Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 31 (1938)

Heft: 1

Artikel: Studien über das Quartärklima im Lichte astronomischer Berechnungen [Schluss]

Autor: Beck, Paul

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-159819

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: 13.12.2025

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

Studien über das Quartärklima im Lichte astronomischer Berechnungen.

(Schluss.)

Von **Paul Beck**, Thun.

Mit 1 Tafel (VI) und 2 Textfiguren.

Inhaltsverzeichnis.

III. Teil.

Eine Erklärung der Entstehung der Eiszeiten durch astronomisch bedingte meteorologische Veränderungen.

I. Einleitung 138
II. Eisvermehrende Faktoren, insbesondere die Zunahme der Niederschläge 139
A. Die zeitliche Ausdehnung der Eisbildung auf die niederschlagsreicheren Monate . 139
1. Die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge in der Schweiz 139
2. Die Auswirkung der Strahlungsänderungen auf die winterlichen Niederschläge 140
B. Die Vermehrung der winterlichen absoluten Feuchtigkeit der Luft 141
C. Die Beziehung zwischen der Vermehrung der winterlichen Niederschläge und der sog. Schneegrenzenlage 142
III. Eiserhaltende Faktoren und der Einfluss der Grösse der Gletscherströme 144
A. Die Vorstosszeiten der kühlen Sommer und die folgende Normalzeit 144
B. Die Abschmelzverhältnisse während den Extremperioden 146
C. Das ungleiche Verhalten der Gletscher infolge verschiedener Eisdicke 147

IV. Teil.

Die geothermisch bedingte Glazialerosion.

I. Einleitung 148
II. Geotechnische Ergebnisse der Abschliffprüfungen als Vergleichsmaterial 150
III. Der Vorgang der geothermisch bedingten Eiserosion 151

V. Teil.

Die klimatische Auswertung der säkularen Strahlungsschwankungen in graphischer Darstellung und ihre Übereinstimmung mit den Riss- und Würmablagerungen des Aaregletschers.

I. Graphische Auftragung des säkulären Ganges der Erdbestrahlung für den 45° nördl. Br. 155
II. Der Einfluss der zahlenmässig erfassbaren Auswirkungen der Strahlungsänderungen auf die Höhe der Schneegrenze 155
III. Quartäre Wärmezeiten 157
IV. Aktive und inaktive Gletscher. 158
V. Die Summen der errechneten Schneegrenzendepressionen und ihre Parallelisierung mit den geologisch ermittelten Ablagerungen 159
A. Einleitung 159
B. Die Synchronisierung der theoretisch errechneten und der aus den Endmoränen abgeleiteten Schneegrenzendepressionen 159

VI. Der Ablauf der Würm- und Risseiszeiten im obern Aaregebiet und die astronomische Klimakurve . . . 162
A. Die Postglazialzeit z′ = Postinnertkirchen = Holozaen . . . 162
B. Die Gschnitz- oder Schlussvereisung z = Interlakenstadium . . . 162
C. Spätwürm y′ und y″ = Rückzugsphasen des Würm II . . . 162
1. Das Thunstadium . . . 162
2. Das Jaberg-Wichtrachstadium . . . 163
3. Das Muristadium . . . 163
D. Würm II oder Bernerstadium y.
1. Das Bernerstadium . . . 164
2. Die Spiezerschwankung . . . 165
E. Würm I oder das Gurtenstadium w . . . 165
F. u′—v′ oder die Riss-Würminterglazialzeit . . . 165
G. r—u oder die Risseiszeit . . . 166
VII. Schluss . . . 169

III. Teil. Eine Erklärung der Entstehung der Eiszeiten durch astronomisch bedingte meteorologische Veränderungen.

I. Einleitung.

Der Versuch, die von M. Milankovitch berechneten Veränderungen der Sonnenstrahlung mit den beobachteten Werten der schweizerischen meteorologischen Stationen zu kombinieren, führte zu folgenden Hauptergebnissen:

1. Die von Milankovitch errechneten kühlen Sommer sind imstande, einzig durch die Vermehrung der Zahl der Frostmonate Eisvorstösse von der Ausdehnung der sog. Daun- und Gschnitzstadien zu erzeugen, indem sie eine Senkung der Schneegrenze um 3—650 m bewirken.

2. Nach den astronomischen Grundlagen tritt im Quartärklima und in den alten Klimaten überhaupt der Wechsel von warmen und kalten Zeiten gegenüber der Folge von Perioden extrem und kompensiert warmer Sommer- und Winterhalbjahre sehr stark zurück[1]).

Somit stellt sich die weitere Frage: Welches sind die klimatischen Folgen des Wechsels extremer und kompensierter Wärmezeiten für die Veränderungen der Niederschläge in den Schweizeralpen und deren Auswirkung für die Gletscherbildung.

Bevor wir auf diese Probleme eintreten, empfiehlt es sich, darauf hinzuweisen, dass es sich um die Auswirkung der altbekannten veränderlichen astronomischen Elemente: Ekliptikschiefe, Wanderung des Perihels und Änderung der Exzentrizität handelt. Dass diese drei Faktoren der Sonnenstrahlung wechseln, ist von astronomischer Seite unbestritten. Ungewiss bleibt dagegen die Genauigkeit der Beurteilung ihrer Schwankungen, da, gestützt auf eine kurze Beobachtungsdauer, weitgehend Extrapolationen vorgenommen werden. Aber am Gesamtcharakter der verflossenen Klimate ändern sie nichts. Deshalb ist die nachstehende Untersuchung gerechtfertigt.

Wenn der praktischen Auswertung der Ergebnisse auf die Vergletscherung der Schweizeralpen die Milankovitch'schen Zahlen zugrunde gelegt werden, so geschieht dies deshalb, weil diese Berechnungen die modernsten und zuver-

---

[1]) Im Nachstehenden wird das heutige Klima als „normales", das ausgeglichene, das in der Auswirkung einem ozeanischen gleichkommt, als „kompensiertes" und das Klima mit den heissen Sommern und kalten Wintern, das einen kontinentalen Charakter hat, als „extremes" Klima bezeichnet.

lässigsten sind und allen heute bekannten astronomischen Einflüssen Rechnung tragen (19, 24).

Die meteorologischen Auswirkungen der Strahlungswechsel sind teils direkte, teils indirekte. Die erstern lassen sich zahlenmässig erfassen, die zweiten nur schätzen. Als direkte Auswirkungen nennen wir folgende:

1. Die Vermehrung der Zahl der Frostmonate bewirkt ein Übergreifen der Eisbildung über die trockene Winterzeit hinaus in die niederschlagsreicheren Sommermonate.

2. Die Erhöhung der winterlichen Temperaturen bewirkt eine Vermehrung der absoluten Feuchtigkeit und dadurch ein Anschwellen der Niederschläge während der Frostperiode.

Indirekte und daher nur schätzbare Auswirkungen der Vermehrung der Zahl der Frostmonate und der durch sie erzeugten Vergrösserung des Gletscherareals sind: .

3. Die Vermehrung der Niederschläge durch die abkühlende Wirkung der Ausdehnung der dauernden Eisfläche.

4. Der Einfluss der Gletscherdicke, deren Wirkung örtlich einer Senkung der Schneegrenze um den gleichen Betrag gleichkommt.

5. Die Auffüllung der Alpentäler mit Eis verhindert die Entstehung des typischen Föhns und seiner klimatischen Hauptwirkungen.

6. Die dauernde Eis- und die zeitlich ausgedehnte Schneebedeckung unseres Landes bewirken durch die Rückstrahlung der Wärmestrahlen eine starke Beeinträchtigung ihrer Schmelzwirkung.

7. Der Verbrauch von Wärme für das Schmelzen und Verdunsten von Eis und Schmelzwasser.

8. Die intensive sommerliche Sonnenstrahlung der extremen Zeiten vermehrt die sommerlichen Niederschläge —, schränkt durch die damit zusammenhängende Wolkenbildung ihre thermische Auswirkung auf der Erdoberfläche ein.

9. Wie früher (5) nachgewiesen wurde, vermehren die extrem kalten Winter die Zahl der Frostmonate in den tiefern Regionen der Schweiz um 2—3 Monate, so dass diese Zeiten eher einer Konservierung des Eises gleichkommen. Von entscheidendem Einfluss für die Vermehrung des Eises werden in diesem Falle die Niederschläge der Zwischenzeiten und der entgegengesetzt wirkende Einfluss der extremen Sommertemperaturen.

Von diesen Punkten stehen die Nummern 3, 4, 6, 7 und 8 schon seit längerer Zeit zur Diskussion, die andern scheinen mir neu zu sein.

II. Eisvermehrende Faktoren, insbesondere die Zunahme der Niederschläge.

A. Die zeitliche Ausdehnung der Eisbildung auf die niederschlagsreichen Monate.

1. Die jahreszeitliche Verteilung der Niederschäge in der Schweiz.

Jura, Mittelland, Nordseite der Alpen und das Unterengadin gehören zum mitteleuropäischen Typus der Niederschlagsverteilung, indem sie ein ausgesprochenes Sommermaximum aufweisen. Dagegen leiten die Herbstmaxima des untern Genfersees, des höhern Wallis und namentlich die Südabdachung der Alpen zum mediterranen Typus über. Die nachstehenden Angaben über die hochgelegenen Schweizerstationen mögen diese beiden Arten deutlich kenn-

zeichnen. Aus Tabelle 4 des I. Teiles dieser Studien entnehmen wir die Monate, welche im MJ 187500 durch die Verminderung der sommerlichen Wärme eine Veränderung der Zahl der Frostmonate aufweisen.

Tabelle 9.

Monate:	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Summe in mm
Mitteleuropäischer Typ:													
Rigi	*50*	*59*	*71*	*+117*	164	241	265	242	190	124	*71*	*72*	1666
Pilatus	*67*	*84*	*118*	*157*	*+153*	*+182*	182	161	139	78	*40*	*34*	1395
Säntis	*144*	*170*	*171*	*206*	*199*	*+284*	*+313*	275	210	*183*	*122*	*155*	2432
Übergang zum mediterranen Typ:													
Gr. St. Bernhard .	*73*	*73*	*79*	*105*	*+134*	*+110*	102	115	119	−149	*111*	*88*	1258
S. Bernhardin . .	*94*	*72*	*155*	*207*	*+233*	183	198	220	256	320	−202	*114*	2254

Anm. Die Niederschlagsmengen der Frostmonate sind kursiv gesetzt. + bedeutet eine Vermehrung, − eine Verminderung der Frostmonate anno MJ 187500 gegenüber heute.

Die kühlen Sommer verursachen überall eine Vermehrung der Frostmonate in der ersten Jahreshälfte, im mediterranen Gebiet überdies eine Verminderung im Spätherbst.

2. Die Auswirkung der Strahlungsänderungen auf die winterlichen Niederschläge.

Um die Bedeutung der angedeuteten Änderungen für den Eishaushalt unserer Alpen zu erfassen, stellen wir die Summe der Niederschläge während den heutigen Frostmonaten fest. Dann ermitteln wir die Bilanz zwischen der Vermehrung und dem Abgang. Endlich berechnen wir den Prozentsatz der erhaltenen Vermehrungen gegenüber dem Betrag der Niederschläge während den heutigen Frostmonaten. Die Ergebnisse stellen wir dar in

Tabelle 10.

	Gesamtniederschlag	Niederschlag der heutigen Frostmonate	Vermehrung anno MJ 187500	in % der heutigen Frostperiode	Meereshöhe der Station	Thermische Schneegrenze MJ 187500
Alpenrandstationen:						
Rigi	1666 mm	323 mm	117 mm	36%	1787 m	ca. 1950 m
Pilatus	1395 „	500 „	335 „	67%	2068 „	ca. 1950 „
Säntis	2432 „	1370 „	597 „	44%	2500 „	1950 „
			Im Mittel:	49%		
Inneralpine Stationen:						
Gr. St. Bernhard .	1258 „	678 „	95 „	14%	2476 „	2100 „
S. Bernhardin . . .	2254 „	844 „	31 „	4%	2073 „	2200 „
			Im Mittel:	9%		

Als Ergebnis zeigt uns die Tabelle, dass die kühlen Sommer in den Nordalpen und speziell am Alpenrand die Niederschlagsmenge während den Frost-

monaten um ca. 50% vermehren. Im Übergangsgebiet zum mediterranen Klima beschränkt sich die Vermehrung auf wenige Prozente, deren Zahl um so geringer ist, je mehr die Herbstregen zur Auswirkung gelangen.

Früher (5) wurde nachgewiesen, dass der thermische Einfluss der kühlen Sommer allein eine Senkung der Schneegrenze um ca. 650 m zu erzeugen vermöge. Diese Depression genügt, um die Gletschergrenze in die Zone des Gschnitzstadiums hinabreichen zu lassen. Nahmen aber die winterlichen Niederschläge um die Hälfte zu, so drangen die Gletscher bedeutend weiter talwärts.

