

Sonderdruck aus

C o l l o q u i u m G e o g r a p h i c u m

ISSN 0588 – 3253

Herausgegeben von H. Hahn, W. Kuls und W. Lauer

Schriftleitung: H. - J. Ruckert

Band 16

STUDIA GEOGRAPHICA

Festschrift

WILHELM LAUER zum 60. Geburtstag

Herausgegeben von

WOLFGANG ERIKSEN



1983

In Kommission bei

FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN

—Dümmlerbuch 7416 —

FÜHRT DIE QUARTÄRFORSCHUNG ZU NICHT-AKTUALISTISCHEN MODELLVORSTELLUNGEN IN DER GEOMORPHOLOGIE?

mit 13 Abbildungen

KLAUS HEINE

"The present is not a master key to all past environments although it may open the door to a few. The majority of past environments differ in some respect from modern environments. We must therefore be prepared, and have the courage, to develop non-actualistic models unlike any that exist today."

(READING, H.G. 1979, zit. nach DOUGLAS 1980).

1. Einleitung

Die Erforschung der Reliefgenerationen ist eine Hauptaufgabe der Geomorphologie (BÜDEL 1977, 197). Geomorphologen bedienen sich bei der Erforschung der Reliefgenerationen des r a u m - z e i t l i c h e n Großvergleichs (BÜDEL, 1977, 197). Dieser besteht darin, daß auf dem heutigen Festland eine klimamorphologische Zone gesucht wird, die hinsichtlich ihrer Formenwelt mit der zu erklärenden fossilen Reliefgeneration vergleichbar ist und in der die Bildungsmechanismen, die die Formen bewirken, heute auftreten und erfaßbar sind (BÜDEL 1977, 197). Auch LOUIS & FISCHER (1979, 613ff.) bedienen sich in ihrer Allgemeinen Geomorphologie des raum-zeitlichen Vergleichs, indem sie die Erkenntnisse der Prozeß-Geomorphologie, die die gegenwärtige Anlage der größten Formen und der feineren Oberflächenformen darstellt, auf die Formenmannigfaltigkeit von Reliefgenerationen und die Vergesellschaftung von Anteilen verschiedener Reliefgenerationen übertragen. Die Autoren der genannten Lehrbücher sind sich bewußt, daß dem aktualistischen Prinzip in der klimagenetischen geomorphologischen Forschung Grenzen gesetzt sind (vgl. auch RATHJENS 1971, 10-12), jedoch ist das aktualistische Prinzip — kritisch angewendet — nach WILHELMY (1974, 45) die bisher erfolgreichste Methode zur Differenzierung der in Phasen unterschiedlicher Klimabedingungen entstandenen Formengruppen.

1970 weist ROHDENBURG nachdrücklich darauf hin, daß aktualistische Paläoklima-Konzeptionen durch nicht-aktualistische Paläoklima-

Konzeptionen ergänzt werden müssen; seine Überlegungen führen zu dem Modell morphodynamischer Aktivitäts- und Stabilitätszeiten. Andere Aspekte der Reliefentwicklung zeigen BRUNSDEN & THORNES (1979) und BRUNSDEN (1980) auf: Die räumlichen Unterschiede der Landschaftssensitivität ergeben einmal charakteristische stabile Formen dort, wo Änderungsimpulse weniger häufig auftreten als Zeit für Anpassung an sie vorhanden ist, und andererseits entstehen instabile Übergangsformen dort, wo Impulse mit größerer Häufigkeit eingreifen; Gebiete, die nur träge auf Änderungen reagieren, zeigen Reliefpersistenz, während sensitive Gebiete sowohl charakteristische als auch Übergangsformen enthalten (BRUNSDEN 1980, 16). Ein *klimatisch spezifisches Relief* stellt DOUGLAS (1980) in Frage, wenn er die Grundannahme der klimatischen Geomorphologie bezweifelt, daß nämlich die Klimaelemente über eine ausreichend lange Zeit hinweg so stabil sein können, daß ein klimaspezifisches Relief entsteht.

Die wenigen genannten Hinweise mögen zeigen, daß die Geomorphologen in der Vergangenheit die Oberflächenformen zu erklären versuchten, indem sie die Bildungsmechanismen durch "geologische Zeiten" verfolgten. Heute haben viele Geomorphologen diesen Weg bereits verlassen, da sie zu erkennen glaubten, daß die "Details" der Reliefentwicklung eine bessere Erklärung verlangen. Doch häufig läßt der Mangel an "facts" keine Entscheidungen zu und verbietet zugleich die Fortführung der hypothetischen Erörterungen (ROHDENBURG 1970, 94).

Im folgenden werden Beobachtungen mitgeteilt, die zu nicht-aktualistischen Modellvorstellungen führen; diese jedoch können für die Lösung scheinbarer Gegensätze von Bedeutung sein.

2. Beispiel: Gletscherschwankungen

2.1. Befunde

Beobachtungen aus den Hochgebirgen aller Erdteile belegen Gletscherschwankungen während der Kleinen Eiszeit; die meisten Gletscher hatten im 17., 18. oder 19. Jahrhundert ihre letzte maximale holozäne Ausdehnung und schmolzen seitdem schnell zurück (PORTER 1981 a; J.M. GROVE 1979). Ausgehend von diesen Beobachtungen wurde gefolgert, daß die Gletscher feinfühlige Klimaindikatoren seien und daß Gletscherschwankungen weltweit mehr oder weniger synchron auftreten müssen, sofern sie weltweite Klimafluktuationen bzw. Klimaschwankungen repräsentieren. Erst infolge der in den letzten Jahren zunehmenden Datenfülle über absolute Datierungen von Gletscherschwankungen wird deutlich, daß eine zeitliche Parallelisierung der Gletschervorstöße weltweit nicht möglich ist, weder für das noch recht gut erforschte Holozän (Abb. 1), noch für das Spätpleistozän (vgl. HEINE 1977).

Da geomorphologische Befunde (z.B. der Nachweis und die Datierung von Gletscherschwankungen mittels glazialmorphologischer Untersuchungen) häufig

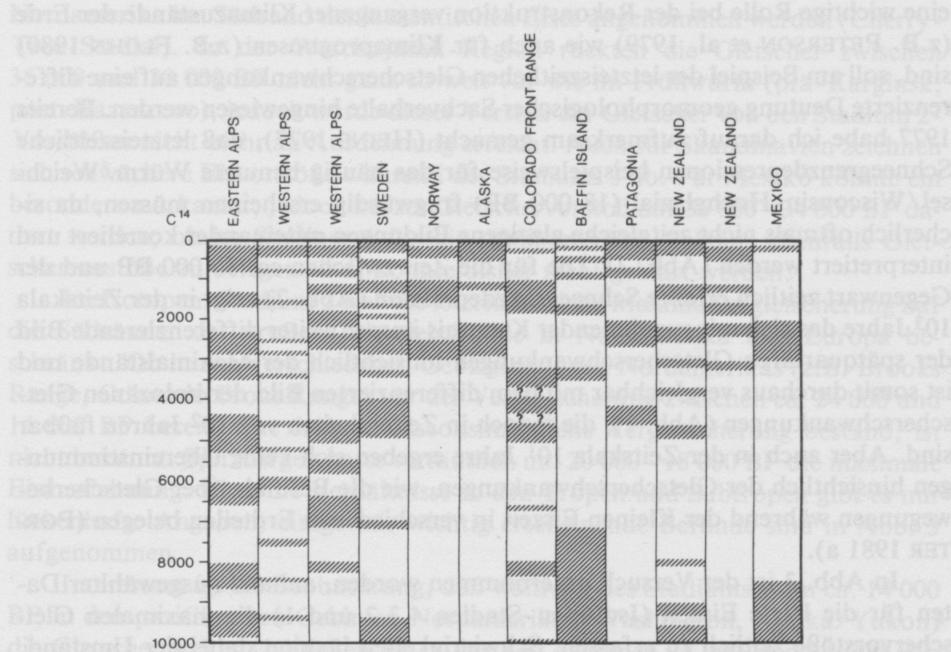


Abb. 1: Gletscherschwankungen im Holozän. Nach verschiedenen Autoren zusammengestellt von J.M. GROVE (1979, 41), geringfügig ergänzt.

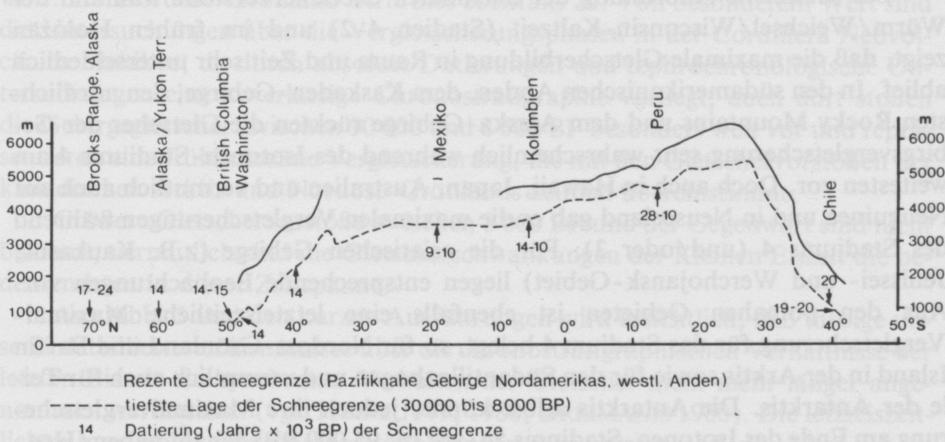


Abb. 2: Rezente und jungquartäre Schneegrenze in Nord- und Südamerika (vgl. HEINE 1977, 170).

eine wichtige Rolle bei der Rekonstruktion vergangener Klimazustände der Erde (z.B. PETERSON et al. 1979) wie auch für Klimaprognosen (z.B. FLOHN 1980) sind, soll am Beispiel der letzteiszeitlichen Gletscherschwankungen auf eine differenzierte Deutung geomorphologischer Sachverhalte hingewiesen werden. Bereits 1977 habe ich darauf aufmerksam gemacht (HEINE 1977), daß letzteiszeitliche Schneegrenzdepressionen beispielsweise für das häufig benutzte Würm/Weichsel/Wisconsin-Hochglazial (18 000 BP) fragwürdig erscheinen müssen, da sicherlich oftmals nicht zeitgleiche glazigene Bildungen miteinander korreliert und interpretiert werden (Abb. 2). Die für die Zeit zwischen ca. 30 000 BP und der Gegenwart zeitlich erfaßte Schneegrenzdepression (Abb. 2) zeigt in der Zeitskala 10^3 Jahre das sich mit zunehmender Kenntnis immer weiter differenzierende Bild der spätquartären Gletscherschwankungen hinsichtlich der Maximalstände und ist somit durchaus vergleichbar mit dem differenzierten Bild der holozänen Gletscherschwankungen (Abb. 1), die jedoch in Zeiteinheiten von 10^2 Jahren faßbar sind. Aber auch in der Zeitskala 10^1 Jahren ergeben sich keine Übereinstimmungen hinsichtlich der Gletscherschwankungen, wie die Befunde über Gletscherbewegungen während der Kleinen Eiszeit in verschiedenen Erdteilen belegen (PORTER 1981 a).

In Abb. 3 ist der Versuch unternommen worden, anhand ausgewählter Daten für die letzte Eiszeit (Isotopen-Stadien 4,3,2 und 1) die maximalen Gletschervorstöße zeitlich zu erfassen. Schwierigkeiten bereitet dabei der Umstand, daß das Isotopen-Stadium 4 gar nicht und das Isotopen-Stadium 3 nur im jüngeren Teil durch Radiokarbon-Datierungen erfaßt werden kann. Somit sind die Aussagen über das Stadium 4 sehr hypothetisch. Nur in Einzelfällen ist es möglich, unter Heranziehung anderer Methoden der absoluten Datierung (z.B. $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$) genaue Alter zu ermitteln.

Die räumliche Anordnung der maximalen Gletschervorstöße während der Würm/Weichsel/Wisconsin-Kaltzeit (Stadien 4-2) und im frühen Holozän zeigt, daß die maximale Gletscherbildung in Raum und Zeit sehr unterschiedlich ablief. In den südamerikanischen Anden, dem Kaskaden-Gebirge, den nördlichsten Rocky Mountains und dem Alaska-Gebirge rückten die Gletscher der Gebirgsvergletscherung sehr wahrscheinlich während des Isotopen-Stadiums 4 am weitesten vor. Doch auch in Hawaii, Japan, Australien und vermutlich auch auf Neuguinea und in Neuseeland gab es die maximalen Vergletscherungen während des Stadiums 4 (und/oder 3). Für die asiatischen Gebirge (z.B. Kaukasus, Jenissei- und Werchojansk-Gebiet) liegen entsprechende Beobachtungen vor. Aus den polnahren Gebieten ist ebenfalls eine letzteiszeitliche Maximal-Vergletscherung für das Stadium 4 belegt, so für Nordost-Grönland und Baffin Island in der Arktis sowie für den Südantillenbogen und vermutlich auch für Teile der Antarktis. Die Antarktis selbst könnte jedoch ihre Maximalvergletscherung am Ende des Isotopen-Stadiums 5c (vor ca. 95 000 BP) gehabt haben (HOLIN 1980).

