

DIE JUNGPLEISTOZÄNE VERGLETSCHERUNG DES QINLING SHAN (PROVINZ SHAANXI)

Ein Beitrag zur Vergletscherungsproblematik ostchinesischer Gebirge

Mit 5 Abbildungen, 3 Photos und 2 Tabellen

KARL TILMAN ROST

Summary: The late-Pleistocene glaciation of Qinling Shan (Shaanxi Province) – a contribution to the problem of Pleistocene glaciations in the mountains of East-China

Since the early investigations of LEE and v. WISSMANN, the question of Pleistocene glaciations in the mountains of East-China is strongly discussed. The central Qinling Shan (33°58'N/107°45'E) plays a key role by reconstructing the Pleistocene glaciations in the mountains of East-China. Recent geomorphological investigations prove the existence of late-Pleistocene glaciations in the Taibai Shan massif and lead to the hypothesis of a temporarily existing, small ice-cap with five minor outlet-glaciers around Ba Xian Tai (3767 m) and West-Po Ma Liang ridge (3450–3715 m).

In the valleys around Ba Xian Tai several moraines exist above 2850 m a.s.l. Besides younger terminal moraines, representing stages of glacier retreat, the moraines were accumulated before 18,000 years B.P., as proved by two TL-datings. The lowest late-Pleistocene altitude of the glacier-snowline at 3250–3300 m a.s.l. is deduced from the lowest moraines. The resulting snowline depression was about 1000–1300 m, compared to the supposed present position. Remnants of older Pleistocene glaciations in other areas of Qinling Shan below 2600 m have not been observed.

The morphological results from central Qinling Shan are compared with geomorphological findings in the neighbouring ranges Helan Shan (Inner Mongolia/Ningxia) and Minshan (Sichuan). The altitude of the late-Pleistocene snowline has increased from 3000–3100 m in the Helan Shan to 4000 m in the Minshan. Reports of Quaternary glaciations in mountain ranges below 2500 m a.s.l. in north-east China remain rather questionable.

Problemstellung

Die Erforschung pleistozäner Vergletscherungen in den Gebirgen und Bergländern Ost-Chinas ist eng mit den Untersuchungen von J. S. LEE (Li Szeguang) und H. v. WISSMANN in den zwanziger und dreißiger Jahren dieses Jahrhunderts verbunden. Auf der Grundlage von Befunden aus dem 1470 m hohen Lushan Gebirge (29°30'N/116°E) am Unterlauf des Chang Jiang (Jangtzejiang) und dem 1200 m hohen Xishan-Bergland westlich von Beijing (40°N/115°40'E) entwickelte LEE (1939 u. a.) für China eine quartärstratigraphische Gliederung in drei pleistozäne Eiszeiten (Poyang, Da Gu und Lushan), die den

von PENCK und BRÜCKNER für die Alpen vorgeschlagenen Eiszeiten Günz, Mindel und Riss gleichgesetzt wurden. H. v. WISSMANN (1937) fügte dieser Einteilung eine vierte Eiszeit (Tali/Dali) hinzu, die mit dem alpinen Würm korrelieren soll. Basierend auf diesen Ergebnissen wurden in der Folgezeit über fünfzig Gebirge und Bergländer in Ost-China als pleistozän wahrscheinlich bzw. sicher vergletschert ausgewiesen (vgl. SUN TIENCHING 1961, Abb. 1).

Seit 1980 werden allerdings verstärkt Zweifel sowohl an der stratigraphischen Einteilung als auch an der Mehrzahl dieser Gebirgsvergletscherungen geäußert (u. a. DERBYSHIRE 1983, 1987 und SHI YAFENG 1992). Insbesondere für das Schlüsselgebiet, den Lushan, verneint DERBYSHIRE (1983) die Möglichkeit pleistozäner Vereisungen und erklärt die von LEE (u. a. 1939) beschriebenen glazigenen Formen mit Konvergenzerscheinungen. Zuvor hatte KOZARSKI (1963) eine pleistozäne Vereisung des Xishan verneint, für den Lushan allerdings LEES Ansichten über die pleistozäne Vergletscherung des Berglandes im wesentlichen bestätigt.

Inzwischen wird die Existenz pleistozäner Vereisungen vor allem in den Gebirgen südlich des Chang Jiang und östlich 105°E weitgehend bezweifelt (DERBYSHIRE 1987, SHI YAFENG 1992). Dennoch wird die Diskussion in China unvermittelt heftig fortgesetzt (vgl. JIANG CAIRUI u. SUN JIATONG 1991). In Anbetracht dieser Problematik kommt sicherlich den neueren Untersuchungen zur pleistozänen Vergletscherung in den höchsten Gebirgen Ost-Chinas, dem Qinling Shan (Provinz Shaanxi), dem Wutai Shan (Shanxi), dem Helan Shan (Innere Mongolei), dem Changbai Shan (Jilin) und dem Da Hinggan Shan (Liaoning/Heilongjiang), eine stärkere Bedeutung zu.

Während SCHMITTHENNER (1929) und v. WISSMANN (1937) eine letzteiszeitliche Vergletscherung des 3058 m hohen Wutai Shan (39°05'N/113°35'E) annehmen und HOFMANN (1992) jungpleistozäne Gletscherspuren im über 3500 m hohen Helan Shan (38°07'–39°30'N / 105°42'–106°40'E) beschreibt, bejaht SHI YAFENG (1992) nur die jungpleistozänen Vergletscherungen des Changbai Shan (2749 m, 42°N/128°E), des Yushan auf Taiwan (3950 m,

23°30'N/121°E) und des über 3700 m hohen Qinling Shan (33°–34°30'N/107°–111°E).

Zweifellos besitzt der Qinling Shan schon aufgrund seiner absoluten Gipfelhöhe über 3700 m und seiner zentralen Lage eine große Bedeutung bei der Rekonstruktion pleistozäner Gebirgsvergletscherungen in Ost-China. Die ersten Beschreibungen glazigener Formen im zentralen Qinling Shan, dem Taibai Shan Massiv (3767 m, 33°58'N/107°45'E), findet man bei LIMPRICHT (1922) und FENZEL (1936). Obwohl beide Autoren keine Angaben zum Alter der Vereisungsspuren und der Lage vorzeitlicher Schneegrenzniveaus angeben, ordnet v. WISSMANN (1937) die von FENZEL (1936) oberhalb 2900 m Höhe beschriebenen Kare und Moränen der letzten Eiszeit zu und rekonstruiert eine Schneegrenze in 3500 m.

In der Folgezeit wurde die Existenz pleistozäner Vergletscherungsspuren im Taibai Shan durch Untersuchungen u. a. von TIAN ZHESHENG (1984) und QI CHIHUA et al. (1985) bestätigt. Die Autoren stellen allerdings die glazigenen Formen oberhalb 2900 m Höhe in das Mittel- und Jungpleistozän, ohne daß sich im Bezug auf die von v. WISSMANN (1937) für die letzte Eiszeit angegebene Schneegrenzhöhenlage gravierende Veränderungen ergaben.

Auch für das nördliche Qinling Shan Vorland und einige Gebirgsbereiche unterhalb 2500 m Höhe werden von einigen Autoren pleistozäne Vergletscherungen vermutet. So nehmen LEE (1939) und SUN TIEN-CHING (1961, Abb. 1) eine pleistozäne Vergletscherung des Huashan Massivs (2158 m, 34°29'N/

110°05'E) an, während LIU YOU-MIN et al. (1984) und WANG GUIZENG (1984) die von ihnen aus zahlreichen Massiven des Qinling Shan beschriebenen glazigenen Formen vier pleistozänen Eiszeiten (Lounan, Zuitou, Yuhang, Taibai) zuordnen und diese den vier von LEE und v. WISSMANN für China vorgeschlagenen Eiszeiten gleichstellen.