B. Die Vermehrung der winterlichen absoluten Feuchtigkeit der Luft.

Eine weitere Konsequenz der milankovitch'schen Wärmeschwankungen besteht darin, dass die Niederschläge bringenden Winde durch die grössere Wärme der Wintermonate gegenüber den heutigen Verhältnissen instand gesetzt wurden, grössere Wassermengen zu transportieren. Heute bestimmt die 10°-Isotherme die Januartemperatur des unsere Niederschläge spendenden Golfes von Biscaya. 1 m³ Luft von 10° kann bis 9,4 Gramm Wasser aufnehmen. Steigt seine Temperatur aber auf 15,1°, wie dies die Wärmevermehrung des Januars im MJ 187500 (siehe Tab. 2, p. 243 im 1. Teil) erfordert, dann steigt sein Wassergehalt auf 12,9 Gramm oder um 37,2%. Zieht man die 8°-Isotherme, die in der Nähe der Küste verläuft, in Betracht, so vermehrt sich bei gleicher Temperaturerhöhung die tragbare Feuchtigkeitsmenge sogar auf 41%. Übereinstimmende Verhältnisse weist das Mittelmeer auf, wo die 10°-Isotherme sich von der Messinastrasse aus südwärts um Sardinien und westlich von Corsica durchzieht und die 8°-Kurve dem Küstensaum Italiens und Südfrankreichs folgt. Im adriatischen Meer, wo Istrien durch die 4- und 6°-Isothermen regiert wird, berechnet man eine Vermehrung des Wassergehalts der Luft um 38—39%.

Natürlich erreichten die genannten Mengen Wasser pro m³ nicht die Schweizeralpen, da vorher schon Abkühlung eintrat. Wir dürfen aber schliessen, dass dies proportional den heutigen Verhältnissen geschah und dass einzig dieser Faktor imstande war, unsere Niederschläge der kältesten Monate und damit die Eisbildung um 37—41% zu erhöhen.

Diese Zahlen beziehen sich auf die Monate Dezember und Januar. In den andern Monaten sind die Temperaturdifferenz und die Feuchtigkeitsvermehrung geringer.

Bezogen auf den ganzen Winter darf die Vermehrung im Mittel mit ca. 25% eingesetzt werden, da die Wärmevermehrung bei höheren Temperaturen die Feuchtigkeit verhältnismässig stärker erhöht als bei geringerer Wärme und die Kurve sinoidal verläuft.

Mit Recht darf bei diesen Erörterungen die Frage aufgeworfen werden, ob die Windrichtungen zur Zeit der grossen nordischen Vereisungen die gleichen gewesen seien wie heute und ob nicht vorwiegend trockene Winde einer nordischen Antizyklone regierten. Dies würde die gemachte Ausführung wenigstens teilweise hinfällig erscheinen lassen. Eine ähnliche Rolle spielt die Frage nach dem Einfluss der Küstenverschiebungen im Gebiet der Nordsee und der britischen Inseln. Albrecht Penck (28, p. 228) weist, gestützt auf ältere und neuere Beobachtungen, nach, dass die Schneegrenze in Süddeutschland tiefer lag als im Norden. Die maritimen Einflüsse des Golfes von Biscaya drangen nach ihm in die Enge zwischen die nordische und alpine Vergletscherung ein und machten sich bis in die niederösterreichischen Kalkalpen und Karpathen fühlbar. Dagegen seien die Wirkungen der Niederschläge bringenden Winde weiter im N

nicht mehr erkennbar, teils wegen der viel grössern Entfernung von den Meeresküsten, teils wegen der auf dem Inlandeis entstehenden Antizyklone. Treffen diese Nachweise für Deutschland zu, dann gilt für die Schweizer Nordalpen in vermehrtem Mass, was auch hier die Schneegrenzenlagen im Jura und am Alpensaum beweisen, dass die eiszeitliche Vergletscherung unserer Alpentäler wie heute unter dem Regime des Golfes von Biscaya und der dort abströmenden westlichen Winde stand. In diesem Falle spielen auch die Küstenverlegungen, die dort ein Mindestmass erreichten, keine störende Rolle. Die Bestätigung oder Widerlegung dieser Ableitung geht wohl am sichersten aus dem Vergleich des theoretischen Klimaverlaufes mit den beobachteten Gletscherablagerungen hervor (s. Kap. V. u. VI).

C. Die Beziehung zwischen der Vermehrung der winterlichen Niederschläge und der sogenannten Schneegrenzenlage.

Die Bestimmung der heutigen Schneegrenzen geschieht am sichersten durch die Feststellung der tiefsten bleibenden Firnflecken in freier horizontaler Lage. Andere Auswertungen stützen sich auf die kleinsten heutigen Gletscher oder die heutige Vereisung überhaupt. Die Schneegrenze ist keine dauernde feste Linie, sondern der theoretische Mittelwert der Höhe einer breiten, sich ununterbrochen nach oben und unten verschiebenden Zone.

Die Bestimmung ihrer Höhe aus den dauernden, den theoretischen Anforderungen entsprechend gelegenen Firnflecken und kleinsten Gletscherchen stützt sich vorwiegend auf die heutigen Temperaturen, viel weniger auf die Niederschlags-, resp. Schneemenge. Nach C. Dorno (8) darf in der Schweiz zu ihrem Bestand der wärmste Monat im Mittel keine höhere Wärme als 4,5° aufweisen. Die Bestimmung der Firnlinie aus den grösseren Gletschern, die nach Hess aus dem Kurvenbild der Karten, d. h. der Übergangszone der konkaven in die konvexen, annähernd richtig abgelesen werden kann, umfasst ausser den Wirkungen der Temperaturen auch noch den Einfluss früherer, wechselnder Niederschlagsmengen. Wenn wir daher aus Stirnmoränen eiszeitliche Schneegrenzen bestimmen, so können wir aus ihnen weder auf die zugrunde liegenden Wärmeverhältnisse, noch die Niederschlagsmengen schliessen, sondern nur auf das Produkt beider, nämlich die Höhenlage der Zone, in welcher Zuwachs und Abgang an Eis sich das Gleichgewicht halten[2]).

Im vorigen Abschnitt wiesen wir die wahrscheinliche Vermehrung der Niederschläge in den schweizerischen Nordalpen um $50 + 25 = 75\%$ und um $14 + 25$ resp. $4 + 25\%$ in den Südalpen nach. Wollen wir ihre Bedeutung für die Erklärung der grossen Eisvorstösse ausnutzen, so müssen wir Beispiele suchen, wo unter ähnlichen Vereisungsverhältnissen verschieden starke Niederschläge verschieden hohe Firnlinien erzeugten. Das beste mir bekannte Beispiel liefert der französisch-schweizerische Jura. Im Einzugsgebiet des Ain dehnte sich nordwestlich des Mont Risoux eine weite Lokalvergletscherung aus, deren Firnlinien für die letzte Eiszeit auf ca. 900 m Höhe, für die grösste Vergletscherung noch bedeutend tiefer, ermittelt werden können. Nach den neuen schweizerischen Regen-

---

[2]) In seinem Beitrag zur Festschrift Norbert Krebs wertet Penck (28) die Schneegrenzenunterschiede einseitig als Funktionen der Temperatur aus, was ihn zu einer allgemeinen Temperatursenkung von 8° führt. Von diesen 8° seien 0,5—0,6° auf die relative Hebung Europas, respektive durch das Sinken des Meeresspiegels um ca. 100 m infolge Akkumulation des Wassers in Inlandeismassen zu setzen und etwas mehr als 7° auf die klimatische Temperaturerniedrigung, über deren Ursache er leider nichts mitteilt.

karten (22) weist dieses Gebiet 1600—2000 mm, im Mittel ungefähr 1800 mm Niederschläge auf. Auf den Höhen, die das Traverstal einschliessen und den flachen Hochtälern von Brévine und La Sagne stellen wir bei durchschnittlich 1400 mm Niederschlag die letzteiszeitliche Schneegrenze bei ca. 1150 m fest. Die Temperaturverhältnisse der genannten neuenburgischen Höhen sind auf keinen Fall günstiger als diejenigen im Gebiet des lokalen Aingletschers, so dass der Unterschied der Schneegrenzenhöhen von 250 m einzig dem um 400 mm oder ca. 28,57% höhern Niederschlag zugeschrieben werden darf. Demnach bewirkt eine Niederschlagsvermehrung von 1% eine Schneegrenzensenkung von 8,75 m.

V. Paschinger (27) teilt in seiner Arbeit „Die Schneegrenze in verschiedenen Klimaten" Zahlen aus Südalaska und Norwegen von Stationen unter dem 60° N. Breite mit, die beide bei 15° Julitemperatur folgende Werte annehmen: Bei 2070 mm Niederschlag liegt die Schneegrenze Alaskas in 800 m Mh, dagegen in Norwegen mit 1150 mm in 1500 m Höhe. Die Niederschlagsdifferenz von 80% entspricht einer Schneegrenzenverschiebung von 700 m oder per 1% = 8,75 m. Beide Grundlagen ergeben trotz ihrer Verschiedenheit dasselbe Resultat.

Erzeugt aber eine Vermehrung der Niederschläge um ca. 30% eine Schneegrenzendepression von ca. 250 m, so dürften die oben nachgewiesenen ca. 75% in den Nordalpen eine Depression von 625—650 m bewirken.

Diese gewonnene Zahl wird noch dadurch gesichert, dass sich die Differenz der Niederschläge im Jura auf die Niederschläge des ganzen Jahres, die 75% der alpinen Vermehrung sich aber nur auf die akkumulierende Winterszeit bezieht.

Zusammen mit der thermisch bedingten Herabsetzung von ebenfalls ca. 650 m[3]) können also aus den von Milankovitch berechneten Strahlungsverminderungen der kühlen Sommerperioden maximal 1300 m Depression der Schneegrenze berechnet werden, was den schon von Penck und Brückner (29) ermittelten Bedingungen der eiszeitlichen grössten Vereisung ziemlich gleichkommt. Damit erhalten wir auch eine genügende Erklärung für die Entstehung der Vergletscherung der Schweizeralpen überhaupt:

Die grossen Eisvorstösse bildeten sich in Perioden kühler Sommer, indem die sommerliche Vermehrung der Frostmonate einerseits und die beträchtliche winterliche Erhöhung der Niederschläge andererseits bedeutend grössere Eismengen erzeugten, als dies heute der Fall ist.

Zweifellos hängen den Berechnungen und ihren Grundlagen viele Mängel an, ohne dass wir deren Fehlergrenze beurteilen könnten. Nachstehend soll aber ausgeführt werden, dass noch eine ganze Anzahl Faktoren in Reserve stehen, die die Eisbildung fördern oder doch erhalten, so dass wir sogar zu einem bedeutenden Überschuss an eisbildenden oder wenigstens eiserhaltenden Ursachen gelangen. Von den oben genannten weitern Punkten bedingen der Einfluss der Vergrösserung des Firngebietes, ganz besonders aber der Einfluss der Gletscherdicke und auch die Herabsetzung der Temperaturen durch vermehrte Rückstrahlung und der Wärmeverbrauch infolge des Schmelzens und Ver-

---

[3]) Nach dem Kennzeichen C. Dornos (8), dass der wärmste Monat 4,5° Mitteltemperatur nicht übertreffen soll, würde auch der Rigi anno MJ 187500 mit 9,9—6 = 3,9° Julitemperatur noch über der Schneegrenze liegen, was einer Depression von mindestens 700 m gleichkommt.

dunstens eine bedeutende, wenn auch nicht zahlenmässig fassbare Vergrösserung des Firngebiets[4]).

Ein geringer Teil davon mag allerdings durch die Vermehrung der Feuchtigkeit in den kühler gewordenen Sommermonaten kompensiert werden.

III. Eiserhaltende Faktoren und der Einfluss der Grösse der Gletscherströme.

A. Die Vorstosszeiten der kühlen Sommer und die folgende Normalzeit.

Um einen Einblick in die Auswirkungen der vergrösserten Gletscherströme zu erhalten, untersuchen wir ihre Verhältnisse am Austritt aus den Alpen. Beispielsweise erfüllte der Aaregletscher zwischen der Stockhornkette und dem Nagelfluhberg des Blumen das Tal während der Würmeiszeit in einer Breite von 10 km und bis 700 m über den heutigen Seespiegel (1250 m). Während der grössten Vereisung stieg das Eis bis auf 1400 m Meereshöhe. Da damals die Schneegrenze bis auf ca. 1300 m herabreichte, so gehörte das ganze Oberland zum Einzugsgebiet des Aaregletschers, und die Firnlinie verlief draussen im Mittelland. Zur Würmeiszeit dagegen blieb die Gletscheroberfläche 150 m unter der Schneegrenze, die damals mutmasslicherweise den Aaregletscher bei Interlaken und die Kanderzunge bei Frutigen und am Ausgang der Kien- und Suldtäler querte.

Diese Verhältnisse kennzeichnen wohl kaum die volle Entwicklung der durch die kühlen Sommer und warmen Winter gegebenen eisbildenden und erhaltenden Möglichkeiten, da wir die astronomisch bedingten Änderungen auf den heutigen klimatischen Verhältnissen aufbauten und die neuen Einflüsse der mächtigen Gletscherströme, der Reflexion der ausgedehnten Schneedecken und das Fehlen des Talföhnes ausser acht liessen. Alle diese Gesichtspunkte und noch einige weitere kamen zu wirkungsvoller Geltung, als die astronomische Strahlung wieder in die heutige überging und den extremen Verhältnissen zustrebte. Die gletscherbedingten Faktoren traten somit zu den astronomischen

---

[4]) Wie M. MILANKOVITCH in einem soeben erschienen Vortragsbericht (24) mitteilt, veröffentlichte 1933 der Meteorologe JOSEPH DAVOUX vom Observatorium auf dem Pic du Midi in den Pyrenäen Untersuchungen über die Zahlenwerte der Rückstrahlung schneebedeckter Flächen unter dem Titel „L'économie radio-thermique des champs de neige et des glaciers". Sie bilden eine wichtige Grundlage einer demnächst erscheinenden Arbeit von MILANKOVITCH: „Astronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen Klimate". Eine vorläufig mitgeteilte Kurve lässt erkennen, dass die kühlen Sommer, auf dem 45° nördlicher Breite, Schneegrenzendepressionen bis zu 1800 m erzeugen konnten. Über den Einfluss der warmen Winterzeit teilt er nichts mit.