Für das Isotopen-Stadium 3 können um 35 000 BP Gletschervorstöße in

Nordamerika am Südrand des laurentischen Eises angenommen werden (Cherry-Tree-Stadial). In der Werchojansk-Region rückten die Gletscher zwischen 35 000 und 30 000 BP nicht ganz so weit vor wie im Frühwürm (prä-Karginsk, post-Kazancevo), jedoch wurde dieser Verstoß der Gletscher von den Stadium 2-Vorstößen nicht mehr an Ausdehnung erreicht. Auch für Skandinavien zeichnen sich schwächere Eisvorstöße während des Stadiums 3 ab. Für Mexiko konnte ein besonders markanter, jedoch kurzer Gletschervorstoß auf 36 000 - 34 000 BP datiert werden; ob im Stadium 4 für die mexikanischen Vulkane ebenfalls Gletschervorstöße zu belegen sind, konnte bisher nicht geklärt werden.

Im Isotopen-Stadium 2 war die letzteiszeitliche Maximalvergletscherung auf die Südränder der großen Inlandeisschilde in Nordamerika und Europa beschränkt. Ob in den verschiedenen Gebirgsregionen Nordamerikas (z.B. Brooks Range, Colorado Front Range) vor der Vergletscherung zwischen ca. 24 000 und 14 000 BP bereits eine frühere wisconsinzeitliche Vergletscherung bestand, ist nicht bekannt. Spitzbergen hatte vermutlich um 20 000 - 18 000 BP die maximale Eisausdehnung. Über die Verhältnisse in den Tropen und Subtropen gibt es nur lückenhafte Angaben; einige mir wichtig erscheinende Befunde sind in Abb. 3 aufgenommen.

Interessant ist die Beobachtung, daß während des Stadiums 2 um ca. 14 000 BP in den pazifischen Gebirgen Nordamerikas (Washington, Alaska/Yukon) die Gletscher weiter vorstießen als in der Zeit zwischen 24 000 und 14 000 BP. Auch am Nordwestrand des laurentischen Eises reichten die Gletscher erst um 13 000 - 12 000 BP am weitesten während des Stadiums 2 vor.

Im Holozän (Isotopen-Stadium 1) beginnen die Gletscher am Nordostrand des laurentischen Eises vorzustoßen und erreichen um 10 000 - 8 000 BP eine Ausdehnung, die nur von der fröhesiszeitlichen Vergletscherung übertroffen wird. Für Nordost-Grönland trifft dies ebenfalls zu. Von besonderem Wert sind die Untersuchungen über die Vergletscherungsphasen in der Cordillera Neovolcánica Mexikos, da durch absolute Datierungen und tephrochronologische Untersuchungen eine zuverlässige Chronostratigraphie vorliegt; auch dort stoßen die Gebirgsgletscher zwischen 10 000 und 8 500 BP besonders weit vor und repräsentieren eine fröhholozäne Vergletscherung, die mit den Gletschervorstößen der kanadischen Arktis und Nordost-Grönlands zeitlich übereinstimmt.

Größere Gletschervorstöße zwischen 8 000 BP und der Gegenwart sind nicht bekannt; vermutlich sind die Gletscherschwankungen der Kleinen Eiszeit die bedeutendsten in dieser Zeitspanne.

Aus Abb. 3 und den kurzen Ausführungen wird ersichtlich, daß infolge unserer detaillierteren Kenntnisse über die chronostratigraphischen Verhältnisse der letzten Eiszeit ein synchrones Verhalten der Gletscher nicht mehr länger angenommen werden darf (vgl. HEINE 1977, 1980; DREIMANIS 1980). Die letzteiszeitlichen maximalen Gletschervorstöße können sehr unterschiedliche Alter haben. Entsprechend den großen Schwankungen der Inlandeise können drei Phasen mit Eisvorstößen, die jedoch zeitlich hinsichtlich der Eisbewegungen nicht genau zu-

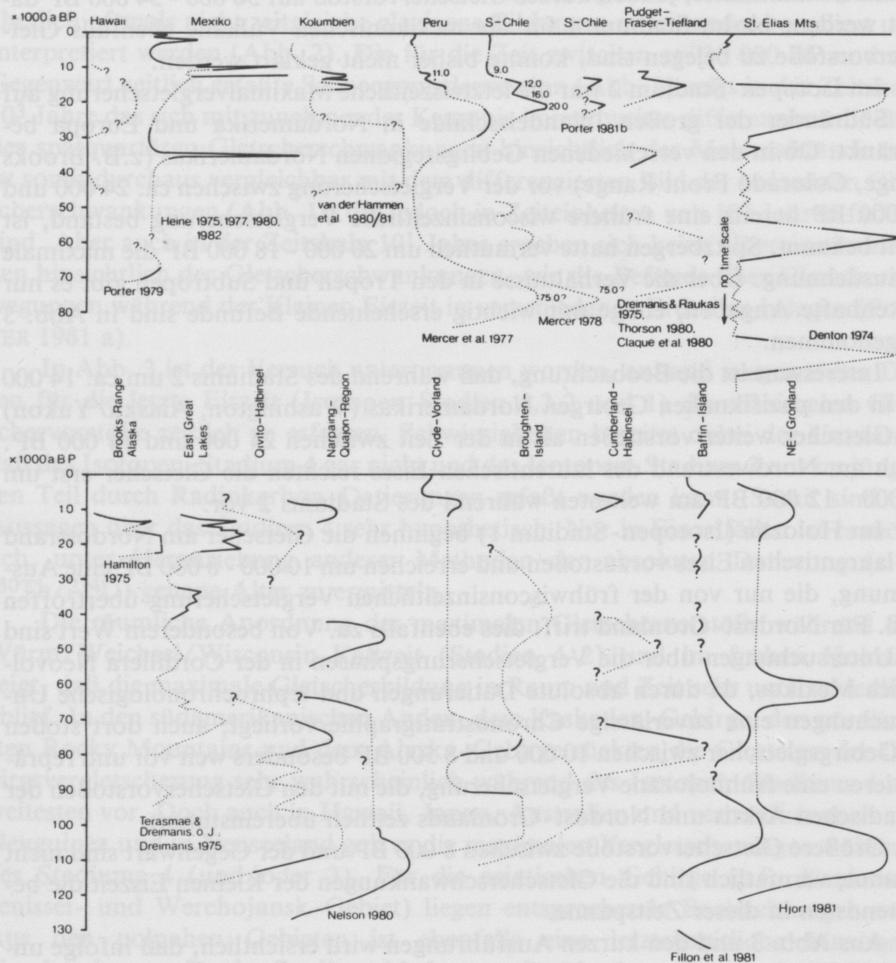
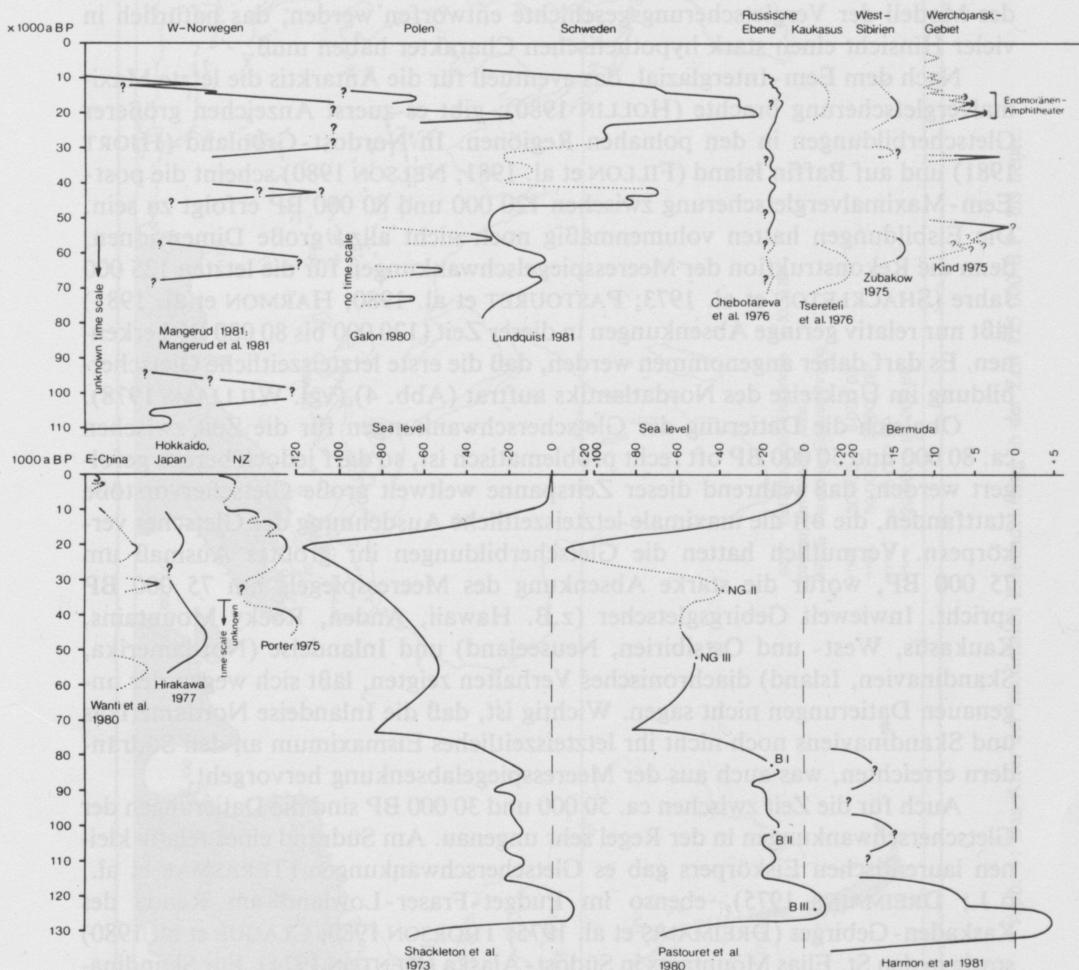


Abb. 3: Zeit-Raum-Diagramme der letzteiszeitlichen Gletscherschwankungen (ausgewählte Gebiete nach verschiedenen Autoren).
Meeresspiegelschwankungen zum Vergleich.



sammenfallen, ausgegliedert werden: (1) zwischen > 45 000 und ca. 80 000 BP, (2) zwischen ca. 30 000 und ca. 50 000 BP und (3) zwischen ca. 8 000 und ca. 25 000 BP. Das teilweise diachronische Verhalten der Gletscherbewegungen ist weniger von weltweiten großen Klimafluktuationen abhängig, als vielmehr von der Kombination einer Vielzahl lokaler und/oder regionaler Faktoren. Allein aufgrund der letzteiszeitlichen raumzeitlichen Gletscherbewegungen kann folgendes Modell der Vergletscherungsgeschichte entworfen werden, das natürlich in vieler Hinsicht einen stark hypothetischen Charakter haben muß.

Nach dem Eem-Interglazial, das eventuell für die Antarktis die letzte Maximalvergletscherung brachte (HOLLIN 1980), gibt es zuerst Anzeichen größerer Gletscherbildungen in den polnahen Regionen. In Nordost-Grönland (HJORT 1981) und auf Baffin Island (FILLON et al. 1981; NELSON 1980) scheint die post-Eem-Maximalvergletscherung zwischen 120 000 und 80 000 BP erfolgt zu sein. Die Eisbildungen hatten volumenmäßig noch nicht allzu große Dimensionen, denn die Rekonstruktion der Meeresspiegelschwankungen für die letzten 125 000 Jahre (SHACKLETON et al. 1973; PASTOURET et al. 1980; HARMON et al. 1981) läßt nur relativ geringe Absenkungen in dieser Zeit (120 000 bis 80 000 BP) erkennen. Es darf daher angenommen werden, daß die erste letzteiszeitliche Gletscherbildung im Umkreise des Nordatlantiks auftrat (Abb. 4) (vgl. WILLIAMS 1978).

Obgleich die Datierung der Gletscherschwankungen für die Zeit zwischen ca. 80 000 und 50 000 BP oft recht problematisch ist, so darf jedoch bereits gefolgert werden, daß während dieser Zeitspanne weltweit große Gletschervorstöße stattfanden, die oft die maximale letzteiszeitliche Ausdehnung der Gletscher verkörpern. Vermutlich hatten die Gletscherbildungen ihr größtes Ausmaß um 75 000 BP, wofür die starke Absenkung des Meeresspiegels um 75 000 BP spricht. Inwieweit Gebirgsgletscher (z.B. Hawaii, Anden, Rocky Mountains, Kaukasus, West- und Ostsibirien, Neuseeland) und Inlandeise (Nordamerika, Skandinavien, Island) diachronisches Verhalten zeigten, läßt sich wegen der ungenauen Datierungen nicht sagen. Wichtig ist, daß die Inlandeise Nordamerikas und Skandinaviens noch nicht ihr letzteiszeitliches Eismaximum an den Südrändern erreichten, was auch aus der Meeresspiegelabsenkung hervorgeht.

