

Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft in Bern
Band: 23 (1965)

Artikel: Die Schneegrenzhöhen in den ariden Zonen und das Problem Glazialzeit-Pluvialzeit
Autor: Messerli, Bruno
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-319543>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 11.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Bruno Messerli

Die Schneegrenzhöhen in den ariden Zonen und das Problem Glazialzeit-Pluvialzeit

1. Problemstellung

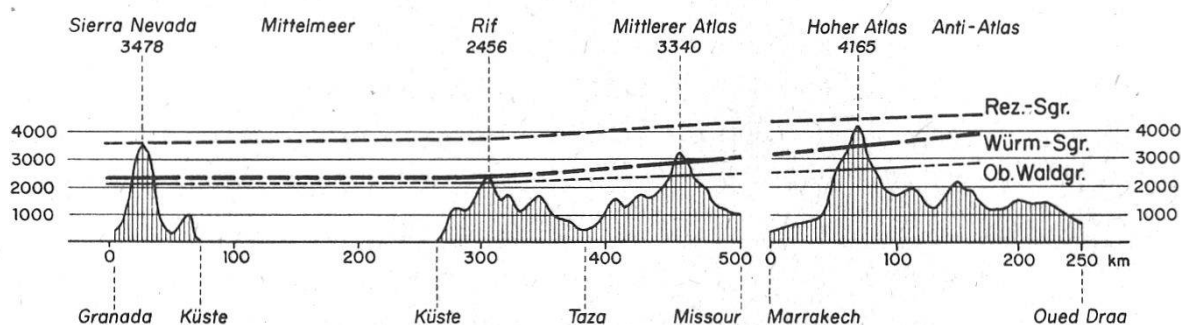
1.1. Einleitung

Das Problem des quartären Landschaftswandels in der ariden Zone ist aus geologischen und hydrologischen Untersuchungen, aus physikalischen und pollenanalytischen Altersbestimmungen, vor allem aber auch durch die prächtigen Felsbilder aus der Sahara bekannt geworden. Völlig unerwartet stießen wir auf das gleiche Problem, als wir den Verlauf der gegenwärtigen und eiszeitlichen Schneegrenzen im Mittelmeerraum bearbeiteten, verglichen und interpretierten. Das mag im ersten Augenblick verwundern. Aber der Mittelmeerraum verbindet im Grunde genommen humide und aride Zone, und damit stellt sich die Frage, ob die Schneegrenzen als Ausdruck eines bestimmten Klimas nicht Hinweise auf einen räumlichen und zeitlichen Landschaftswandel geben könnten. Damit meinen wir zweierlei: 1. Welche Höhendifferenz trennt die letzteiszeitliche von der gegenwärtigen Schneegrenze an einem bestimmten Ort? Wir sprechen auch von Schneegrenzdepression und bezeichnen damit die Senkung der würmeiszeitlichen Schneegrenze gegenüber heute. Also: Veränderung der Schneegrenzen in der Dimension Zeit. 2. Wie verändern sich die beiden Schneegrenzen von einem Klimagürtel zum andern, von der humiden zur ariden Zone? Also: Veränderung der Schneegrenzen in der Dimension Raum. Zusammengefaßt: Lassen sich aus den Schneegrenzen, ihrem gegenseitigen Verhältnis und ihren räumlichen Veränderungen gewisse Schlüsse auf einen Klimawandel ziehen?

Konkret gesagt wollen wir uns auf zwei Probleme konzentrieren, die aufs engste miteinander verknüpft sind: 1. Zu welchen Höhen steigen die Schneegrenzen über den ariden Zonen auf, mit andern Worten, gibt es überhaupt eine nivale Zone über den Trockengürteln der Erde? 2. Las-

sen sich gewisse Aussagen über die Klimaverhältnisse in den ariden Zonen während der letzten Kaltzeit machen?

Bevor wir diese Fragen weiterverfolgen, müssen wir ganz klar auf die Problematik des Schneegrenzbegriffes hinweisen. Zahlreiche Methoden zur Bestimmung einer Schneegrenze sind entwickelt worden, keine kann vollumfänglich befriedigen, die Auseinandersetzung ist nicht abgeschlossen. Dieser Problemkreis soll an anderer Stelle diskutiert werden. Wir wollen uns bloß auf die Aussage beschränken, daß die klimatische Schneegrenze nach den heutigen Ermittlungsverfahren nicht als eine eigentliche Grenzlinie, sondern vielmehr als eine Übergangszone anzusehen ist. Gerade im subtropisch-mediterranen Raum ergeben sich durch die großen Expositionsunterschiede fast unüberwindliche Bestimmungsschwierigkeiten, so daß nach unserer Meinung in jeder Schneegrenzangabe die Fehlergrenze bis zu 100 m betragen kann.



Figur 1

Schneegrenzen und Waldgrenze im westlichen Mittelmeerraum

Das Profil ist zwischen Mittlerem und Hohem Atlas um 400 km nach WSW versetzt.

1.2. Die Schneegrenzen im Randbereich der ariden Zone (Fig. 1)

Aus einer umfassenderen Arbeit lösen wir die Ergebnisse aus dem westlichen Mittelmeerraum heraus und beschränken uns auf das Schneegrenzprofil Sierra Nevada—Hoher Atlas (Fig. 1). Eine vollständige klimatische und morphologische Beschreibung und Begründung der eingesetzten Schneegrenzhöhen soll an anderer Stelle erfolgen, in unserem Zusammenhang beschränken wir uns auf die folgenden knappen Ausführungen:

Die gegenwärtige Schneegrenze läuft oberhalb der höchsten Gipfel von der Sierra Nevada zum Hohen Atlas. Die letzten südlichsten Gletscher im Mittelmeerraum finden wir in besonderen Gunstlagen in den Pyrenäen, am Gran Sasso d'Italia und am Erciyas Dag in Anatolien.

Die Eis- oder Firnflecken in der Sierra Nevada und im Taurus, wie auch die perennierenden Schneeereste im Hohen Atlas und Libanon sind für die Ermittlung einer rezenten klimatischen Schneegrenze bedeutungslos (Messerli 1966). Gewinnen wir aus Reisebeschreibungen des letzten Jahrhunderts zur Zeit der maximalen Hochstände keine Angaben über eine Gipfelvergletscherung (Schneegrenzanstieg seit damals über 100 m), oder zeigt eine Begehung der höchsten Regionen nach der sommerlichen Ablationsperiode nicht die geringsten Spuren einer Verfirnung (z. B. Hoher Atlas), so gibt es zur Bestimmung einer theoretischen, über der Gipfelhöhe verlaufenden Schneegrenze nur noch zwei Möglichkeiten. Zum ersten können wir vielleicht einen spätglazialen oder würmeiszeitlichen Gletscherstand festlegen und mit bekannten Depressionswerten aus den Alpen auf die Höhe der rezenten Schneegrenze schließen. Dieses Verfahren ist sehr fragwürdig und nur in einheitlichen Klimaräumen anwendbar, weil sich die Schneegrenzdepression von einer Klimaprovinz zur andern verändert. Zum zweiten aber bleiben uns die klimatischen Hilfsmittel, vor allem die Sommertemperaturen unter besonderer Berücksichtigung der Niederschlagsmengen. Möglichkeiten und Grenzen dieser Methode sollen noch eingehender zur Sprache kommen (Fig. 2 und 3).

Vergleichen wir die Schneegrenzhöhe an relativ kontinental gelegenen Gebirgen von Nordeuropa bis Nordafrika: Vom Inneren Südnorwegens (Schneegrenze im Dovregebiet über 2000 m; etwa 62° N) steigt die Schneegrenze über 16 Breitengrade hinweg rund 800 m zu den Alpen an (Alpen-Nordrand etwa 2700 m, Zentrum über 3200 m; etwa 46° N), von da weg nach Süden über 9—12 Breitengrade bis zur Sierra Nevada (Schneegrenze 3650 m; 37° N) oder zum Libanon (Schneegrenze 3700 m; 34° N) nochmals ungefähr 800 m. Kurz darauf erfährt sie in ihrem weiteren Verlauf nach Süden einen ungewohnten Aufschwung mit nochmals 800 m innerhalb weniger Breitengrade bis zum Hohen Atlas (Schneegrenze etwa 4500 m; 31° N). Wir stehen vor einer interessanten Erscheinung, die im großräumigen Meridionalverlauf der landschaftlichen Höhenstufen ganz einzigartig ist (vgl. Fig. 3 und 4). Zweifellos zeigt sich in diesem knickartigen Ansteigen von der Sierra Nevada zum Hohen Atlas im westlichen Mittelmeerraum und vom Libanon-Hermon zum Sinai im östlichen Mittelmeerraum die Ablösung des mediterranen Klimagebietes durch den einsetzenden Trockengürtel. Damit ist konsequent die nächste Frage gestellt: Bis zu welcher Höhe steigt die Schneegrenze nach Süden weiter an?

Die würmeiszeitliche Schneegrenze verhält sich im großräumigen Vergleich ganz ähnlich. Durch eine klare Festlegung der Schneegrenzhöhe in der Sierra Nevada (2350 m; Messerli 1965) und im Hohen Atlas (etwa 3450 m; Dresch 1941, Mensching 1953 und 1955) ergibt sich ein noch stärkerer Anstieg über dem nordafrikanischen Kontinentalrand. Die gleiche Frage ist gestellt: Wie verläuft die kaltzeitliche Schneegrenze über die Trockenzone hinweg?