Nachtrag. Die Ende Juni 1938 veröffentlichte Arbeit MILANKOVITCH's (33) enthält als wichtigstes Dokument die Ergänzung der grundlegenden Tabelle 15 seiner mathematischen Klimalehre von 1930 (23) für die heisse Zone, resp. die Breitengrade +5°, +15°, −5°, −15° bezüglich der Strahlungsschwankungen. Durch die Verwendung des von J. DAVOUX ermittelten Absorptionsvermögens von Neuschnee (0,3), Firnschnee (0,5) und Gletscher (0,6) berechnet MILANKOVITCH den Einfluss der Reflexion und stellt die Ergebnisse als Kurven dar, betitelt: „Säkulare Verschiebungen der Schneegrenze an der nördlichen, resp. südlichen, durch den Breitekreis von 55° begrenzten Kalotte der Erde". Wie aus dem Text hervorgeht, beziehen sich die gefundenen, bedeutenden Werte nur für die Sommermonate. Während den Wintermonaten dürfte die Vermehrung der eiszeitlichen Rückstrahlung gegenüber der heutigen Schneedecke nur unwesentlich sein, was im noch unbekannten Jahresmittel zur Geltung kommt. Für unsere alpinen Verhältnisse und die vorliegende Studie ist die neue Arbeit MILANKOVITCH's ohne direkten Einfluss.

in Gegensatz und suchten sie zu kompensieren und die Vereisungsdauer über die Rückkehr zum heutigen Klima hinüber zu verlängern. Nach den festgestellten geologischen Verhältnissen scheint ihnen dies gelungen zu sein; denn wir kennen auf der Nordseite der Schweizeralpen im Innern der Alpentäler, z. B. im Suldtal im Kandergebiet, nur eine einzige interglaziale Ablagerung. Die Alpentäler tragen fast ausschliesslich die Oberflächenformen, die ihnen die Vergletscherung verlieh. Beide Hinweise vertragen sich nicht mit mehrfach wiederholten, relativ kurzen Vergletscherungen und dazwischen liegenden, viel länger andauernden heutigen oder extremen Klimaperioden, während denen die Wassererosion und die Verwitterung fast den ganzen sog. glazialen Formenschatz hätten vernichten müssen. Wollen wir die Vereisung der Schweizeralpen mit dem milankovitchschen Strahlungswechsel erklären, so genügt es nicht, die Möglichkeit grosser Eisvorstösse nachzuweisen, sondern es gilt, auch die Wahrscheinlichkeit einer lang andauernden Erhaltung des Eises zu begründen.

Der mächtigste konservierende Faktor scheint mir die Eisdicke zu sein; denn sie schränkte den Zutritt der Abschmelzagentien gegenüber dem heutigen apern Relief sehr stark ein. Von einer Normalzeit, die unserm heutigen Klima entspricht, bis zur nächsten Normalperiode errechnete MILANKOVITCH jeweilen ca. 10000 Jahre. Zur Bildung der grossen Gletscher standen somit 5000 Jahre zur Verfügung. Der Rhonegletscher stiess demnach zur Würmeiszeit jährlich ca. 60 m vor, um die Endmoränen von Bützberg-Oberbipp zu erreichen. Diese Zahl erscheint im Verhältnis zum grossen und hochgelegenen Einzugsgebiet nicht übersetzt. Die Einsicht, dass das Wachstum der Eisvorstösse ebensosehr von den Voralpen als vom Alpeninnern ausging, vermehrt die Glaubwürdigkeit. Mit dem raschen Anwachsen der Gletscher steht überdies die geologische Tatsache in guter Übereinstimmung, dass bisher wohl Rückzugsschwankungen und -stadien diskutiert wurden, niemals aber Vorrückungsstadien. Wenn auch in neuester Zeit JOSEPH KNAUER eine Vorrückungsphase des Würm-II-Vorstosses über W-I hinaus zu beweisen sucht, so handelt es sich doch in beiden Fällen sozusagen um ausgewachsene Gletscher.

Können die Gletscher in ebenso kurzer Zeit zurückschmelzen? Das ist ganz ausgeschlossen. Der vorstossende Gletscher trifft ein aperes Tal, dessen klimatische Faktoren kaum verändert sind und daher der Vergletscherung entgegenwirken. Für den zurückweichenden Gletscher trifft dies nicht mehr zu. Eis füllt den Talboden bis an die Steilhänge hinauf und verhindert eine Erwärmung der tiefern Talgehänge, die namentlich bei der Schneeschmelze im Frühling und für das Zurückschmelzen der Firnhauben und Hängegletscher im Sommer und Herbst eine grosse Rolle spielen (Eislawine des Altels!).

Der Föhn, der in den hinteren Talgründen unserer Nordalpen für die Schmelzvorgänge eine so bedeutungsvolle Rolle spielt, kann sich nicht typisch ausbilden, da die tiefen Täler mit Eis erfüllt sind, was sein Abstürzen in die Taltiefen verhindert und seine seitliche Kompression unmöglich macht oder doch vermindert, so dass er weder die Wärme, noch die Trockenheit erreichen kann, die ihn heute zum Schneefresser machen.

Die weite Ausdehnung von Firn und Eis wirft bei schönem Wetter einen Teil der andringenden Wärmestrahlen wieder zurück. Des nachts fördert der Schnee, besonders der Neuschnee, die Ausstrahlung. Nach J. MAURER (21) beträgt sie in klaren Nächten 0,115 Grammkalorien per Minute und Quadratzentimeter (Russ 0,13 Kal.!). Endlich bindet die Schmelzwärme von 79,8 WE per kg Eis des zurückgehenden Gletschers grosse Wärmemengen, während beim Vorrücken durch Gefrieren sehr viel Wärme frei wird, die aber für das nachherige Schmelzen

verloren geht und aus der Umgebung ersetzt werden muss. Kommt wegen der grossen Ausdehnung der Gletscheroberflächen das Wasser nicht zum Abfliessen, sondern zum Verdunsten, so werden erneut bedeutende Wärmemengen verbraucht.

Ziehen wir endlich noch die Auswirkung der Reliefveränderung durch die Gletscherdicke in Betracht. Sie vermindert den Raum zwischen dem heutigen apern Talboden, mit dem wir stets vergleichen müssen, und der Schneegrenze um den wärmsten, wirksamsten Teil. Die örtliche Wirkung der höhern Oberfläche der Eisbedeckung kommt im Effekt einer Tieferlegung der Schneegrenze gleich.

Der Widerstand der Alpengletscher gegen das Abschmelzen wird deutlich, wenn man sich vorstellt, wie sich die Fläche des Rhonegletschers zur Zeit der grössten Ausdehnung in 1400 m Höhe vom Mont Damin im Neuenburgischen bis znm Gurnigel bei Thun spannte und wie er oberhalb der Enge von St. Maurice Blöcke in über 2000 m Höhe ablagerte, wie der Rheingletscher noch bei Amden über dem untern Ende des Walensees Erratikum in 1540 m Mh hinterliess und im Rheintal am Nordabhang der Drei Schwestern dieselbe Mächtigkeit dokumentierte. Weniger hoch gestaut erscheint der Reussgletscher, da ihm im Verhältnis zum geringen Einzugsgebiet mehrere Alpentore offenstanden. Übrigens erschwert die Steilheit der dortigen Berge die Beurteilung der Eishöhe beträchtlich. Aber auch im Mittelland draussen deckte das Eis den Lindenberg und die Lägern bis zu 900 resp. 830 m Höhe. Die Vergletscherung der Nordalpen bildete ein gewaltiges Eissystem, das sich gegen das Abschmelzen wehrte und diesem Vorgang nur nach und nach unterlag. Wir müssen die Zeit des Abschmelzens auf ein Mehrfaches der Gletscherbildung veranschlagen.

B. Die Abschmelzverhältnisse während den Extremperioden.

Wenn nach den bisher angeführten Gründen die Gletscher die Zeit vom kompensierten Maximum bis zum heutigen normalen Stand überdauern können, was zu erwarten ist, dann erreichen sie neue Strahlungsverhältnisse, indem die Sommer immer heisser, die Winter aber immer strenger werden, bis nach 6—7000 Jahren das Maximum der extremen Halbjahrstemperaturen erreicht ist. Fig. 3 und Tabelle 5 des I. Teils dieser Studien geben einen guten Überblick über die in dieser Zeit auf die Gletscherreste einwirkenden Faktoren.

Die Gebiete, in denen wir die Gletscherenden vermuten dürfen, also die Stationen des Mittellandes, weisen eine Vermehrung der Frostmonate auf, so dass alle Orte vier solcher besitzen. Alpeneinwärts schliesst daran eine Zone, die, gleich wie heute, von fünf Frostmonaten beherrscht wird. Die hohen Passorte und der Pilatus bleiben bei sechs, resp. sieben solcher; der Säntis aber vermindert seine Zahl von acht auf sieben, weil die höhere Sommerwärme das Maimittel über 0° steigen lässt.

Die Vereisungsbedingungen der höhern Lagen sind damit, wenn wir einzig die Temperatur in Betracht ziehen, am Gotthard um einen, am Grossen St. Bernhard um zwei und am Säntis um drei Frostmonate ungünstiger als anno M J 187500, d. h. zur Zeit der Verhältnisse, die die grössten Vorstösse ermöglichten. Der weitaus grösste Teil der Alpen und des Mittellandes schützt aber durch die höhere Zahl an Frostmonaten die noch vorhandenen Gletscherreste, speziell ihre tiefen Teile, besser als die heutigen Verhältnisse.

Welche Wirkung zeitigen nun die hohen Sommertemperaturen? Zweifellos ist in erster Linie ein starkes Anwachsen der sommerlichen Niederschläge in den Alpen die Folge. Im Golf von Biscaya herrscht im Juli die 16°-Isotherme, und

im Mittelmeer die 25°-Kurve. Da der heisseste Monat um ca. 8° wärmer wird, so steigt im Sommer der Wassergehalt pro m^3 im Sättigungsfall von 13,6 auf 21,3 Gramm, im Mittelmeer von 22,9 auf ca. 34,5 Gramm. Die Westwinde tragen im Juli somit ca. 57%, die Südwinde 55% mehr Feuchtigkeit als heute den Alpen zu. Nehmen wir davon $^2/_3$ für das ganze Sommerhalbjahr, so ist die Vermehrung der Niederschläge 37%, was nach dem jurassischen Beispiel für die Nordalpen einer Schneegrenzendepression von 323 m gleichkommt. Dabei ist zu bedenken, dass die noch vorhandenen Talgletscher und die ganze alpine Vereisung der Kondensation der Feuchtigkeit günstiger waren, als wir durch die einfache Addition der Feuchtigkeitsvermehrung zu den heutigen Verhältnissen errechnen. Die riesigen Niederschläge, verbunden mit der damit zusammenhängenden Bewölkung, kompensierten die Wirkungen der höheren Temperaturen der Sommermonate. Setzen wir die im I. Teil, p. 250, gefundene Beziehung: Die Vermehrung um einen einzigen Frostmonat entspricht einem Sinken der Schneegrenze um ca. 350 m, ein, so erkennen wir, dass zur Zeit der maximalen Extreme die gleichen Höhenstationen wie im M J 187500 über der Schneegrenze liegen, nämlich St. Gotthard und Grosser St. Bernhard, und der Pilatus sie beinahe erreicht. Somit kompensieren die vermehrten Niederschläge die Temperaturerhöhungen der höhern Zonen zum grossen Teil.

Zusammenfassend stellen wir fest, dass die extremen Wärmezeiten im Tiefland durch die Vermehrung der Frostmonate im Winter der Erhaltung der Gletscher günstig waren und dass in den höhern Regionen die Eisbildung dank den vermehrten Niederschlägen stärker war als heute.

C. Das ungleiche Verhalten der Gletscher infolge verschiedener Eisdicke.

Zu den wichtigsten Problemen der Quartärforschung gehört die Parallelisierung der im Alpengebiet, in Nordeuropa oder anderswo geologisch festgestellten Vereisungen, ein heute noch sehr umstrittenes Gebiet. Die einfache 4teilige PENCK-BRÜCKNER'sche Gliederung vermochte sich auch dann noch nicht restlos durchzusetzen, als sie von den Laufen- und Achenschwankungen entlastet war. Speziell im Aaregebiet müssen wir im jüngern Diluvium mehr Eisvorstösse feststellen, als nur Riss und Würm. Bis 1932 deutete ich die überzähligen Moränen als Vorstösse der einen oder andern Eiszeit und stellte mich damit in Gegensatz zu PENCK, der nur noch vier Eiszeiten nachwies. Seither schloss ich mich der PENCK'schen Argumentation an und nannte die oberste Moräne Würm und die zweite Riss; dann musste es aber eine fragliche und eine sichere Vereisung mehr geben, die ich vorläufig als Glütsch und Kander bezeichnete. Damit vergrösserte sich der Gegensatz zu PENCK noch stärker. Trotz der Terrainstudien in einem weiten Umkreis der Alpen und in der Begleitung der jeweiligen Lokalgeologen, sowie der Beteiligung am 3. Internationalen Quartärkongress in Wien und an der anschliessenden Exkursion durch Österreich, gelang es nicht, die Widersprüche abzuklären und befriedigend zu deuten.

