Für den Gipfel werden, selbst bei Strahlungswetterlagen zur Mittagszeit, nurmehr minus 30 °C abgelesen, und der immer unterkühlte und daher trockene Neuschnee wird oberhalb von etwa 7200 m vom Wind immer wieder abgetragen.

Berge, welche diese Höhe nicht erreichen, sind dagegen — auch bei Windexponierung — vollständig gletscherumkleidet. Das gilt selbst für steil zugeschräfte Gipfel, die sogar bevorzugt an windausgesetzten Graten mächtige, weit überkragende Dauerwächten tragen. Die Gratschneiden kämmen den Rauhreif aus den Monsunwolken heraus und setzen meterdicke Riffeleispanzer an.

Über 7200 m kann sich eine Schneedecke nur für wenige Monate im Jahr halten. Der aus sommerlichen Monsunniederschlägen stammende Schnee wird spätestens im Winter wieder abgeblasen. Nur punktuell und bei stabiler Leelage kommt es bei besonders mächtiger Schneeauflage durch Druckkompaktion auch oberhalb dieser Grenze zur Eismetamorphose.

Hangentwicklung

Im Bereich der vergletscherten Nordabdachung des Hohen Himalaya ist die für Südtibet charakteristische Sequenz von Hangformen exemplarisch ausgeprägt. Während unterhalb der Gletscherzungen durch Schuttkegel und Schutthalden gekennzeichnete junge Periglazialhänge vorherrschen, ist beiderseits der Gletscherströme die pleistozänglaziale Hangform überliefert.

In der periglazialen Höhenstufe wirken hochkontinentale Trockenheit und extreme Frostwechselhäufigkeit zusammen, so daß die Wanderschuttdecken der Hänge in tieferen Lagen nur mit schütterer Zergstrauchvegetation bedeckt sind. Erst in Nähe

des Kondensationsniveaus um 5000 m Höhe treten flächendeckend alpine Rasen auf und binden den Solifluktionsschutt an seiner Oberfläche. In der anschließenden obersten Etage der Solifluktionshöhenstufe lassen die niedrigeren Temperaturen nurmehr sporadischen Pflanzenbesatz zu. Hier wird die Schuttverlagerung durch einzelne Gewächse allenfalls gehemmt. Kleinere Pflanzen werden hangabwärts verschleppt.

Der grobe Mischschutt bewegt sich oberflächennah am schnellsten. Die Intensität der Bewegung ist aus der Deformation des Wurzelsprosses und dem Alter des vom Wanderschutt versetzten Zwerstrauches abschätzbar. Bei dieser dreijährigen Pflanze ist eine Abwärtsbewegung um mindestens 12 cm festzustellen.

Genauere Angaben liefern 41tägige Beobachtungen der Schuttdecken mit dem Strahlenmessgerät an Hängen verschiedener Neigung. Bei 5300 m wird an diesem 33° geneigten Hang eine oberflächennahe Schuttbewegung von 1,5 cm gemessen, was bei Berücksichtigung der jährlichen Frostwechselperiode auf einen Jahresbetrag von etwa 6 cm schließen lässt. An benachbarten 45° steilen Hängen werden Beträge von mindestens 8 cm pro Jahr erfasst. Derartige Wanderschuttdecken reichen bis annähernd 6000 m Höhe hinauf. Sie sind wenig strukturiert. Man spricht deshalb von amorpher Solifluktion. In Abhängigkeit von der Einstrahlungsexposition sind aber auch weniger homogene Solifluktionshänge vertreten, hier mit Solifluktionszungen oder -loben.

Wie Bodentemperaturmessungen belegen, sind schnelle Schuttbewegungen auf die obersten 15 cm beschränkt, die den täglichen Frostwechseln unterliegen. Solifluktionsloben dagegen beruhen auf den tiefreichenden jahreszeitlichen Frostwechseln. Sie werden bis über 1 m mächtig. In einer Schutt-Tiefe von 1 bis 2 m setzt der Dauerfrostboden ein. Belege dafür liefern auch steilrandige Rutschungen an Moränenhängen auf gefrorenem Gleithorizont.