Die Schneegrenzdepression fällt durch ihre Verminderung von der Sierra Nevada zum Hohen Atlas auf. In Fig. 1 erkennen wir deutlich, daß die kaltzeitliche Schneegrenze rascher ansteigt als die heutige. Würden wir nach Dresch und Mensching eine rezente Schneegrenze von 4200 m anwenden, so wäre die Verminderung der Depression von N nach S noch viel ausgeprägter. Von der niederschlagsreicheren Zone der Sierra Nevada (Niederschlag auf 2000 m Höhe: N-Seite etwa 1000 mm, S-Seite etwa 800 mm) zur niederschlagsärmeren Zone des Hohen Atlas (Niederschlag auf 2000 m Höhe: N-Seite etwa 520 mm, S-Seite etwa 340 mm) nimmt die Schneegrenzdepression ab. Ein ähnlicher Sachverhalt ergibt sich im östlichen Anatolien, und vor allem weist Wissmann (1959) in seiner umfassenden Arbeit über Hochasien auf die gleichen Erscheinungen hin. Überdies haben schon Klute, Machatschek, Louis und Bobek die Tatsache bestätigt, daß die Depression der letzteiszeitlichen Schneegrenze gegenüber der heutigen in niederschlagsreichen Gebieten größer ist als in Trockenzonen (Wissmann 1959). Wissmann kommt zum Schluß, daß die Unterschiede der Depression rein hygrisch und nicht thermisch bedingt sind. Hohen Niederschlägen entspricht im Osten Hochasiens eine Depression von 1000 bis 1150 m, während einem heutigen Hochlandwüsten-Klima eine Depression von weniger als 300 m entspricht.

Dazu möchten wir folgendes beitragen:

Wo bedeutende Massenerhebungen (Skandinavien, Alpen, Balkan) oder ausgedehnte Hochländer mit geschlossenen Gebirgsrändern (Anatolien, Iran, Hochasien) vorhanden waren, stand die erniedrigte Schneegrenze der letzten Eiszeit unter einem viel stärkeren Einfluß der Exposition und des Reliefs. Senkung der Schneegrenze und Zunahme der Niederschläge in fester Form (womit nicht eine absolute Niederschlagszunahme gemeint sein muß) brachte die Exposition zu kräftigerer Wirkung, als dies bei einer hochliegenden, knapp die Gipfflur berührenden Schneegrenze möglich ist. Die Gebirgsränder oder klimatischen

Gunstlagen zeichneten sich in tief hinuntergedrückten Schneegrenzen wirkungsvoll ab, die inneren Beckenzonen oder Hochländer dagegen blieben wie heute im Niederschlagsschatten und zwangen die Schneegrenze in die Höhe. Bedenken wir, daß zum Beispiel im Mittelmeerraum würmeiszeitlich über 200 Gebirge vergletschert waren, heute aber nur noch 2—3, dann verstehen wir das unterschiedliche Verhalten der beiden Schneegrenzen. Weil sich niederschlagsreiche und niederschlagsarme Zonen in einer niedrigen Schneegrenze kräftiger auswirken als in einer hochliegenden (Staulagen, Schattenlagen), verändert sich die Schneegrenzdepression zu größeren Werten in regenreichen und zu kleineren Werten in regenarmen Zonen. Wie weit die Erwärmung der großen Massenerhebungen während der Sommermonate auch in den Kaltzeiten schneegrenzhebend wirkte, hing wohl wesentlich von der Ausdehnung der Vergletscherungsfläche ab; wir wollen diese Frage in unserem Zusammenhange ausklammern.

Können wir nun die unterschiedliche Schneegrenzdepression in der Sierra Nevada und im Hohen Atlas mit diesen Aussagen befriedigend erklären? Die beiden Gebirge sind keine Massenerhebungen im Ausmaße der Alpen. Die Gipfelregion des Hohen Atlas ist durch keine Vorketten abgeschirmt und steht nach den möglichen Niederschlagsrichtungen wie die Sierra Nevada völlig offen. Dazu kommt etwas weiteres. Wenn in den ariden Zonen während unserer Kaltzeit wirklich eine Pluvialperiode herrschte, dann hätte das Massiv des Hohen Atlas davon profitiert, zum mindesten wäre es von der südwärts verlagerten Westwinddrift mit größeren Niederschlägen erreicht worden. Wie wollen wir dann erklären, warum die eiszeitliche Schneegrenze bei günstigeren Klimabedingungen so viel rascher ansteigt als die heutige? Schließlich müssen wir ergänzen, daß die Schneegrenzdepressionen von etwa 35° N und 35° S bis zum Äquator allgemein kleiner sind als in den nördlich und südlich anschließenden Räumen, wenn wir uns auf die noch recht mangelhaften Angaben aus den Anden und den äquatorialen Räumen Südamerikas und Afrikas stützen (Fig. 4. Bedeutende Abweichungen zitiert Mortensen 1957). Damit erhält unser scheinbares Einzelproblem aus dem westlichen Mittelmeerraum seinen größeren und bedeutenderen Rahmen, und die Frage ist gestellt: Was bedeutet dieser übermäßige Anstieg der eiszeitlichen Schneegrenze und die Verminderung der Schneegrenzdepression nach der ariden Zone hin?

Die einfachste Erklärung wäre wohl die, daß die Trockengürtel während der Kaltzeiten noch trockener waren als heute. Eine solche Aus-

sage steht aber im Widerspruch zu der heute bekannten Auffassung, daß Glazialzeiten und Pluvialzeiten übereinstimmen. Die Probleme sind gestellt.

2. Diskussion des Problems

2.1. Unterschiedliche Schneegrenzdepression durch ungleiche Temperaturgradienten (Tabelle 1)

Zum Problem der verschiedenen Schneegrenzdepression finden wir in Wissmann (1959, S. 224) folgenden Hinweis von Flohn: «Einer reinen Temperatursenkung im Sommer um 4°C entspricht in (sommerlich) ariden Gebieten eine Schneegrenzdepression von 400 m; unter humiden Bedingungen (im Sommer) entspricht einer reinen sommerlichen Temperatursenkung um 4°C eine Schneegrenzdepression von 800 m. Dies ergibt sich aus dem Unterschied zwischen trockenadiabatischem und feuchtadiabatischem Temperaturgefälle und kann einem Stüve-Diagramm entnommen werden.»

Mit diesem Hinweis scheint die unterschiedliche Schneegrenzdepression zwischen Sierra Nevada und Hohem Atlas in unserem Beispiel oder zwischen humider und arider Zone im allgemeinen gelöst und erklärt. Nun haben wir aber einige repräsentative Temperaturgradienten aus der humiden und ariden Zone nach neuesten Messungen in der freien Atmosphäre in Tabelle 1 zusammengestellt (WMO 1965) und kommen zum erstaunlichen Ergebnis, daß diese Erklärung nicht genügen kann. Die geringsten Temperaturabnahmen mit zunehmender Höhe finden wir mit $0,50$ und $0,51^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ in den Niederlanden, Kairo und Assuan. Die größten Temperaturgradienten treten zwar vorwiegend in der ariden Zone auf (Assuan $0,81$ und Khartum $0,79$), aber nicht in der Höhenlage der Schneegrenzen. Größere Gradienten zwischen $0,70$ und $0,80$ gibt es nur bis zur 700-mb-Fläche auf etwa 3100 m, darüber sind sie auf Werte zwischen $0,50$ und $0,63$ reduziert (Tabelle 1). Aus der zentralen Sahara (Tamanrasset, 22°N) zitiert Bögel (1956) Aufstiegsmessungen, die zwischen 2 und 5 km Höhe sommerliche Temperaturgradienten von $0,56$ bis $0,70$ ergeben. Alle diese Ergebnisse aus der Trockenzone bedeuten, daß die für unsere gesuchte Höhenlage repräsentativen Temperaturgradienten ohne weiteres mit den mittel- bis südeuropäischen Daten zwischen $0,51$ und $0,73$ (Gibraltar) übereinstimmen, auf alle Fälle nicht größer

Tabelle 1 *Die Temperaturgradienten des wärmsten Monats*
(Nach 10jährigen Mittelwerten 1951—1960, WMO 1965)

Kursive Gradienten repräsentieren den mutmaßlichen Höhenbereich der Schneegrenze

Ort	Geographische Breite	Höhe in gp m	Temperaturgradient in ° C/100 m
Frösön (Schweden)	63 ° 11'	1444—3013	0,56
		3013—5618	0,62
De Bilt (Niederlande)	52 ° 06'	1488—3065	0,51
		3065—5680	0,60
Payerne (Schweiz)	46 ° 49'	1529—3120	0,55
		3120—5756	0,58
Mailand	45 ° 28'	1510—3110	0,66
		3110—5750	0,62
Nîmes	43 ° 52'	1523—3133	0,57
		3133—5789	0,61
Rom	41 ° 48'	1520—3140	0,60
		3140—5800	0,62
Messina	38 ° 12'	1520—3150	0,57
		3150—5830	0,65
Gibraltar	36 ° 09'	1547—3188	0,55
		3188—5878	0,73
Malta	35 ° 50'	1543—3180	0,60
		3180—5873	0,68
Aleppo	36 ° 11'	1454—3108	0,68
		3108—5831	0,62
Tobruk	32 ° 05'	1519—3158	0,55
		3158—5869	0,60
Kairo	30 ° 08'	1505—3154	0,51
		3154—5897	0,54
		5897—7608	0,60
Assuan	24 ° 02'	1514—3181	0,81
		3181—5932	0,56
		5932—7684	0,50
Khartum	15 ° 36'	1503—3170	0,79
		3170—5897	0,73
		5897—7646	0,59
Jkeja (Nigeria)	6 ° 35'	1510—3156	0,61
		3156—5863	0,59
		5863—7572	0,61
Nairobi (Kenya)	1 ° 18' S	3140—5851	0,57
		5851—7566	0,58

sind und deshalb keine genügende Erklärung für die Abnahme der Schneegrenzdepression von der humiden zur ariden Zone bieten können.