Gemeinsam mit Angehörigen des Xi'an College of Geology 1989 im Qinling Shan durchgeführte Geländearbeiten boten die Möglichkeit, die vorzeitlichen Vergletscherungsspuren im zentralen Gebirgsbereich zu untersuchen und erstmalig absolute Altersdatierungen aus dem Taibai Shan zu bekommen.

Die orographischen und klimatischen Verhältnisse im Qinling Shan

Der Qinling Shan stellt die östliche Fortsetzung des zentralasiatischen Kunlun Shan/Qilian Shan Systems dar. Im Norden wird der Qinling Shan durch den Wei He Graben vom zentralchinesischen Löß-Plateau getrennt. Im Süden bilden das Becken von Hanzhong und der Han Shui Fluß die Grenze zum Daba Shan und dem Becken von Sichuan (Abb. 1). Der Qinling Shan besitzt eine relativ einfache Orogaphie. Das Gebirge folgt im wesentlichen einer west-östlich gerichteten Streichrichtung. Nur der südliche Teil des Gebirges streicht WSW-ENE. LEE

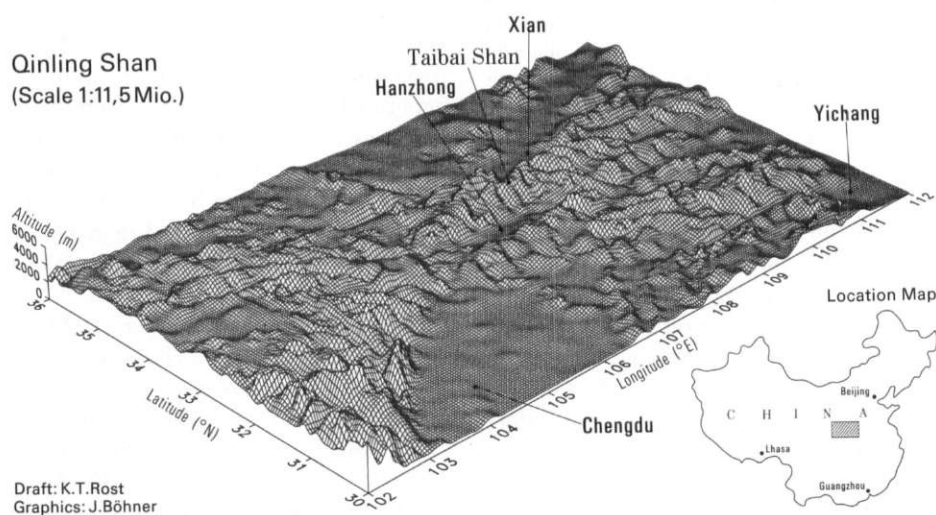


Abb. 1: Generalisierte Reliefdarstellung des Qinling Shan (Provinz Shaanxi) und angrenzender Gebiete
Generalized relief projection of the Qinling Shan (Shaanxi Province) and adjacent areas

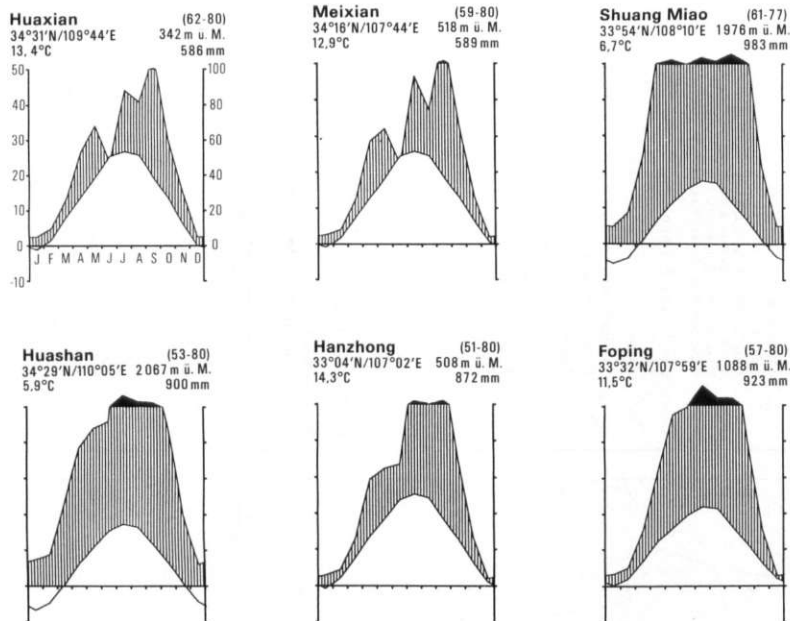


Abb. 2: Klimadiagramme repräsentativer Stationen aus dem zentralen Qinling Shan und seiner Vorländer (Diagramme nach der Methode von WALTER u. LIETH)

Air temperature and precipitation of selected climate stations in central Qinling Shan and its forelands (after the method of WALTER a. LIETH, 10°C are equivalent to 20 mm precipitation; in case of a precipitation amount of more than 100 mm per month, the data are reduced to 1/10 and drawn in black)

(1939) unterscheidet im Qinling Shan mehrere West-Ost verlaufende Zonen mit mehr oder minder metamorphen Gesteinsformationen, deren Alter von Norden nach Süden abnimmt.

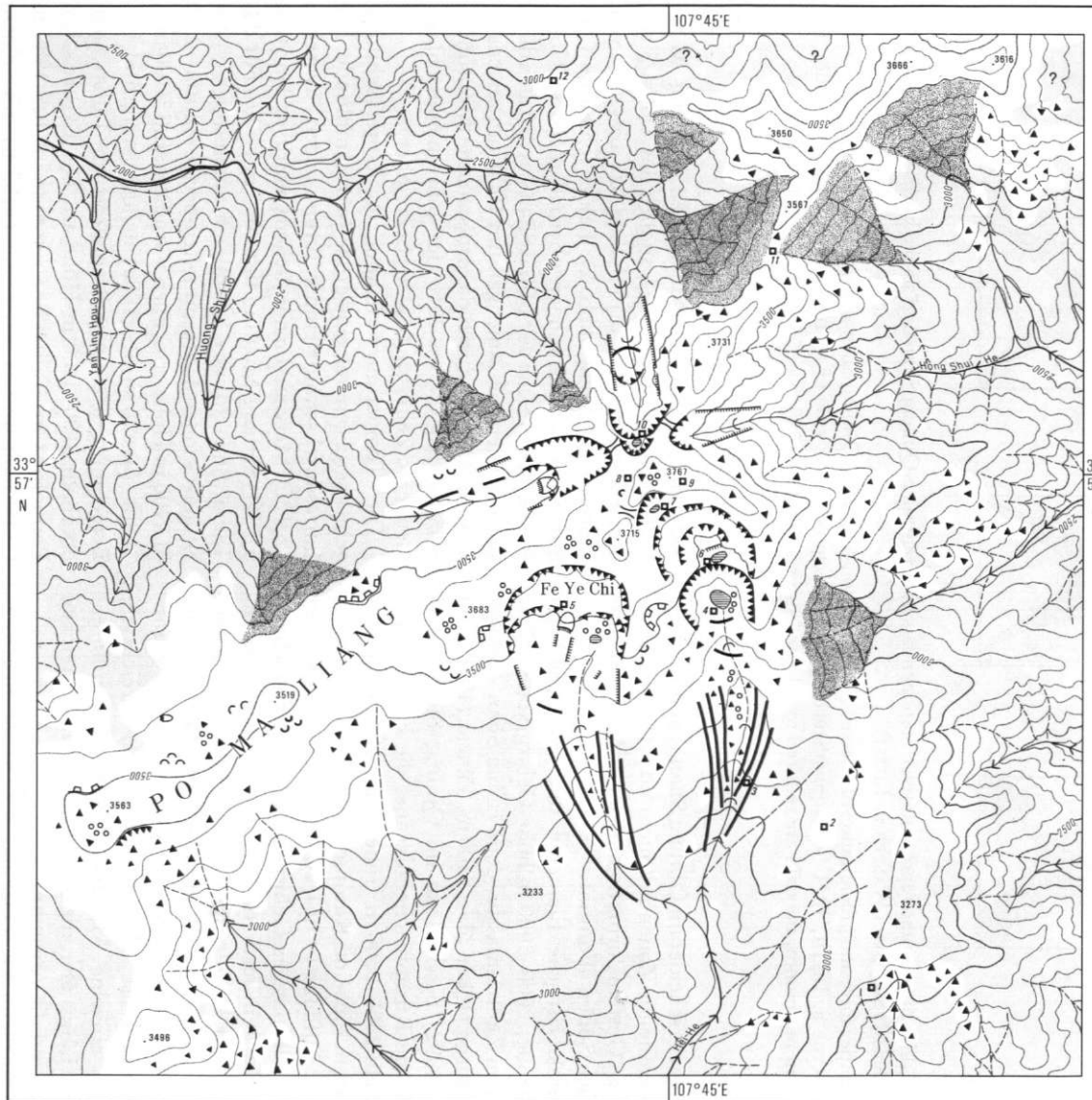
Charakteristische Elemente sind zwei Ost-West streichende, 2000–3000 m hohe Gebirgsketten. Nur in seinem Zentralmassiv, dem Taibai Shan, erreicht das Gebirge Höhen über 3100 m. FENZEL (1936) und ROST (1992) beschreiben im Qinling Shan unterschiedliche Rumpfflächenniveaus, die insbesondere unterhalb 2500–2600 m Höhe erosiv stark zerschnitten und in einzelne Käme und Massive aufgelöst werden. Auffällig ist das Vorherrschen von quer zur Streichrichtung des Gebirges und den unterschiedlichen Gesteinsformationen verlaufenden Tälern. Diese Quertäler zerschneiden den Qinling Shan so, daß kurze, tief eingeschnittene Nebentäler von den west-östlich verlaufenden Wasserscheiden herabziehen und diese rechtwinklig zu ihrer Streichrichtung in einzelne Massive und Höhen auflösen. Größere Längstäler, die dem west-östlichen Streichen folgen, sind die Ausnahme.