Auch für die Zeit zwischen ca. 50 000 und 30 000 BP sind die Datierungen der Gletscherschwankungen in der Regel sehr ungenau. Am Südrand eines relativ kleinen laurentischen Eiskörpers gab es Gletscherschwankungen (TERASMAE et al., o.J.; DREIMAINS 1975), ebenso im Pudget-Fraser-Lowland am Rande des Kaskaden-Gebirges (DREIMANIS et al. 1975; THORSON 1980; CLAQUE et al. 1980) sowie in den St. Elias Mountains in Südost-Alaska (DENTON 1974). Für Skandinavien liegen Beobachtungen über Gletschervorstöße aus West-Norwegen (MANGERUD 1981; MANGERUD et al. 1981) und Nord- und Südschweden (LUNDQUIST 1981) vor. In Ost-Sibirien (KIND 1975) und vermutlich auch in West-Sibirien (ZUBAKOV 1975) sind ebenfalls markante Gletschervorstöße nachgewiesen worden. Ein bedeutender Gletschervorstoß wird in China auf ca. 30 000 BP datiert (WANTI et al. 1980). Auch in Mexiko erfolgte ein Gletschervorstoß um 36 000 - 34 000 BP,

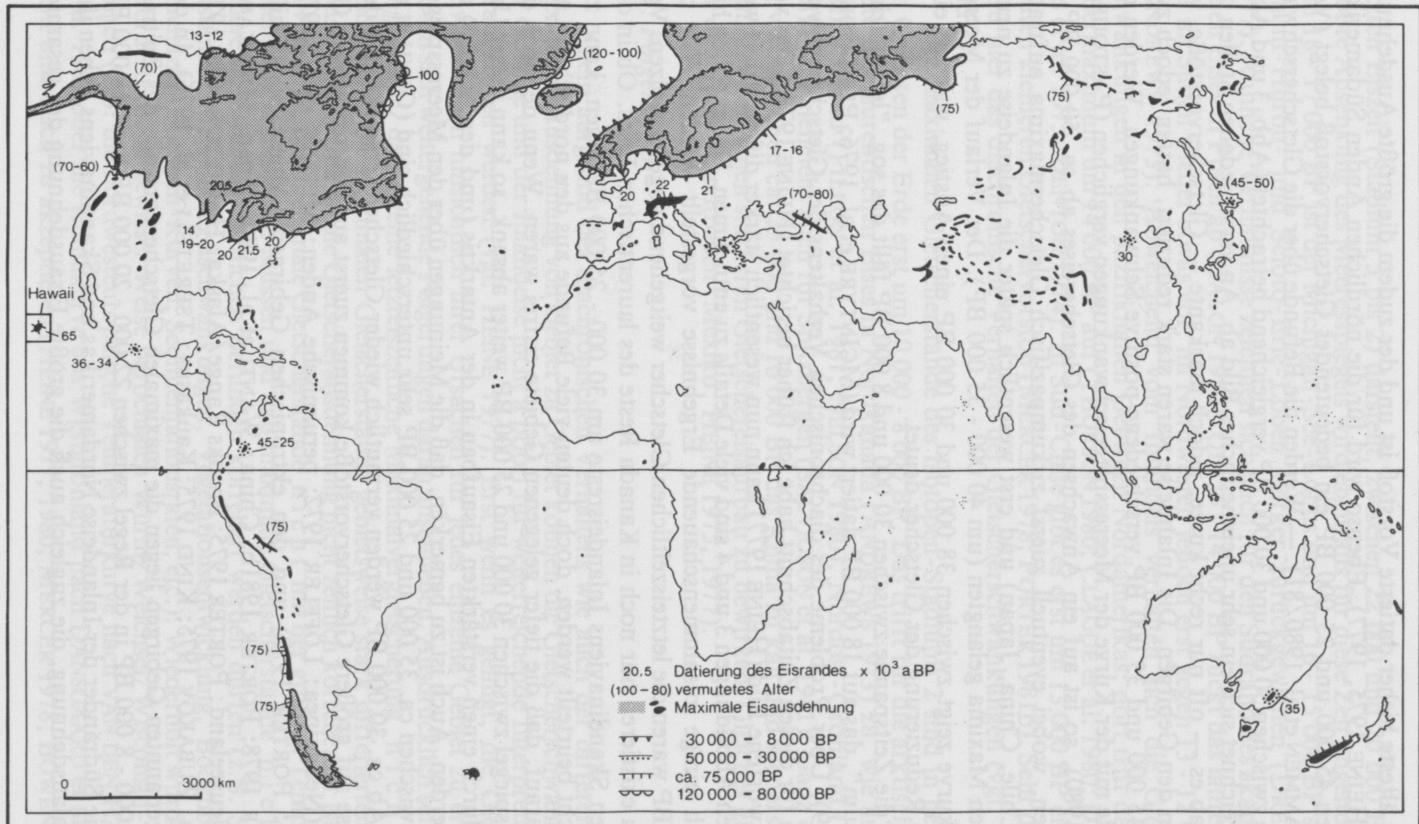


Abb. 4: Das Alter der maximalen Eisausdehnung in der Zeit 125 000 B.P. bis heute.

der der älteste bisher datierte Vorstoß ist und der zudem die größte Ausdehnung hatte (HEINE 1975, 1977). Ebenso wird für die nördlichen Anden Südamerikas zwischen 45 000 und 25 000 BP ein bedeutender Gletschervorstoß belegt (VAN DER HAMMEN et al. 1980/81). — Werden die Befunde über die Gletscherschwankungen zwischen 50 000 und 30 000 BP vergleichend betrachtet (Abb. 3 und Abb. 4), so zeichnet sich ein sehr uneinheitliches Bild ab. An verschiedenen Stellen der Erde gab es — oft nur recht kurze, jedoch markante — Gletschervorstöße, vor allem in den Gebirgen. Die Inlandeise waren stark reduziert, hatten jedoch zwischen 45 000 und 35 000 BP verschiedene positive Schwankungen. Werden die Befunde mit der Kurve der Meeresspiegelschwankungen verglichen (PASTOURET et al. 1980), so ist auf ein Anwachsen des Gletschereises ab ca. 50 000 BP zu schließen, wobei eventuell zuerst zirkumpazifisch Gletschermaxima auftraten (Süd-Chile, China, Japan) und erst wesentlich später die Inlandeise zu neuen kleineren Maxima gelangten (um 40 000 - 35 000 BP). Der Verlauf der Meeresspiegelkurve zeigt zwischen 38 000 und 30 000 BP einen Anstieg, was auf eine weitere Reduzierung der Gletscher deutet.

In die Zeitspanne zwischen 30 000 und 8 000 BP fällt das sog. "letztglaziale Maximum", das auf 18 000 BP datiert wird (MCINTYRE et al. 1976; PETERSON et al. 1979). Über Probleme des diachronischen Verhaltens der Gletscherschwankungen für diesen Zeitabschnitt habe ich früher berichtet (HEINE 1977). Das von mir entworfene Bild (HEINE 1977) kann nun wesentlich stärker differenziert werden. Den Abbildungen 3 und 4 sind viele Details zu entnehmen. Daher sollen hier lediglich einige zusammenschauende Ergebnisse vorgestellt werden. Vor ca. 25 000 BP waren die letzteiszeitlichen Gletscher weitgehend abgeschmolzen. Vermutlich existieren nur noch in Kanada Reste des laurentischen Eises. Ob in den Gebirgen Skandinaviens Inlandeisreste um 30 000 - 25 000 BP lagen, kann zur Zeit nicht beurteilt werden, doch deuten viele Befunde aus den nordischen Ländern darauf, daß die tiefer gelegenen Gebiete eisfrei waren. Wenn dennoch der Meeresspiegel zwischen 30 000 und 25 000 BP weiter absank, so kann dieser Umstand durch einen verstärkten Eisaufbau in der Antarktis (und der Arktis?) erklärt werden. Auch ist zu bemerken, daß die Meinungen über den Meeresspiegelstand zwischen ca. 35 000 und 25 000 BP sehr unterschiedlich sind (GEYH et al. 1979). Ab ca. 30 000 BP werden vermutlich wieder Gletscher verstärkt gebildet. Hinweise auf größere Gletschervorstöße kommen zuerst aus den tropischen Gebirgen (Neuguinea: LÖFFLER 1972; peruanische Anden: MERCER et al. 1977; Hawaii: PORTER 1979) und den ektropischen Gebirgen (Alpen; Süd-Chile: MERCER 1978; PORTER 1981b; China: WANTI et al. 1980; Japan: HIRAKAWA 1977; Neuseeland: PORTER 1975; Brooks Range/Alaska: HAMILTON et al. 1975; Sibirien: ZUBAKOV 1975; KIND 1975; Kaukasus: TSERETELI et al. 1976). In den zuvor genannten Gebirgen liegen die maximalen Gletschervorstöße des Zeitraumes 30 000 - 8 000 BP in der Regel zwischen 22 000 - 20 000 BP bzw. 18 000 BP. Auch die Südränder der Inlandeise Nordamerikas und Skandinaviens haben ihre Maximalausdehnung, die zugleich auch die größte Eisausdehnung der gesamten

letzten Eiszeit (Stadium 5 bis 2) darstellt, zwischen 22 000 und 20 000 BP. Die größte Absenkung des Meeresspiegels wird ebenfalls für diese Zeit angenommen. Um 18 - 17 000 BP ist der Michigan-See-Lobus und um 16 - 15 000 BP sind die Miami-Huron- und Scioto-Erie-Loben stärker zurückgewichen (DREIMANIS 1977). Ähnliche Verhältnisse zeichnen sich auch für den Südrand des skandinavischen Eises in Polen ab (GALON 1980). Um 15 - 14 000 BP rückt das Laurentische Eis im Süden wieder etwas vor; im Nordwesten jedoch erst gegen 13 - 12 000 BP (ANDREWS 1973). Abweichend vom Inlandeis verhalten sich die Gletscherschwankungen in den pazifischen Gebirgen Nordamerikas; dort tritt das Gletschermaximum um 14 000 BP auf (THORSON 1980; CLAGUE et al. 1980; DREIMANIS et al. 1975; DENTON 1974). In Süd-Chile gibt es erst um 13 000 BP einen erneuten kleineren Gletschervorstoß (MERCER 1978; PORTER 1981b). Sehr deutlich wird hier das diachronische Verhalten der Gletscherschwankungen (vgl. Abb. 2 und 3).

Die maximalen Gletscherstände des Isotopen-Stadiums 2 sind in bestimmten Gebieten der Erde erst um 10 000 - 8 000 BP. Das trifft für die arktischen Gebiete des Laurentischen Eises in Nordkanada (ANDREWS 1973) zu, wie auch für Baffin Island (FILLON et al. 1981; NELSON 1980), Nordost-Grönland (HJORT 1981) und vielleicht auch für Spitzbergen (SALVIGSON et al. 1981). Ganz eindeutig war zwischen ca. 25 000 und 10 000 BP das Klima zu kalt und niederschlagsarm, um dort einen stärkeren Gletschereisaufbau zu bewirken. Gleches gilt auch für die ariden Randtropen (Mexiko: HEINE 1975, 1977).

2.2. Folgerungen

Allein aufgrund des diachronischen Verhaltens wie auch der differenzierten maximalen Ausdehnung von Gebiet zu Gebiet können die Gletscherschwankungen der Gebirge und der Inlandeise nicht *a priori* für weiterreichende Interpretationen herangezogen werden (vgl. HEINE 1977). Erst wenn es gelingt, die Gletscherschwankungen hinsichtlich ihrer Ursachen für jedes einzelne Gebiet zu erklären, dürfen sich weitergehende Folgerungen daran anschließen. Ausdrücklich sei darauf hingewiesen, daß es eine letzteiszeitliche Maximalvergletscherung nicht gab, sondern daß die maximalen Gletscherstände gebietsweise stark differierten in der Weise, daß die maximale Gletscherausdehnung nicht zeitlich korrelierbar ist. Auch sei vermerkt, daß maximale Gletscherstände nicht mit der größten Temperaturabsenkung einhergehen müssen und daß maximale Gletscherstände nicht mit anderen geowissenschaftlichen Befunden korreliert werden dürfen (z.B. Seespiegelstände, Meeresspiegelschwankungen, Vegetationsentwicklung, Bodenbildung, Sauerstoff-Isotopen-Kurven, Sedimentationsraten, etc.). Wiederholt wurde daher gefordert, die in gewisser Weise parochialen Würm/Weichsel/Wisconsin-Gliederungen (z.B. die nordwesteuropäische Temperaturkurve nach VAN DEN HAMMEN et al. 1967 oder die Klimakurve aus Westgrönland nach DANSGAARD et al. 1971) nicht unkritisch zu akzeptieren (HEINE 1977, 1980; MERCER 1978; BOWEN 1980).

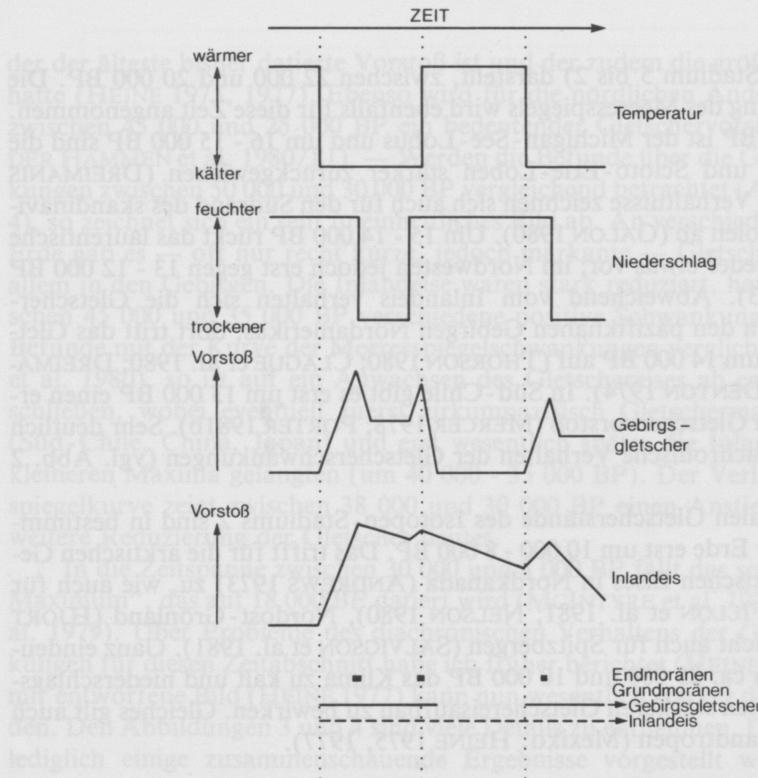


Abb. 5: Schematische Darstellung des Gletscherverhaltens bei abrupten Temperatur- und Niederschlagsänderungen (nach BRYSON & WENDLAND, 1967, stark verändert).