Nun fragt sich aber, ob wir die Temperaturgradienten der freien Atmosphäre mit Schneegrenzhöhen in Zusammenhang bringen dürfen; sollten wir nicht ausschließlich Meßdaten von meteorologischen Höhenstationen verwenden? Zum ersten sind solche Bergstationen recht selten und zum zweiten sind die Differenzen für die Sommermonate unbedeutend. Nach schweizerischen Messungen weichen die Mitteltemperaturen der Bergstationen (Säntis, Pilatus, Weißfluhjoch, Großer St. Bernhard) nicht über $0,2^{\circ}\text{C}$ von denjenigen der freien Atmosphäre ab. Allerdings ergeben sich in den einzelnen Jahreszeiten etwas größere Differenzen, so daß im allgemeinen die Meßwerte der Bergstationen im Winter etwas kälter und im Sommer etwas wärmer sind als die entsprechenden der freien Atmosphäre (Ackermann 1954). Aus zahlreichen ähnlichen Versuchsanordnungen in Europa, USA und Japan zieht Bögel den Schluß, daß die Wintertemperaturen je nach der geographischen Lage beträchtlich tiefer sein können als diejenigen der Aufstiegsmessungen. Dagegen wird für die extremen Sommermonate, die ja für die Höhenlage der Schneegrenzen entscheidend sind, eine annähernde Übereinstimmung der Temperaturmittel von freier Atmosphäre und Gipfelstationen festgestellt. Flohn führt Werte aus dem mittleren Tien-Schan-Gebirge auf, bei denen die Monatsmittel der Stationen in Hochtallage in den extremen Wintermonaten bis über 10°C niedriger waren als die entsprechenden Aufstiegsmessungen von Alma-Ata. Im Sommer dagegen war kein wesentlicher Unterschied festzustellen (nach Bögel 1956, S. 26/14). Diese Ergebnisse berechtigen uns, die sommerlichen Temperaturgradienten der freien Atmosphäre als repräsentativ anzusehen. Im übrigen haben wir in der Sierra Nevada im Mittel aus N- und S-Seite einen Temperaturgradienten des wärmsten Monats von 0,75 ermittelt. Dieser außerordentlich hohe Wert kann durch die Temperaturverhältnisse im Hohen Atlas nicht so weit übertroffen werden, daß dadurch die Verminderung der Schneegrenzdepression befriedigend erklärt werden könnte.

Diese Tatsachen führen uns zu einer nächsten Überlegung: Eigentlich ist es ungenügend, die Höhenverschiebung der Schneegrenze von der letzten Kaltzeit bis zur Gegenwart nur mit heutigen Temperaturgradienten zu berechnen. Wir sollten doch auch die kaltzeitlichen Verhältnisse einbeziehen. Für die aride Zone bedeutet das aber folgendes: Gab es während der Kaltzeit wirklich ein Pluvial, dann wurden die damaligen Temperaturgradienten gegenüber den heutigen durch die größere Feuch-

tigkeit eher vermindert, das heißt, die Schneegrenzdepression wurde vergrößert oder die eiszeitliche Schneegrenze wurde hinuntergedrückt. Diese Folgerung steht aber im Widerspruch zu den morphologischen Untersuchungsergebnissen. Wieder kommen wir zum Schluß zurück, daß der überaus rasche Anstieg der eiszeitlichen Schneegrenze nach der ariden Zone hin eher auf eine extreme Trockenheit als auf eine Regenzeit hinweisen würde.

2.2. Schneegrenze und Solifluktionsgrenze

Wenn wir uns die Frage stellen, ob irgendwelche anderen geomorphologischen Höhenstufen die Interpretation des Schneegrenzverlaufes erleichtern könnten, dann denken wir zuerst an die Solifluktions- oder Strukturbodengrenze. Verlaufen aber Solifluktionsgrenze und Schneegrenze wirklich gleichsinnig mit einem allgemeinen Anstieg von den Polen zum Äquator und einer höchsten Lage über den Trockengürteln der Erde? (Poser 1933, Troll 1944.)

Bär und Leemann (1963) haben die Solifluktionsformen im Hohen Atlas untersucht und mit den Schweizer Alpen verglichen. Ich zitiere die von ihnen zusammengestellten Höhengürtel der Kernzonen und füge die rezenten Schneegrenzhöhen bei.

	Hoher Atlas	Schweizer Alpen
Gebundene Solifluktion: Girlanden	2500—3200 m	2200—2450 m
Freie Solifluktion: Stein/Erdstreifen	3100—4100 m	2600—2850 m
Rezente Schneegrenze	etwa 4500 m	etwa 2700—3200 m

Vergleichen wir nun das unterschiedliche Ansteigen der einzelnen Höhenstufen von den Alpen bis zum Hohen Atlas: Die Untergrenze der gebundenen Solifluktion um 300 m (2200 auf 2500 m), die Untergrenze der freien Solifluktion um 500 m (2600 auf 3100 m), die Schneegrenze aber um 1800 m (2700 auf 4500 m). Selbst wenn wir die Schneegrenzhöhen um mehr als 100 m falsch angesetzt hätten, so zeigen uns diese wenigen Angaben doch mit aller Deutlichkeit, daß mit dem Verlassen des gemäßigt-ozeanischen Klimaraumes ein gleichsinniger Verlauf Schneegrenze-Solifluktionsgrenze nicht mehr existiert.

Diese Folgerung läßt sich auch an den Strukturböden des Libanons nachweisen, die an der maritimen Westabdachung des Gebirges auf 1800 bis 2000 m und am wüstenhaften Ostabfall des Antilibanons eben-

falls auf 2000 m auftreten (Klaer 1957 und 1962). Formen der freien Solifluktion auf gleicher Höhe, aber unter grundsätzlich verschiedenen Klimabedingungen. Auf der W-Seite des Libanons gemilderte maritime Temperaturen, starke Windeinwirkungen und vor allem große Niederschläge bis zu 1500 mm; auf der E-Seite des Antilibanons treffen wir dagegen auf ausgesprochen kontinentale Verhältnisse mit starkem Frostwechsel und geringen Niederschlagsmengen unter 400 mm. Es besteht kein Zweifel, daß die Schneegrenze vom Libanon zum Antilibanon stark ansteigt, aber die Untergrenze der freien Solifluktion bleibt praktisch auf der gleichen Höhe. Wieder das gleiche Ergebnis: Schneegrenze und Solifluktionsgrenze verlaufen nicht gleichsinnig. Wo liegen die Ursachen?

Für die beiden Expositionen gelten offenbar ganz andere Gunstfaktoren. Die Strukturböden auf der maritimen Seite verfügen über eine geringe Anzahl Frostwechseltage, dafür über eine größere und länger andauernde Feuchtigkeit. Im kontinentalen Bereich liegt das Hauptgewicht auf der Frostwechselwirkung, dafür ist die notwendige Durchfeuchtung das eigentliche Kriterium. Es ist deshalb typisch, daß die niedrigsten Frostböden im Rand- oder Schmelzbereich von periodischen Schneelagen auftreten. Für die vollaride Zone bedeutet das aber folgendes:

- Die Schneegrenze wird durch die ungünstigsten Temperaturverhältnisse in den extremen Sommermonaten bestimmt und in die Höhe gedrückt. Die Solifluktionsform dagegen entsteht in der günstigsten Frostwechselzeit, der Rest des Jahres wird inaktiv überdauert.
- Die Schneegrenze wird durch die allgemein geringen Niederschläge in die Höhe gezwungen. Die Solifluktionsform entsteht in der kurzen Zeit der größten Feuchtigkeit und überdauert als fertige Form die Trockenperiode.
- Zusammengefaßt: Die Schneegrenze wird durch die ungünstigsten Verhältnisse bestimmt, weil sie ständig mit dem Klima oszilliert und nicht in einer Art Stillstandslage auf einer bestimmten Höhe überdauern kann. Die Solifluktionsform dagegen ist an einen bestimmten Ort gebunden, entsteht in der kürzesten Zeit bei optimalsten Bedingungen, überdauert die ungünstigste Jahreszeit und wartet als tote Form bis zur erneuten Reaktivierung.

Mit diesen Überlegungen ist eindeutig gesagt, daß bei Eintritt in die aride Zone Schneegrenze und Solifluktionsgrenze ganz andere Entstehungszeiten und Entstehungsbedingungen aufweisen und deshalb niemals gleichsinnig verlaufen können. Wir pflichten der Formulierung von

Hövermann bei, daß die Strukturbodengrenze eigenen Gesetzmäßigkeiten folgt und nicht als ein Füllsel zwischen Waldzone und Gletscherzone definiert werden kann (Hövermann 1962). Damit müssen wir aber auch den Begriff «Periglazial» in Frage stellen, denn die Solifluktionsformen in der ariden Zone haben mit diesem Begriffsinhalt nichts mehr zu tun, was wir bei der Besprechung des Schneegrenzverlaufs in den Trockengürteln der Erde noch deutlicher erkennen werden (Fig. 4).

2.3. Schneegrenze und Waldgrenze

Besteht die Möglichkeit, den unsicheren Verlauf der Schneegrenze durch die Höhe der Waldgrenze festzulegen oder zum mindesten in eine gesetzmäßige Beziehung zu bringen? Das Profil Sierra Nevada - Hoher Atlas scheint auf einen solchen Zusammenhang hinzuweisen, indem die beiden Höhenstufen einen ähnlichen Anstieg zeigen.