Die jährliche Niederschlagsmenge liegt im Untersuchungsraum zwischen 589 mm im nördlichen Gebirgsvorland (Meixian, 518 m) und mindestens

983 mm östlich des Taibai Shan (Shuang Miao, 1976 m). Foping (1088 m), südlich des Taibai Shan, und Hanzhong (508 m) erhalten 923 bzw. 872 mm Jahresniederschlag (Abb. 2). Leider fehlen im Qinling Shan Klimastationen oberhalb 2100 m Höhe. Für Gipfelbereiche des Taibai Shan werden allerdings Jahresniederschlagsmengen um 1000 mm angenommen. Beeinflusst durch die ostasiatische Monsunzirkulation fallen etwa 70% der Jahresniederschlagsmenge im Zeitraum Mai bis September.

Die Temperaturverteilung im Untersuchungsgebiet zeigt generell eine große Jahresamplitude. Die Jahresdurchschnittstemperaturen liegen zwischen 12,9°C (Meixian) im nördlichen Gebirgsvorland und 6,7°C (Shuang Miao) in fast 2000 m Höhe. Für das Taibai Shan Massiv lassen sich anhand geeigneter Klimastationen Jahresmitteltemperaturen um -2°C in 3400 m Höhe errechnen (Gradient: 0,6°/100 m).

SHI YAFENG et al. (1988) nehmen aufgrund von Berechnungen alpinen Permafrost im Taibai Shan oberhalb 3100–3200 m Höhe an. Die Existenz von Permafrost im Taibai Shan konnte im Juli 1989 in Grabungen im San Ye Hai Kar (3490 m) und auf dem West-Po Ma Liang Rücken in 3660 m Höhe nachgewiesen werden (ROST u. MA ZHIMIN 1991, p. 162f.).



Geomorphologische Karte des östl. TAIBAI SHAN

- Geschlossene Waldbedeckung
Forest covered region
- See
Lake
- Tempelanlage
Temple
- 1 Nan Tian Men 2 Yao Wang Chi 3 San Qin Chi
4 Yu Huang Chi 5 Pe Miao 6 San Ye Hai 7 Er Ye Hai
8 San Guan Dian 9 Ba Xian Tai 10 Da Ye Hai
11 Wen Gong Miao 12 Fang Xiang Xi
- Glaziale und nivale Formen**
- Kar
Cirque
- Kar, überformt
Cirque, overridden
- Breitboden
Wide-bottom hollow
- Nivationshohlform
Nivation hollow
- Transfluenzpaß
Transfluence saddle
- Rundhöcker
Roches moutonnées
- Kante, konvex
Edge, convex
- Moränenwall
Moraine-ridge
- Periglaziale Formen**
- Strukturbodenerscheinungen
Frost patterned ground
- Solifluktuationserscheinungen
Solifluction features
- Blockschutt, allgemein
Block-field
- Fluviale Formen**
- Perennierende Gerinne (kerbenförmige Talform)
Perennial rivulet (V-shaped)
- Perennierende Gerinne (muldenförmige Talform)
Perennial rivulet (trough-shaped)
- Intermittierende Gerinne
Intermit rivulet

Entwurf: K.T.Rost

Kartographie: E.Höfer

Geographische Koordinaten auf der Basis der ONC
6-9, 5. Auflage 1974, St.Louis AFS.

Maßstab 1:50000
0 1 2 km

Abb. 3: Geomorphologische Übersichtskarte des östlichen Taibai Shan
Geomorphological map of the eastern Taibai Shan

Das Bodeneis tritt 0,6–0,7 m unter der Geländeoberfläche auf. Die Basis der Eiskörper konnte in keiner Grabung erreicht werden (Rost 1992).

Der vorzeitliche glaziale Formenschatz im Taibai Shan Massiv

Der Taibai Shan wird im wesentlichen aus dem etwa 40 km langen und wenige hundert Meter breiten, NE-SW streichenden West-Po Ma Liang Rücken zwischen den Gipfeln des Ba Xian Tai (3767 m) und des Ao Shan (3475 m) gebildet (s. Abb. 3). Dieser 3300–3700 m hohe Rücken besitzt eine asymmetrische Gestalt mit einer steileren Nordseite ($> 25^\circ$) und einer relativ flach geneigten ($< 15^\circ$) Südseite (Photo 1). Nordöstlich des Baxiantai setzt sich dieser Rücken über 5 km als schmaler und steiler Ost-Po Ma Liang Grat bis zum Taibai Ost-Gipfel (3666 m) fort. Dominierende Gesteine sind Granit und Granitgneis.

Oberhalb der in etwa 3300 m Höhe verlaufenden Waldgrenze (v. a. *Larix chinensis*, *Abies fargesii*) ist eine alpine Zwergstrauch- und Mattenregion vorherrschend, in der oberhalb 3400 m die rezente periglaziale Morphodynamik landschaftsgestaltend ist. Die



Photo 1: Taibai Shan Südseite mit dem Ba Xian Tai Gipfel (3767 m), dem glazial überformten oberen Hei He Tal (Bildmitte) und einem Teil des West-Po Ma Liang Rückens (rechter oberer Bildrand). Die Waldgrenze als reale Grenze der geschlossenen Verbreitung hochstämmiger Waldformation liegt in etwa 3300 m Höhe. Aufnahmeort nördlich des Nan Tian Men Tempels (s. Abb. 3) in ca. 3150 m Höhe

Photo: K. T. ROST, 19. 7. 89

View of Taibai Shan south slope with Ba Xian Tai summit (3767 m), the glacially-eroded upper Hei He valley (center) and the eastern part of the West-Po Ma Liang ridge (upper right). The timber line is located at an altitude of 3300 m a.s.l.