Die Parallelisierung entfernter Glazialablagerungen setzt eine einheitliche Ursache der Vereisungen voraus. Mit scharfer Beweisführung zeigte KLUTE (17, 18), dass eine Polverlagerung nicht in Frage komme. Dagegen nahm er zur Erklärung der Gleichzeitigkeit auf beiden Hemisphären und zur Deutung der ihm wohlbekannten Vereisungen in den Tropen eine Herabsetzung der Jahrestemperatur von 4° an. PENCK (28) ging in dieser Beziehung noch weiter und schrieb von 9°. Die sorgfältige Prüfung der Höhenverhältnisse der Einzugsgebiete des

relativ kleinen Aaregletschers und der grossen Rhone- und Rheingletscher (2) vermochte keine Gründe dafür beizubringen, dass im Aaregebiet mehr ausgedehnte Eisvorstösse entstehen könnten als im Einzugsgebiet inneralpin wurzelnder Gletscher.

Nun erbringen die oben dargelegten Studien neue Gesichtspunkte zur Erklärung des ungleichen Verhaltens der eiszeitlichen Gletscher. Zunächst zeigen die Kurven MILANKOVITCH's (23, p. A 158 und A 159), wie auch seine grosse Strahlungstabelle (23, p. 128—134), dass sich die astronomischen Strahlungsveränderungen je nach der geographischen Breite bezüglich Verlauf und Intensität verschieden auswirken, so dass schon dieser Gesichtspunkt an einer absoluten Gleichzeitigkeit der Vorstösse zweifeln lässt.

Dazu treten nun die konservierenden Auswirkungen der Eisdicke. Zweifellos konnte der im Wallis bis 1600 m dicke Rhonegletscher, dessen Oberfläche noch lange nach dem Maximum des kompensierten Klimas über der Schneegrenze lag, seine Eismasse sicherer bis zu den nächsten Vorstossbedingungen hinüberretten als der nur 700 m mächtige Aaregletscher, der mehr als doppelt so schnell abschmelzen musste, einmal wegen der mehrfach geringeren Eismenge, dann aber auch weil den Abschmelzfaktoren zwischen Schneegrenze und Gletscheroberfläche eine viel grössere Angriffsfläche zur Verfügung stand. Die Verschiedenheit der Abschmelzverhältnisse benachbarter Gletscher, namentlich ihre Eismassen und Eisdicken, genügen, um den grossen Gletscher ohne wesentlichen Rückzug die nächste Vereisungszeit erreichen zu lassen, während der kleine bis ins Innere der Alpen zurückschmolz und daher auf die nächste kompensierte Periode mit einem regelrechten Vorstoss reagierte. Natürlich nehmen in diesem Falle das Interglazial und die Moräne bescheidenere Formen an als beim Grossgletscher mit der einheitlichen Vereisung.

IV. Teil. Die geothermisch bedingte Glazialerosion.

I. Einleitung.

Der lange Kampf um das Vorhandensein und die Ausdehnung der Glazialerosion ist heute, trotzdem die Probleme der Riegel- und Beckenbildung, des Trogtales und namentlich der stark übertieften Alpenseen noch ungelöst sind, deshalb abgeflaut, weil keine wesentlich neuen Gesichtspunkte über den Mechanismus der Eiserosion beigebracht werden konnten. Das Verstehen der Eiszeiten und besonders die Beurteilung der zeitlichen Einordnung der Ablagerungen in den See- und Felsbecken und den Talzuschüttungen verlangen jedoch eine genaue Einschätzung der Wirkungen dieses deus ex machina. Seit 35 Jahren beschäftigte mich dieses Problem intensiv und suchte ich Anhaltspunkte zu seiner Lösung. Ich versuchte die Becken und Seen meiner oberländischen Untersuchungsgebiete durch Wassererosion zu deuten, fand aber weder für das tief zugeschüttete Aaretal bis Bern, noch das Becken von Reutigen oder die Wannen von Oey hinter der Burgfluh und von Innertkirchen hinter dem Kirchet oder die Thuner- und Brienzerseen zuverlässige Beweise. Dass der sog. hobelnde, schleifende Gletscher, der Riegel und Inselberge stehen liess, nicht imstande war, mehrere 100 Meter tiefe Seen auszuschleifen, darüber war ich mit sozusagen allen Schweizergeologen gleicher Meinung. Dagegen verstärkte sich in mir immer mehr der Eindruck, dass nicht die Partien, in denen das Eis rasch fliessen

konnte, der Tiefenerosion am stärksten ausgesetzt seien, sondern viel mehr die stagnierenden Talabschnitte, z. B. das Tal von Obwalden und die schon aufgezählten Becken und die Seen des Salzkammergutes. Daneben blieben die auf Terrassen oberhalb Stufen vorkommenden Felsbecken, wie Lungernsee und Walchensee oder das verlandete Seebecken von Pianico-Sellere über dem Iseosee zu deuten. Es musste in den stagnierenden Gebieten, wo die gewöhnliche Erosion des talwärts fliessenden Eises durch Riegel, Beckenränder und Schwellen ausgeschaltet war, eine an Ort und Stelle entstehende Erosion geben, deren Abschliffprodukte seitlich so hoch gehoben wurden, dass sie in den normal abfliessenden Eisstrom gerieten und durch diesen entfernt wurden. 1933 schrieb ich in einer Anmerkung über die Abtragung der Seeländermolasse unter dem Infiltrationsdruck der subglazialen Wasser, der bis zu ca. 80 Atmosphären anstieg ((3) p. 382): „Die Beckenbildung geschah wohl kaum durch den schürfenden, hobelnden Gletscher, sondern durch chemische und mechanische Auflockerung der Bindemittel der Sandsteine. Da der Druck in den Talböden viel stärker wirkte als auf den Höhen, so mussten die Täler stärker bearbeitet und von den Höhen differenziert werden. Der Abtransport des gelockerten Material aus den tiefen und übertieften Becken geschah hauptsächlich durch das seitliche Aufpressen des entstandenen Schlammes, der dann in der obern Region im Eis eingefror und durch die allgemeine Eisströmung abtransportiert wurde". Damals waren mir die Ursachen noch nicht klar; doch war der angedeutete Vorgang der einzige, der eine Übertiefung von Becken erklären konnte. Seither besprach ich diese physikalisch-chemischen Verhältnisse mehrmals mit Ingenieuren und Physikern, die in Materialprüfung grosse Erfahrung haben, ohne eine besondere Ursache herauszubringen.

Als bekannte wirksame Agenzien konnten nur der Eisdruck, die chemische Lösungsfähigkeit und die Erdwärme in Betracht fallen.

Das Studium der Morphologie der Alpentäler zwischen Sesia und Etsch, das Verfolgen ihrer alpeneinwärts gleichförmig ansteigenden Felsterrassen und Schultern bis weit ins Gebirge hinein, die Feststellung, dass das Plaisancien-Astienmeer am Alpenrand schon in ein Relief eindrang, das, ausser den Seebecken, vom jetzigen nicht wesentlich verschieden war, ergab mit Sicherheit, dass der Alpensüdrand im Bereiche der Randseen nicht von quartären Senkungen betroffen wurde, die die Entstehung der tiefen Seen zu erklären vermöchten. Andererseits lassen sich unter diesen Umständen Seen, die bis 280 m tief unter den Meeresspiegel hinabreichen, nicht wohl durch Flusserosion deuten. Der Wechsel von Tälern mit Seen an ihrem Austritt in die Ebene (Ortasee, Langensee, Luganersee, Comersee, Iseosee und Gardasee) mit seefreien Tälern (Sesia, Brembo, Serio, Mella, Etsch) stimmte mit den verschieden weit reichenden Gletscherenden überein, indem im ersten Falle die Gletscher über den Alpensaum hinaus ins Vorland drangen, im zweiten aber mehr oder weniger weit innerhalb der Alpen zurückblieben. Dabei stimmten die Felsterrassen, wie schon oben mitgeteilt wurde, in beiden Gruppen vollkommen überein. Die ganze Landschaft des Tessin-Adda-Gletschergebietes erweckt überhaupt den Gesamteindruck eines ausgeaperten, durch chemische Lösung und Abschliff entstandenen Reliefs, das sozusagen keine Züge von Flusserosionen aufweist. Diese Beobachtungen erweckten in mir die tiefinnerste Überzeugung vom Vorhandensein einer noch unbekannten Art der Eiserosion, ohne aber die Erklärung über die Mitwirkung der enormen Eisdicken hinaus zu fördern.

II. Geotechnische Ergebnisse der Abschliffprüfungen als Vergleichsmaterial.

Nun verschaffen uns die Studien der astronomischen Wärmeschwankungen die Möglichkeit, die Vereisungsdauer zahlenmässig zu erfassen. Konnte sich das Eis am Alpenrand von einer Periode kühler Sommer zur nächsten erhalten und erst dann abschmelzen, so bedeutete das in der Rissgruppe einen Zeitraum von ca. 80000 Jahren. Kam noch die Würmzeit dazu, so stieg die Vereisungsdauer nochmals um ca. 60000 Jahre auf zusammen ca. 140000 Jahre. Diese ungeheuren Zeiträume verschaffen auch schwachen Agenzien, die bisher bescheiden im Hintergrund blieben, eine grosse Wirksamkeit, z. B. der Erdwärme und ihren Folgen. Die Abgabe der Erdwärme an die Gletscherbasis bewirkt ein jährliches Abschmelzen um 1 cm. Während der Risseiszeit schmolzen bei ausdauernden, dicken Gletschern somit 800 m, später im Würm noch 600 m Eis, also ganz beträchtliche Mengen. Natürlich schmolz dabei auch Grundmoräne aus und diente als Schleifmaterial, das durch den Eisdruck wirksame Verwendung fand, da das Wasser vom Eis über den Felsboden weggequetscht wurde.

Über der heutigen tiefsten Stelle des Comersees, 410 m tief, lag das Eis im Höchststand mindestens 1400 m hoch, was einem Druck von 126 kg pro cm^2 gleichkommt. Wir können uns von der Bedeutung dieser Zahlen an Hand der Prüfungsergebnisse der Eidgenössischen Materialprüfungsanstalt in Zürich (EMPAZ) eine Vorstellung machen. Pflastersteine u. ä. hochwertige, widerstandsfähige Gesteinsarten werden nach dem bauschinger'schen Verfahren auf Abnutzung durch Abschleifen geprüft, indem sie mit einem Druck von 0,5 kg/cm^2 gegen eine mit Schmirgelpulver bestreute Gusseisenplatte gedrückt werden und dabei einen Weg von 628 m zurücklegen. Die beobachteten Abnützungen in nassem Zustande betragen nach den Mitteilungen von M. Roš bei den schweizerischen kristallinen Gesteinen 0,99—1,94 mm, bei den Sandsteinen und Kalken 0,82—5,13 mm. Im Mittel können folgende Ergebnisse zusammengestellt werden: Schweizergranite 1,25 mm, harte subalpine Molassesandsteine 1,65 mm, Flyschsandsteine 0,83 mm, Gargasiengestein 0,85 mm und Hauterivien-Kieselkalk 1,40 mm. Da es sich bei diesen Prüfungen nur um Qualitätssteine handelt, so ziehen wir auch die nach der Methode von Rosival auf Abschliff beanspruchten schweizerischen Bausteine bei, über die A. Erni im „Bausteinband" (9) berichtet. Die Proben wurden getrocknet und dann mit nassem Schmirgel geschliffen. In diesem Fall erzeugten 50 Milligramm Schmirgel während 10 Minuten beispielsweise folgende Abfälle: Reiner Quarz 12,4 mg, Hauterivien von Weesen 35,5, Flyschsandsteine vom Guber bei Alpnach 37,0, Tithon von Vättis dagegen 711 und marine Molasse von Eggersriet 944, während bei vielen marinen Kalksandsteinen des Mittellandes keine Prüfung mehr möglich war, da sie sich beim Reiben in einen Sandbrei auflösten. Setzen wir in den beiden Tabellen die besten Gesteine derselben Brüche einander gleich, so erhalten wir folgende Proportion: 22,8 mg Abschliff nach Rosival entsprechen 1 mm Abnützung nach Bauschinger. Demnach dürfte die Abnützung der marinen Molassesteine, die noch als Bausteine Verwendung finden, nach Bauschinger einen Abschliff von über 40 mm erfahren!

Kehren wir zum Comersee zurück, so erkennen wir einen 252 mal stärkeren Druck als er beim bauschinger'schen Verfahren angewendet wird. Dieser Druck imprägniert das Gestein des Untergrundes mit Wasser, das chemisch lösend wirkt und den Zerfall durch das Abschleifen vorbereitet. Die EMPA-Versuche orientieren uns auch über dieses Verhalten der Gesteine, allerdings ohne An-

wendung von Druck. Die Wasseraufnahme, ausgedrückt in Gewichtsprozenten des Raumgewichts, zeigt folgende Schwankungen:

Strassenbaumaterial:

Subalpine Molasse	1,8 —3,2 mm	Gargasien	0,03—0,10 mm
Flyschsandsteine	0,01—0,2 mm	Jurakalke	0,13—0,64 mm
Hauterivienkieselkalk	0,02—0,08 mm	Alpine Granite	0,21—0,37 mm

Bausteine im allgemeinen:

219	Sandsteine	0,30 (subalpine Molasse!) bis 7,64 (Bernersandstein)
329	Kalksteine	0,08—5,54
33	Granite	0,20—0,55
106	Gneise	0,27—0,72

Bedenkt man, dass die weichsten Gesteinsarten gar nicht zur Prüfung gelangten, so drängt sich einem die Überzeugung auf, dass die langandauernden Vereisungen unter dem gewaltigen Eisdruck sowohl durch die Durchtränkung und chemische Auflösung des Felsgrundes mit Wasser, wie auch durch den Abschliff grosse Erosionswirkungen erzeugen und auch Seebecken übertiefen konnten, wenn das gelockerte Material stetsfort weggeräumt wurde.