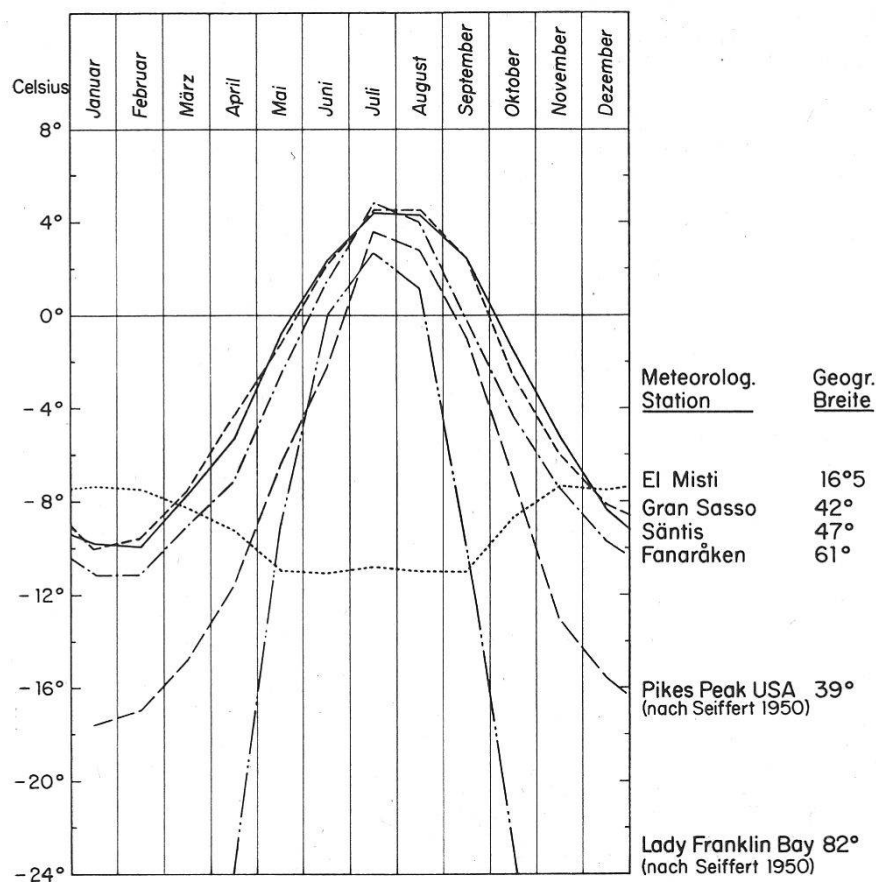
Wir müssen uns aber klar sein, daß die Definition der Waldgrenze nicht einfach ist (Hermes 1953). Dazu kommt folgendes: In den Alpen beträgt der Abstand Schneegrenze - Waldgrenze in den nördlichen Außketten 700—800 m, erreicht aber in Zentrallagen der Massenerhebung 1200 m (Hermes 1953). Demgegenüber stellen wir in den südmediterranen Regionen (Sierra Nevada, Libanon, Erciyas Dagħ) einen mittleren Abstand von 1500 m fest, der sich weiter südwärts zum Hohen Atlas noch vergrößert. Diese wenigen Angaben zeigen uns bereits, daß Schneegrenzen und Waldgrenzen nicht parallel laufen und daß sie auf unterschiedliche Klimabedingungen verschieden reagieren.

Im afrikanischen Trockenraum fehlt die Waldgrenze vollständig, und auch in den Anden sind nach bisherigen Kenntnissen zahlreiche Gebirge im Bereich der Wendekreise völlig baumlos (z. B. Llullaillaco 6720 m auf etwa 25 ° S. Vgl. Fig. 4. Klebelsberg 1949 und Hermes 1953). Wenn einer oberen Waldgrenze durch die Kältengrenze eine unüberwindliche Schranke gesetzt ist und die Trockengrenze mit zunehmender Aridität auch immer höher steigt, dann müßten doch diese beiden Begrenzungsflächen schließlich zusammenlaufen und einen Waldbestand überhaupt verunmöglichen (Seiffert 1950). Das heißt: Die Waldgrenze als vergleichbare Höhenstufe existiert in den Gebirgen der ariden Zone gar nicht mehr. Das führt uns konsequent zur nächsten Frage: Gibt es denn überhaupt eine Schneegrenze in der ariden Zone?

3. Die Auflösung der Schneegrenzen über den Trockengürteln der Erde

3.1. Unsere Kenntnisse von den Klimabedingungen an der Schneegrenze (Tabelle 2, Fig. 2 und 3)

In Tabelle 2 sind die wichtigsten Klimadaten einiger ausgewählter Stationen nahe der Schneegrenze zwischen 82° N und 16° S zusammengestellt. Die Gradienten, mit denen wir die Temperatur von der meteorologischen Station auf die nahegelegene Höhe der angenommenen Schneegrenze umrechneten, haben wir aus der Vergleichsreihe mit verschiedenen Talorten ermittelt und zum Teil mit entsprechenden Daten aus der freien Atmosphäre ergänzt (Literaturangaben auf Tabelle 2). Durch den relativ geringen Abstand Meßstation - Schneegrenze oder durch die Lage der Schneegrenze zwischen zwei Meßstationen (Säntis - Jungfraujoch) wollten wir die Fehlergrenzen möglichst einschränken, die durch die Unsicherheiten der Schneegrenzhöhen und der Temperaturgradienten gegeben sind. Dabei bleiben Änderungen der eingesetzten Temperatur-



Figur 2

Die Temperaturen an der Schneegrenze

Tabelle 2 Die Temperatur des wärmsten Monats an der Schneegrenze

	Lady Franklin Bay N-Kanada	Fanaråken S-Norwegen	Säntis Nordrand Alpen	Jungfrauoch Nordrand Alpen	Pic du Midi Zentrale Pyrenäen	Gran Sasso d'Italia Appennin	Misti Peru Anden
<i>Angaben über die meteorologischen Höhenstationen</i>							
Geographische Breite	82 ° N	61 ° 31'	47 ° 15'	46 ° 33'	42 ° 57'	42 ° 28'	16 ° 16' S
Höhe der Station	0 m	2064 m	2500 m	3576 m	2863 m	2125 m	5842 m
Gemessene Jahre	1871—1909 (7 Jahre)	1934—1938	1931—1960	1931—1960	1921—1950	1948—1960	2 Jahre
Temperatur des wärmsten Monats	2,9 °	3,2 °	5,6 °	— 1,0 °	7,2 °	11,8 °	— 6,0 °
Temperatur des kältesten Monats	— 38,3 °	— 12,1 °	— 9,0 °	— 14,7 °	— 7,4 °	— 4,2 °	— 9,0 °
Jahrestemperatur	— 19,3 °	— 5,6 °	— 1,9 °	— 8,0 °	— 1,1 °	3,5 °	— 7,9 °
Jahresniederschlag	100 mm	1282 mm	2900 mm	—	1510 mm	1226 mm	263 mm ?
<i>Angaben über die nahegelegene Schneegrenze</i>							
Mittlere Höhe der Schneegrenze	100 m	1800 m	2700 m	2700 m	3200 m	3100 m	? 6000 m
Temperaturgradient in ° C/100 m für die Höhendifferenz meteorologische Station - Schneegrenze	—	0,61	0,60	0,60	0,70	0,74	? 0,90
Temperatur des wärmsten Monats an der Schneegrenze	2,7 °	4,8 °	4,4 °	4,3 °	4,8 °	4,5 °	— 7,4 °
<i>Literaturangaben</i>							
	Seiffert 1950	Ostrem und Liestol 63, Seiffert 50, Bögel 56, WMO 1965	Schüepp 59, Bögel 56 und WMO 1965		Plandé 39, Météor. fr., Bögel 56, WMO 1965	Tonini 61, Bögel 56, WMO 1965	Seiffert 50, Kessler 63,

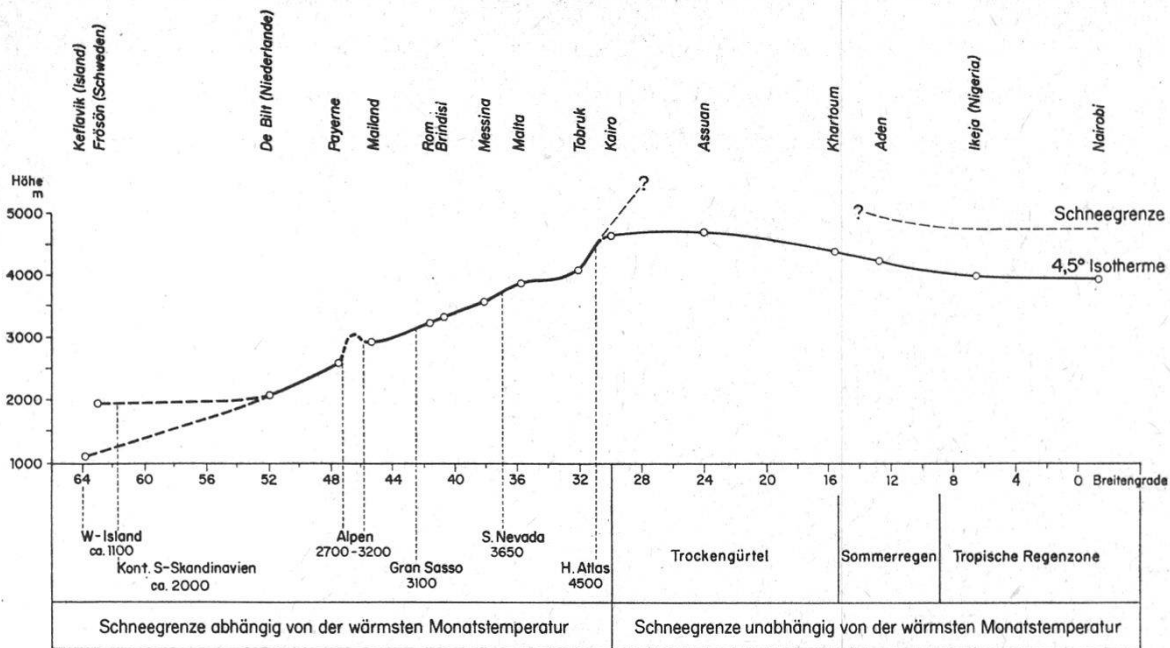
gradienten um einige Hundertstel Grad C bedeutungslos, viel stärker fällt ein Schneegrenzfehler von 100 m oder mehr ins Gewicht. Mit diesen Vorbehalten sind die errechneten Temperaturen an der Schneegrenze aufzunehmen.

In Fig. 2 haben wir den jahreszeitlichen Verlauf der Temperaturen an der Schneegrenze dargestellt, wobei die Angaben für den Pikes Peak und von Lady Franklin Bay der anregenden Arbeit von Seiffert (1950) entnommen sind. Die übrigen Werte haben wir nach den monatlich differierenden Temperaturgradienten umgerechnet, so daß wir den Temperaturverlauf mit großer Genauigkeit auftragen konnten.