Photo 2: Das Da Ye Hai Trogtal auf der Taibai Shan Nordseite. Im Vordergrund die Karschwelle des Da Ye Hai Kares (3590 m), in der Bildmitte ein kleiner Endmoränenwall unter Waldbedeckung in 3280 m Höhe

Photo: K. T. ROST, 12. 7. 89

Glacially-eroded Da Ye Hai valley (Taibai Shan north slope). In the foreground the threshold of Da Ye Hai cirque (3590 m), in the center a small forest-covered terminal moraine at an altitude of 3280 m

Existenz einer vorzeitlichen nivalen Formungsregion zwischen 2900 und 3300 m wird durch Nivationsmulden und -trichter belegt (ROST 1992). Rezente perennierende Schneeflecken wurden im Taibai Shan nicht angetroffen.

Unter den aktuellen klimatischen Bedingungen wird die Schneegrenze im Qinling Shan nicht erreicht. Sie dürfte in Anbetracht der im benachbarten Qilian Shan zwischen 4400 und 5000 m liegenden Schneegrenze (SHI YAFENG u. LI JIJUN 1981) in Höhen zwischen 4300 und 4600 m zu lokalisieren sein. Dennoch treten im Bereich um den Ba Xian Tai und den Po Ma Liang Rücken vorzeitliche Kare, glazial überformte Taloberläufe und Moränen auf, deren Existenz erstmalig von LIMPRICHT (1922) und FENZEL (1936) beschrieben wurde. Insbesondere die Taloberläufe des Fe Ye Chi und Hei He auf der Ba Xian Tai Südseite, des Da Ye Hai auf der Nordseite, das San Guan Dien Tal westlich des Ba Xian Tai und das Hongshui He Tal auf der Ostseite sind auf 0,8 bis 3,5 km Länge glazial überformt und weisen einen mehr oder minder deutlichen, 150–530 m weiten, U-förmigen Talquerschnitt auf (Photo 2).

Alle diese Täler haben ihren Ursprung in Trogtalschlüssen oder kleinen Kare. Die meisten dieser Kare beinhalten 0,4–1,95 ha große Karseen (ROST u. MA ZHIMIN 1991, Tab. 1), die für die Kare namensgebend sind. Im Hei He Tal bilden die Kare Yü Huang Chi (3350 m), San Ye Hai (3480 m) und Er Ye

Hai (3650 m) eine Kartrepe, deren Höhenlagen weitgehend mit den Überresten einer Kartrepe im Da Ye Hai Tal unterhalb des Da Ye Hai Karsees (3590 m) korrelieren (s. Abb. 3). Der „Form Flatness Index“ (DERBYSHIRE u. EVANS 1976), als Verhältnis von größter Streckenlänge (a) zwischen der oberen Karrückwand und der Karschwelle zur doppelten Kartiefe (2c), liegt im Fall des Da Ye Hai bzw. des Er Ye Hai Kares bei 2,3 bzw. 2,7. Die Indizes der tieferen, überfahrenen Kare San Ye Hai und Yü Huang Chi weisen Werte von 4,2 und 3,0 auf. Werte, die nach DERBYSHIRE u. EVANS (1976) eindeutig für Kare sprechen.

Weitere Hinweise für Gletschererosion sind eine stark zerstörte Kartrepe im Fe Ye Chi Tal, vereinzelt in den Tälern auftretende Rundhöcker sowie glattgeschliffene Felsflächen mit Kratzungen und Sichelmarken insbesondere auf dem West-Po Ma Liang Rücken oberhalb 3400 m. Das 3560 m hoch gelegene obere San Guan Dien Tal, westlich des Ba Xian Tai, ist mit den Karen Da Ye Hai und Er Ye Hai auf der Ba Xian Tai Nord- bzw. Südseite durch Transfluenzpassse in 3660 bzw. 3600 m Höhe verbunden. Eine dritte Transfluenz bestand östlich des Ba Xian Tai in 3620 m Höhe zwischen dem Da Ye Hai und dem oberen Hong Shui He Tal (s. Abb. 3).

Auf der südost-exponierten Seite des Ost-Po Ma Liang Grates findet man 0,5–1 km breite, dreieckige Talschlüsse, deren Flanken hangabwärts im spitzen Winkel zusammenlaufen (Photo 3). Die einzelnen Talschlüsse sind durch Fels- oder Schuttrücken voneinander getrennt. Die Böden dieser dreieckförmigen Talschlüsse werden durch Marginalrinnen begrenzt und haben sowohl in longitudinaler als auch in transversaler Richtung eine mehr oder minder gerade Oberfläche. Sie weisen weder eine Übertiefung des eigentlichen Bodens noch eine typische Karrückwand oder eine Karschwelle auf. Die Grundfläche liegt zwischen 0,6 und 0,8 km². Im unteren Abschnitt dieser Talschlüsse sind moränenähnliche Blockakkumulationen und -wälle ausgebildet. Unterhalb schließt sich ein Kerbtal an.

Diese Talschlüsse sind als glaziale Erosionsformen, sogenannte Breitböden (HÖVERMANN 1973/74, zit. in ROST 1992), anzusprechen. Rezent vergletscherte Breitböden (Breitbodengletscher) wurden aus dem Kunlun Shan und dem Qilian Shan beschrieben (J. HÖVERMANN u. E. HÖVERMANN 1991, LEHMKUHL 1992). Nach ihrer Größe und Höhenlage sind die Breitböden am Ost-Po Ma Liang Grat (s. Abb. 3) prädestiniert für die Ausbildung von kleinen, vorzeitlichen Hängegletschern knapp unterhalb der Kammlinie. Die Bestimmung des vorzeitlichen „Accumu-

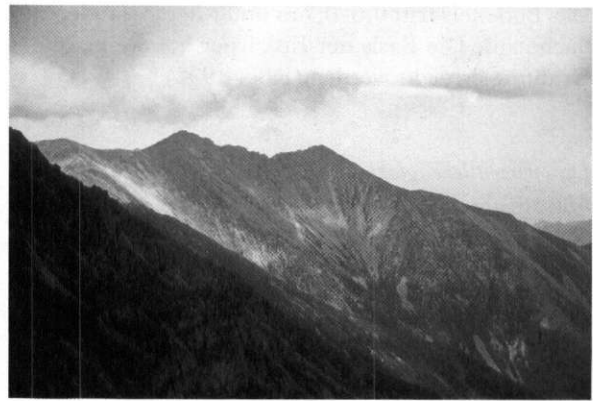


Photo 3: Dreieckförmiger Breitboden am Ost-Po Ma Liang Grat (3616–3666 m). Der Breitboden endet in 2940 m Höhe und geht in ein Kerbtal über. Aufnahme vom Ba Xian Tai nach Nordosten

Photo: K. T. ROST, 19. 7. 89

Triangular-shaped Breitboden at East-Po Ma Liang (3616–3666 m). The Breitboden ends at an altitude of 2940 m and passes on to a small V-shaped valley. View NE from Ba Xian Tai summit

lation-Area Ratio“ (Verhältnis von Akkumulations- zu Ablationsgebiet) nach der Methode von DERBYSHIRE u. EVANS (1976) stößt aufgrund der nicht mehr vorhandenen Firnbedeckung auf Schwierigkeiten. Die Werte lagen nach ungefähren Berechnungen (nach Bestimmung der mutmaßlichen Schneegrenze nach LOUIS 1955) zwischen 55 und 65 AAR %.