Wie alle andern Alpenrandseen ist auch der Comersee teilweise durch quartäre Schuttbarrieren aufgestaut. Die Übertiefung im Felsbecken bleibt daher geringer als die Maximaltiefe von 410 m, auch wenn eine gewisse Verschlammung, die übrigens nur gering sein kann, berücksichtigt wird. Nehmen wir als Zeitdauer der glazialen Bearbeitung des Comersees an seiner tiefsten Stelle 140000 Jahre an, so genügt ein jährlicher Abschliff von 2,9 mm, um eine Tiefe von 425 m zu erzeugen. Die sedimentären Gesteine, die durch die bauschinger'sche Probe ungefähr denselben Abtrag erleiden, sind besonders Flyschsandsteine (aus acht verschiedenen Brüchen), Gargasien und Hauterivienkieselkalk. Alle diese Gesteinsarten leisten dank ihrem Kieselgehalt dem Abschliff bedeutend mehr Widerstand als die Liaskalke des Seearmes von Como (26). Es braucht demnach nicht einmal die jährliche Wiederholung der Bauschingerprobe, um die Comerseetiefe zu erzeugen. Ob der Eisdruck und die Aufbereitung des Gesteins durch das eingepresste Wasser bei der langsamen Bewegung des Schmelzwassers und des anschleifenden Eises imstande waren, den langen Weg beim Bauschinger-Versuch auszugleichen, kann kaum zahlenmässig ermittelt werden. Hier soll nur nachgewiesen werden, dass das Ausschleifen der tiefen Felsbecken unserer tiefsten Alpenrandseen durch Eiserosion im Bereiche der Möglichkeit liegt. Bei den meisten anderen Seen liegen die Verhältnisse viel günstiger.

III. Der Vorgang der geothermisch bedingten Eiserosion.

(Hiezu Fig. 1.)

Über die gewöhnliche Eiserosion wurde soviel geschrieben, dass sie samt ihren Problemen als bekannt vorausgesetzt werden darf. Sie beruht auf der Fliessbewegung des Eises und ist daher durch die Gravitation verursacht. Ihre Richtung folgt der Längsrichtung des Gletschers oder seiner Nebenzunge parallel. Sie darf daher auch als longitudinale Erosion bezeichnet werden. Endlich liegen die Ursachen des Abschliffes einer bestimmten Stelle ausserhalb derselben, teils oberhalb im talwärts drängenden Eis, teils unterhalb, wo das abfliessende Eis dem nachrückenden Raum macht und daher die örtliche Bewegung ermöglicht.

Sie kann deshalb auch allochthone Eiserosion genannt werden. Diese drei Kennzeichen genügten der Mehrzahl der Schweizergeologen nicht, um die tiefen Beckenbildungen zu erklären.

Die Beobachtungen an den heutigen Gletschern und auch am fliessenden Wasser wurden von vielen Autoren zu wenig den eiszeitlichen Grossgletschern angepasst. Die Erscheinung der Spaltenbildung, der Tunnel der subglazialen Abflüsse, die Hohlraumbildung im oder unter dem Gletscher muss infolge des zunehmenden Eisdruckes in einer gewissen Tiefe aufhören. Bis zu dieser Zone verhält sich der Gletscher verhältnismässig starr; er kann am Grunde und den Seiten hobeln, Felsblöcke ausbrechen, schmelzen und wieder gefrieren, je nach der Aussentemperatur, und er kann Teile, die sich wenig unterhalb einer Schwelle befinden, infolge der bestehenden Kohäsion über diese hinüberstossen. Dem Bereich des relativ starren Gletschers gehören die flachen Seebecken der Rand-

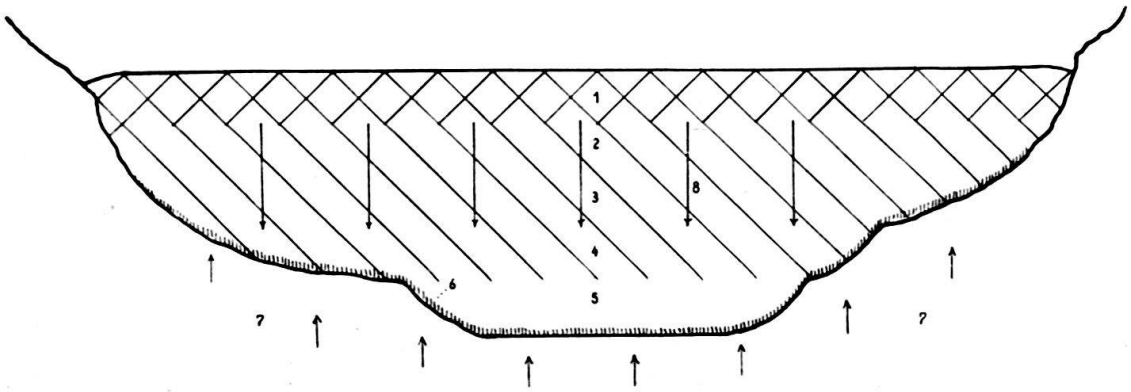

Fig. 1. *Die Wirkung der Erdwärme auf die Gletscherbewegung.*

1: Relativ starres Oberflächeneis mit Spalten, Schmelzwasser; Einwirkung der Lufttemperatur.
2—4: Zunehmende Plastizität durch Druck und Fliesswärme. Eis kompakt.
5: Stagnierendes Eis mit Druckplastizität.
6: Der Erdwärmestrom macht die Kontaktschicht plastischer als das Nebeneis, weshalb diese seitwärts und hangaufwärts verdrängt wird, bis der Gleichgewichtszustand erreicht ist. Durch den normalen Abfluss des Gletschers wird das aufgepresste weichere Eis samt dem darin enthaltenen Abschliffmaterial weggeführt, was die Voraussetzung für eine Übertiefung von Felsbecken bildet.
7: Erdwärmestrom.
8: Richtung des Eisdruckes.
Der Querschnitt stellt das Tal des Brienzersees dar.

zonen und die Drumlinlandschaften an. Dagegen fliesst das relativ starre Eis viel zu langsam, um nach dem Prinzip des Beharrungsvermögens seine Bewegung auf Partien zu übertragen, die wesentlich tiefer als talwärtige Schwellen vorkommen, und ähnlich einem Fluss durch Wirbel, Rollen und Wucht zu kolken.

Erreicht der Gletscher eine gewisse Mächtigkeit, so wird er durch und durch kompakt und lagert dem Grund und den Seiten unmittelbar auf. Das Eis verhält sich, abgesehen von der allfälligen Schmutzbänderstruktur, gleichmässig plastisch. Besitzt es ein genügendes Gefälle, so fliesst es ab, fehlt ein solches, so stagniert es. In vielen Fällen müssen wir aus dem heutigen Relief auf zwei übereinandergeschichtete Eislagen schliessen. Der allgemeine Gletscherboden, das Gletscherbett des Aaregletschers beispielsweise, ordnet alle seine vielen Teile von den „Feldern" von Bern mit ca. 555 m Mh an in eine grosse drumlinbesetzte, einheitliche Fläche, die mit Unterbrüchen beidseitig des Aaretales sehr

langsam ansteigt, bei Thun die Höhe von 600 m erreicht und sich als Hilterfingenniveau bis ins Gebiet des Brienzersees verfolgen lässt. Früher im Felsanteil ein alter Flusstalboden, erscheint sie heute als Untergrund des fliessenden Eises, da er sich nicht nur aus Fels, sondern auch aus Schotten und Moränen aufbaut. Da ihm im Seengebiet ein Gefälle fehlt und dieses bernwärts sehr gering ist, schloss ich früher auf ein Rücksinken der Seegegend um den Betrag des normalen Flussgefälles, eine Auffassung, die ich nicht mehr aufrecht erhalten kann, weil der Abschliff durch das Eis wahrscheinlicher ist[5]).

In dieser allgemeinen Gletscherfläche trogförmig eingetieft befinden sich die beiden Oberländerseen und das heutige Aaretal. Der Gletscherboden bei Bern, das geringe Gefälle, der Schuttriegel von Thungschneit-Uttigen, die Felshügel des kleinen Rugens bei Interlaken, sowie deren Anschluss an die Terrasse von Ringgenberg trennten das tiefere, stagnierende Eis vom darüber wegfliessenden. Diese Anordnung kann auch bei andern Seen, z. B. am Langensee, beobachtet werden. Aus den Lotungen der Seen kennen wir ihre sehr steilen Halden und den flachen Seeboden in 215 resp. 260 m Tiefe im Thuner- und Brienzersee.

Das bezüglich des Abfliessens stagnierende Eis besitzt aber durch die Wirkung der Erdwärme eine unendlich geringe vertikale Eigenbewegung. Wie schon oben erwähnt, schmilzt der ausstrahlende Wärmestrom der Erde jährlich den minimen Betrag von 1 cm Eis, dessen Schmelzwasser auf dem kürzesten Wege, d. h. seitwärts, weggequetscht wird. Für die tiefern Schichten der Eismasse, die ausserhalb der atmosphärischen Einflüsse und unter einem gleichmässigen, hohen Druck sind, darf man eine einheitliche Temperatur annehmen. Diese wird durch den Schmelzpunkt des Eises bestimmt, der infolge der Druckzunahme gegen den Boden hin schwach sinkt. Diese Verhältnisse bedeuten aber einen Dauerzustand, der keine Wärme frei macht. Dagegen bildet sich beständig etwas Wärme durch das Fliessen des Gletschers. Die infolgedessen frei werdenden Wasserteilchen erhöhen die Plastizität des Eises. In den stagnierenden Teilen des Gletschers, z. B. in den übertieften Seebecken, fällt diese Wasserbildung weg und die Eisplastizität wird einzig durch den Eisdruck bedingt. Erst am Grunde und an den Flanken des Gletschers macht sich der Einfluss der Erdwärme dadurch geltend, dass letztere zwar nicht eisfreies Wasser erzeugt, wohl aber in der äussersten Eisschicht den Gehalt an Wasserteilchen erhöht und dadurch die Eisrinde gegenüber den benachbarten Gletscherteilen plastischer macht. Für das Wegpressen des Wassers ist der Umstand massgebend, dass an jeder Kontaktstelle des Eises mit dem Boden die konsistentere Eismasse mit grosser Gewalt auf die flüssigere Aussenschicht drückt. Letztere kann nur in Zonen geringeren Druckes entweichen, also seitwärts und hangaufwärts; denn in der Längsrichtung ändern sich die Druckverhältnisse — Riegel ausgenommen — viel weniger rasch als quer zur Gletscherrichtung.

Da die Erdwärmeausstrahlung an den steilen Talhängen sehr rasch abnimmt, weil sie sich auf eine viel grössere Fläche verteilen muss als auf dem fast horizontalen Boden, nimmt ihre Wirkung rasch ab, und das aufsteigende Wasser gefriert endlich wieder. Dies geschieht aber so weit oben, dass es in den abfliessenden Gletscherteil gerät und samt seinen Abschliffprodukten talwärts strömt. Das sinkende Eis und das aufsteigende Wasser bilden somit langsame Konvektionsströme.

---

[5]) Man darf auf eine fluviatile Entstehung der Felsterrasse schliessen, weil sich auch in den niemals vergletscherten südlichen Alpentalausgängen sehr schöne Terrassen in übereinstimmender Tallage befinden. Im vorliegenden Fall darf auch die terrassenbildende Wirkung des letztinterglazialen Aaresees nicht ausser Acht gelassen werden.

Im Gegensatz zur altbekannten Eiserosion darf die soeben gekennzeichnete einmal als Transversalerosion bezeichnet werden, weil sie meistens quer zur Gletscherbewegung wirkt; da sie durch das Abschmelzen durch die Erdwärme ausgelöst wird, nennen wir sie auch die geothermisch bedingte Erosion, und da sie endlich überall entstehen muss, wo das Eis mit dem Felsboden in direkten Kontakt kommt, weil sie jede vorhandene flache Stelle, jede Wanne vertiefen muss, so ist sie auch eine autochthone Erosion. Sie besitzt alle die ergänzenden Eigenschaften, die mit der alten Längserosion zusammen den sog. glazialen Formenschatz restlos zu erklären vermögen.

Jetzt ist das Vorhandensein von Felsschwellen und Riegelbergen verständlich; sie stoppten die oberhalb vorkommenden Eismassen in ihrer Bewegung ab, so dass ihre längsschleifende Wirkung wegfiel und die querwirkende durch das Vertiefen des Untergrundes den Riegel immer stärker herauspräparierte.