Die Auswertung von Tab. 2 und Fig. 2 ergibt folgendes:

Die kältesten winterlichen Monatstemperaturen an der Schneegrenze zeigen eine gewaltige Streuung von $-38,3^{\circ}$ (Lady Franklin Bay) bis etwa -10° (Säntis, Gran Sasso). Demgegenüber fallen die Sommermonate durch eine erstaunliche Scharung der Temperaturkurven auf (Fig. 2). Abgesehen von der Station Misti schwanken sämtliche Julimittel zwischen $2,7$ und $4,8^{\circ}$. Klammern wir schließlich die arktische Station in Nordamerika mit ihren ganz besonderen Klimabedingungen und die unsicheren Werte des Pikes Peak (Station auf Gipfelhöhe 4310 m, Schneegrenze über der Gipfelhöhe geschätzt auf 4500 m) aus, so zeigt sich ein erstaunliches Ergebnis: Sämtliche Temperaturen des wärmsten Monats an der Schneegrenze von Südsandinavien bis in den Mittelmeerraum schwanken zwischen $4,3$ und $4,8^{\circ}$. Wir können im jetzigen Zeitpunkt nicht entscheiden, ob dieses Temperaturmittel von etwa $4,5^{\circ}$ für die Schneegrenzhöhe in unseren Breiten wirklich repräsentativ ist, oder ob künftighin Änderungen in der Größenordnung von $0,5$ — $1,0^{\circ}$ notwendig sein werden. Wir denken, daß genauere Untersuchungen in Zukunft eher eine Höhenkorrektur der klimatischen Schneegrenze verlangen werden, woraus eine entsprechend niedrigere Sommertemperatur an der Schneegrenze abzuleiten wäre. Im übrigen wissen wir auch noch zu wenig genau, wie viel die einzelnen lokalen Abweichungen betragen können und dürfen. Ferner bleibt die wichtige Frage offen, wie der Klimaraum mit dieser bestimmten Schneegrenztemperatur nach S und N abzugrenzen ist, d. h. wie Niederschlag, Verdunstung und Strahlung zu berücksichtigen sind. In lokal streng begrenzten Räumen müßten solche Untersuchungen aufgenommen werden.

Versuchsweise haben wir die $4,5^{\circ}$ Isotherme des wärmsten Monats nach den Temperaturmessungen in der freien Atmosphäre (WMO 1965)



Figur 3

Höhe der 4,5 °-Isotherme des wärmsten Monats
(Mittel 1951—1960, freie Atmosphäre, WMO 1965)

von Nordeuropa über den afrikanischen Trockenraum bis zum Äquator berechnet und dargestellt (Fig. 3). Dabei zeigt sich eine auffällige Übereinstimmung bis zum Hohen Atlas, d. h. bis zum Beginn der ariden Zone. Von da weg löst sich die Schneegrenze von der bestimmten Isotherme und steigt unabhängig und rasch an.

Einen Hinweis auf die Ursachen zu diesem Verhalten erkennen wir in den Angaben über die Station Misti auf Tab. 2 und Fig. 2: Sämtliche Monatsmittel bleiben weit unter 0 ° C und die Schneegrenze ist immer noch nicht erreicht. Nehmen wir die Schneegrenze hypothetisch auf 6000 m an, wie wir es in der Literatur unbewiesen öfters finden, so ergibt sich auf dieser Höhe eine Temperatur des wärmsten Monats von — 7,4 °. Die geringen Schneefälle werden von der Verdunstung aufgezehrt, es kommt zu keiner dauernden Schneelage und Verfirnung. Das heißt, die Niederschläge sind so gering, daß die Temperaturen überhaupt keine Rolle mehr spielen (Seiffert 1950). Diese Gegebenheiten würden sich auch mit zunehmender Höhe nicht mehr verändern, mit andern Worten, die Schneegrenze existiert gar nicht mehr (Fig. 3 und 4). Diese Erscheinung beweist uns zum Beispiel der 6720 m hohe Llullailaco, der die Schneegrenze auch in dieser beachtlichen Höhe nicht erreicht; aber nicht, weil sie noch höher liegt, sondern weil es sie nicht mehr gibt.

Das führt uns zum wesentlichen Ergebnis, daß die Schneegrenze nicht in irgendeiner geschätzten Höhe über den Trockengürtel hinwegzieht, sondern daß sie in der vollariden Zone überhaupt aussetzen kann.

3.2. *Ergebnisse und Probleme* (Fig. 4)

Untersuchen wir einmal die heutige und würmeiszeitliche Schneegrenze im Bereich der Trockengürtel. Wo lassen sie sich beidseits der Wendekreise zum letzten Mal feststellen? Anders gefragt: Können wir sie kontinuierlich über die Trockengebiete der Wendekreise hinweg verfolgen?

Afrika

Nördlich des Wendekreises lassen sich die Schneegrenzen letztmals auf 31° N im Hohen Atlas festlegen (Würm 3450, rezent 4500), dann treten sie erst wieder in umstrittenen Werten auf 10 — 15° N in Abessinien und Eritrea auf (Würm 4200, nach Hövermann unter 3000 m; rezent etwa 4900. Kuls und Semmel 1965). Aus dem eigentlichen Trockengürtel fehlt uns somit jede Angabe.

Nordamerika

Nördlich des Wendekreises finden wir die letzten rezenten Gletscher in der Sierra Nevada auf $36^{\circ} 30'$ (Schneegrenze 3800 m), währenddem eine würmeiszeitliche Vergletscherung noch auf 34° N in der Sierra San Jacinto festzustellen ist (Schneegrenze über 3000 m, Klebelsberg 1947 und 1949). Südlich des Wendekreises lassen sich rezente und eiszeitliche Schneegrenzen erst wieder an den mexikanischen Vulkanbergen Ixtaccihuatl und Popocatepetl auf 19° N festlegen (Würm 3900, rezent 4600, Klebelsberg 1949). Also fehlen uns auch in Nordamerika über den effektiven Trockenzonen der Wendekreise jegliche Höhenangaben. (Die mexikanischen Vulkane liegen bereits im Niederschlagsbereich der Nordostwinde aus dem Golf von Mexiko.)

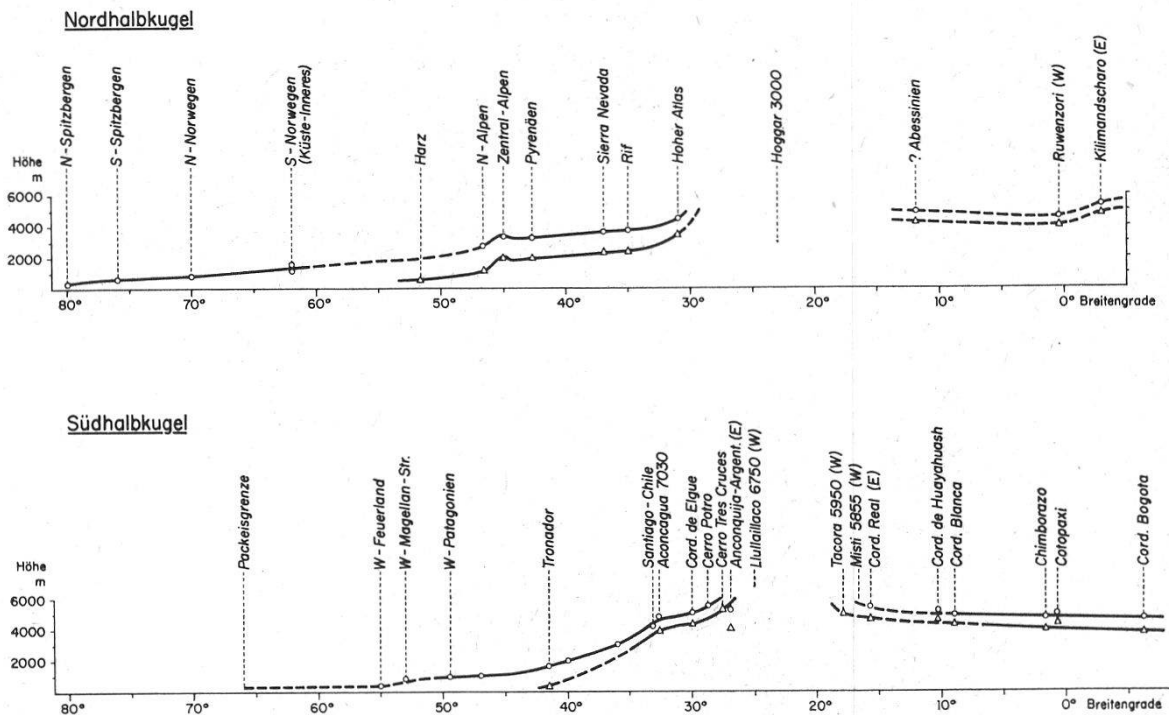
Südamerika

Nördlich des Wendekreises: In den westlichen Ketten läßt sich eine rezente Schneegrenze letztmals auf etwa 16° S festlegen (Schneegrenze 5100—5200, Kessler 1963), denn am Misti ($16^{\circ} 16'$) und Tacora ($17^{\circ} 45'$) muß sie bereits über 6000 m liegen. Es ist wohl möglich, daß

einzelne Gipfel in besonderer Gunstlage bis 18° S oder 19° S knapp unter 6000 m noch eine Verfirnung aufweisen können (Sajama $18^{\circ} 7'$ und Nev. de Payachatas $18^{\circ} 10'$, Kessler 1963), doch müssen diese Aussagen noch besser gesichert werden. Die letzte eiszeitliche Vergletscherung vor dem Wendekreis ist am Sajama auf $18^{\circ} 7'$ ermittelt worden (Würm 5200—5300).

In den östlichen Andenkette ließ sich eine rezente Schneegrenze am Chacaltaya auf $16^{\circ} 19'$ ermitteln (5220—5300) und eine würmeiszeitliche soll am Chorolque auf 21° S festgestellt worden sein (4800—5000, Kessler 1963).

Südlich des Wendekreises: Im westlichen Teil tritt der erste Gletscher am Cerro Potro $28^{\circ} 23'$ auf (etwa 5500 m, Klebelsberg 1949). Wieweit die rezenten Schneegrenzwerte aus den vorgelagerten nordwest-argentinischen Sierren (5500—6200 m) auf einer Breite von 24 — 29° S wirklich auf gesicherten Angaben beruhen, scheint sehr fraglich. Immerhin haben wir auf Fig. 4 die überlieferten Schneegrenzhöhen des Anconquija eingetragen. Jedenfalls erhalten diese Gebirge bedeutende Steigungsregen und fallen für die Beurteilung einer ariden Zone ohnehin außer Betracht (Wilhelmy 1957). Die eiszeitliche Schneegrenze setzt am Cerro Tres Cruces auf $27^{\circ} 20'$ ein (über 5300 m).