Südlich des Ba Xian Tai sind in den Tälern Hei He und Fe Ye Chi drei Seitenmoränenwälle (Stadien I–III) unter Wald ausgebildet. Sie beginnen in 3180–3310 m Höhe und enden zwischen 3100 und 2850 m (Abb. 4). An ihrem unteren Ende sind die Moränenwälle durch die abkommenden Bäche durchbrochen worden; die Endmoränen fehlen. Die Moränen sind mehr oder minder solifluidal überprägt und werden von braunem, entkalktem Löss überdeckt. Die Mächtigkeit der auf den Moränen entwickelten Böden (v. a. A-C-Böden, z. T. flachgründig podsoliert) beträgt etwa 40 cm.

Aufgrund der mangelhaften Aufschlußsituation wurden an den Moränen vereinzelte Grabungen und Bohrungen vorgenommen. Die Moränen beinhalten in der Hauptsache schwach gerundete bis kantengerundete, facettierte Granitfragmente in einer grusig-sandigen Matrix. Das Material der Korngrößen Grob- bis Feinschluff ($\varnothing 0,002$ – $0,063$ mm) besteht überwiegend aus verwitterten (Biotit-)Glimmermineralen. Der Anteil von Korngrößen der Tonfraktion ($\varnothing < 0,002$ mm) liegt unter fünf Prozent (Abb. 5).

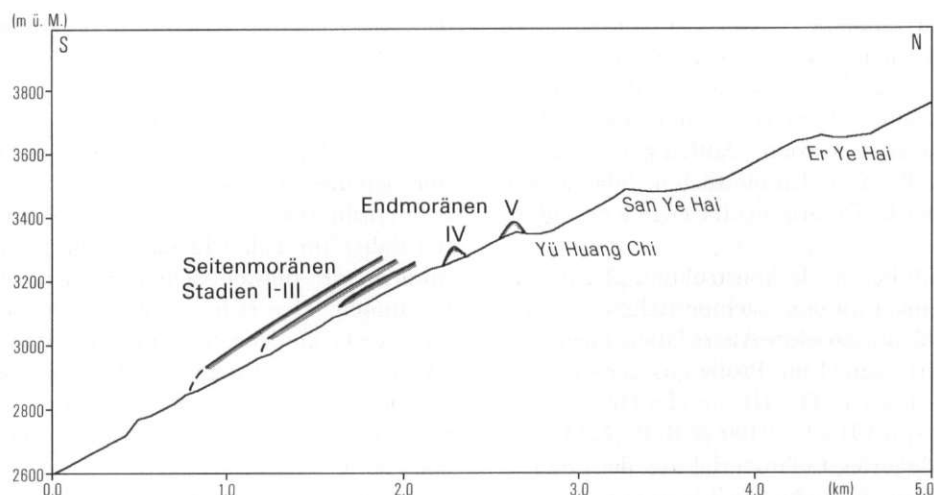


Abb. 4: Lageskizze der Kartrepe und Moränen (San Ye Hai I-V) im oberen Hei He Tal (Taibai Shan Südseite)

Location sketch of the different cirques and moraines (San Ye Hai I-V) in the upper Hei He valley (Taibai Shan south slope)

Die Grobsedimentfragmente ($\varnothing 2-15$ cm) spiegeln die Petrographie des Anstehenden wider. Die Geschiebe in den Seitenmoränen des I. Stadiums sind stärker verwittert als die Geschiebe in den Moränen der Stadien II und III. Einregelungsmessungen und eine morphometrische Analyse der Zurundungs- und Abplattungsindizes nach CAILLEUX (1952, zit. in ROST 1992, zur Methode s. STÄBLEIN 1970) ergaben Werte, die deutlich für moränisches Material sprechen. So weisen die in der Hauptsache kantengerun-

deten und schwach gerundeten Grobsedimentfragmente ein Maximum der Zurundungsindizes zwischen 100 und 200 auf, während beim Abplattungsindex das Maximum in der Klasse 150-200 liegt (ROST 1992, 29f.). Keine der Moränen scheint nachträglich überfahren worden zu sein.

Im Hei He Tal treten unterhalb des Yü Huang Chi Kares (3350 m) zwei kleinere Endmoränen in 3250 bzw. 3340 m Höhe auf (Stadien IV und V, vgl. Abb. 4). Sie repräsentieren jüngere Gletschervor-

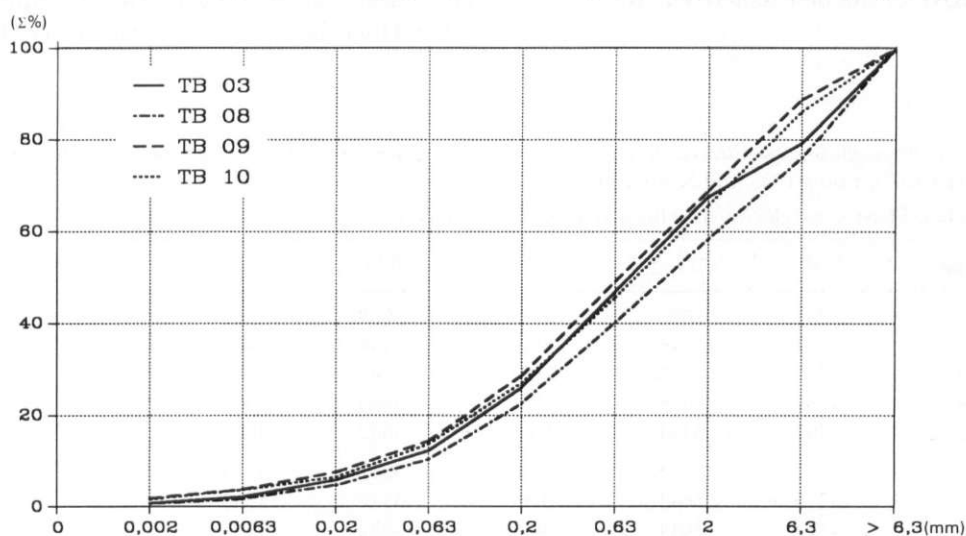


Abb. 5: Korngrößenverteilung von Feinmaterialproben aus den Seitenmoränen (San Ye Hai I-III) im oberen Hei He Tal (TB 10: San Ye Hai I, TB 09: San Ye Hai II, TB 03 u. TB 08: San Ye Hai III)

Grain-size distribution of matrix material from the lateral moraines (San Ye Hai I-III) in the upper Hei He Valley (TB 10: San Ye Hai I, TB 09: San Ye Hai II, TB 03 a. TB 08: San Ye Hai III)

stöße und korrespondieren mit Endmoränenresten im Da Ye Hai Tal und Fe Ye Chi in 3280 bzw. 3350 m Höhe (Abb. 3). Darüber hinaus sind in den engen Tälern unterhalb 3000 m keine eindeutigen Moränenreste lokalisiert worden. Auffällig ist, daß die Täler um den Ba Xian Tai sämtlich in 2900–3000 m Höhe von einer U-Talform in eine enge Kerbtalform übergehen.

Ein Problem bei der Rekonstruktion pleistozäner Vergletscherungen in den ostchinesischen Gebirgen sind bisher fehlende absolute Altersdatierungen glazialer Ablagerungen. Eine Probe aus der innersten Seitenmoräne (San Ye Hai III) im Hei He Tal ergab ein TL-Alter von $19\,000 \pm 2\,100$ yr B. P. (XAL 069). Kolluvial verlagertes Lößmaterial aus dem San Ye Hai Kar (3480 m) erbrachte ein TL-Alter von $6\,000 \pm 700$ yr B. P. (XAL 070). Eine dritte Datierung aus dem Hei He Tal lieferten Holzkohlestücke aus einem 180 cm mächtigen, schluffig-feinsandigen Kolluvium oberhalb des San Qin Chi Sees (3050 m). Die in 0,85–0,95 m Tiefe gefundene Holzkohle wies ein Radiokarbonalter von $4\,410 \pm 275$ yr B. P. ($3\,495$ – $2\,615$ cal yr B. C., HV 16842) auf.