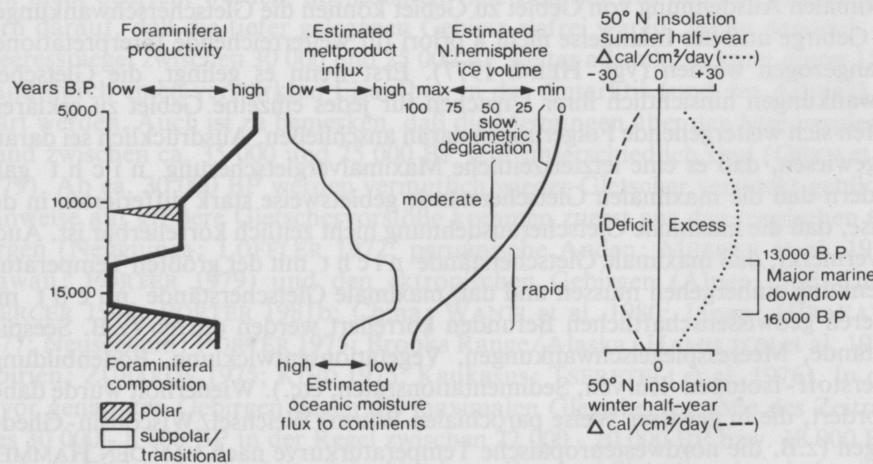


Abb. 6: Modell für die Deglaciation der nordhemisphärischen Eisschilde zwischen 18 000 und 5 000 B.P. (nach RUDDIMAN & MCINTYRE, 1981, 194)

Ein einfaches Modell in Anlehnung an BRYSON & WENDLAND (1967) zeigt das Gletscherverhalten bei relativ abrupten Klimaänderungen (Abb. 5; vgl. auch: TERASMAE 1973, 204 und DOUGLAS 1980, 35). Aufgrund der Zusammenschau paläoklimatischer Indikatoren aus dem Nordatlantik geben RUDDIMAN & MCINTYRE (1981) ein Modell für die Deglaziation der nordhemisphärischen Eisschilde zwischen 18 000 und 5 000 BP (Abb. 6). Beide Modelle jedoch können nicht dazu beitragen, die vielen offenen Fragen der letzteiszeitlichen Vergletscherungen (120 000 - 8 000 BP) zu beantworten. Weder dürfen wir die Erkenntnisse über die Deglaziation zwischen 18 000 und 5 000 BP (RUDDIMAN et al. 1981) auf frühere Phasen der Deglaziation übertragen, noch die Verhältnisse aus dem Nordatlantik auf andere Gebiete der Erde ausdehnen. Die Erkenntnisse der Antarktisforschung können und sollten für die Eiszeitforschung von besonderer Bedeutung sein (vgl. STUIVER et al. 1981; DENTON et al. 1981), doch dürfen sie nicht dazu verleiten, aktualistische Modelle zu bilden. Einige Fragen sollen in diesem Zusammenhang aufgeworfen werden.

Wie ist zu erklären, daß die maximalen Gletschervorstöße weltweit vor > 30 000 BP (vermutlich um 75 000 BP) auftraten? Ausnahmen scheinen nur die atlantiknahen Südränder der nordhemisphärischen Inlandeise zu machen, wo die größte Eisausdehnung um 22 000 - 18 000 BP auftrat. Und wie erklärt sich, daß die maximale Eisausdehnung (um 75 000 BP?) nicht mit der maximalen Meerespiegelabsenkung zusammenfällt? Daran schließt sich die Frage an, warum die Gletschervorstöße eines bestimmten Gebietes nicht immer wieder die gleichen glazialmorphologischen Formen schufen? Nur KIND (1975) hat bisher für das Werchojansk-Gebiet in seinem Diagramm der Gletscherschwankungen auf die Ausbildung amphitheaterartiger Endmoränenzüge hingewiesen, die allein die Gletschervorstöße zwischen ca. 22 000 und 15 000 BP charakterisieren. Ähnliche Verhältnisse sind jedoch für andere Gebiete zu vermuten. Muß daher nicht gefolgert werden, daß beispielsweise die verschiedenen letzteiszeitlichen Gletschervorstöße des laurentischen Eises unterschiedlichen klimatischen (?) und glaziologischen Ursachen zuzuschreiben sind? Hatten die frühen Eisvorstöße (z.B. um 75 000 BP) dort auch einen mehrere tausend Meter mächtigen Inlandeiskuchen gebildet oder waren mehrere flachere Eiskörper vorhanden (vgl. SHILTS et al. 1979), die zudem nicht in der Lage waren, bedeutende glazogene Formen (Zungenbecken, Endmoränen-Amphitheater, Sander, Urstromtäler) zu bilden? Waren allein die Inlandeise in der Zeit zwischen 25 000 und 8 000 BP als mächtige Eiskalotten ausgebildet? Und war daher auch der Mechanismus der Deglaziation ein ganz anderer als derjenige älterer Gletscher? War nicht zuletzt erst als Folge der Entwicklung zwischen 120 000 und 30 000 BP die Bildung der mächtigen Inlandeise möglich? Schließlich erfolgte der Eisaufbau und der Eisabbau in einer so kurzen Zeitspanne, so daß die Verhältnisse der Spät-Würm/Weichsel/Wisconsin-Eisschilde nicht mit den Verhältnissen der rezenten Eiskappen Grönlands und der Antarktis vergleichbar sind (vgl. FLOHN 1979a). Die Sauerstoffisotopen-isotopen-Kurven sowohl des grönlandischen als auch des antarktischen Eises be-

legen ein Alter derselben, wie es für die Inlandeise Nordamerikas und Skandinaviens niemals bestanden haben kann. Aktualistische Modelle helfen bei der Erklärung der angesprochenen Fragen nicht weiter. Nicht-aktualistische Modelle müssen somit entwickelt werden.

Es drängt sich die Vermutung auf, daß zumindest gebietsweise während der letzten Kaltzeit (Isotopen-Stadien 5d bis 2) größere Gletscherbildungen unterschiedlichen thermodynamischen Bedingungen (i.S. von SCHUMSKII 1965) zuzuschreiben sind; an der Bildung von Gletschereis können nämlich sehr unterschiedliche Prozesse der Metamorphose wirksam werden, je nachdem es sich um trockenen (kalten) oder nassen Schnee handelt (WILHELM 1975). Allein die schon häufig belegte Änderung der Bewegungsrichtung des Eises weist auf die Existenz ungleicher Eiskörper zu verschiedenen Zeiten (Baffin Island: ANDREWS et al. 1972, 307; Keewatin-Eisschild: SHILTS et al. 1979; Skandinavisches Inlandeis: LIEDTKE 1975; antarktisches Eis: DREWRY 1980). Es ist daher zu prüfen, welches Bild der Erde hinsichtlich der Paläogeökologie wir zu Beginn des letzten großen Eisakkumulationsstadiums (Isotopen-Stadium 2) rekonstruieren können. Kennen wir die Ausgangssituation (Stadium 3), so muß auch das Verständnis für die Bildung der letzten großen Inlandeise besser werden.

3. Beispiel: Isotopen-Stadium 3 (Mittelwürm/Weichsel-Wisconsin-Interstadial)

Oft ist die Frage gestellt worden, ob das Isotopen-Stadium 3 (Mittelwürm/Weichsel/Wisconsin) auf der Nordhemisphäre ein Interglazial oder ein Interstadial repräsentiert (DREIMANIS et al. 1975). Dieses Problem kann hier nicht ausführlich diskutiert werden. Anhand ausgewählter Befunde soll lediglich auf einige Merkmale des Stadiums 3 hingewiesen werden, die den besonderen Charakter dieser Zeitspanne betonen.

Abb. 7 zeigt Spiegelschwankungen ausgewählter Seen aus verschiedenen Erdteilen. Bisher sind nur von wenigen Seen die letzteiszeitlichen Spiegelschwankungen auch für die Zeit vor > 30 000 BP erfaßt. Aus dem Fezzan (PETIT-MAIRE et al. 1980), aus Süd-Australien (BOWLER 1978; BOWLER et al. 1976), aus Äthiopien (GASSE et al. 1978) und aus Arabien (MCCLURE 1978) liegen Beobachtungen vor, die die Zeit vor > 40 000 BP betreffen. Abgesehen von dem Abhé-See in Äthiopien, dessen Datierung der Seespiegel über die ^{14}C -Datierungsmöglichkeiten hinaus auf Interpolationen beruht, scheint aufgrund der Seespiegelschwankungen vor ca. 40 000 - 50 000 BP bis ca. 90 000 BP kein Hinweis auf pluviale Verhältnisse zu bestehen; somit kann unter allem Vorbehalt vermutet werden, daß die Zeit zwischen ca. 85 000 und 50 000 BP keine günstigen Voraussetzungen für hohe Seespiegel bot. Auffällig dagegen ist der Nachweis von teilweise extrem hohen Seespiegeln aus verschiedenen Regionen der Erde zwischen ca. 50 000 und ca. 20 000 BP. Auch wenn lokale hydrogeologische Faktoren als nicht zu ver-

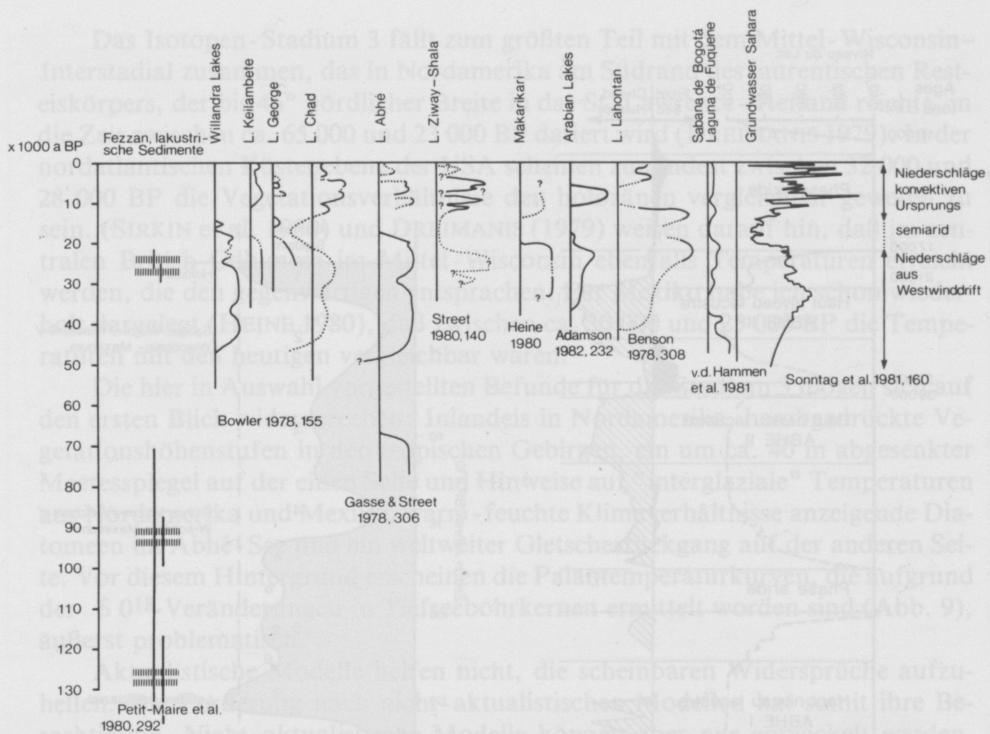


Abb. 7: Spiegelschwankungen ausgewählter Seen aus verschiedenen Erdteilen.

zu vernachlässigende Steuerungsmechanismen der Seespiegelfluktuationen berücksichtigt werden (vgl. STREET 1980), so zeigen dennoch viele Seen der tropischen und vor allem subtropischen Gebiete Hochstände an, wie sie entweder seit ca. 20 000 BP nicht mehr oder nur noch kurzzeitig im frühen Holozän erreicht worden sind.

Allein aufgrund der Kurven über die Seespiegelschwankungen hebt sich das Isotopen-Stadium 3 von allen anderen Stadien (5-2) der letzten Kaltzeit ab. Die besonderen Verhältnisse der Seen des Stadiums 3 werden auch — neben dem Befund über die Spiegelstände — durch weitere Beobachtungen belegt. GASSE & DELBRIAS (1976) können klar belegen, daß die hohen Seestände des Abhé-Sees zwar hinsichtlich ihrer Ausdehnung gleich waren, jedoch sich andererseits aufgrund ihrer physikochemischen und biologischen Züge klar voneinander unterscheiden (Abb. 8). Sie charakterisieren somit unterschiedliche Kombinationen der Klimaelemente.