Figur 4

Verlauf der gegenwärtigen und würmeiszeitlichen Schneegrenze

Zusammengefaßt erscheinen in den Anden bedeutende Erhebungen im Bereich der Wendekreise völlig aper (z. B. Llullaillaco 6720 m). Zudem setzen die Schneegrenzen nach den bisherigen Kenntnissen deutlich aus, die rezente zwischen 18° S und 28° S und die eiszeitliche zwischen 21° S und 27° S. Dieses wichtige Ergebnis wollen wir aber nochmals mit der Feststellung einschränken, daß eine geringe Steigerung der Niederschläge an irgendeinem Punkt in dieser Zone auch ein lokal streng begrenztes Vorkommen einer Schneegrenze ermöglicht (z. B. nordwest-argentinische Sierren).

Asien

Nördlich des Wendekreises wurde eine rezente Schneegrenze am Yülungschan (in einem Knie des Yangtsekiang) auf etwa 27° N ermittelt (Höhe 5150 m), währenddem eine kaltzeitliche Schneegrenze noch auf $25^{\circ} 40'$ im Tentschangshan (zwischen Mekong und Yangtse) festgestellt wurde (Höhe 4000 m, Wissmann 1959). Südlich des Wendekreises finden wir eine rezente und eiszeitliche Vergletscherung erst wieder in den über 5000 m hohen Gebirgen Neuguineas auf $4^{\circ} 5'$ S.

Besonders interessant sind aber die letzteiszeitlichen Vereisungen auf Formosa in Wendekreislage ($23^{\circ} 57'$, Niitakayama, Gipfelhöhe 3950 m, Klebelsberg 1947). Ob wir diese Erscheinungen mit dem kaltzeitlich weit nach Süden reichenden ostsibirischen Höhentrog in Verbindung bringen können (Flohn 1952), oder ob wir es hier mit einer durch die insulare Lage bedingten niederschlagsgünstigen Sonderstellung in freier Ostexposition zu tun haben (vgl. auch die Ostlage der nordwestargentinischen Sierren auf dem südlichen Wendekreis), ähnlich dem kaltzeitlich vergletscherten Mauna Kea auf Hawaii (etwa 20° N, Klebelsberg 1947), müssen wir offen lassen.

Überblicken wir diese großräumigen Ergebnisse, dann stellen wir auf Grund der heutigen Kenntnisse tatsächlich ein Aussetzen der Schneegrenzen über den extremen Trockengürteln der Erde fest. Es ist wohl möglich, daß künftige Forschungen dieses Bild kräftig modifizieren werden (Fig. 4). Eines aber ist sicher: die Bedeutung der einzelnen Klimaelemente für die Höhe der Schneegrenze ändert sich von der humiden zur ariden Zone grundlegend. Wo die Schneegrenzfläche unabhängig von der Temperatur des wärmsten Monats rasch ansteigt, kann sie sich auflösen (Fig. 3). In den Trockengebieten entscheiden nicht die Tempe-

raturverhältnisse und auch nicht die Größe der Massenerhebung, sondern die vorhandene Feuchtigkeit über die Existenz einer Schneegrenze. Dabei kann sie innerhalb der Auflösungszone in lokal streng begrenzten Räumen sprunghaft auftreten, wenn eine klimatische Gunstlage dies ermöglicht. Im gesamten aber ist es kaum richtig, wenn wir die Schneegrenzen an den letzten Angaben beidseits der Wendekreise verankern und in einer geschätzten Höhenlage über 6000 m miteinander verbinden.

Dazu kommt etwas weiteres. Nach dem heutigen Stand der Kenntnisse setzen die letzteiszeitlichen Schneegrenzen über den Trockengürteln ebenfalls aus, besonders auffällig in den Anden (Fig. 4). Sollte die zukünftige Forschung diese Ergebnisse bestätigen, so würde das folgendes bedeuten: Die Niederschläge konnten kaltzeitlich nicht größer sein als heute, denn eine geringe Zunahme hätte die Ausbildung einer nivalen Zone und damit einer Schneegrenze ermöglicht. Diese Aussage führt uns wieder zum gleichen Problem: Sind unsere Kaltzeiten wirklich den Pluvialzeiten gleichzusetzen?

4. Stimmen Glazial und Pluvial zeitlich überein?

4.1. Die Auseinandersetzung um die Zirkulationsverhältnisse in Kaltzeiten und Warmzeiten

In jüngster Zeit rückt die Auffassung in den Vordergrund, daß die Kaltzeiten und Warmzeiten auf Veränderungen in der allgemeinen Zirkulation zurückzuführen sind. (Diese wiederum werden durch Änderungen des Sonnenspektrums im Ultraviolett begründet. Willet 1949, Blüthgen 1964.) Der gesamte Fragenkomplex wurde in den letzten Jahrzehnten entdeckt und bearbeitet, nachdem ein immer umfangreicheres Beobachtungsmaterial zur Erfassung des großräumigen Zirkulationsgeschehens und Witterungsablaufes bereitgestellt wurde (Willet 1949 und 1950, Flohn 1952 und 1953, Butzer 1958, Fairbridge 1965). Wir erläutern kurz die beiden Begriffe der Zonalzirkulation (high index, Warmzeit) und der Meridionalzirkulation (low index, Kaltzeit), die auch künftighin den Ausgangspunkt jeder Diskussion bilden werden.

Zonalzirkulation (Interglazial)

Untersucht nach den rezenten Klimamilderungen, lassen sich die wichtigsten Merkmale folgendermaßen zusammenfassen: Subtropenhoch und

Subpolartief sind gut entwickelt und bestimmen die frontale Aktivität. Der Hochdruckgürtel der Roßbreiten ist verstärkt und nach Norden verlagert. Die Westdrift ist gut ausgebildet und nur wenig gegliedert (Flohn 1952 und 1953, Butzer 1958). Möglicherweise wird den Polarkappen advektiv so viel Wärme zugeführt, daß selbst die Ausgangstemperaturen für Kaltluftvorstöße positiv beeinflußt werden (Blüthgen 1964). Wenn das Polarmeer völlig eisfrei war, was noch nicht eindeutig geklärt ist, dann mußten die Auswirkungen auf die Zirkulation ganz bedeutend gewesen sein (Flohn 1952 und 1963).

Nach diesen allgemein anerkannten Ausführungen stoßen wir nun in den Folgerungen auf gegensätzliche Meinungen:

1. Die Passatzirkulation ist normal entwickelt und wird höchstens durch flache Kaltluftmassen gestört. Die tropische Zyklonalität ist etwas gemildet (Flohn 1952, Butzer 1958). Die Trockengürtel erhalten keine bedeutenden Niederschläge, Warmzeit und Trockenzeit stimmen überein.
2. Während des postglazialen klimatischen Optimums, das wir als das letzte wirkliche Interglazial bezeichnen können, schob sich der Passatgürtel nach Norden zur geographischen Breite des Mittelmeeres. Die Sommer-Monsunregen wurden so verstärkt, daß diese SW-Winde aus dem Golf von Guinea hereinströmten und den ganzen Sudan und die südliche Sahara in eine Savanne verwandelten (Fairbridge 1965). Dubief und Balout sprechen sogar von monsunalen Niederschlägen bis an den Südrand des Atlas (Balout 1952). Auch Butzer (1958) weist auf postglaziale Niederschläge im Nahen Osten und Nordafrika hin und Flohn (1963) prägt für diese Sommerregen den Begriff «tropisches Pluvial». Das bedeutet: Warmzeit und Trockenzeit können zeitlich differieren.

Meridionalzirkulation (Glazial)

In strengen Wintern wurde eine deutliche Südwärtsverlagerung der Westwinddrift beobachtet. Mit dieser Südverlagerung war eine ausgeprägte Meridionalzirkulation verbunden bei allgemein abgeschwächter Westdrift (Blüthgen 1964) oder höchstens in der Breitenzone 30—45° verstärkten Westdrift (Flohn 1953). Wesentlich ist die Tatsache, daß höhere Luftmassen polare Luft in die tropischen Regionen führen und daß umgekehrt tropische Luft bis in Polnähe strömt. Bis dahin stimmen

die meisten Autoren überein, im folgenden zeigen sich aber unterschiedliche Auffassungen:

1. Die Zellen des subtropischen Hochdruckgürtels sind abgeschwächt, und die Passatzirkulation ist gestört. Das Vorstoßen von Kaltluftwellen bis in die tropische Region wird dadurch ermöglicht und steigert die Zyklonalität in der tropischen Konvergenzzone. Durch die Südverlagerung der planetarischen Frontalzone innerhalb der Westdrift um 10—15 Breitengrade und durch die mäßige Ausweitung — mindestens Konstanz — des innertropischen Regengürtels, ergibt sich eine Schrumpfung des subtropischen Trockengürtels (Flohn 1953, Büdel 1949 und 1963). Kaltzeit und Pluvialzeit stimmen überein.
2. Willet nimmt eine Verstärkung der Passatzirkulation an und vertritt die Auffassung, daß ein gegenüber heute viel ausgeprägter Hochdruckgürtel um 5—10 ° gegen den Äquator zu verschoben ist. Eine Zunahme der Aridität in der Subtropenzone müßte die Folge sein (Willet 1950). Kaltzeit und Pluvialzeit stimmen nicht genau überein.
3. Durch den meridionalen Luftaustausch erfuhr der äquatoriale Regengürtel eine extreme Schrumpfung, die monsunalen Niederschläge aus SW setzten aus, die aride Zone der zentralen und südlichen Sahara und des Sudans dehnten sich entsprechend aus (Fairbridge 1965). Kaltzeit und Pluvialzeit stimmen nicht überein.