Demnach ist die Akkumulation der Seitenmoränenwälle I–III auf der Taibai Shan Südseite in die Zeit vor 18 000 yr B. P. zu stellen, während die (End) Moränen IV und V unterhalb des Yü Huang Chi Alter zwischen $19\,000 \pm 2\,100$ und $6\,000 \pm 700$ yr B. P. aufweisen müssen und Rückzugsstadien markieren. Hinweise auf spät- oder neoglaziale Vereisungen im Taibai Shan fehlen, ein Befund, der durch die TL-Datierung XAL-70 aus dem San Ye Hai Kar gestützt wird.

Die Ausdehnung der jungpleistozänen Vergletscherung im Taibai Shan

Die Berechnung der Gletscher-Schneegrenzen stößt im Taibai Shan wegen der z. T. zerstörten Endmoränen unterhalb 3100 m auf Schwierigkeiten. Für die Berechnung der Gletscher-Schneegrenzen wurden daher im Fall fehlender oder zerstörter Endmoränen die tiefsten Seitenmoränenreste zu Hilfe genommen. Der sich daraus ergebende Fehler ist nach den Geländebeobachtungen und in Anbetracht der insgesamt geringen Gletscherausdehnung als unbedeutend anzusehen. Er dürfte nur wenige Höhenmeter Unterschied in der Schneegrenzhöhe betragen.

Anhand der geeigneten Bereiche in den Tälern um den Ba Xian Tai lassen sich im Taibai Shan die in Tabelle 1 angegebenen Gletscher-Schneegrenzen nach den Methoden von v. HÖFER (1879), LOUIS (1955) und KUHLE (1986) ermitteln. Die relativ geringen Höhenunterschiede zwischen den nach diesen drei Methoden errechneten Schneegrenzwerten ergeben sich aus der geringen Ausdehnung der einzelnen Gletscher und dem überwiegend flachen Relief.

Unter Berücksichtigung der jeweiligen methodeneigenen Fehler muß die Gletscher-Schneegrenze im Fall der tiefsten Moränen Fe Ye Chi I und San Ye Hai I in einer Höhe zwischen 3250 und 3300 m lokalisiert werden. Für die jüngeren Moränenwälle Fe Ye Chi II und San Ye Hai II ist eine Höhenlage der Gletscher-Schneegrenze zwischen 3330 und 3380 m Höhe sehr wahrscheinlich. Auffällig sind die ähnlichen Höhenlagen der Moränen San Ye Hai III und

Tabelle 1: Errechnete jungpleistozäne Gletscher-Schneegrenzhöhenlagen im Taibai Shan Massiv (nach den Berechnungsmethoden von v. HÖFER 1879, LOUIS 1955 und KUHLE 1986)

Calculated late-Pleistocene glacier-snowlines in Taibai Shan massif

Gletschername	Gpfl.	ØGpfl.	Gl.End.	HÖFER	LOUIS	KUHLE	Mittelwert
San Ye Hai 1	3767	3676	2850	3263	3309	3299	3290
San Ye Hai 2	3767	3676	3000	3338	3384	3340	3354
San Ye Hai 3	3767	3676	3050	3363	3409	3372	3381
San Ye Hai 4	3767	3676	3250	3463	3509	3455	3476
San Ye Hai 5	3767	3724	3340	3532	3554	3526	3537
Fe Ye Che 1	3715	3644	2900	3272	3308	3304	3295
Fe Ye Che 2	3715	3644	3000	3322	3358	3338	3339
Fe Ye Che 3	3715	3644	3070	3357	3393	3377	3376
Da Ye Hai	3767	3663	3280	3472	3524	3488	3494
San Guan Dien	3767	3701	3350	3526	3559	3518	3534

Abkürzungen: Gpfl.: Höchster Gipfel (m); ØGpfl.: Mittl. Gipfelhöhe (m); Gl. End.: Gletscherende (m)

Fe Ye Chi III, San Ye Hai IV und Da Ye Hai bzw. San Ye Hai V und San Guan Dien, deren jeweilige, in Tabelle 1 errechnete Gletscher-Schneegrenzlagen miteinander korrelieren.

In jedem Fall hat die jungpleistozäne Gletscher-Schneegrenze im Taibai Shan unterhalb der von v. WISSMANN (1937a, 257) angegebenen Schneegrenzlage von 3500 m gelegen. Die Differenz zwischen der hier errechneten tiefsten Schneegrenzlage von 3250–3300 m und der von v. WISSMANN angegebenen Höhenlage (3500 m) resultiert aus der von FENZEL (1936) mit 4000 m falsch angegebenen Gipfelhöhe des Ba Xian Tai (3767 m). Gegenüber der oben für den Qinling Shan angenommenen rezenten Schneegrenze zwischen 4300 und 4600 m Höhe bedeutet die Lage der vorzeitlichen Gletscher-Schneegrenze zwischen 3250 und 3300 m eine maximale Absenkung der vorzeitlichen Schneegrenze zwischen 1000 und 1350 m.

Die Lage der Moränen zueinander, ihr ähnlich guter Erhaltungszustand und die jeweils berechneten Schneegrenzniveaus lassen ein nahezu gleiches Alter der Moränenwälle San Ye Hai II und III sowie Fe Ye Chi II und III im Hei He- bzw. Fe Ye Chi Tal vermuten, während die mächtigeren und stärker verwitterten, äußeren Seitenmoränen San Ye Hai I und Fe Ye Chi I augenscheinlich einer älteren jungpleistozänen Vergletscherungsphase angehören (ROST 1992). Diese beiden Vereisungsphasen, Taibai I und Taibai II, wurden möglicherweise durch ein Interstadial getrennt.

Die Existenz von zwei jungpleistozänen Kaltzeiten in Nord- und West-China beschreiben AN ZHISHENG et al. (1991), LI JIJUN et al. (1991) und PORTER et al. (1992). Sie finden ihren Niederschlag vor allem in den Löß/Paläoboden-Wechseln im nördlichen Qinling Shan Vorland bzw. im zentralchinesischen Lößplateau und korrespondieren mit den marinen Sauerstoff-Isotopen Stadien 2 und 4 der marinen Sauerstoff-Isotopen Kurve (SPECMAP Isotopen Kurve, IMBRIE et al. 1984). Auch LIU TUNGSHENG et al. (1985) verweisen nach Befunden aus den zentralchinesischen Lößprofilen auf zwei jungpleistozäne, trocken-kalte Klimaphasen während der Zeiträume 95 000–50 000 yr B. P. und 25 000–10 000 yr B. P., die durch eine kühl-gemäßigte Klimaphase unterbrochen wurden.

Das Einzugsgebiet der Gletscher im Taibai Shan lag zweifelsohne auf dem 3767 m hohen Ba Xian Tai und dem (West-)Po Ma Liang Rücken. Mit mittleren Höhenlagen zwischen 3350 und 3600 m liegt der Po Ma Liang Rücken nur wenige hundert Höhenmeter oberhalb der vorzeitlichen Gletscher-Schneegrenzen

und muß bei Schneegrenzlagen unterhalb 3400 m Höhe zwangsläufig verfirnt gewesen sein. Transfluenzpässe zwischen den Tälern um den Ba Xian Tai und die Gletscherschrammen auf dem Po Ma Liang Rücken sind deutliche Hinweise auf eine Plateauvergletscherung dieser Bereiche während der jeweiligen Vereisungsmaxima.

Im Fall der Gletscher in den Tälern Hei He, Fe Ye Chi, San Guan Dien, Hong Shui He und Da Ye Hai handelt es sich um maximal 2,5 km² große Ausläufer dieser Plateauvergletscherung. Bei den Breitbodengletschern am (Ost-)Po Ma Liang Grat (3616–3731 m) handelte es sich dagegen um kleine Hängegletscher, die sich aufgrund des ungünstigen Steilreliefs und der Höhenlage des Nährgebietes knapp oberhalb der Gletscher-Schneegrenzniveaus nicht zu größeren Ausläufergletschern entwickeln konnten. Die im Vergleich zur Taibai Shan Südseite geringere Vergletscherungsfläche auf der Nordseite (z. B. Da Ye Hai Tai) beruht ebenfalls auf der reliefbedingten Ungunst des Nährgebietes auf der steilen Nordseite.