Eine Zusammenstellung der Vegetationsveränderungen tropischer Gebirge (FLENLEY 1979) für die letzten 33 000 Jahre zeigt vertikale Bewegungen der verschiedenen Vegetationshöhenstufen; zwischen 33 000 und 30 000 BP waren die Waldgrenzen um durchschnittlich 700 m gegenüber heute erniedrigt; zwischen

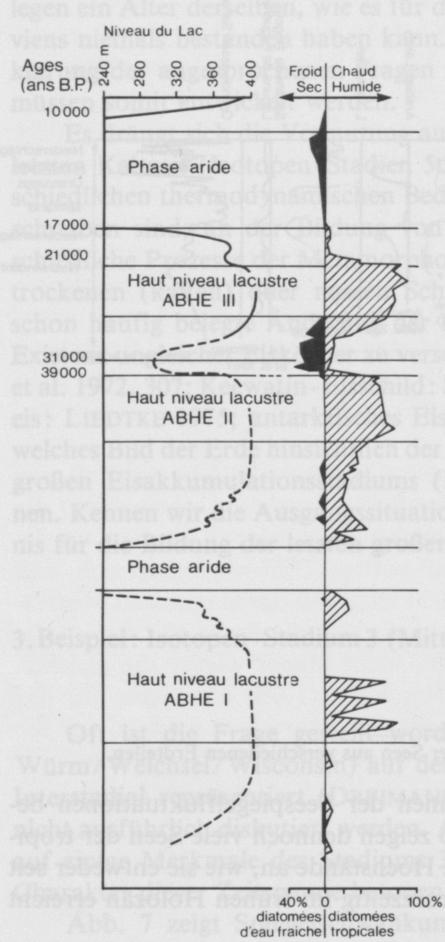


Abb. 8: Seespiegelschwankungen und prozentuale Veränderungen tropischer und kühles Klima anzeigen der Diatomeen des Abh  -Sees (nach GASSE & DELIBRIAS, 1976, 568).

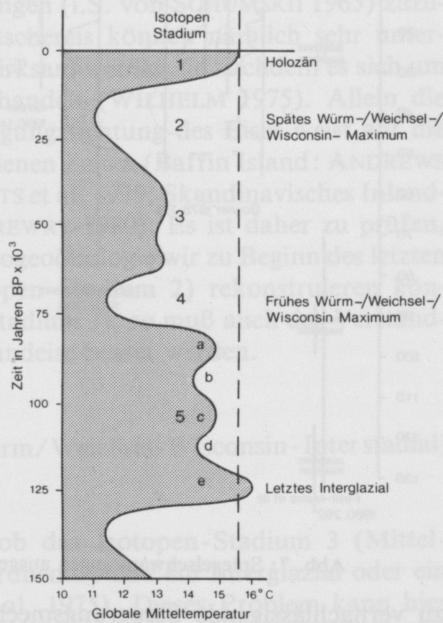


Abb. 9: Generalisierte Klimakurve für die letzten 150 000 Jahre (nach MITCHELL, 1977, aus STUIVER et al., 1981, 426). Die generalisierten Temperaturschwankungen sind aus $\delta^{18}\text{O}$ -Veränderungen von Tiefsee-Bohrkernen abgeleitet unter der Annahme, daß die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte Paläo-Eisvolumina widerspiegeln.

30 000 und 27 500 BP stiegen sie ein wenig an, um dann wieder abzufallen. Zwischen 18 000 und 15 000 BP lagen sie am tiefsten (ca. 1000 m tiefer als heute, in extremen F  llen bis 1700 m niedriger) nach 15 000 BP stiegen die Waldgrenzen wieder stark an und erreichten — mitunter zwischen 14 000 und 10 000 BP leicht oszillierend — um 8000 BP oft den höchsten Wert, der über dem gegenwärtigen liegen konnte.

Das Isotopen-Stadium 3 fällt zum größten Teil mit dem Mittel-Wisconsin-Interstadial zusammen, das in Nordamerika am Südrand des laurentischen Resteiskörpers, der bis 46° nördlicher Breite in das St. Lawrence-Tiefland reichte, in die Zeit zwischen ca. 65 000 und 23 000 BP datiert wird (DREIMANIS 1979). In der nordatlantischen Küstenebene der USA scheinen zumindest zwischen 32 000 und 28 000 BP die Vegetationsverhältnisse den holozänen vergleichbar gewesen zu sein. (SIRKIN et al. 1980) und DREIMANIS (1979) weisen darauf hin, daß im zentralen British Columbia im Mittel-Wisconsin ebenfalls Temperaturen erreicht werden, die den gegenwärtigen entsprachen. Für Mexiko habe ich schon wiederholt dargelegt (HEINE 1980), daß zwischen ca. 30 000 und 25 000 BP die Temperaturen mit den heutigen vergleichbar waren.

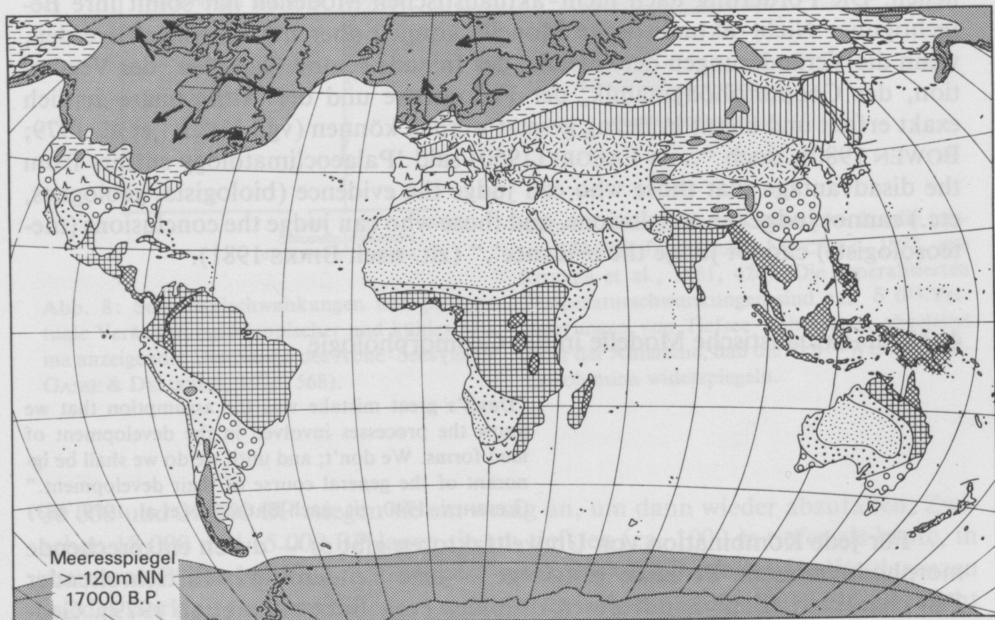
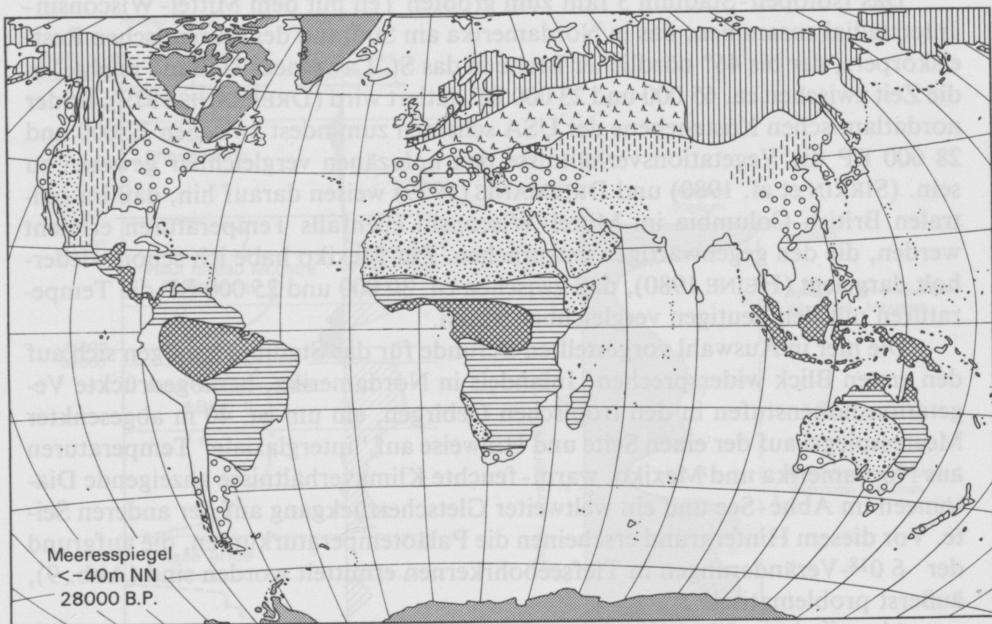
Die hier in Auswahl vorgestellten Befunde für das Stadium 3 mögen sich auf den ersten Blick widersprechen: Inlandeis in Nordamerika, herabgedrückte Vegetationshöhenstufen in den tropischen Gebirgen, ein um ca. 40 m abgesenkter Meeresspiegel auf der einen Seite und Hinweise auf "interglaziale" Temperaturen aus Nordamerika und Mexiko, warm-feuchte Klimaverhältnisse anzeigenende Diatomeen im Abh  -See und ein weltweiter Gletscherrückgang auf der anderen Seite. Vor diesem Hintergrund erscheinen die Paläotemperaturkurven, die aufgrund der $\delta^{18}\text{O}$ -Veränderungen in Tiefseebohrkernen ermittelt worden sind (Abb. 9), au  erst problematisch.

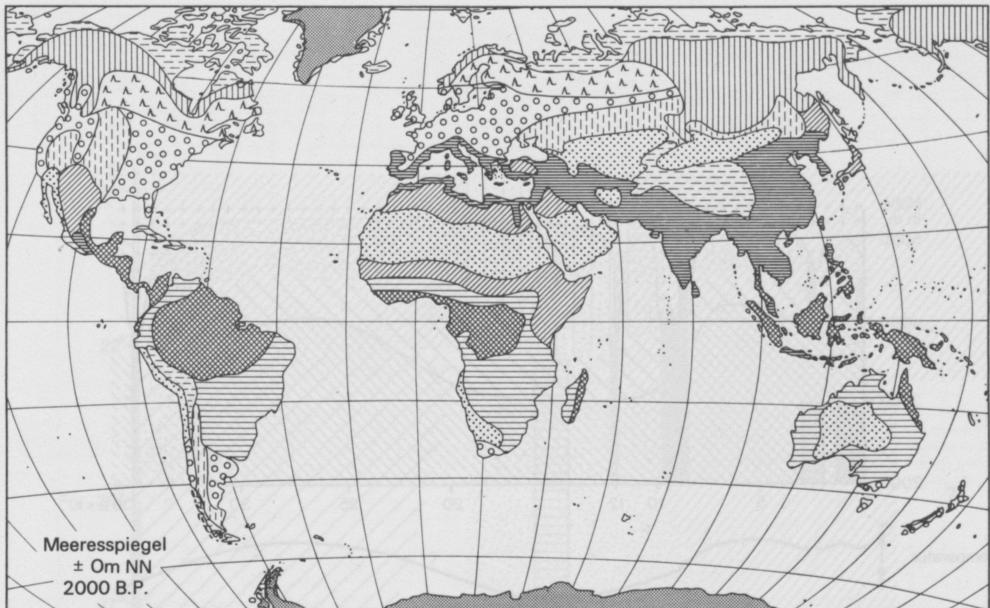
Aktualistische Modelle helfen nicht, die scheinbaren Widersprüche aufzuhellen. Die Forderung nach nicht-aktualistischen Modellen hat somit ihre Begründung. Nicht-aktualistische Modelle können aber nur entwickelt werden, wenn die Veränderungen der Ozeane, der Inlandeise und Gletscher, der Vegetation, der Geomorphodynamik, der Pedogenese und der Atmosphäre zeitlich exakt erfaßt und damit in Bezug gesetzt werden können (vgl. HECHT et al. 1979; BOWEN 1980), doch "... as FAEGRI (1950) said 'Palaeoclimatology suffers from the disadvantage that those who can judge the evidence (biologists, geologists, etc.) cannot judge the conclusions, and those who can judge the conclusions (meteorologists) cannot judge the evidence'." (zit. nach BIRKS 1981).