Die periglaziale Höhenstufe, die Frostschuttstufe, reicht sporadisch noch bis weit in die Gletscherregion hinauf, expositionsabhängig sogar bis über die Gletscher-Schneegrenzen. So liegt dieser Frostschutthang bei 6300 m Höhe.

Die talauwärts zunehmende Überformung der vorzeitlichen Glazialhänge führte zu Schuttkegel- und Schutthaldenbildung. Das verwitterte Substrat stürzt in Form von Steinschlag, Felssturz oder als Bergsturz aus dem Oberhang in das im Lauf von 12 000 Jahren eisfrei gewordene Talgefäß. Dieser wenige tausend Jahre alte Bergsturz wurde bereits in der Eiszeit angelegt, als der die Felshänge übersteilende Schliff der Tal-gletscher den Abbruch großer Gesteinsmassen vorbereitete.

Die Widerständigkeit des Gesteins gegen Frostverwitterung ist in der Mt.-Everest-Nordabbdachung durch Granit-Intrusionen vergrößert. Schlierig eingedrungene helle Turmalin-Granite haben hier kontaktmetamorph dunkle Sedimentgesteinsserien gehärtet. Die Wandrückverlegung erfolgt in der Regel kluftgesteuert, d. h. die Frostverwitterung wird strukturell begünstigt durch die zu Schichtflächen oder Intrusionsebenen senkrecht angeordneten Klüfte, die das Schneeschmelzwasser aufnehmen.

Lawinenschliffe führen zur Auflösung von Oberhängen und Wänden in Runsen und Couloirs, an deren Verschneidungen die Frostverwitterung besonders wirksam wird. Dazwischen bleiben Felsvorsprünge, Grate und Pfeiler stehen. Analog zu den Steinschlagkegeln entstehen in der Höhenstufe bereits verfirnter und vereister Hänge aus Lawinenmaterial Eisschuttkegel. Aus der Wand gerissene Felsbruchstücke sind darin eingelagert. Der erosiv wirksame Lawinenschliff arbeitet so intensiv, daß in den Runsen noch völlig unverwitterter – bergfrischer – Fels freigelegt wird und am Kegelrand, wo Schnee und Eis wegschmelzen, mächtige Schuttansammlungen austreten. Die Lockermaterialien, die bis in ihre Ursprungsrusen hinaufgestaut sind, haben die größtmögliche Steilheit. Man spricht von einer Haldenhangböschung.

Das Ausmaß der Schuttbedeckung eines Hanges und ebenso seine Ausglättung geben Aufschluß über sein Entwicklungsstadium: Bereits bei vollständiger Schnee- und Eisbedeckung, die den Untergrund durch ihre Schliffwirkung beanspruchen, setzt die Entstehung derartiger Hänge ein. Sobald bei reduzierter Eisauflage erste Felspartien zutage treten, greift dort die Frostverwitterung an. Wenn geschlossene Felshänge, die ehemals gletscherbeschliffen wurden, freiliegen, entwickeln sie sich infolge der Frostverwitterung allmählich zu immer stärker gegliederten Hängen, in denen anstehender Fels und Schuttauflage sich abwechseln.

Am Ende dieser Formenreihe stehen Frostausgleichshänge, periglaziale Glatthänge, die durchgehend schuttbedeckt sind und deren Profillinien sich der Geraden annähern.

Vergletscherungsgeschichte

Gletscher reagieren auf kleinste Klimaveränderungen und bilden sie geomorphologisch deutlich ab: Verlagert sich die Schneegrenze, so werden die Zungenenden der Gletscher um den doppelten Betrag tiefer- oder höhergelegt. Dementsprechend verändert auch das Ende des Kang-Chüng-Gletschers im Lankazi-Massiv immer wieder seine Lage. Und dieser Felsriegel, der vor Jahrtausenden noch eisüberflossen war, ist heute ganz unterschiedlich stark vom Gletscher umschlossen.

Zur Zeit stößt der Gletscher vor. Dabei bricht die steile Gletscherstirn stellenweise aus, und Eisschuttkegel werden vorgeschrüttet. Auf geneigten Felsschliffböden, wo ein moränisches Widerlager fehlt, sind Veränderungen des Zungenendes besonders gut zu beobachten.