Wir wollen nun an dieser Stelle nicht ausführlich auf Beweise und Gegenbeweise eintreten. Bekannt sind uns die Grundlagen der klassischen Auffassung von der Gleichzeitigkeit Glazial-Pluvial (Flohn 1953, Büdel 1949 und 1963). Eher unbekannter sind die Ansichten von Fairbridge, der seine Aussagen mit sedimentologischen Untersuchungen am Nil belegt und nachweist, daß das Flußbett zwischen 25 000 und 10 000 v. J. sehr wenig Wasser führte, d. h. die tropischen Regenfälle in dieser Zeit nahezu zum Stillstand kamen. Im übrigen sollen Pollenanalysen im Hoggar zeigen, daß das letzte Pluvial der hohen Sonnenstrahlung des letzten Klimaoptimums entspricht, also die größten Niederschläge während der postglazialen Wärmezeit fielen (Fairbridge 1965). Deshalb ist das letzte Klimaoptimum auch deutlich von der Gegenwart zu unterscheiden, hatten wir doch damals nach Emilianis tropischen Meerestemperaturbestimmungen mit 0 18 eine um etwa 3 ° wärmere Temperatur als heute. (Nach paläobotanischen Temperaturbestimmungen waren die Jahre 10 000—4500 v. J. etwa 2,5 ° wärmer als heute. Fairbridge 1965.)

Übereinstimmend nach allen Autoren und auch nach den eigenen Feldarbeiten wurde der Mittelmeerraum im Glazial in die südwärts verlagerte Westdrift einbezogen. Die entscheidende Frage ist aber, wie weit nach Süden diese verstärkte Niederschlagstendenz reichte. Nach den Darstellungen Büdels dürfte während der Würmeiszeit der Übergang von der mediterranen Vegetation zur Wüste und Wüstensteppe bei etwa 28 ° gelegen haben (Büdel 1949), währenddem Fairbridge einen verstärkten Niederschlag nur etwa 300 km weiter nach Süden postuliert, nachgewiesen an Pollenanalysen bis zu den tunesischen Schotts. Da der Hohe Atlas aber noch etwa 2,5 Breitengrade südlicher liegt, wäre es nach dieser letzten Auffassung wohl möglich, daß ein gewaltiger kaltzeitlicher Trockenkontinent eine äußerst geringe Vergletscherung mit einer auffallend hohen würmeiszeitlichen Schneegrenze bestimmt haben könnte.

4.2. Ergebnisse und Probleme

Die Verminderung der Schneegrenzdepression von der humiden zur ariden Zone kann durch eine Veränderung der Temperaturgradienten nicht befriedigend erklärt werden. Auch höhenmäßige Vergleiche mit Solifluktions- und Waldgrenze führen zu keinem Ergebnis. So stellt sich doch die Frage, ob nicht eine eiszeitliche Niederschlagsverminderung den Schneegrenzverlauf in der ariden Zone beeinflußt hat.

Heute wird auf dem höchsten Gipfel des Atlas (Toubkal 4165 m) ein jährlicher Niederschlag von 636,5 mm gemessen (Mittel der Jahre 1950 bis 1964); allerdings muß dieser Wert durch die extrem exponierte Gipfelfelage des Totalisators mit größter Vorsicht aufgenommen werden. Nehmen wir nun eine Senkung dieser Niederschlagsmenge beispielsweise auf die Hälfte an, dann stellt sich bereits eine ähnliche Situation wie beim Misti ein (Tab. 2). Die kritische Niederschlagsgrenze kann unterschritten werden, dadurch wird die angenäherte Beziehung Schneegrenze-Sommertemperatur gestört und die Schneegrenze steigt rascher an (Fig. 3). Diese kritische Niederschlagsmenge können wir zahlenmäßig nicht bezeichnen, sie steht zweifellos in einer komplexen Beziehung zu den übrigen Klimaelementen und ist starken lokalen Änderungen unterworfen. Klute hat für den Mittelmeerraum einen Rückgang der kaltzeitlichen Niederschläge auf 60—80 % angenommen (Klute 1950). Auch Flohn kommt nach sorgfältigen Überlegungen zum Schluß, daß Gesamtverdunstung und Gesamtniederschlag der Erde niedriger waren als heute, und daß von einer globalen Niederschlagszunahme als Ursache der Eis-

zeiten keine Rede sein kann (Flohn 1953). Diese Aussagen wären für unseren Betrachtungsraum äußerst interessant, doch nun stoßen wir wieder auf die Fragen der Zirkulation. Nach Flohn rückte die Westdrift mit dem Hauptzugsgebiet der Fronten bis in die Breitenzone $25-35^\circ$, so daß in diesem Bereich kaltzeitlich eher eine Niederschlagszunahme zu verzeichnen war. Nach Fairbridge und den französischen Forschern dagegen haben sich die trockenen Kaltzeiten bis an den Südrand des Atlas ausgewirkt und völlig andere Bedingungen geschaffen.

Kommen wir zum Ausgangspunkt unseres Problems zurück. Falls die Sierra Nevada und vor allem der Hohe Atlas kaltzeitlich in die südverlagerte Westdrift einbezogen wurden und beide Gebirge mehr Niederschlag erhielten, dann ist der unterschiedliche Schneegrenzverlauf zwischen Eiszeitalter und Gegenwart nur schwer zu deuten. Denn es ist kaum denkbar, daß in dem relativ einheitlich gebildeten Klimaraum größere Differenzen in der eiszeitlichen Temperatursenkung möglich waren.

Höchstens könnten wir einwenden, daß eine Schneegrenzdepression von etwa 1000 m im Hohen Atlas (ähnlich wie im Libanon) gegenüber 1300 m in der Sierra Nevada kein überzeugender Gegensatz sei und ohne weiteres durch Fehlbestimmungen korrigiert werden könnte. Das ist zweifellos richtig, aber unumstößlich bleibt die Tatsache, daß die Schneegrenzen südlich des $34.$ Breitengrades außerordentlich rasch ansteigen, ähnlich der heutigen $4,5^\circ$ Isotherme des wärmsten Monats (Fig. 3). Diese Erscheinung wäre gemildert worden, wenn die kaltzeitliche Meridionalzirkulation eine verstärkte Westwind-Niederschlagstätigkeit bis auf eine Breite von 25° gebracht (Flohn 1953) oder wenn die mediterrane Vegetation bis auf eine Breite von etwa 28° gereicht hätte (Büdel 1949).

Der bis heute bekannte Schneegrenzverlauf im eurafrikanischen Raum scheint eher auf eine ausgeprägte kaltzeitliche Trockenheit in der Subtropenzone hinzuweisen. Doch muß diese Aussage in Zukunft noch genauer untersucht und vor allem zeitlich viel deutlicher und differenzierter gegliedert werden. Abschließende Ergebnisse können weder hier noch heute vorgelegt werden, zahlreiche Probleme bleiben offen. Immerhin wollen wir zum Schluß unseres Berichtes noch einen Blick in das faszinierende Buch von Henri Lhote über die Felsbilder der Sahara werfen (Lhote 1958) und dabei bedenken, daß Felszeichnungen bis an den Südfuß des Atlas gefunden wurden. Lhote schreibt: «Die erste Schicht ist die der Jäger zwischen 8000 und 6000 v. Chr. Die ersten Kulturen

zeigen unwiderleglich einen negroiden Einschlag» (Lhote S. 14 und S. 244). Was heißt das? 8000 v. Chr. ist der Beginn der postglazialen Wärmezeit. Die Einwanderung erfolgte von Süden her, also ein Öffnen der Sahara durch die einsetzenden Monsunregen in der Warmzeit. Lesen wir weiter: «Die zweite Epoche ist die der Hirten von 5000—1200 v. Chr.» Was bedeutet das? Postglaziales Optimum mit den größten Niederschlagsmengen um 5000 v. Chr. Für die Bewohner der Übergang vom Jäger- zum Hirtentum. Und weiter lesen wir: «Die dritte Gruppe ist die der Krieger mit Wagen, und das ist die Zeit seit 1200 v. Chr. Die vierte Epoche ist die, in der das Kamel erscheint. Es ist die Zeit um 50 v. Chr.» Was heißt das? Schriftliche Aufzeichnungen in Ägypten weisen darauf hin, daß die Winterregenfälle wieder einsetzen und die Sommerregen aufhören (Flohn 1963 und Fairbridge 1965).

Zum Schluß bleiben wohl mehr Probleme gestellt als gelöst. Die Schneegrenzen als Klimazeugen spielen in dem aufgebrochenen Fragenkomplex eine bescheidene Rolle, und doch muß ihr Verhalten und ihr Verlauf in den klimatischen Übergangsräumen noch genauer untersucht werden. Aber erst in Übereinstimmung und in Zusammenarbeit mit andern Fachrichtungen werden diese Probleme in Zukunft einer Lösung näher kommen.

Résumé

1. Le problème

En suivant sur les méridiens le cours de la ligne des neiges glaciaire et actuelle et en nous dirigeant de la zone humide à la zone aride nous constatons une montée soudaine et rapide au-dessus du bord continental nordafricain, ce qui représente une anomalie étonnante dans la comparaison des grandes étendues (fig. 1, 4). Les questions suivantes en résultent: A quelle altitude s'élèvent les lignes des neiges au-dessus de la zone aride? Les cours différents des deux lignes des neiges permettent-ils de tirer certaines conclusions concernant le changement du climat quaternaire?

2. Discussion du problème

La surface de la limite des neiges quaternaire a un relief bien plus accentué que l'actuelle. Les raisons: Premièrement, une augmentation

des précipitations de forme solide ne signifie pas un accroissement partout pareil, celui-ci étant progressivement différencié par le relief. Deuxièmement, à l'époque glaciaire bien plus de montagnes étaient couvertes de glaciers, ainsi la surface de la limite des neiges était influencée plus souvent et plus vivement. Ces explications ne suffisent néanmoins pas à expliquer la montée plus forte vers la zone aride de la ligne des neiges quaternaire si elle est comparée à l'actuelle.

Les différents gradients des températures (ascension de l'air adiabatique sèche ou humide) ne peuvent donner satisfaction pour expliquer la réduction de la dépression de la ligne des neiges en passant de la zone humide à la zone aride. Au-dessus de la zone aride, au niveau approximatif de la ligne des neiges, les gradients des températures sont si réduits qu'ils peuvent être comparés aux conditions nord- à sudeuropéennes (Tab. 1).