4. Nicht-aktualistische Modelle in der Geomorphologie

"Davis's great mistake was the assumption that we know the processes involved in the development of land forms. We don't; and until we do we shall be ignorant of the general course of their development." (LEIGHLY, 1940, zit. nach BRUNSDEN et al. 1979, 463)

Für jede Kombination von Umweltfaktoren gibt es — durch entsprechende morphodynamische Prozesse festgelegt — eine Tendenz, mit fortschreitender Zeit charakteristische Landformen zu bilden (vgl. BRUNSDEN et al. 1979). Geomorphodynamische Systeme sind jedoch ständig Veränderungen hinsichtlich der Umweltfaktoren, die das System steuern, oder endogenen (strukturellen) Instabi-





A	Glaziäre Prozesse (Eis, Meereis)	S	Schwache fluviale Prozesse, sonstige Prozesse sehr schwach (Bodenentwicklung; Temperierter Wald)	S	Schwache fluviale Prozesse, geringe Abspülung (Bodenentwicklung; tropischer/subtropischer Wald und Savanne)
A	Hauptbewegung	T	Periodisch starke fluviale Prozesse, Abspülung (Grasland)	T	Fluviale Prozesse und Abspülung (teilweise geringe Bodenbildung; tropischer/subtropischer Wald und Savanne)
A	Frostdynamische Prozesse und limnische Prozesse (Eisstausee)	S	Periodisch starke fluviale Prozesse, Hangspülung (bei geringer Reliefernergie Bodenentwicklung: Grasland)	S	Geringe fluviale Prozesse, bei starker Reliefentwicklung: starke Massenbewegungen (Bodenentwicklung; tropische Regen- u. Bergwälder)
A	Frostdynamische Prozesse, intensive Abspülung und fluviale Prozesse (Tundra)	A	Intensive äolische Prozesse, periodisch starke Abspülung und fluviale Prozesse (Halbwüste)	A	Anthropogen bedingte Verstärkung der Prozesse (Abspülung, fluviale u. äolische Prozesse)
T	Frostdynamische Prozesse Abspülung und fluviale Prozesse (Waltdüne)	A	Intensive äolische Prozesse, episodisch Abspülung und fluviale Prozesse (Wüste)	A	Anthropogen bedingte, sehr starke Beschleunigung der Prozesse (Abspülung, fluviale Prozesse)
A	Frostdynamische Prozesse, mäßige Abspülung, fluviale Prozesse (Lößakkumulation)	A	Äolische Prozesse, episodisch Abspülung und fluviale Prozesse (Wüste)	A = Aktivitätszeit T = Teaktivitätszeit S = Stabilitätszeit	
(T) S	Mäßige fluviale Prozesse, schwache Abspülung (Bodenentwicklung; Borealer Wald)	A	Geringe äolische Prozesse, periodisch Abspülung und fluviale Prozesse, Grundwasserregeneration (z.T. Bodenentwicklung: Wüste/Halbwüste)	i.S. Rohdenburgs (1970)	

Entwurf: K. Heine 1982

Abb. 10: Räumliche Ordnung der geomorphologischen Prozeßkombination für drei zeitliche Schnitte des Spätquartärs. Die Darstellungen sind stark hypothetisch.

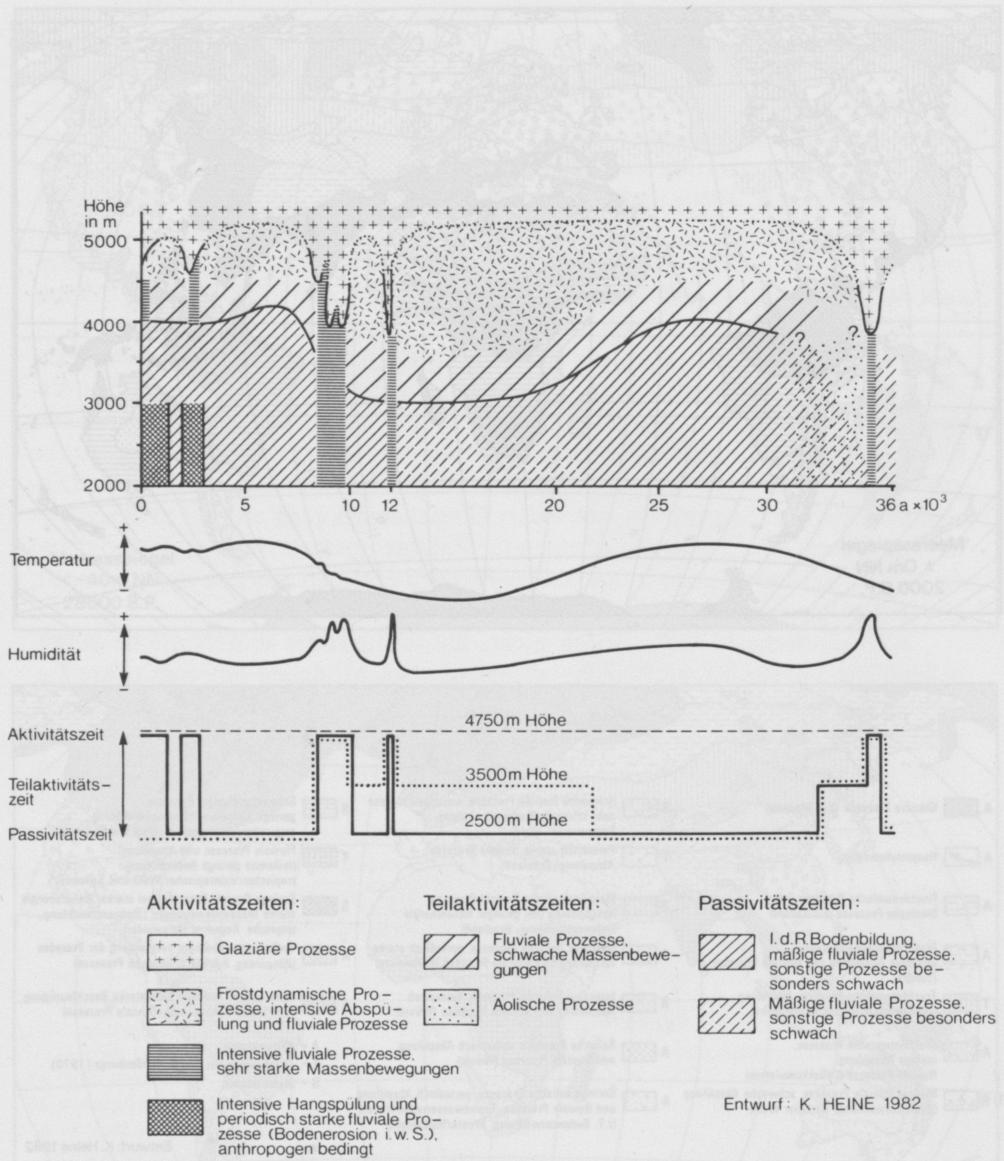
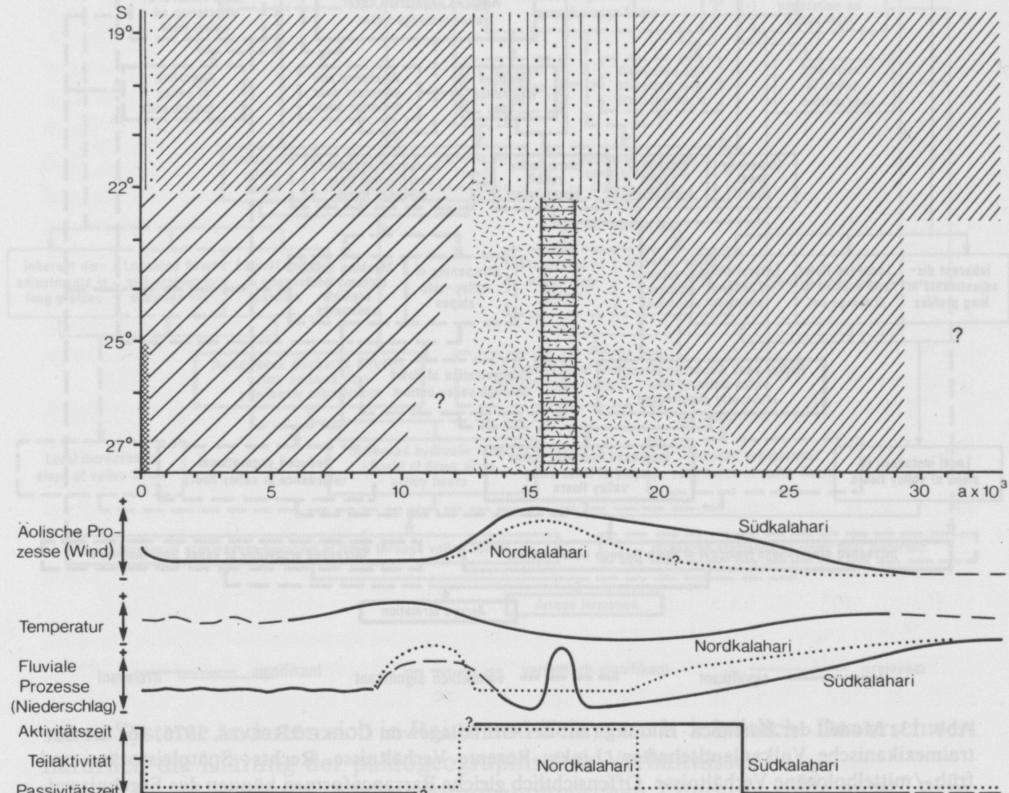


Abb. 11: Modell des raumzeitlichen Wandels der geomorphologischen Prozesse für zentralmexikanische Vulkanlandschaften während des Spätquartärs. Endogene Vorgänge (Vulkanismus etc.) bleiben unberücksichtigt.



Aktivitätszeiten:



starke äolische und fluviale Prozesse



starke äolische Prozesse



starke äolische Prozesse, antropogen bedingt (Desertifikation)

Teilaktivitätszeiten:



mäßige fluviale und äolische Prozesse

Passivitätszeiten:



Bodenbildungszeit, mäßige fluviale Prozesse



Bodenbildungszeit, geringe fluviale Prozesse

Entwurf: K. HEINE 1982

Abb. 12: Modell des raumzeitlichen Wandels der geomorphologischen Prozesse für die Kalahari (ca. 22°30'E) während des Spätquartärs.

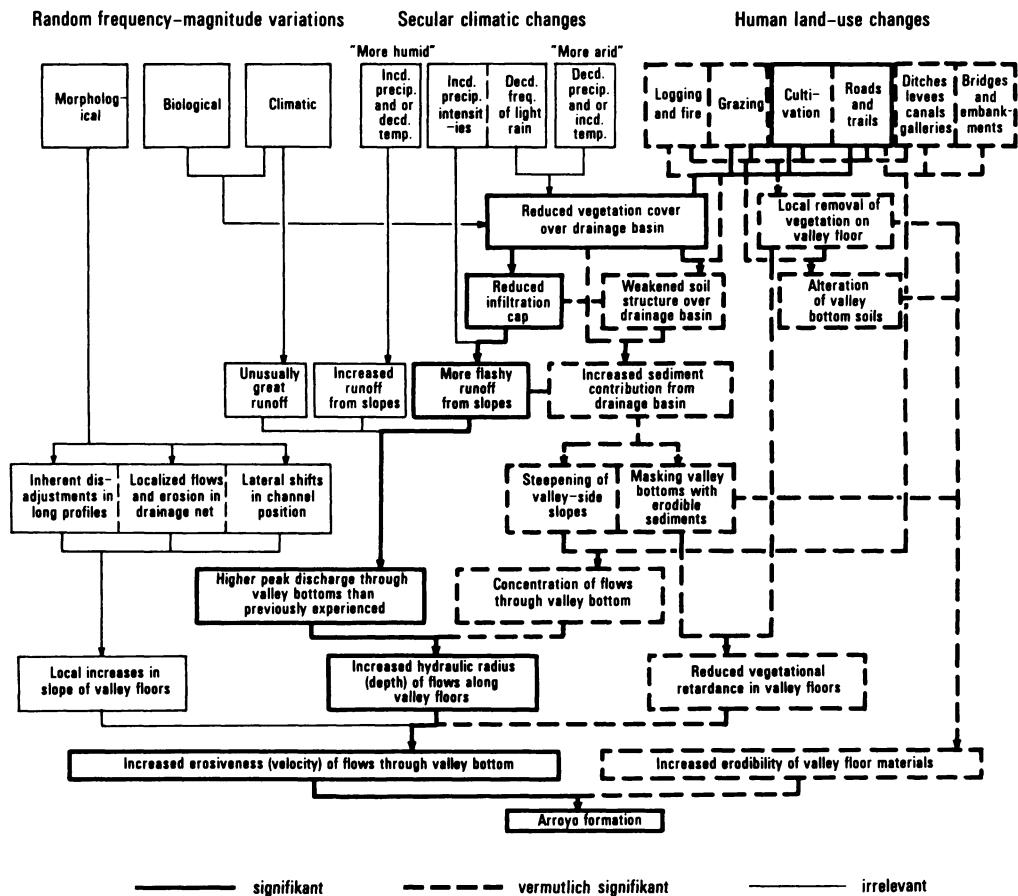
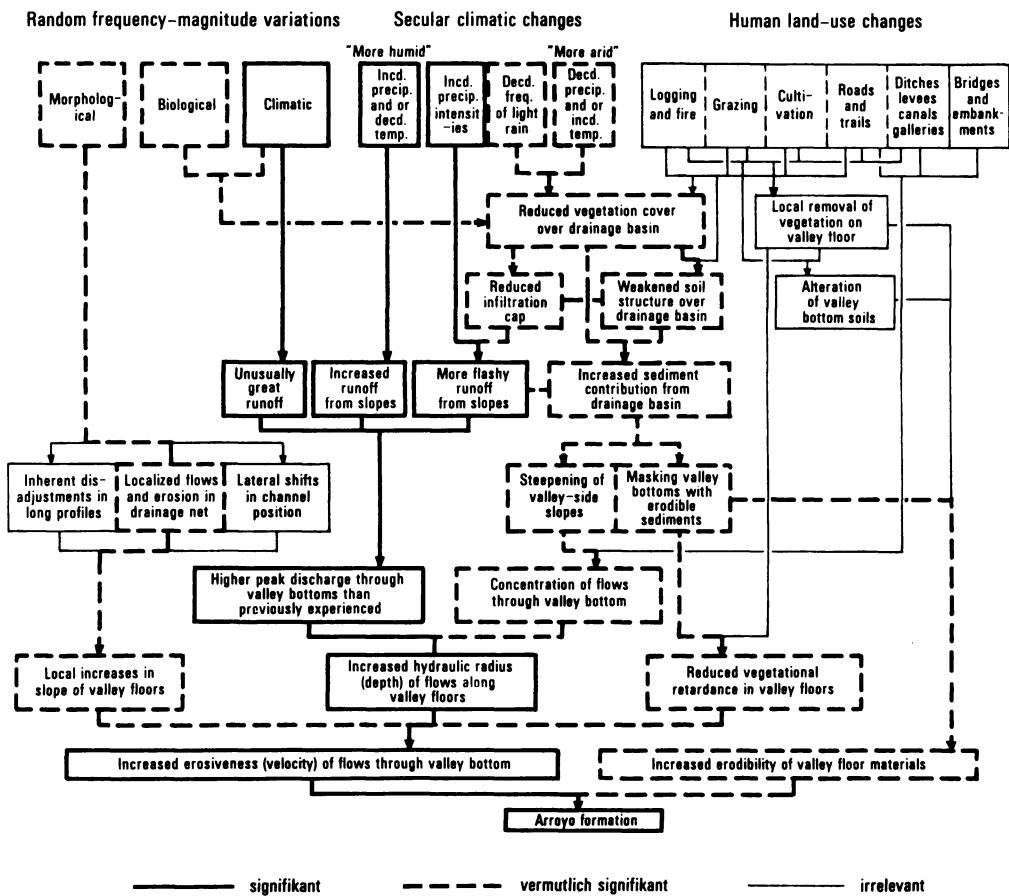