Talauswärts haben die Ufermoränen die Form eines vorzeitlichen Gletscherbettes bewahrt. In diesem von Stirnmoränen abgedämmten Zungenbecken ist ein Schmelzwassersee mit Überlaufdurchbruch entstanden, der in einen weiteren Moränensee entwässert. Die Moränen gehören vermutlich dem mittelalterlichen Gletscherhochstand an. Diese frischen, bis zu 150 m hohen historischen Moränenformen sind den Innenhängen 4000–5000 Jahre alter neoglazialer Ufermoränen angelagert, die zur nächsttieferen Gletscherendlage gehören.

In spätglazialer Zeit erreichten die Gletscher noch das Haupttal, in dem sie zusammenflossen. Mächtige Ablagerungen moränenischen Materials zeugen davon, während die Gletscher heute auf die höchsten Einzugsbereiche der Nebentäler beschränkt sind. Je

weiter die einstigen Gletscherbetten von den heutigen Eisrändern entfernt sind, desto stärker ist die inzwischen erfolgte Überarbeitung. Seit dem Spätglazial hat der Fluß Moränenmaterial ausgewaschen, umgelagert und zerschnitten. Hangschutt und Murkegel sind aus den Talflanken über seine Terrassen geschüttet.

In westlicheren Teilen Südtibets reicht das Plateau bis unmittelbar an den Gebirgsfuß des Hohen Himalaya hinan. Zungenbeckenseen, Schotterfluren und Moränenablagerungen zeugen von der spätglazialen Gletschergeschichte dieses Bereiches. Die Moränenablagerungen haben hier Rampenformen und werden nur an ihrer gebirgsnahen Wurzel noch von heutigen Gletschern erreicht.

Zum Einzugsbereich der ehemaligen Gebirgsvorlandvergletscherung gehört der 8 046 m hohe Shisha Pangma. Aus seiner Nordflanke fließt der Yekokangara-Gletscher mit schuttbedeckter Zunge noch heute bis auf das Plateau herab. Das spätglaziale Moränen- und glazifluviale Schottermaterial lagert den Gebirgsfußflächen in großer Mächtigkeit auf. 500 bis 700 m werden erreicht.

Zwischen den Rampen dieser sog. Bortensander haben die bis weit ins Vorland hinausgeflossenen Gletscherzungen Täler hinterlassen, die seit dem Eisrückgang das Schmelzwasser abführen. Von höheren Bereichen der Bortensander fließen heute kurze Gletscherzungen herab. Sie gehen von isolierten kleinen Eigenvergletscherungen aus, die sich auf den Moränenflächen gebildet haben. An anderen Stellen erscheinen solche Vergletscherungen als uhrglasförmige Eisauflagen. Die längs des Gebirgsfußes über Dekakilometer aufgereihten Bortensander sind in ihren zentralen Bereichen eingedellt. Ihre Oberfläche ist um 7 bis 12° geneigt. Im weiteren Vorland taucht sie unter die flachen Schotterflurfächer, die aus den Schmelzwässertälern aufgeschüttet wurden, ab. Durch den charakteristischen Wechsel von Moränensubstrat und geschichtetem Schottermaterial werden die spätglazialen Bortensander zu wichtigen Kennformen semiarider Vorlandsvergletscherungen.

Während des Hochglazials, zur Zeit der maximalen Vergletscherung, war das gesamte Hochplateau eisbedeckt, wovon abgerundete Felsrücken, sog. Rundhöcker, zeugen. Weiter östlich, wo intakte Plateaubereiche fehlen und an die Nordseite des Hohen Himalaya der Tibetische Himalaya anschließt, lassen sich die hocheiszeitlichen Verhältnisse genauer rekonstruieren. Damals lag die Schneegrenze etwa 1200 m tiefer als heute, wie Moränenfunde in den tiefsten Tallagen belegen.

Ein Eiskomplex vom Typ eines Eisstromnetzes füllte hier die Haupttäler aus, floß jedoch zugleich in die steile Himalaya-Südabdachung ab. Der auf diese Weise niedrig gehaltene Eispegel ließ höhere Rücken gletscherfrei. Die Zentren des Eisstromnetzes lagen aufgrund ihrer bedeutenden Höhe in den auch heute noch vergletscherten Hochtalgebieten. Nur wenige tiefe Talbereiche wie der des Tsangpo waren damals gletscherfrei. Davon zeugen Terrassenaufschüttungen einige Dekameter über dem Fluß. Es handelt sich um Gletschertor-Schotterfluren aus den Nebentälern, wo Auslaßgletscher nördlicher Plateau-Eisflächen und südlicher Eisstromnetz-Komplexe endeten.