Ein altes Rätsel stellen die Kalkriegel von St. Maurice und des Kirchet bei Meiringen dar, die trotz der kieselfreien Kalke, die namentlich den letztern aufbauen, vom Abschliff geschont wurden, während der quarzreiche kristalline Untergrund zu tiefen Becken abgetragen wurde. Heute verstehen wir, dass die an allen Seiten aufsteigenden geothermischen Schmelzwasser teilweise im Innern des klüftigen Kalkes in die Höhe zirkulierten und ihre abtragende Wirkung dadurch schwächten oder ganz verloren, während das wasserdichte Kristallin alle Schleifmittel beisammen hielt und daher viel stärker bearbeitet wurde als der Kalk. Übrigens wird in diesem Falle der grosse Druck auf das Schmelzwasser dessen Eindringen in die Gesteinsporen resp. Grenzflächen der Mineralien fördern und eine Lockerung der Komponenten herbeiführen, die beim feinkörnigen Kalk viel weniger wirksam sein dürfte als bei den Gneisen und Graniten.

Längst führten mich die geologischen Kartenaufnahmen zur Beobachtung, dass es den Anschein hat, dass Schotter der Glazialerosion besser widerstehen als kompakte Felsen, namentlich als Molasse. Auch in diesem Falle zirkuliert das Schmelzwasser im Kies, während der nackte Fels aufbereitet und abgeschliffen wird und zu einer Umkehr des Reliefs führen kann.

Die Tatsache, dass der Wärmestrom der Erde am stärksten auf den Talboden wirkt, an den Hängen aber rasch abnimmt, gibt eine zwanglose Erklärung der U-Form der Gletschertäler. Ob das längsfliessende Eis für die flachen Kerben über der steilen Trogschulter, das quer erodierende Eis aber für die Steilwände verantwortlich gemacht werden darf, muss noch nachgeprüft werden. In vielen Gletscherteilen werden beide Erosionsarten zusammenarbeiten und Resultanten ihrer verschiedenen Auswirkungen erzeugen, welche die theoretischen Gegensätze stark verwischen. Auch zeitlich wechselten an den meisten Orten beide Erosionen miteinander ab: Längserosion — Quererosion — Längserosion, welch letztere dem Ganzen den letzten Stempel aufprägte, beispielsweise durch das Überarbeiten der Gletscherschliffe, die nur selten für die Transversalerosion zeugen (z. B. V. Gilléron, 12).

Diese neu erkannte autochthone, geothermisch bedingte Transversalerosion dient uns nun auch als ein weiterer Schlüssel zum Verständnis des Ablaufes der Ereignisse, die durch die Strahlungsänderungen hervorgerufen wurden.

V. Teil.

Die klimatische Auswertung der säkularen Strahlungsschwankungen in graphischer Darstellung und ihre Übereinstimmung mit den Riss- und Würmablagerungen des Aaregletschers.

Mögen die bisherigen Ausführungen im einzelnen noch so überzeugend wirken, so fehlt doch noch ihre graphische Darstellung und deren Vergleich mit den geologisch festgestellten Verhältnissen des Aaregebietes.

I. Die graphische Auftragung des säkularen Ganges der Erdbestrahlung für den 45° nördl. Br.

Tafel VI, Fig. 1

wurde genau nach Tabelle 15 von M. MILANKOVITCH (23) konstruiert. Im Gegensatz zu allen mir bekannten Auswertungen der Strahlungskurve, von KÖPPEN-WEGENER (20) an bis zu den neuesten von MILANKOVITCH selber (24, 33) und von W. SOERGEL (32), stellte ich auch den Verlauf der Winterhalbjahre dar. Die Zeit wurde auf die letzten 250000 Jahre beschränkt. Die vorangehenden ca. 200000 Jahre schliessen allerdings 5 Gruppen kühler Sommer ein; doch beträgt ihre Amplitude höchstens 1,6°, im Gegensatz zu den ihnen vorangehenden Depressionen von 2,1°, 3,2°, 2,5°, 3° und 2,8°, welche von M J 590000—433000 die Gruppe der Deckenschottervereisungen erzeugt haben dürften. Alle geologischen Aufnahmen stimmen darin überein, dass die schweizerischen Deckenschottergletscher in einem Relief entstanden, das vom heutigen beträchtlich verschieden war, nämlich vor der Durchtalung des Mittellandes. Nach allgemeiner Auffassung erfolgte die letztere in der grossen Interglazialzeit von M J 433000—237000. Da wir die meteorologischen Beobachtungen unserer Stationen nur auf das heutige Relief beziehen dürfen, so fallen sowohl die grosse Interglazialzeit, wie auch die Deckenschotterzeit für einen genauen Vergleich mit den Berechnungen MILANKOVITCH's ausser Betracht. Ferner weise ich darauf hin, dass im obern Aaregebiet keine Deckenschotter vorkommen und daher auch nicht mit den jüngern Ablagerungen in direkte Beziehung gebracht werden können. Die Konzentration der Studien auf die letzten 250000 Jahre ist somit begründet.

Um eine genaue Bezeichnung aller einzelnen Phasen zu gewinnen, bezeichne ich die ausgeglichenen Klimaperioden mit den kleinen Buchstaben r—z, wobei ein wertvoller Zufall es mit sich bringt, dass die ersten kühlen Sommer der Risszeit mit r bezeichnet sind, der erste Gletschervorstoss der Würmzeit aber mit w. Die den kompensierten Perioden folgenden Extremklimate benannte ich mit den gleichen Buchstaben unter Beifügung eines Striches, also r′—z′.

Durch diese absoluten Zeichen wird es möglich, in den verschiedensten Gletschergebieten auch ungleiche Auswirkungen einander zeitlich gleichzusetzen.

II. Der Einfluss der zahlenmässig erfassbaren Auswirkungen der Strahlungsänderungen auf die Höhe der Schneegrenze.

Tafel VI, Fig. 2.

Da die Einflüsse der Erdbestrahlung auf unsere Alpen und das Mittelland sehr ungleiche Folgen hatten, indem jede Art Sommer, heisse und kühle, jede Art Winter, kalte und milde, sich individuell auswirkten, so kann die allgemeine

Kurve nicht genügen; sondern jeder einzelne Faktor ist für die ganze Zeitperiode nachzurechnen und aufzutragen, um den Vergletscherungsbedingungen näher zu kommen.

An erster Stelle stehen die kühlen Sommertemperaturen. Nach der neuesten Mitteilung MILANKOVITCH's (24, 33) entsprechen 150 kanonische Einheiten der Erdbestrahlung 1° C. Die Verteilung auf die verschiedenen Monate geschah nach der Proportion $\frac{1}{2} : 1\frac{1}{8} : 1\frac{1}{2}$, was ziemlich genau dem Verlauf einer Sinoide entspricht. Da am Nordhang der Westalpen, also auch bei Thun, die Temperaturabnahme per 100 m Höhendifferenz im April 0,625°, im Juli 0,545° und im Oktober 0,458° beträgt, so darf ein Mittelwert von 0,543° den weitern Rechnungen zugrunde gelegt werden.. 1° Temperaturdifferenz bedeutet somit eine Verschiebung der Schneegrenze um 184 m. Da das M J 187500, absolut als t bezeichnet, bei 511 kanonischen Einheiten eine Temperaturdifferenz von 3,4° erzeugt, so entspricht dies einer Schneegrenzensenkung für den Sommer von 620 m. Im I. Teil, p. 250, zeigte ich, dass in dieser Periode der Gotthard in ca. 2100 m Höhe eine Vermehrung um 2 aufwies, somit 8 Frostmonate hatte und damit die Schneegrenze erreichte. Da diese sich heute bei ca. 2800 m befindet, so entsprechen die 2 neuen Frostmonate einer Senkung von ca. 700 m. Den weitern Arbeiten legte ich, mit Rücksicht auf die Verhältnisse am Alpenrand, eine Depression von 650 m zugrunde, eine Zahl, die mit der eben auf ganz anderm Weg errechneten gut übereinstimmt und eine wertvolle Kontrolle der Beziehung: 1 Frostmonat = 350 m Schneegrenzenverschiebung bildet.

Die Senkung kann auch direkt aus den kanonischen Einheiten gerechnet werden, wenn man 1 m = $1\frac{1}{4}$ kE setzt, was ziemlich genau ist.

Eine wichtige Folge der wärmern Zeiten, seien es Sommer oder Winter, entsteht durch die Niederschlagsvermehrung, die oben eingehender besprochen wurde. Sie beträgt im Maximum 37%. Nach der Beziehung, die an den Lokalgletschern des Juras gewonnen wurde, dürfen wir setzen: 1% Niederschlagsänderung = 8,77 m Schneegrenzendepression. Direkt eingetragen wurde sie nur für die warmen Winter der kompensierten Zeiten.

Das Übergreifen der Frostmonate auf niederschlagsreichere Zeiten, das bis 50% Niederschlagsvermehrung mit sich bringt, wurde ebenfalls im Verhältnis: 1% = 8,77 m aufgetragen. Vom Maximum aus bestimmte ich die geringern Beträge durch Abmessen an einer Sinoide, was ein rasches Zurückgehen der Werte bedingt, eine Methode, die für alle Kurven verwendet wurde.

Für die Erhaltung der Gletscher spielen die Frostverhältnisse des Mittellandes eine grosse Rolle. Sie bringen den Einfluss der strengen Winter der Extremzeiten zur Geltung. Die durchschnittliche Vermehrung um 2 Frostmonate wurde, entsprechend der Beobachtung am Gotthard, 700 m Depression gleichgesetzt.

Endlich stellte ich die Differenz zwischen der Schneegrenzenerhöhung durch die stärkere Erwärmung der extremen Sommer und der Senkung derselben durch die Vermehrung der Niederschläge dar, und zwar nach der gleichen Seite wie den Einfluss der Frostmonate im Mittelland. Wir sehen im Raum zwischen diesen beiden Kurven die entgegengesetzten Wirkungen dreier Faktoren: Die starke Erwärmung in den extrem heissen Sommern wird übertroffen vom Einfluss der sommerlichen Niederschlagsvermehrung und der winterlichen Verlängerung der Frostzeit.

Die graphische Auftragung ergab ein neuartiges Schaubild, das in dieser Form unübersichtlich und für die Parallelisierung unverwertbar war (Fig. 2 auf

Taf. VI). Sicher brachte es viele Beziehungen zu den Vergletscherungsbedingungen, die der bisherigen Strahlungskurve fehlten.

Der Vergleich mit den Ablagerungen des Aaretales lässt nun erkennen, dass dieses theoretische Ergebnis nicht immer zutrifft, sondern nur in gemässigt extremen Zeiten, etwa von MJ 600000—300000. Der geologische Befund deutet für diese Zeit ein Ausdauern des Talgletschers an, da keine Schotter oder zugehörigen Erosionsformen erkennbar sind. Dagegen finden wir Schotter, d. h. ein starkes Zurückschmelzen und Wiedervorstossen des Gletschers, in den Zeitabschnitten um MJ 128000 und 83000, also in Zeiten, die nach unserer Konstruktion ein starkes Überwiegen der tiefen Winterschneegrenze gegenüber der gehobenen Sommerschneegrenze ergeben sollten. Beide gegensätzlichen Fälle werden auch von W. Soergel für die deutsche Vereisung bestätigt. Möglicherweise spielen dabei auch Küstenverlegungen oder Windströmungen eine Rolle, die sich unserer Nachprüfung entziehen. Die naheliegendste Erklärung bleibt aber doch die folgende: So lange die Sommertemperaturen nur mässig ansteigen, werden sie durch die Ausdehnung der Frostdauer im Winter kompensiert. Eine intensive Sommerhitze kann aber ihre Schmelzkraft voll und ganz ausnützen, während die tiefen Temperaturen des Winters verloren gehen, indem ihre Auswirkung schon knapp unter 0° einsetzt und die tiefere Kälte für die Erhaltung der Gletscher bedeutungslos ist.

Diese Auffassung erhält ihre Bestätigung dadurch, dass solche extreme Zeiten immer nach Vorstössen eintreten, die von Schotterbildungen gefolgt sind (Hochterrassenschotter der Schweiz, Forst-Karlsruheschotter bei Bern, Spiez-Münsingenschotter im Aaretal).

III. Quartäre „Wärmezeiten".

Da in den konstruierten Kurven speziell die eiserhaltenden Klimaverhältnisse zur Darstellung kommen, könnten sie den Eindruck erwecken, es seien gegenüber heute keine Zeiten mit erhöhter Schneegrenze vorhanden. Dies ist aber nicht der Fall. Die Extremzeiten wirken durch die Vermehrung der Frostmonate im Mittelland und im Grund der Alpentäler eiserhaltend.

Anders verhalten sich die warmen Sommer trotz der Niederschlagsvermehrung in den höhern Lagen, wo keine winterliche Vermehrung der Frostmonate oder gar eine Verminderung derselben eintritt, wie z. B. in Säntishöhe. Die vermehrte Wärme erzeugt gegenüber heute, wie aus der Strich-Ringel-Kurve in Fig. 2, Taf. VI, hervorgeht, im Sommer eine Hebung der Schneegrenze bis zu 420 m (M J 127000). In der wichtigen und botanisch kontrollierbaren postglazialen Wärmezeit, die dem MJ 10000 folgte, betrug sie 340 m. Dadurch erhalten wir auf theoretischem Wege die von den Palaeobotanikern geforderten Verhältnisse zur Erklärung der interglazialen Flora von Hötting und des Klimaoptimums vor ca. 8000 J., das mit der Haselzeit begann und bis gegen den Schluss der Eichenmischwaldperiode dauerte.