Abb. 13: Modell der Barranca-Bildung (auf der Grundlage von COOKE & REEVES, 1976, 16) für zentraleuropäische Vulkanlandschaften. Links: Rezente Verhältnisse. Rechts: Spätpleistozäne und früh-/mittelholozäne Verhältnisse. Offensichtlich gleiche Barrancaformen können das Ergebnis verschiedener Kombinationen von Ausgangsbedingungen und Umweltveränderungen sein.

litäten ausgesetzt; dies kann zu geringer, aber auch zu völliger Veränderung des Systems in Zeitabschnitten von 10^2 - 10^5 Jahren führen (vgl. BRUNSDEN et al. 1979).

Die Ausführungen über die letzteiszeitlichen Gletscherschwankungen wie auch die anderen paläogeooökologischen Verhältnisse belegen eindrucksvoll, daß während der letzten 10^5 Jahre bedeutende Veränderungen der die geomorphodynamischen Prozesse bedingenden Umweltfaktoren auftraten. Die Veränderungen können zum Teil sehr abrupt (Größenordnung von 10^2 Jahren) auftreten (FLOHN 1979b; WOILLARD 1979; HEINE 1982). Die Veränderungen lassen sich keineswegs durch eine horizontale und/oder vertikale Verschiebung der rezenten geomorphodynamischen Zonen (Regionen) erklären. Die geomorphodynamische



schen Systeme änderten sich in Raum und Zeit auch inhaltlich. Das erschwert natürlich die Klärung der paläogeographischen Verhältnisse.

In der deutschsprachigen geomorphologischen Literatur stellt m.W. ROHDENBURG (1970) als erster ein nicht-aktualistisches Modell vor. 1970 schrieb ROHDENBURG, der Mangel an "facts", der im wesentlichen auf dem Fehlen einer Feinstratigraphie beruht, verbietet die Fortführung seiner hypothetischen Erörterungen. Auch heute fehlt es noch an "facts" (HECHT et al. 1979; BIRKS 1981; DENTON et al. 1981; DREIMANIS 1979, 1980; FLOHN 1980; u.v.a.m.). Dennoch soll in einfachen Kartendarstellungen modellhaft die räumliche Ordnung der geomorphologischen Prozeßkombinationen für drei zeitliche Schnitte des Spätquartärs (ca. 28 000 BP, ca. 17 000 BP und ca. 2000 BP) aufgezeigt werden (vgl. HAGEDORN et al. 1974), wie sie sich aufgrund unserer derzeitigen Kenntnis rekonstruieren lassen (Abb. 10).

Ob die Darstellungen über die räumliche Ordnung der geomorphologischen Prozeßkombinationen bei der Erklärung charakteristischer Landformen Hilfe

leisten, kann nur bedingt bejaht werden. Beispiele aus meinen Arbeitsgebieten in Mexiko und dem südlichen Afrika sollen für die Überprüfung der Darstellungen herangezogen werden.

Das Schema des klimamorphologischen Formenwandels in Raum und Zeit für zentrale mexikanische Vulkanlandschaften (vgl. HEINE 1980) zeigt, daß dort während des Spätquartärs Stabilitätszeiten und Aktivitätszeiten in Raum und Zeit stark variieren; die Aktivitätszeiten sind einerseits zeitlich begrenzt — in Abhängigkeit von Klimafluktuationen vorwiegend hygrischer Art, andererseits aber herrschte in der "periglazialen" Höhenstufe während des Spätquartärs fast durchgehend eine Aktivitätszeit, die in sich wieder differenziert werden kann ("periglaziale" Prozesse und glaziale Prozesse). Aus Abb. 11 geht hervor, daß ein Vergleich (aktualistisches Prinzip) der geomorphodynamischen Prozesse und Prozeßkombinationen der Gegenwart mit denen bestimmter Abschnitte des Jungquartärs (Glazialzeit, Interstadialzeit) nicht möglich ist.

Abb. 12 stellt ein Modell des raum-zeitlichen Wandels der geomorphologischen Prozeßkombinationen für die Kalahari dar. Auch dort sind die geomorphologischen Regionen inhaltlich während verschiedener Abschnitte des Jungquartärs nicht mit den aktuellen Verhältnissen vergleichbar bzw. erklärbar.

Zum Schluß sei schließlich anhand eines Modells der Barranca-Bildungen im zentrale mexikanischen Hochland auf die durch den Menschen verursachten Veränderungen der geomorphologischen Prozeßkombinationen hingewiesen. Mit dem aktuallistischen Modell der Barranca-Bildung lassen sich nicht die Barrancas des Spätpleistozäns und Früh-/Mittel-Holozäns erklären (Abb. 13). Über die Beziehungen zwischen Mensch und geomorphodynamischen Prozessen in Raum und Zeit habe ich an anderer Stelle berichtet (HEINE 1976, 1978).

Wenn meine Ausführungen dazu beitragen, die Erkenntnis zu fördern, daß frühere Landschaftszustände zumeist nicht mit den gegenwärtigen vergleichbar sind und daß wir daher den Mut haben müssen, nicht-aktuallistische Modelle zu bilden, können sicherlich manche Widersprüche — gerade in der geomorphologischen Forschung — geklärt werden.

Summary

Will Quaternary research lead to non-actualistic models in geomorphology?

As present relief is not primarily the product of contemporary processes; according to many German geomorphologists, climatogenetic geomorphology has to identify former relief generations. Furthermore, its results should best be verified by comparison with modern climatomorphic zones. As a result of a great deal of detailed Quaternary research over recent years, and in particular the advent of radiocarbon dating, pollen and coleoptera analysis, oxygen isotope and sea-level studies, as well as geomorphologic and sedimentologic work, there have been great advances in our understanding of the character, extent and chronology of changes in the physical environment during the Last Ice Age. Based on some considerations concerning mountain glacier and ice sheet fluctuations during the Last Ice Age, and concerning lake level changes during the last 40.000 years, the author assumes

that in order to find a master key to past environments by which we may interpret the evolution of landforms, explain the origin of correlative deposits, and estimate the rate at which segments of the earth's surface evolved, we have to develop non-actualistic models unlike any that exist today.

Literatur

- ADAMSON, D.A. (1982): The integrated Nile. In: *A Land Between Two Niles*, M.A.J. WILLIAMS & D.A. ADAMSON (eds.), Rotterdam, S. 221-234.
- ANDREWS, J.T. (1973): The Wisconsin Laurentide Ice Sheet: Dispersal Centers, Problems of Rates of Retreat, and Climatic Implications. *Arct. & Alp. Research* 5 (3/1), S. 185-199.
- ANDREWS, J.T., BARRY, R.G., BRADLEY, R.S., MILLER, G.H. & WILLIAMS, L.D. (1972): Past and Present Glaciological Responses to Climate in Eastern Baffin Island. *Quaternary Research* 2, S. 303-314.
- BENSON, L.V. (1978): Fluctuation in the Level of Pluvial Lake Lahontan During the Last 40.000 Years. *Quaternary Research* 9, S. 300-318.
- BIRKS, H.J.B. (1981): The use of pollen analysis in the reconstruction of past climates: a review. In: *Climate and History*, T.M.L. WIGLEY, M.J. INGRAM & G. FARMER (eds.), Cambridge, S. 111-138.
- BOWEN, D.Q. (1980): Antarctic ice surges and theories of glaciation. *Nature* 283, S. 619-620.
- BOWLER, J.M. (1978): Glacial age aeolian events at high and low latitudes: A Southern Hemisphere perspektive. In: *Antarctic Glacial History and World Palaeoenvironments*, E.M. VAN ZINDEREN BAKKER (ed.), Rotterdam, S. 149-172.
- BOWLER, J.M., HOPE, G.S., JENNINGS, J.N., SINGH, G. & WALKER, D. (1976): Late Quaternary Climates of Australia and New Guinea. *Quaternary Research* 6, S. 359-394.
- BRUNSDEN, D. (1980): Applicable models of long term landform evolution. *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl. Bd. 36, S. 16-26.
- BRUNSDEN, D. & J.B. THORNES (1979): Landscape sensitivity and change. *Inst. Brit. Geogr., Transaction*, N.S. 4 (4), S. 463-484.
- BRYSON, R.A. & WENDLAND, W.M. (1967): Tentative climatic patterns for some late-glacial and postglacial episodes in Central North America. In: *Life, Land and Water*, MAYER-OAKES, W.J. (ed.), Winnipeg, S. 271-298.
- BÜDEL, J. (1977): *Klima-Geomorphologie*. Berlin, Stuttgart, 304 S.
- CHEBOTAREVA, N.S. & DANYLOVA-MAKARYCHEVA, I.A. (1976): Geochronology and Palaeogeography of the Russian Plain Last Glaciation. In: *Geomorphology and Palaeogeography*, Intern. Geogr. 76, I, 23. IGU-Kongr. Moskau, S. 324-328.
- CLAGUE, J.J., ARMSTRONG, J.E. & MATHEWS, W.H. (1980): Advance of the Late Wisconsin Cordilleran Ice Sheet in Southern British Columbia Since 22.000 Yr B.P. *Quaternary Research* 13, S. 322-326.
- COOK, R.U. & REEVES, R.W. (1976): *Arroyos and Environmental Change in the American Southwest*. Oxford Research Studies in Geography, Oxford, 1-213 S.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B. & LANGWAY Jr., C.C. (1971): Climatic record revealed by the Camp Century ice core. In: *The Late Cenozoic Glacial Ages*, K.K. TUREKIAN (ed.), New Haven, S. 37-56.
- DENTON, G.H. (1974): Quaternary Glaciations of the White River Valley, Alaska, With a Regional Synthesis for the Northern St. Elias Mountains, Alaska and Yukon Territory. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 85, S. 871-892.
- DENTON, G.H. & HUGHES, T.J. (1981): The Arctic Ice Sheet: An Outrageous Hypothesis. In: *The Last Great Ice Sheets*, DENTON, G.H. & HUGHES, T.J. (ed.), New York, S. 437-467.
- DOUGLAS, I. (1980): Climatic geomorphology. Present-day processes and landform evolution. Problems of interpretation. *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl. Bd. 36, S. 27-47.
- DREIMANIS, A. (1975): Last Glaciation in Eastern and Central Canada. In: *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere*, Project 73/1/24, Report No. 2 (10.-14. Sept. 1974), Prag 1975, S. 130-143.