Auch das Becken von Lulu war entweder immer oder frühzeitig eisfrei und ist dementsprechend von Schotterflursedimenten verfüllt. Mit dem Rückgang der Gletscher-

zungen hat sich der aufschüttende Schmelzwasserbach in seine ehemalige Schotterflur wieder eingeschnitten, wodurch eine Terrasse ausgebildet worden ist. Bei jeder neuen Gletscherschwankung wurden weitere, niedrigere Terrassen ausgeformt — wie diese in der zweiten Hälfte des Holozäns aufgeschüttete, nur 3 m hohe Terrasse, die von einer Schwermlößdecke überzogen ist.

Oberhalb der Schotterterrassen bis etwa 60 m über dem Talboden sind ältere glazilimnische Sedimente erhalten. Diese hellen Warventone gehören zu einem Eisstausee, der von einer Gletscherzungung aus dem Lazu-Massiv abgedämmt war. Auch sie sind in Terrassen erhalten. Ihr Niveau markiert die Mindest-Aufstauhöhe des Sees. Wo sich die Terrassenform verliert und der Hang sich in Runsen auflöst, ist das dem Fels anliegende weiche See-Sediment noch an der besonderen Tiefe der Einschnitte erkennbar.

Auch viele der heutigen Seen verdanken ihre Entstehung vorzeitlicher glazigener Formung, wie der Yang Yung Cho Hu, der ein von Gletschern übertiefes Talgefäß ausfüllt. Während sein Südufer aus einer Verlandungszone besteht, fällt gegenüber der Kontrast zwischen den weichen und damit alten Formen der Berg Rücken und ihrer Hänge und den schroffen, vom See unterschnittenen Uferabbrüchen auf. Hier greifen junge nacheiszeitliche Formungsprozesse in ein ausgeglichenes Altrelief ein.

Heute ist die Gletscherernährung Südtibets an die höchsten Gebirgsregionen gebunden, wie hier im östlichen Zentralhimalaya. Die Schneegrenze verläuft, je nach Exposition, in Höhen zwischen 5300 und 6300 m, so daß bis zur Obergrenze der Vergletscherung, die am Mt. Everest bei 7200 m erkennbar ist, heute weitgehend Bergflanken zur Ernährung beitragen. Zur Eiszeit dagegen lag die Gletscherobergrenze der Schneegrenzabsenkung entsprechend um ca. 1200 m tiefer, und der Höhengürtel der Gletscherernährung befand sich weiter nördlich im sehr viel weiträumigeren Flachrelief Tibets.

Die hocheiszeitliche Vergletscherung hatte also nicht in der Hochgebirgsregion, von der sie heute nach Süden und Norden abfließt, sondern in den im Hintergrund sichtbaren zentralen Bereichen Südtibets ihren Ursprung. Diese gegenläufige Orientierung der Vergletscherung und ihrer Fließrichtung läßt sich anhand der Moränenabfolge des Rongbuk-Gletschers nachvollziehen: Im Mündungsbereich von Nebengletschern zeigen hoch über dem Hauptgletscher erhaltene Ufermoränenreste sowohl den ehemals höheren Gletscherpegel als auch den damaligen Anschluß an den Talgletscher. Heute enden die zurückgeschmolzenen Nebengletscher mit ihren verschütteten Zungen häufig Hunderte von Metern über dem Hauptstrom. Auch Podestmoränen über dem Haupttal weit auswärts vom heutigen Rongbuk-Gletscher überliefern den noch im Neoglazial bestehenden Anschluß weiterer großer Gletscherarme nach Norden.

All diese jüngeren, das heißt historischen bis neoglazialen Gletscherstände haben, dem Talgefälle entsprechend, nach Norden abfallende Uferbildungen hinterlassen. Zu den älteren Gletscherständen hin verliert sich jedoch das Gefälle dieser Moränen, bis schließlich eine Umkehr der Gletscherabflußrichtung nach Süden erkennbar wird.