Im Untersuchungsraum sind unter den aktuellen klimatischen Verhältnissen Winde aus nördlichen und nordwestlichen Richtungen vorherrschend. Die mächtige Lößbedeckung der Qinling Shan Nordseite, die Akkumulation von jungpleistozänem Löß im Taibai Shan und die rapide Abnahme der Lößbedeckung südlich der Qinling Shan Hauptkette zeigen, daß eine ähnliche Luv-Lee Situation wie heute auch während der letzten Kaltzeit bestand. Daraus läßt sich ableiten, daß unter ähnlichen jungpleistozänen Windrichtungsverhältnissen die leeseitige, flachreliefierte Taibai Shan Südseite für die Schneeakkumulation günstiger als die steilere, luvseitige Nordseite gewesen ist.

Während der jeweiligen Initial- bzw. Endphasen der Vergletscherungen lagen weite Teile der Po Ma Liang zwangsläufig unterhalb der Schneegrenze, so daß sich im Bereich des Ba Xian Tai und seiner 3683–3731 m hohen Nebengipfel kleine Kargletscher bilden konnten. Ausgangspunkte dieser Kargletscher bildeten die Kare Er Ye Hai und Da Ye Hai. Die Endmoränen im Hei He Tal, Fe Ye Chi und Da Ye Hai oberhalb 3250 m, müssen solchen Rückzugsstadien der Kargletscher gegen Ende der letzten Vereisung zugeordnet werden.

Schlußbetrachtung

Für das nördliche Qinling Shan Vorland gibt LIU KAMBUI (1988, zit. in ROST 1992) aufgrund der bei

Tabelle 2: Vergleich rezenter und jungpleistozäner Höhengrenzen im Helan Shan (Innere Mongolei/Ningxia), Minshan (NW-Sichuan) und Qinling Shan (Shaanxi)

Comparison of various present and former altitude lines in the Helan Shan (Inner Mongolia/Ningxia), Minshan (NW-Sichuan) and Qinling Shan (Shaanxi)

Höhengrenze	Helan Shan	Min Shan	Qinling Shan
Waldgrenze (rezent)	3100	3800	3300-3350
Schneegrenze (rezent)	(>4200)	4800-5000	(>4300)
Schneegrenze (jungpleistozän)	3000-3100	4000	3250-3300
Nivale Untergrenze (rezent)	-	4300(?)	-
Nivale Untergrenze (jungpleist.)	2700	?	2700-2900
Periglaziale Untergrenze (rezent)	2900	3800-4000	3400
Periglaziale Untergrenze (jungpleist.)	2300	?	2200-2300

Beizhuangcun (Bezirk Weinan) gefundenen und auf $23\,100 \pm 850$ yr B. P. und $30\,900$ bzw. $26\,000$ yr B. P. datierten Holzreste (*Picea wilsonii*) eine letztglaziale Absenkung der Jahresmitteltemperaturen zwischen 8° und 10°C an. Anhand der Moränenendlagen und der vorzeitlichen Absenkung der Gletscher-Schneegrenze im Taibai Shan läßt sich im zentralen Qinling Shan eine ungefähre Absenkung der Jahresmitteltemperatur zwischen $5,5^\circ$ und 7°C während der Taibai I- bzw. Taibai II Vergletscherungsstände ableiten.

Im nordöstlichen China war der Sommermonsun während der pleistozänen Kaltzeiten abgeschwächt (vgl. PORTER et al. 1992). Bei einer sehr wahrscheinlichen Jahresniederschlagsmenge von unter 1500 mm und mittleren Jahres(luft)temperaturen unter -7°C im Bereich der jeweiligen Schneegrenzen muß es sich bei der Plateauvergletscherung im Taibai Shan um relativ kalte und kontinentale Gletscher i. S. von SHI YAFENG et al. (1988) gehandelt haben.

Vergleicht man die Befunde im zentralen Qinling Shan mit Untersuchungsergebnissen aus den benachbarten Gebirgen Qilian Shan (Gansu/Qinghai), Helan Shan (Innere Mongolei/Ningxia) und Minshan (NW Sichuan), so zeigen sich deutliche Parallelen:

Im östlichen Qilian Shan lag die Schneegrenze zur Zeit der jüngeren (jungpleistozänen?) Vereisung auf den nordexponierten Gletschern in Höhen zwischen 3050 und 3375 m (KUHLE 1987), während REN BINGHUI (1980) eine jungpleistozäne Schneegrenzelage im Lenglong Ling Massiv ($37^\circ42'\text{N}/101^\circ30'\text{E}$) zwischen 3300 und 3400 m beschreibt. Für den nordwestlich des Qinling Shan gelegenen Helan Shan (3556 m) gibt HOFMANN (1992) eine letztglaziale Schneegrenze in 3000 - 3100 m Höhe an. Im Minshan war die jungpleistozäne Schneegrenze nach Auffassung von TANG BANGXING et al. (1990) um mindestens 1000 m gegen-

über heute abgesenkt und lag in etwa 4000 m Höhe. Die Tabelle 2 erlaubt einen regionalen Vergleich der rezenteren und jungpleistozänen Höhengrenzen im zentralen Qinling Shan (ROST 1992) mit den Untersuchungsergebnissen aus den benachbarten Gebirgen Helan Shan (HOFMANN 1992) und Minshan (TANG BANGXING et al. 1990).

Die Befunde aus dem Taibai Shan zeigen, daß während des Jungpleistozäns im Qinling Shan nur Höhenlagen oberhalb 3000 m vergletschert waren. Ergänzende Untersuchungen, u. a. im bis 2150 m hohen Huashan Massiv ($34^\circ29'\text{N}/110^\circ05'\text{E}$), dem Gebiet um Zhashui ($33^\circ38'\text{N}/108^\circ54'\text{E}$) und dem über 2600 m hohen Zhongnan Shan Massiv ($33^\circ55'\text{N}/109^\circ02'\text{E}$), ergaben keine Hinweise auf weitere pleistozäne Vergletscherungen in Höhenlagen unterhalb 2600 m (ROST 1992), so daß die eingangs erwähnten Befunde von LIU YOUJIN et al. (1984) und WANG GUIZENG (1984) über vier ausgedehnte pleistozäne Vereisungen im Qinling Shan zumindest im Hinblick auf die Vergletscherungsausdehnung zweifelhaft bleiben.

Im Gegensatz zu der Auffassung von LEE (1939) und SUN TIENCHING (1961, Abb. 1) konnten im Huashan Massiv (östlicher Qinling Shan) weder glazigene Erosionsformen, noch Moränen oder glazifluviatile Schotterfluren lokalisiert werden. Schuttakkumulationen in den Tälern erwiesen sich als Hangschuttbildungen oder relativ unklassierte, fluviatile Ablagerungen. Ein Herabreichen pleistozäner Vergletscherungen bis in das nördliche Qinling Shan Vorland (450 m ü. M.), wie es LEE (1939) im Bereich des Huashan vermutet, ist auszuschließen.

Angesichts der Ergebnisse aus dem Helan Shan und dem Qinling Shan bleiben mögliche jungpleistozäne Vergletscherungen in den übrigen Gebirgen und Bergländern Nordost-Chinas umstritten. Sie sind aber insbesondere für den nordöstlich des Qinling

Shan gelegenen, 3058 m hohen Wutai Shan (Provinz Shanxi) nicht auszuschließen. Dagegen muß die Existenz pleistozäner Vergletscherungen in den nordostchinesischen Bergländern unter 2000 m Gipfelhöhe (z. B. Xishan, Hengshan, Taishan) verneint werden (vgl. KOZARSKI 1963, SHI YAFENG 1992).