- DREIMANIS, A. (1977): Late Wisconsin glacial retreat in the Great Lakes region, North America. *Ann. New York Acad. Sciences*, 288, S. 70-89.
- DREIMANIS, A. (1979): Problems of Mid-Wisconsin and Mid-Vistulian Interstadials. The Symp. Vistulian Stratigraphy, Poland, 4.-11.9.1979, Abstracts.
- DREIMANIS, A. (1980): Synchronism and diachronism of ice-marginal fluctuations during Late Wisconsin in North America. Abstract. 7th session of the IGCP Project 73/1/24 (20. Sept. 1980), "Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere", Kiel, Germany.
- DREIMANIS, A. & RUKAS, A. (1975): Did Middle Wisconsin, Middle Weichselian, and Their Equivalents Represent an Interglacial or an Interstadial Complex in the Northern Hemisphere? In: Quaternary Studies, R.P. SUGGATE & M.M. CRESSWELL (eds.) Roy. Soc. N.Z., Wellington, S. 109-120.
- DREWRY, D.J. (1980): Pleistocene bimodal response of Antarctic ice. *Nature* 287, S. 214-216.
- FILLON, R.H., MILLER, G.H. & ANDREWS, J.T. (1981): Terrigenous sand in Labrador Sea hemipelagic sediments and paleoglacial events on Baffin Island over the last 100.000 years. *Boreas* 10, S. 107-124.
- FLENLEY, J.R. (1979): The Late Quaternary vegetational history of the equatorial mountains. *Progress in Phys. Geogr.* 3, S. 488-509.
- FLOHN, H. (1979a): Climatic change, ice sheets and sea level. In: Sea Level, Ice, and Climatic Change, Proc. Canberra Symp., Dez. 1979, IAHS Publ. no 131, S. 431-440.
- FLOHN, H. (1979b): On Time Scales and Causes of Abrupt Paleoclimatic Events. *Quaternary Research* 12, S. 135-149.
- FLOHN, H. (1980): Possible Climatic Consequences of a Man-Made Global Warming. IIASA, RR-80-30, Laxenburg, S. 1-81.
- GALON, R. (1980): Die Würmvereisung in Polen. Vortrag DEUQUA, 11.9.1980, Aachen.
- GASSE, R. & DELIBRIAS, G. (1976): Les lacs de l'Afar central (Ethiopie et T.F.A.I.) au Pleistocene Supérieur. In: Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, S. HORIE (ed.), 4, S. 529-575.
- GASSE, F. & STREET, F.A. (1978): Late Quaternary Lake-Level Fluctuations and Environments of the Northern Rift Valley and Afar Region (Ethiopia and Djibouti). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 24, S. 279-325.
- GEYH, M.A., KUDRASS, H.-R. & STREIF, H. (1979): Sea-level changes during the late Pleistocene and Holocene in the Strait of Malacca. *Nature* 278, S. 441-443.
- GROVE, J.M. (1979): The glacial history of the Holocene. *Progress in Physical Geography* 3 (1), S. 1-54.
- HAGEDORN, J. & POSER, H. (1974): Räumliche Ordnung der rezenten geomorphologischen Prozesse und Prozeßkombinationen auf der Erde. *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, III. Folge, Nr. 29, S. 426-439.
- HAMILTON, T.D. & PORTER, S.C. (1975): Itkillik Glaciation in the Brooks Range, Northern Alaska. *Quaternary Research* 5, S. 471-497.
- HARMON, R.S., LAND, L.S., MITTERER, R.M., GARRETT, P., SCHWARCZ, H.P. & LARSEN, G.J. (1981): Bermuda sea level during the last interglacial. *Nature* 289, S. 481-483.
- HECHT, A.D., BARRY, R., FRITTS, H., IMBRIE, J., KUTZBACH, J., MITCHELL, J.M. & SAVIN, S.M. (1979): Paleoclimatic Research: Status and Opportunities. *Quaternary Research* 12, S. 6-17.
- HEINE, K. (1975): Studien zur jungquartären Glazialmorphologie mexikanischer Vulkane mit einem Ausblick auf die Klimaentwicklung. Das Mexiko-Projekt der DFG, Bd. II, Steiner-Wiesbaden, 1-178 S.
- HEINE, K. (1976): Schneegrenzdepressionen, Klimaentwicklung, Bodenerosion und Mensch im zentralmexikanischen Hochland im jüngeren Pleistozän und Holozän. *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl.-Bd. 24, S. 160-176.
- HEINE, K. (1977): Beobachtungen und Überlegungen zur eiszeitlichen Depression von Schneegrenze und Strukturbodengrenze in den Tropen und Subtropen. *Erdkunde* 31, S. 161-178.

- HEINE, K. (1978): Mensch und geomorphodynamische Prozesse in Raum und Zeit im randtropischen Hochbecken von Puebla/Tlaxcala, Mexiko. Tagungsber. u. wiss. Abh., 41. Dt. Geogr. Tag Mainz, Wiesbaden, S. 390-406.
- HEINE, K. (1980): Quartäre Pluvialzeiten und klimamorphologischer Formenwandel in den Randtropen (Mexiko, Kalahari). Arb. Geogr. Inst. Univ. Saarland 29, S. 135-155.
- HEINE, K. (1982): Ein außergewöhnlicher Gletschervorstoß in Mexiko vor 12 000 Jahren. *Catena* 9 (im Druck).
- HIRAKAWA, K. (1977): Chronology and evolution of landforms during the Late Quaternary in the Tokachi Plain and adjacent areas, Hokkaido. *Japan. Catena* 4, S. 255-288.
- HJORT, C. (1981): A glacial chronology for northern East Greenland. *Boreas* 10, S. 259-274.
- HOLLIN, J.T. (1980): Climate and sea level in isotope stage 5: an East Antarctic ice surge at ~95,000 BP? *Nature* 283, S. 629-633.
- KIND, N.V. (1975): Glaciations in the Verkhoyansk Mountains and Their Place in the Radiocarbon Geochronology of the Siberian Late Anthropocene. *Bulletin of the Geological Society of America* 87, S. 41-54.
- LIEDTKE, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. *Fortsch. dt. Landeskde.* 204, 1-160 S.
- LÖFFLER, E. (1972): Pleistocene glaciation in Papua and New Guinea. *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl.-Bd. 13, S. 32-58.
- LOUIS, H. & FISCHER, K. (1979): Allgemeine Geomorphologie. Berlin, New York. 815 S.
- LUNDQUIST, J. (1981): Weichselian in Sweden before 15.000 B.P. *Boreas* 10, S. 395-402.
- MANGERUD, J. (1981): The Early and Middle Weichselian in Norway: a review. *Boreas* 10, S. 381-393.
- MANGERUD, J., GULLIKSEN, S., LARSEN, E., LONGVA, O., MILLER, G.H., SEJRUP, H.-P. & SØNSTEGAARD, E. (1981): A Middle Weichselian ice-free period in Western Norway: the Ålesund Interstadial. *Boreas* 10, S. 447-462.
- MAYEWSKI, P.A., DENTON, G.H. & HUGHES, T.J. (1981): Late Wisconsin Ice Sheets in North America. In: *The Last Great Ice Sheets*, G.H. DENTON & T.J. HUGHES (eds.), New York, Chichester, Brisbane, Toronto, S. 67-178.
- MCCLURE, H.A. (1978): Ar Rub' Al Khali. - In: *Quaternary Period in Saudi Arabia*, S.S. AL-SAYARI & J.G. ZÖTL (eds.), Wien, S. 252-301.
- MCINTYRE, A., MOORE, T.C., ANDERSEN, B., BALSAM, W., BÉ, A., BRUNNER, C., COOLEY, J., CROWLEY, T., DENTON, G., GARDNER, J., GEITZENAUER, K., HAYS, J.D., HUTSON, W., IMBRIE, J., IRVING, G., KELLOGG, T., KENNEDY, J., KIPP, N., KUKLA, G., KUKLA, H., LOZANO, J., LUZ, B., MANGION, S., MATTHEWS, R.K., MAYEWSKI, P., MOLFINO, B., NINKOVICH, D., OPDYKE, N., PRELL, W., ROBERTSON, J., RUDDIMAN, W.F., SACHS, H., SAITO, T., SHACKLETON, N., THIERSTEIN, H. & THOMPSON, P. (1976): The surface of the Ice-Age Earth. *Science* 191, S. 1131-1137.
- MERCER, J.H. (1978): Glacial development and temperature trends in the Antarctic and in South America. In: *Antarctic Glacial History and World Palaeoenvironments*, E.M. VAN ZINDEREN BAKKER (ed.), Rotterdam, S. 73-93.
- MERCER, J.H. & PALACIOS, M.O. (1977): Radiocarbon dating of the last glaciation in Peru. *Geology* 5, S. 600-604.
- NELSON, A.R. (1980): Chronology of Quaternary landforms, Qivitu peninsula, northern Cumberland peninsula, Baffin Island, N.W.T., Canada. *Arct. & Alp. Research* 12, S. 265-286.
- NORDDAHL, H. (1981): A prediction of minimum age for the Weichselian maximum glaciation in North Iceland. *Boreas* 10, S. 471-476.
- PASTOURET, L., AUZENDE, J.-M., LE LANN, A. & OLIVET, J.-L. (1980): Témoins des variations glacio-eustatiques du niveau marin et des mouvements tectoniques sur le banc de Gorringe (Atlantique du Nord-Est). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology* 32, S. 99-118.
- PETERSEN, G.M., WEBB III, I., KUTZBACH, J.E., VAN DER HAMMEN, T., WIJMSTRA, T.A. & STREET, F.A. (1979): The Continental Record of Environmental Conditions at 18.000 yr B.P.: An Initial Evolution. *Quaternary Research* 12, S. 47-82.
- PETIT-MAIRE, N., DELIBRIAS, G. & GAVEN, C. (1980): Pleistocene Lakes in the Shati Area, Fezzan (27° 30' N). *Palaeoecology of Africa* 12, S. 289-295.

- PORTER, S.C. (1975): Equilibrium-Line Altitudes of Late Quaternary Glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research* 5, S. 27-47.
- PORTER, S.C. (1979): Quaternary stratigraphy and chronology of Mauna Kea, Hawaii: A 380.000 - yr record of mid-Pacific volcanism and ice-cap glaciation: Summary. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 90, I, S. 604-611.
- PORTER, S.C. (1981a): Glaciological evidence of Holocene climatic Change. In: *Climate and History*, T.M.L. WIGLEY, M.J. INGRAM & G. FARMER (eds.), Cambridge, S. 82-110.
- PORTER, S.C. (1981b): Pleistocene Glaciation in the Southern Lake District of Chile. *Quaternary Research* 16, S. 263-292.
- RATHJENS, C. (1971): Grundzüge der klimatischen Geomorphologie. - In: *Klimatische Geomorphologie*, C. RATHJENS (ed.), Darmstadt, S. 1-29.
- READING, H.G. (1979): Facies. In: READING, H.G. (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell-Oxford, S. 4-14.
- ROHDENBURG, H. (1970): Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. Eiszeitalter u. Gegenwart, 21, S. 81-96.
- RUDDIMAN, W.F. & MCINTYRE, A. (1981): The North Atlantic Ocean. During the Last Deglaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 35, S. 145-214.
- SALVIGSEN, O. & NYDAL, R. (1981): The Weichselian glaciation in Svalbard before 15.000 B.P. *Boreas* 10, S. 433-446.
- SCHUMSKII, P.A. (1965): *Principles of structural glaciology*. New York.
- SHACKLETON, N.L. & OPDYKE, N.D. (1973): Oxygen Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V 28-238: Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 10^5 Year and 10^6 Year Scale. *Quaternary Research* 3, S. 39-55.
- SHILTS, W.W., CUNNINGHAM, C.M. & KASZYCKI, C.A. (1979): Keewatin Ice Sheet — Re-evaluation of the traditional concept of the Laurentide Ice Sheet. *Geology* 7, S. 537-541.
- SIRKIN, L. & STUCKENRATH, R. (1980): The Portwashingtonian warm interval in the northern Atlantic coastal plain. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 91, S. 332-336.
- SONNTAG, C., THORWEIHE, U., RUDOLPH, J., LÖHNERT, E.P., JUNGHANS, CHR., MÜNNICH, K.O., KLITZSCH, E., EL SHAZLY, E.M. & SWAILEM, F.M. (1980): Isotopic Identification of Saharian Groundwaters, Groundwater Formation in the Past. *Palaeoecology of Africa* 12, S. 159-171.
- STREET, F.A. (1980): The Relative Importance of Climate and Local Hydrogeological Factors in Influencing Lake-Level Fluctuations. *Palaeoecology of Africa* 12, S. 137-158.
- STUIVER, M., DENTON, G.H., HUGHES, T.J. & FASTOOK, J.L. (1981): History of the Marine Ice Sheet in West Antarctica during the Last Glaciation: A Working Hypothesis. In: *The Last Great Ice Sheets*, DENTON, G.H. & HUGHES, T.J. (eds.), New York, S. 319-436.
- TERASMAE, J. (1973): Notes on the Late Wisconsin and Early Holocene history of Vegetation in Canada. *Arct. & Alp. Research* 5 (3,1), S. 201-222.
- TERASMAE, J. & DREIMANIS, A. (o.J.): Quaternary stratigraphy of Southern Ontario. In: *Quaternary Stratigraphy of North America*, C. MAHANEY (ed.), Stroudsburg, Penn., S. 51-63.
- THORSON, R.M., (1980): Ice-Sheet Glaciation of the Puget Lowland, Washington, during the Vashon Stade (Late Pleistocene). *Quaternary Research* 13, S. 303-321.
- TSERETELI, D.V. & MAISURADZE, G.M. (1976): Principal features of Georgia paleogeography in the Late Pleistocene. *Intern. Geogr. '76 (Geomorphology and Paleogeography)*, 1, S. 370-373, IGU Moskau.
- VAN DER HAMMEN, T., MAARLEVeld, G.C., VOGEL, J.C. & ZAGWIJN, W.H. (1967): Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw* 46, S. 79-95.
- VAN DER HAMMEN, T., BARELDS, J., DE JUNG, H. & DE VEER, A.A. (1980/81): Glacial Sequence and Environmental History in the Sierra Nevada del Cocuy (Colombia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 32, S. 247-340.
- WANTI, D., QUINGYU, P. & XIHAO, W. (1980): Climatic Variations in China during the Quaternary. *Geojournal* 4 (6), S. 515-524.

- WILHELM, F. (1975): Schnee- und Gletscherkunde. Berlin-New York, 1-434 S.
- WILHELMY, H. (1974): Klimageomorphologie in Stichworten. Teil IV der Geomorphologie in Stichworten. Kiel, 375 S.
- WILLIAMS, L.D. (1978): Ice-Sheet Initiation and Climatic Influences of Expanded Snow Cover in Arctic Canada. *Quaternary Research* 10, S. 141-149.
- WOILLAND, G. (1979): Abrupt end of the last interglacial s.s. in north-east France. *Nature* 281, S. 558-562.
- ZUBAKOV, V.A. (1975): Chronologie des oscillations climatiques du Pleistocène en Sibérie occidentale. *Bulletyn Perigl.* 24, S. 111-127.