W. Rytz (31, p. 70) schreibt 1930 folgende Charakteristik der postglazialen floristischen Verhältnisse des Schweizer Mittellandes: „Um eine entsprechende ähnliche Vegetation zu finden, müssen wir schon nach dem kroatisch-slavonischen Zwischenstromgebiet gehen, wo die Jahresmittel zwischen 8° und 10° betragen, die Sommer heiss, die Winter anhaltend kalt sind und Niederschlagsmengen von 70—140 cm vorkommen, oder auch in die Waldsteppengebiete Südrusslands . . . Die Temperaturen der Vegetationszeit scheinen den heutigen überlegen . . . Mit

diesem warm-kontinentalen Klimacharakter stimmt auch gut die Erhöhung der Waldgrenze und der Höhengrenzen der einzelnen Baumarten überein, die so reichlich belegt ist, dass an ihrer Realität nicht mehr zu zweifeln ist. Sie fällt in die Abschnitte vom Beginn der Hasel- bis zum Ende der Eichenmischwaldzeit und dürfte den Betrag von 300, ja selbst 400 m erreicht haben." Eine bessere Übereinstimmung als diejenige der ältern botanischen Befunde mit der neuen Berechnung nach der Tabelle MILANKOVITCH's kann kaum verlangt werden.

IV. Aktive und inaktive Gletscher.

Trotzdem die Winter des Mittellandes in den Extremzeiten einer Erhaltung der vorhandenen Talgletscher günstig waren, stieg im Gebirge die Schneegrenze, was zu einer Unterernährung der Gletscher führen musste. Sie schrumpften im Gebirge relativ stärker zusammen als in den Tälern, reagierten aber andererseits auch wieder intensiver auf die nachfolgenden Senkungen der Schneegrenze. Beweise für das tatsächliche Vorhandensein solcher Verhältnisse liefern die randlich in die Würmmoränen eingelagerten Schotter (Suldgraben mit Suldschottern in der Kandermoräne, Schotter in den Aaremoränen der Rothachen usw.).

Wurden die Talgletscher nur noch schlecht oder gar nicht ernährt, so bildeten sie eine Art Toteis, das die tiefsten Talungen auffüllte (z. B. Aaretal in verschiedenen Becken, Gürbetal, etc.) ohne zu fliessen. Das Gletschergefäll ging dabei verloren, und die Seitenmoränen lagerten sich auf grosse Strecken hin horizontal ab (Amsoldingen–Gerzensee, Kiesen–Rubigen usw.). Statt weniger, kräftiger Moränenwälle entstanden infolge der mangelnden Schuttzufuhr zahlreiche, parallele, schwache Ablagerungen ohne Längsgefäll (Plateau von Amsoldingen–Gerzensee, Krattigen–Hondrich).

Eine solche unbewegte Gletscherzunge vermochte auch keine Stirnmoränen aufzuwerfen und keine anschliessenden Schotterfelder zu erzeugen (Aaretal vom Becken von Belp an aufwärts. Das Stadium von Wichtrach–Jaberg z. B. ist mehr durch das Becken von Kiesen und die Ablenkung zweier Seitenbäche gekennzeichnet als durch die schwachen, flachen Moränen von Jaberg). Diese charakteristischen Formen des inaktiven Gletschers stehen in einem deutlichen Gegensatz zu den Ablagerungen und morphologischen Einzelheiten der Jungendmoränenzone, wo sich scharfe Moränenwälle (am Gurtenhang bei Bern) gegen die blockreichen Stirnmoränen (Berner Moräne) senken und zahlreiche Schotterfelder das Vorgelände beherrschen. Hier sorgte ein aktiver Gletscher stets für neue Schuttzufuhr. Wenn auch nicht so klar wie im Aaretal, kommen die typischen Formen und Ablagerungen des inaktiven Gletschers doch auch in allen mittelländischen Teilen der alpinen Randseen vor, so dass die Erhaltung der Seebecken wenigstens teilweise auf die eigenartigen Gletscherzungen, die ohne wesentliche Eiszufuhr sich nicht mehr erneuerten, sondern einfach abschmolzen, zurückgeführt werden darf. Sie wirken gleich wie Toteis, entstanden aber nicht durch Lostrennen vom Hauptgletscher, sondern durch Unterernährung des Gletschers selbst.

Seit vielen Jahren suchte ich diese Formengruppen des Aaretales zu verstehen und zu deuten; aber erst die Auswertung der Milankovitchkurven führte mich auf diese Erklärung, die mit den beobachteten Verhältnissen gut übereinstimmt. Ich schlage vor, das Verhalten der Gletscher bei normaler Ernährung als aktives, dasjenige bei schwacher oder fehlender Eiszufuhr als inaktives

zu bezeichnen und dementsprechend von aktiven und inaktiven Gletschern zu sprechen.

V. Die Summen der errechneten Schneegrenzendepressionen und ihre Parallelisierung mit den geologisch ermittelten Ablagerungen[6]).

A. Einleitung.

Die in Fig. 2 der Tafel VI unregelmässig angeordneten Schneegrenzendepressionen wurden summiert und als Kurve 3 zusammengestellt. Um diese theoretisch erhaltenen Werte mit praktisch ermittelten parallelisieren zu können, versuchte ich zuerst die Synchronisierung der beidseitigen Geschehnisse. Um die geologischen Befunde graphisch auftragen zu können, setzte ich die jeweilige Gletscherdicke am Alpenausgang ein, resp. das relative Verhältnis der innerhalb der Alpen gebliebenen Aaregletscherstirnen. Sie verhalten sich sehr ähnlich den Querschnitten der Gletscher beim Austritt aus dem Gebirge. Als Basis gilt der heutige Talboden, nicht die Seetiefe.

B. Die Synchronisierung der theoretisch errechneten und der aus den Endmoränen abgeleiteten Schneegrenzendepressionen.

Die nachstehende Tabelle gibt einen Überblick über die zur Parallelisierung zur Verfügung stehenden Elemente. Zunächst prüfte ich die Schneegrenzendepressionen der verschiedenen, beobachteten Gletscherenden, d. h. für die Stadien von Innertkirchen, Interlaken, Thun, Jaberg–Wichtrach, Muri, Bern, Gurten und Gurnigel, letzteres für die grösste Vergletscherung, also die Risseiszeit. Gurten und Gurnigel wurden schon von Penck und Brückner als Riss- und Würmmaximum auf 1300, resp. auf 1200 m bestimmt, Zahlen, die für uns um so wertvoller sind, als sie im Aaregebiet selbst wegen der Vereinigung von Aar- und Rhonegletscher nicht ermittelt werden können. Dann bestimmte ich für jede Stellung die mittlere Dicke des Gletschers über dem Talboden.

Die Summierung der Schneegrenzendepressionen ergab in Kurve 3 der Tafel VI 4 besonders tiefe Depressionen von abnehmender Grösse aus den MJ 187500, 116100, 71900 und 22100, denen eine weitere Senkung im Jahre 232400 voranging. Nach der absoluten Bezeichnung handelt es sich bei den 4 letzten Depressionen um t, w, y und z. t und w sind durch einen längern Zeitraum mit sehr heissen Sommern getrennt, was auf ein ausgedehnte Interglazialzeit hindeutet. Auch zwischen w und y schiebt sich eine Periode heisser Sommer ein, doch von kürzerer Dauer. Die grösste Schwierigkeit bietet die Gleichsetzung von z, da die Zeitspanne y—z keine sehr heissen Sommer aufweist und auch geologisch dort einzusetzende Ablagerungen fehlen.

Die Quartärbildungen des Aaretalgrundes gruppieren sich in ältere Seeablagerungen mit Moränenmaterial und unterteufender Moräne (Hahnimoräne an der Kander) einerseits und horizontale Ablagerungen, d. h. zwei durch Schotter getrennte Moränenlagen andererseits. Eine schätzungsweise an Hand der Aufschüttung des neuen Kanderdeltas seit 1713 ausgeführte Berechnung ergab für

---

[6]) Als kartographische Grundlagen dieses und des nächsten Kapitels seien die Karten von Ed. Gerber (10), Beck & Gerber (6), Günzler-Seiffert, Beck u. a. (13), Rutsch (30) und Beck & Rutsch (7) genannt.

die Auffüllung des grossen Aaresees von Wimmis bis Thun ungefähr 40000 Jahre, für die Ablagerung der Spiezer-Münsingenschotter dagegen im Mittel nur ca. 7000 Jahre. Diese Zahlen, die wenigstens der Grössenordnung nach zutreffen, ermöglichen die Einordnung der interglazialen Aareseeauffüllung in die Zeit zwischen t und w, also zwischen Riss und Würm. Die Spiezer-Münsingenschotter dagegen passen sehr gut unmittelbar vor y, wo eine Reihe sehr heisser Sommer die notwendigen Vorbedingungen schaffte. Später fehlen ähnliche klimatische Verhältnisse. Zudem lieferten die Münsingenschotter einen Mammutmolaren, der durch den Sohn des Entdeckers, Herrn Lüdi in Thun, vor kurzem dem Verfasser übergeben und anlässlich der in diesem Eclogaeheft beschriebenen Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft ins Quartär von Thun durch EDUARD SCHERTZ aus Tübingen als Aurignacienform bestimmt und zwischen Würm I und Würm II gestellt wurde. Beide Beurteilungen, diejenige durch die verschiedene Schottermächtigkeit und diejenige durch das Fossil, stimmen genau überein, so dass an der Gleichsetzung der Seeschotter mit den Zeiten u^I bis v^I, der Gurtenmoräne (= liegende Würmmoräne) mit w, des Spiez-Münsingenschotters mit x^I und der Bernermoräne (hangende Würmmoräne) mit y nicht zu zweifeln ist.

Eine dritte Begründung dieser Gleichsetzung geben uns die beobachteten und berechneten Schneegrenzendepressionen. t, w und y besitzen Schneegrenzensenkungen von 1300, 1200 und 1050 m. Die astronomisch gewonnenen Zahlen lauten: 1220, 1080 und 640 m. Beide Reihen laufen parallel, indem die Werte sinken und sich auch die Differenzen, wenn nicht gleich, so doch ähnlich verhalten. Für die Erklärung der Eiszeiten mit Hülfe der astronomischen Berechnungen ist der Umstand besonders wichtig, dass die berechnete Depression der am schwersten zu erklärenden, grössten Vergletscherung den beobachteten Werten am nächsten kommt und zum vollen Wert nur 6% fehlen.

Nun wurde aber oben auf Seite 144 dargetan, dass neben den direkten und berechenbaren Wirkungen der Strahlungsänderungen auch indirekte Folgen auftreten: Die Vermehrung der Niederschläge durch die abkühlende Wirkung der vergrösserten Gletscher, die Verminderung oder Ausschaltung der Föhnwirkung, der Wärmeverlust durch die vermehrte Wärmerückstrahlung der vergrösserten Schnee- und Eisfläche, der Verbrauch an Schmelzwärme und Verdunstungswärme der grössern Gletscherzungen und als Hauptfaktor die klimatische Auswirkung der Veränderung der Topographie durch die Gletscher. Letztere kommen ungefähr einer Senkung der Schneegrenze um den Betrag der mittlern Gletscherdicke gleich. Um innerhalb den Grenzen grösster Wahrscheinlichkeit zu bleiben, betrachten wir im Nachstehenden die Summe aller aufgezählten gletscherfördernden Wirkungen als gleich gross wie die relative Herabsetzung der Schneegrenze durch die mittlere Eisdicke. Dies erlaubt uns, die mittlern Gletscherdicken noch zu den direkt errechneten Zahlen zu addieren, wodurch wir für das Stadium von Bern 640 + 550 = 1190 erhalten, für das Gurtenstadium 1080 + 700 = 1680 und für Riss 1220 + 900 = 2120 m. Die gewonnenen Summen überschreiten die geforderten Depressionen teilweise um sehr wesentliche Beträge: Bern 140, Gurten 580 und Riss (Gurnigel) 820. Diese Überschüsse an Vergletscherungskräften ist nötig, um den Gletschern eine mehr oder weniger lange Ausdauer zu ermöglichen, was oben Seite 144 kurz besprochen wurde.

Wenden wir nun diese Methode zur Einordnung der Depression des M J 22100, die in der Kurve als z bezeichnet ist, an, indem wir zur astronomisch ermittelten Senkung um 460 m die verschiedenen, in Frage kommenden Eisdicken addieren

und diejenige wählen, welche den geforderten Betrag mindestens erreicht und wenn möglich noch etwas überschreitet. Wir erhalten dabei folgendes Bild: Innertkirchen: Beobachtete Depression: 245 m; Summe des astronomischen Wertes und der Eisdicke 460 + 150 = 610 m, eine viel zu grosse Zahl. Interlaken: Geforderter Betrag: 680 m; Summe 460 + 250 = 710 m, ein Betrag, der den gestellten Anforderungen gut entspricht. Thun: Gefordert: 800 m; Summe: 460 + 300 = 760 m, was zu wenig ist. Jaberg–Wichtrach: Verlangt: 900 m; Summe: 460 + 350 = 810 m, also noch weniger. Um die Reihe zu schliessen, seien noch die Zahlen für Muri mitgeteilt: Gefordert: 1000 m; Summe: 460 + 400 = 860 m. Diese Berechnungen zeigen deutlich, wohin die Depression des M J 22100 zu setzen ist: Die für Innertkirchen notwendige Depression ist um 365 m oder mehr als die Hälfte zu klein; Thun, Jaberg und Muri erweisen sich dagegen um 40, 90 oder 140 m zu gross. Nach den Gegebenheiten von Bern, Gurten und Gurnigel sollen aber die Summen der astronomischen Zahl und der mittleren Eisdicke die Wirklichkeit übertreffen. Somit kommen die genannten 3 Stadien nicht in Frage, und einzig Interlaken bleibt mit dem bescheidenen Überschuss von 30 m für die Plazierung von z übrig. Diese Lage entspricht der Schneegrenzensenkung des Gschnitzstadiums von PENCK (29) und der grössten Ausdehnung der Schlusseiszeit AMPFERERS (1). Ein Blick auf die Stellung von z innerhalb der Vergletscherungskurve zeigt deutlich, dass der nach langer Abschmelzperiode wieder einsetzende Vorstoss wenigstens in den Alpen wirklich eine eigene Vereisung bedeutet und nicht als Ausläufer der Würmeiszeit angesprochen werden darf. AMPFERERS Lehre von der Schlussvereisung der Alpen erhält dadurch ihre theoretische Bestätigung. Wäre sie noch nicht erkannt, so müsste sie im Terrain gesucht werden.