L'altitude de la limite de la solifluction et des sols structurés ne peut être employée à titre de comparaison. En pénétrant dans la zone aride les formes solifluidales sont soumises à des lois spéciales qui excluent un cours semblable à celui de la ligne des neiges.

3. La dissolution de la ligne des neiges au-dessus des zones arides de la terre

Pour un choix de stations nous réunissons les températures du mois le plus chaud à la limite des neiges. (Les relations complexes entre climat et ligne des neiges doivent être examinées plus amplement à l'avenir.) Dès l'entrée dans la zone aride la relation frappante entre l'isotherme d'été et la ligne des neiges cesse d'exister: la ligne des neiges s'élève rapidement sans plus dépendre de la température d'été (fig. 3). Les précipitations peu considérables de forme solide sont si rapidement résorbées par l'évaporation que même des températures estivales inférieures à 0 ° C ne permettent plus la formation d'une zone nivale. Dans les zones arides de la terre ce ne sont ni les conditions des températures ni l'importance de la masse du relief mais seulement l'humidité donnée qui décide de l'existence d'une ligne des neiges.

Nous en arrivons à la conclusion qu'au-dessus des zones extrêmement arides des deux tropiques les lignes des neiges se dissolvent. Tout au plus peuvent-elles apparaître sporadiquement dans un espace restreint spécialement favorisé.

Comme d'après l'état actuel des recherches des lignes des neiges glaciaires ne sont pas démontrées, il n'y eut manifestement pas d'augmentation des précipitations à l'époque glaciaire, ce qui est en contradiction avec la conception de la simultanéité époque glaciaire/pluviale.

4. Le problème glaciaire-pluvial

Les conceptions actuelles de la circulation atmosphérique zonale (période chaude) et méridienne (période froide) permettent de déduire différentes opinions: simultanéité oui ou non du glaciaire et du pluvial. Il n'est pas contesté qu'à l'époque glaciaire le domaine méditerranéen se trouvait dans la zone des vents d'ouest qui était alors déplacée vers le sud; ce qui est discuté c'est l'étendue vers le sud de cette tendance à des précipitations plus élevées. Selon notre opinion le domaine du Haut Atlas n'était plus inclué.

Le parcours de la ligne des neiges dans les régions limitrophes de la zone aride nous indique plutôt que nous devons admettre une régression des précipitations au sud du 34—32^e parallèle pour l'époque glaciaire. En tout cas il est peu probable qu'à l'intérieur de ce domaine à climat relativement uniforme (Sierra Nevada - Haut Atlas). Le régime des températures ait fortement différencié.

Si une observation globale des lignes des neiges nous fait plutôt croire à la thèse de la simultanéité période froide - période sèche, nous devons néanmoins nous rendre compte que nos connaissances sont encore bien incomplètes, que le tableau chronologique devra être bien plus détaillé et que donc bien des problèmes restent en suspens.

Literaturverzeichnis

- ACKERMANN, P. (1954): Vergleich der Temperatur der freien Atmosphäre mit denjenigen des schweizerischen klimatologischen Netzes. Annalen der MZA 1954, S. 6/53.
- BALOUT, L. (1952): Pluviaux interglaciaires et préhistoire saharienne. Trav. de l'hist. de Rech. sahar. 8, 1952, p. 9—21.
- BÄR, O. und LEEMANN, A. (1963): Klimamorphologische Untersuchungen in Marokko. Vierteljahresschrift d. Natf. Ges. Zürich, 1963, H. 3, S. 295—357.
- BLÜTHGEN, J. (1964): Allgemeine Klimatologie. Lehrbuch der Allg. Geogr. Bd. II, Berlin 1964.

- BÖGEL, R. (1956): Untersuchungen zum Jahresgang des mittleren geographischen Höhengradienten der Lufttemperatur in den verschiedenen Klimagebieten der Erde. Ber. d. Deutschen Wetterdienstes Nr. 26, 1956.
- BRUSCH, M. (1949): Die Höhenlage der heutigen und der eiszeitlichen Schneegrenze in Europa, Vorderasien und den angrenzenden Gebieten. Diss. Göttingen 1949.
- BÜDEL, J. (1949): Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. Die Naturwissenschaften, Organ der M. Planck-Ges. H. 4 und 5, 1949.
- (1953): Die «periglazial»-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. Erdkunde, Bd. VII, H. 4 1953, S. 249.
- (1963): Die pliozänen und quartären Pluvialzeiten der Sahara. Eiszeitalter und Gegenwart 14, 1963, S. 161—187.
- BUTZER, K. W. (1958): Quaternary Stratigraphy and Climate in the Near East. Bonner Geogr. Abh. H. 24, 1958.
- DRESCH, J. (1941): Recherches sur l'évolution du relief dans le Massif Central du Grand Atlas. Le Haouz et le Sous. Tours 1941.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1965): Eiszeitklima in Nordafrika. Geol. Rundschau, H. 1, Bd. 54, 1965.
- FLOHN, H. (1952): Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie. Geol. Rundschau H. 1, Bd. 40, 1952.
- (1953): Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. Erdkunde H. 4, 1953.
- (1963): Zur meteorologischen Interpretation der pleistozänen Klimaschwankungen. Eiszeitalter u. Gegenwart Bd. 14, 1963.
- (1965): Grundfragen der Paläoklimatologie im Lichte einer theoretischen Klimatologie. Geol. Rundschau, H. 1, 1965.
- HERMES, K. (1955): Die Lage der oberen Waldgrenze in den Gebirgen der Erde und ihr Abstand zur Schneegrenze. Kölner Geogr. Arbeiten, H. 5, 1955.
- HÖVERMANN, J. (1962): Über Verlauf und Gesetzmäßigkeit der Strukturbodengrenze. Biuletyn Peryglacjalny, nr. 11, Lodz 1962.
- KESSLER, A. (1963): Über Klima und Wasserhaushalt des Altiplano (Bolivien, Peru) während des Hochstandes der letzten Vereisung. Erdkunde H. 3/4, 1963.
- KLAER, W. (1957): Beobachtungen zur rezenten Schnee- und Strukturbodengrenze im Hochlibanon. Z. f. Geomorphologie, I, 1957.
- (1962): Untersuchungen zur klimagenetischen Geomorphologie in den Hochgebirgen Vorderasiens. Heidelberger Geogr. Arbeiten, H. 11, 1962.
- KLEBELSBERG, R. v. (1947): Eiszeitliche Gletscherrekorde. Die Alpen 1947, S. 371.
- (1948/49): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. 2 Bde. Wien 1948 und 1949.

- KLUTE, F. (1950): Das Klima Europas während des Maximums der Weichsel-Würm-Eiszeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit. *Erdkunde* 5, 1950, S. 273—283.
- KULS, W. und SEMMEL, A. (1965): Zur Frage pluvialzeitlicher Solifluktionsvorgänge im Hochland von Godjam (Aethiopien). *Edrkunde* H. 4, 1965.
- LHOTE, H. (1958): Die Felsbilder der Sahara. Würzburg-Wien 1958.
- MENSCHING, H. (1953): Morphologische Studien im Hohen Atlas von Marokko. *Würzburger Geogr. Arb.*, H. 1, 1953.
- (1955): Das Quartär in den Gebirgen Marokkos. *Pet. Geogr. Mitt.*, Erg. H. 256, 1955.
- MESSERLI, B. (1965): Beiträge zur Geomorphologie der Sierra Nevada. Diss. Zürich 1965.
- (1966): Das Problem der eiszeitlichen Vergleiche am Libanon und Hermon. *Z. f. Geomorphologie* 1966.
- Meteorologie: Schriftl. Mitt. über die Höhenstation Pic du Midi des «Service Météor. Métropolitain», Région mét. Sud-Ouest, Bordeaux-Mérignac.
- MORTENSEN, H. (1957): Temperaturgradient und Eiszeitklima am Beispiel der pleistozänen Schneegrenzdepression in den Rand- und Subtropen. *Z. f. Geomorphologie*, H. 1, 1957.
- OSTREM, G. og LIESTOL, O. (1963): Glasiologiske undersøkelser i Norge. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, Bind XVIII, Hefte 7—8, 1961—1962. (Engl. Texte und Zusammenfassung).
- PLANDE, R. (1939): Neiges et Glaces d'aujourd'hui dans les Pyrénées. *Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Fasc. 1, 1939.
- POSER, H. (1933): Das Problem des Strukturbodens. *Geol. Rundschau*, Bd. 24, 1933, S. 105—121.
- SCHWARZBACH, M. (1961): Das Klima der Vorzeit. Stuttgart 1961.
- SEIFFERT, H. (1950): Das Klima an der Schneegrenze. Diss. Göttingen 1950.
- SCHÜEPP, M. (1959): Lufttemperatur. *Klimatologie der Schweiz*. Beiheft zu den *Annalen der MZA*. 1 u. 2. Teil, Abschn. C, 1959.
- TONINI, D. (1961): Il Ghiacciaio del Calderone del Gran Sasso d'Italia. *Bollettino del Com. Glaciologico ital.*, N. 10, 1961.
- TROLL, C. (1944): Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. *Geol. Rundschau*, Bd. 34, 1944.
- WILHELMY, H. (1957): Eiszeit und Eiszeitklima in den feuchttropischen Anden. *Pet. Geogr. Mitt.*, Erg. H. 262, 1957.
- WILLET, H. C. (1949): Long-period fluctuations of the general circulation of the Atmosphere. *Journal Meteor.* 6, S. 34—50, 1949.
- (1950): The general circulation at the last (Würm) glacial maximum. *Geogr. Annal.* 31, 1950.

WISSMANN, H. v. (1959): Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien mit Hinweisen auf die Vergleiche der letzten Eiszeit. (Mit einem Beitrag von H. Flohn). Ak. d. Wiss. u. d. Lit., Abh. der math.-nat. Kl., Jg. 1959, Nr. 14.

WMO (1965): World Meteorological Organization. Short-Period Averages for 1951-60 and prov. average values for Climat Temp. and Climat Temp Ship Stations. WMO/ OMM. No. 170, Geneva 1965.

WOLDSTEDT, P. (1965): Das Eiszeitalter. Bd. III, Stuttgart 1965.