An den Hängen des oberen Rongbuk-Tales zeichnet sich ungefähr 600 m über dem heutigen Gletscher der Pegel der maximalen Eisfüllung des Hochglazials ab. Für eine eiszeitliche Schneegrenzabsenkung um etwa 1200 m ist dieser Aufhöhungsbetrag auf

den ersten Blick erstaunlich gering; er wird erst über einen damals in die Himalaya-Südseite erfolgten Abfluß des Gletschereises verständlich. Noch jetzt verliert das Nährgebiet des Zentralen Rongbuk-Gletschers ja bei weit geringerer Mächtigkeit einen Teil seiner Eismassen über den Lho La hinab nach Süden.

Einige hundert Meter über der Paßsenke sind Felsnachbrüche erhalten, die das eiszeitliche Niveau des überlaufenden Gletschers bestätigen. Hier hat das vorbeiströmende Gletschereis die Felsflanke unterschliffen; noch immer gehen von diesen Unterschneidungen Felsstürze aus. Berücksichtigt man also den starken Sog am Steilrand Tibets durch die Himalaya-Kette hindurch, so wird deutlich, daß es eines beträchtlichen Eisnachschubs von Norden, vom Zentraltibetischen Plateau her bedurfte, um den 600 m höher liegenden Gletscherpegel im Rongbuk-Talsystem zu halten. Der Befund einer weitgehend abdeckenden eiszeitlichen Gletscherauflage, aus der randlich Auslaßgletscher hervorgingen, wird durch die nach Norden hin immer weichere glazigene Oberflächengestaltung verdeutlicht.

Die früh- bis hocheiszeitliche Entwicklung dieses tibetischen Inlandeises soll anhand eines Computer-Blockbildes veranschaulicht werden: Die im Verlauf der Erdgeschichte durch Veränderung der Erdbahn-Parameter immer wieder erfolgende globale Abkühlung um mehrere Grad Celsius traf zu Beginn des Pleistozäns aufgrund der Heraushebung des Tibetischen Plateaus bis in Schneegrenznähe auf eine Eiszeitbereitschaft der Erde, wodurch eine weitere Abkühlung möglich war, insgesamt um $7\frac{1}{2}$ bis 10°C .

Die Erdbahn-bedingte Abkühlung bewirkte eine Absenkung der Schneegrenze um 500 m. Das bedeutete ein tieferes Hinabfließen der Himalaya-Gletscher und der anderer tibetischer Gebirge um mindestens 700 bis 800 m. In dieser globalen Abkühlungsphase lagen aber erstmalig weite Teile der inzwischen herausgehobenen Plateaubereiche im Schneegrenzniveau und wurden, vorrangig in den Gebirgsvorländern, nun selbst vergletschert. Die Vereisungen bedeckten damit im frühen Eiszeitalter etwa ein Drittel Tibets.

Von der Sonnenenergie, die in subtropischer Breite und in einer Höhe von 5000 bis 7000 m etwa viermal so groß ist wie im Bereich nordischer Inlandvereisungen, werden von der heutigen, weitgehend schuttbedeckten Oberfläche Tibets 16 bis 20 % in den Weltraum zurückgeworfen. Der übrige, weitaus größte Anteil der Energie aber erwärmt über den aufgeheizten Schutt die Atmosphäre. Von den Firn- und Schneeflächen der Gletschernährgebiete hingegen werden bis zu 90 % der Einstrahlung reflektiert, d. h. 60 bis 70 % mehr als von den stark absorbierenden eisfreien Flächen. Eine Erwärmung der Atmosphäre bleibt hier also nahezu aus.

Folglich bewirkte die fröhesiszeitliche Vergrößerung der tibetischen Gletscherflächen einen Energieverlust – also weitere Abkühlung, die zu einer sich selbst verstärkenden Eisausdehnung über fast das gesamte Tibetische Plateau führte. Auf diese Weise dürfte das tibetische Eis, das das Hochland von einer global wirksamen Heizfläche zu einer extremen Abkühlungsfläche werden ließ, in Rückkopplung mit der Vergrößerung anderer Gletschergebiete zum eigentlichen Auslöser der Eiszeit geworden sein.