Danksagung

Die Untersuchungen wurden dankenswerterweise vom Deutschen Akademischen Austauschdienst (DAAD), der Studienstiftung des deutschen Volkes, dem Land Niedersachsen (Graduiertenförderung) und der Staatlichen Erziehungskommission der VR China finanziell unterstützt. Die TL-Datierungen wurden vom Xi'an Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Academia Sinica, durchgeführt. Die Radiokarbondatierung erfolgte durch Prof. Dr. M. E. GEYH, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung in Hannover.

Literatur

- AN, Z. S., KUKLA, G. J., PORTER, S. C. u. XIAO, J.: Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130,000 years. In: *Quaternary Research* 36, 1991, 29-36.
- DERBYSHIRE, E.: Lushan Dilemma: Pleistocene glaciation south of the Chang Jiang (Yangtze River). In: *Z. F. Geomorph.*, N. F. 27, 1983, 445-471.
- : A History of Glacial Stratigraphy in China. In: *Quaternary Science Review* 6, 1987, 301-314.
- DERBYSHIRE, E. u. EVANS, I. S.: The climatic factor in cirque variation. In: DERBYSHIRE, E. (Ed.): *Geomorphology and Climate*. Bristol 1976, 447-494.
- FENZEL, G.: Der Taipeshan. In: *Ostasiatische Rundschau* 24, 1936, 661-666.
- HÖFER, H. v.: Gletscher und Eiszeitstudien. In: *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, Math.-Phys. Kl. I*, 79, 1879, 331-367.
- HÖVERMANN, J. u. HÖVERMANN, E.: Pleistocene and holocene geomorphological features between the Kunlun Mountains and the Taklimakan Desert. In: *Die Erde, Erg.-H.* 6, 1991, 51-73.
- HOFMANN, J.: Investigations on present and former periglacial, nival and glacial features in Central Helan Shan (Inner Mongolia/PR. China). In: *Z. Geomorph. N. F.*, Suppl.-Bd. 86, 1992, 139-154.
- IMBRIE, J., HAYS, J. D., MARTINSON, D. G., MCINTYRE, A., MIX, A. C., MORLEY, J. J., PISIAS, M. D., PRELL, W. L. u. SHACKLETON, N. J.: The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine ^{18}O -record. In: BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G. u. SALTZMAN (Eds.): *Milankovitch and Climate*, Part 1. Dordrecht 1984, 269-305.
- JIANG, C. u. SUN, J. T.: An Approach to Quaternary Glacier Theory in Eastern China. In: *Abstracts of XIII. INQUA-Congress*. Beijing 1991, S. 154.
- KOZARSKI, S.: Problem of Pleistocene Glaciations in the Mountains of East China. In: *Z. F. Geomorph.*, N. F. 7, 1963, 48-70.
- KUHLE, M.: Schneegrenzberechnung und typologische Klassifizierung von Gletschern anhand spezifischer Reliefparameter. In: *Petermanns Geogr. Mitt.* 130, 1986, 41-51.
- : The Problem of a Pleistocene Glaciation in the Northeastern Qinghai-Xizang Plateau. In: HÖVERMANN, J. u. WANG, W. Y. (Eds.): *Reports on the Northeastern Part of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau*. Beijing 1987, 250-315.
- LEE, J. S.: *The Geology of China*. London 1939.
- LEHMKUHL, F.: Breitböden als glaziale Erosionsformen. Ein Beitrag über Vergletscherungstypen im Qilian Shan und Kunlun Shan. In: *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* 26, 1992 (im Druck).
- LI, J. J., ZHU, J. J., ZHOU, S. Z., KANG, J. C., PAN, B. T. u. CHEN, F. H.: The Last Glaciation in the Monsoon Asia. In: *Abstracts International Union for Quaternary Research (INQUA), XIII. Congress*. Beijing 1991, S. 195.
- LIMPRICHT, W.: Botanische Reisen in den Hochgebirgen Chinas und Ost-Tibets. In: *Repertorium specierum novarum regni vegetabilis*, Beihefte 12, 1922.
- LIU, T. S. et al.: *Loess and the Environment*. Beijing 1985.
- LIU, Y. M., WANG, J. H. u. CHEN J. G.: On the Number of Times and Character of Glaciations in the Qinling Range. In: *Bulletin of Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources* 9, 1984, 87-98.
- LOUIS, H.: Schneegrenze und Schneegrenzberechnung. In: *Geographisches Taschenbuch 1954/1955*. Wiesbaden 1955, 414-418.
- PORTER, S. C., AN, Z. S. u. ZHENG, H. B.: Cyclic Quaternary Alluviation and Terracing in a Nonglaciated Drainage Basin on the North Flank of the Qinling Shan, Central China. In: *Quaternary Research* 38, 1992, 157-169.
- QI, C. H., GAN, Z. M., XI, Z., ZHAO, G. G. u. CHEN, W.: Basic characteristics of the glacial landforms on the Mount Tai-Bai and its near areas. In: *Journal of Shaanxi Teachers University* 4, 1985, 53-70.
- REN, B. H.: On the problem of quaternary glaciation and periglacial phenomena in mountains near Lanzhou. In: *Glacier and Cryopedology* 3, 1980, 19-25.
- ROST, K. T.: Geomorphologische Höhenstufen im Qinling Shan (VR China) unter besonderer Berücksichtigung der jungpleistozänen Vergletscherungen. *Göttinger Geogr. Abh.* 97. Göttingen 1992.
- ROST, K. T. u. MA, Z. M.: Glacial Relics and its Survey in Taibai Shan (Shaanxi). In: WANG, W. Y. (Ed.): *Beiträge zum Vermessungs- und Kartenwesen 1990*. Xi'an Cartographical Publishing House. Xi'an 1991, 159-174.

- SCHMITTHENNER, H.: Der Wutaishan. In: Mitt. d. Ges. für Erdkunde Leipzig 50, 1929, 5-22.
- SHI, Y. F.: Glaciers and glacial geomorphology in China. In: Z. f. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. 86, 1992, 51-63.
- SHI, Y. F. u. LI, J. J.: Glaciological research of the Qinghai-Xizang Plateau in China. In: Geological and ecological studies of the Qinghai-Xizang Plateau, Bd. 2 (Proceedings of a Symposium on Qinghai-Xizang Plateau, Beijing 1980), 1981, 1589-1597.
- SHI, Y. F. et al.: Map of Snow, Ice and Frozen Ground in China, 1:4 Mio., Explanations. Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Academia Sinica. Beijing 1988.
- STÄBLEIN, G.: Grobsediment-Analyse als Arbeitsmethode der genetischen Geomorphologie. Würzburger Geographische Arbeiten 27. Würzburg 1970
- SUN, T. C.: Beobachtungen von quartären Vereisungsspuren in der Volksrepublik China. In: Berichte der Geol. Ges. der DDR 6, 1961, 181-193.
- TANG, B., LI, J. u. LIU, S. J.: Basic Features of Glacial Landforms in the Minshan Mountains. Unveröff. Manuskript, 1990.
- TIAN, Z. S.: Once More Investigating about the Traces of Quaternary Glaciation of the Taibai Mountain in Shaanxi Province. In: LI, J. J. et al. (Eds.): Evolution of Mountain Glaciers and the Quaternary Glaciations. Journal of Lanzhou University, Erg.-H. 12, 1984, 73-84.
- WANG, G. Z.: A Sketch of Quaternary Glaciation in Eastern Qinling. In: Geology of Shaanxi 2, 1984, 47-62.
- WISSMANN, H. v.: Die quartäre Vergletscherung in China. In: Zeitschrift der Ges. f. Erdkunde 7/8, 1937, 241-262.