Tabelle 11.

Einordnung der verschiedenen Gletscherstadien in die astronomische Klimakurve.

Gletscherstellung	Zugehörige Schneegrenzendepression in Metern	Zugehörige mittlere Eisdicke in Metern	Astronomisches Datum Milankovitchjahre	Absolute astronomische Bezeichnung	Astronomisch-klimatisch berechnete Depression in Metern	Summe der berechneten Depression und der Eisdicke in Metern	Überschuss der Gesamtdepression über diejenige der Endmoränen in Metern
Innertkirchen . . .	— 245	150[7])				(610)[8])	(+ 365)
Interlaken	— 680	250	22 100	z	460	710	+ 30
Thun	— 800	300[7])				(760)	(— 40)
Jaberg-Wichtrach .	— 900	350[7])				(810)	(— 90)
Muri	—1000	400[7])				(860)	(—140)
Bern = W II . . . (7000 J. Aufschotterung Spiez–Münsingen)	—1050	550	71 900	y	640	1190	+140
Gurten = W I . . (40 000 J. Zuschüttung des Aaresees)	—1200	700	116 100	w	1080	1780	+580
Gurnigel = R. . .	—1300	900	187 500	t	1220	2120	+820

[7]) Die Zahlen sind normal ernährten Gletschern entsprechend geschätzt. Bei Berücksichtigung der damals herrschenden Unterernährung sind sie zu hoch eingesetzt, was aber die Bestimmung Interlakens als Vorstoss z nur noch deutlicher hervorhebt.

[8]) Die eingeklammerten Zahlen zeigen, dass die Schneegrenzendepressionen den zugehörigen Stadien der Summe aus astron. Wert und Eisdicke nicht entsprechen.

VI. Der Ablauf der Würm- und Risseiszeiten im obern Aaregebiet und die astronomische Klimakurve.

A. Die Postglazialzeit z^I = Postinnertkirchen = Holozaen.

Über die Postglazialzeit geben die Aufschüttungen im Becken von Innertkirchen, verschiedene prähistorische Funde, die im Pfahlbau Thun bis ins Neolithikum (Eichenmischwaldzeit), beim Moosbühl N Bern bis ins Mesolithikum zurückreichen, und namentlich Torfmooruntersuchungen Auskunft. Die neuesten Untersuchungen im obern Aaregebiet (unteres Aaregebiet = Seeland und Aargau) durch M. WELTEN[9]) in Boltigen, die den Rand des Gerzensees bei Kirchdorf und das verlandete Faulenseeli bei Spiez betrafen, führten in frühere Zeiten zurück und reichten übereinstimmend in eine Zeit von Seekreidebildung, die durch Sanddorn, Weiden, Kiefern, später auch Birken, sowie reichliche Gräser gekennzeichnet ist. Diese Funde gehören offenbar in die extreme Klimaperiode z^I, die im M J 10000 kulminierte und den Gletschervorstoss z völlig zum Rückzug brachte. Für die Ausscheidung von Seekreide bestanden damals durch die grössere Lösungsfähigkeit der kalten Winterwasser und die kräftige Erhitzung im Sommer besonders günstige Vorbedingungen.

Von Thun abwärts lassen sich die postglazialen Aufschüttungen nur selten von der spätglazialen trennen, weshalb die rezenten Schuttböden mit Vorteil dem Holozän zugerechnet werden.

B. Die Gschnitz- oder Schlussvereisung z = Interlakenstadium.

Die zeitliche Übereinstimmung der Moränen von Interlaken mit dem Gschnitzstadium PENCKS, der Schlussvereisung AMPFERERS und dem Gletschervorstoss z der Klimakurve konnte an Hand der Schneegrenzenlage, der errechneten astronomischen Depression und der zugehörigen mittlern Gletscherdicke ermittelt werden. Tabelle 11 zeigt deutlich, dass Verwechslungen mit andern Gletscherständen so gut wie ausgeschlossen sind. Seebildung und die Zuschüttung des Bödelis durch Lütschine und Lombach verhindern ausgiebige Beobachtungen. Ausser der jungen Moräne bei Gsteig deutet der Reichtum an Irrblöcken an den Hängen über Niederried und Ringgenberg am rechten Seeufer auf einen gewissen Vorstoss oder Stillstand der Aaregletscherzunge.

Wie weit die jungen, tief herabreichenden Moränenwälle der Stockhornkette und anderer Gebirge hieher gehören, muss nach den neuen klimatischen Gesichtspunkten genau nachgeprüft werden.

C. Spätwürm y^I und y^{II} = Rückzugsphasen des Würm II.

1. Das Thunstadium.

Zwischen den Spätwürmablagerungen und den Gschnitzmoränen fehlen wegen den Seen die trennenden Schotter, die AMPFERER in den Ostalpen feststellte, so dass wir bei Interlaken über die Reichweite von Rückzug und Vorstoss nicht unterrichtet sind. Am linken Thunerseeufer fehlen an den Steilhängen und in den Flyschgebieten geordnete Moränen, wogegen sie im Gipsgebiet von

---

[9]) Diese persönlichen Mitteilungen seien an dieser Stelle bestens verdankt.

Krattigen, bei Hondrich und in der Umgebung von Spiez sehr zahlreich und oft gut ausgebildet auftreten, ohne aber wesentlichen klimatischen Schwankungen zu entsprechen (siehe die geologischen Karten Lauterbrunnen und Thun–Stockhorn). Erst gegen den Kanderdurchstich bildet sich eine deutliche Seitenmoräne, die die Burg Strättligen trägt, der allgemeinen würmzeitlichen Moränendecke aufgesetzt ist und im Thunerbecken unterhalb Thierachern durch Erosion ausgeht. Von allen Rückzugsstellungen besitzt die Strättligmoräne die schönste Wallform.

Das Becken von Thun setzt sich aus einem zentralen Zungenbecken und einer Randpartie zusammen, welch letztere durch die Seitenerosion der vom Gletscher abgelenkten Kander und Zulg entstand. Die Beckenform verdankt ihren Abschluss dem Nagelfluh- und Schotterriegel von Thungschneit.

Nach der 800 m betragenden Depression der zugehörigen Schneegrenze könnte es als Bühl II bezeichnet werden. Doch trifft diese Bezeichnung weder hier, noch für Bühl I sinngemäss zu, da eine Trennung vom Würm durch vorher gebildete Schotter fehlt und dem Halt weder astronomisch-klimatologisch, noch geologisch eine besondere Bedeutung zukommt. Das Becken von Thun entstand durch das Zusammenwirken mehrerer Eisvorstösse.

2. Das Jaberg-Wichtrach-Stadium.

Dieses entspricht nach seiner Schneegrenze dem Bühl I Pencks. Doch erscheint auch diese Stellung als unbedeutend, fast als zufällig. Kennzeichen der längern hiesigen Gletscherlage sind die damalige Ablenkung des Kiesenbaches durch das Tal nach Oberwichtrach, des Talgutbächleins bei Kirchdorf und namentlich die schwachen und flachen Moränenzüge, die sich bei Jaberg gegen die Aare senken, ohne deren heutiges Niveau zu erreichen. Dem Jaberg-Wichtrachstadium ging eine Durchtalung der WI–WII–Aufschüttungen des Aaretales voran, wie die Höhenlage der abgeleiteten Bächlein und das Ausstreichen der Moränen über der Aare beweisen. Der Gletscher zog sich dabei mindestens an den Riegel von Thungschneit zurück, da auch die untern Teile der Täler der Rothachen und Kiesen vor der Jabergstellung eingetieft gewesen sein müssen. Diese Erosionsphase des Aaretales korrespondiert mit der untern Erosionsterrasse in den Aareschlingen bei Bern.

3. Das Muristadium.

Die Gletscherstellung von Muri wird namentlich durch eine rechte Seitenmoräne gekennzeichnet, die sich von Allmendingen und dem Hühnlihubel über Muri hinaus mit kuppigen Wallmoränen erstreckt, dann WSW zur Aare abbiegt und sich in schwachen Resten auf dem Plateau von Wabern nach S wendet. Sie umschliesst 1. ein richtiges Zungenbecken (Mettlen–Kräyigen bei Muri rechts der Aare und Oberseelhofen links der Aare) mit Grundmoränenbelag und 2. das Flusserosionsbecken von Belp, dessen Grund die interglazialen Seeauffüllungen des grossen Aaresees bilden und das von Erosionsrändern umschlossen ist. Das eigentliche Zungenbecken korrespondiert in der Höhenlage mit der obern Erosionsterrasse der Berner Aareschlingen, was auf einen vorherigen Rückzug des Gletschers und eine Erosionsphase ähnlich derjenigen vor Jaberg hindeutet. Da die Murimoränen scheinbar ein ausgedehntes, heute ausgefülltes Seebecken umschliessen, was aber nach den obigen Ausführungen nicht zutrifft (s. Exkursionsbericht i. diesem Heft: Diskussionsvoten), so wurden sie von Gerber, Hug und dem Ver-

fasser früher als W III bezeichnet und dem Zürichstadium HUG's gleichgestellt, welch letzterer Vergleich neuerdings zu prüfen wäre.

Interessant für das Muriproblem ist der Umstand, dass die mittlere Höhe des Einzugsgebietes mit 1600 m derjenigen von Bern 1550 m sehr nahekommt, dass aber die zugehörigen Gletscherzungen von sehr verschiedener Mächtigkeit waren (s. Profil im Exkursionsbericht Thun!). Im Bernerstadium füllte das Eis Aare- und Gürbetal und stieg von der Stirn in ca. 560 m Höhe rasch an, um bei Thun eine Dicke von 550 m zu erreichen, wogegen die Murizunge, lang und schmal, am Alpenausgang nur auf 150—200 m Mächtigkeit stieg. Die Eisquerschnitte verhalten sich am Alpenrand wie 0,8 zu 4,5 km². Der Widerspruch löst sich, wenn wir daraus den naheliegenden Schluss ziehen, dass der Murigletscher nicht der vollen Auswirkung seines Einzugsgebietes entsprach, sondern als inaktiver Gletscher an Unterernährung litt, wie dies das Klima y′ nahelegt.

Nicht erklärt bleibt vorläufig die Beobachtung, dass sich der Aaregletscher so langsam von Muri über Jaberg und Thun nach Interlaken zurückzog, dass wir ausser dem Bödeli keinerlei Anzeichen von Aufschüttungen besitzen, die dem Vorstoss z vorangegangen wären. Auch die Erosionsformen des Aaretales sprechen gegen eine intensive und lang andauernde Durchtalungszeit. Die erwähnten Erosionsphasen des Aaretales brauchen aber nicht unbedingt durch den zurückgehenden Gletscher erzeugt zu sein. Sie können ebensogut ihre Ursache in der sukzessiven Tieferlegung der Erosionsbasis im Seeland bei Aarberg, am Ausgang aus den Molasseschluchten haben. Dann wären sie Funktionen des abschmelzenden Rhonegletschers. Das langsame Zurückschmelzen des Eises findet in der Klimakurve wohl eine gewisse Begründung durch die gegenüber heute längere Frostdauer, der aber etwas wärmere Sommer entgegenwirkten. Doch ist, wie schon oben angedeutet, dieser Vorgang nicht vereinzelt, da nach SOERGEL (s. Fig. 00) das nordische Eis von y bis z nur unwesentlich zurückschmolz und in diese Zeit der südlichste Vorstoss der sog. kälteliebenden Fauna fällt (Magdalénien Südwestfrankreichs). Die Ursache dieser das Eis aussergewöhnlich lange erhaltenden Verhältnisse bleibt vorläufig noch unbekannt.

D. Würm II oder Bernerstadium y.

1. Das Bernerstadium y.

Zwischen den Muri- und Bernermoränen lagern noch verschiedene Kuppenreihen, die etwa als Schosshaldenmoräne zusammengefasst werden. Kiesfelder trennen oft die einzelnen Formen. Die Höhenlage der Grundmoränendecke des Bernerstadiums ist zwischen 550 und 560 m Sie geht Richtung Thun in die allgemeinen Moränendecken und drumlinisierten Oberflächen der Aaretalterrassen (Münsingen-Kiesen, Thungschneit, Gerzensee–Kirchdorf–Uttigen, Amsoldingen–Strättligen) über.

Nach aussen lieferte die Bernerstellung ausgedehnte Schotterfelder (Niederterrassen), doch meist von geringer Dicke. Die Eishöhe erreichte im Alpentor 1100 m, die Eisdicke betrug 550 m und der Eisquerschnitt 4,5 km²

Die Identität dieser Stellung mit W II ist palaeontologisch, geologisch und astronomisch-klimatologisch bestätigt, namentlich durch die ihr zeitlich unmittelbar vorangehenden Schotter der Spiezerschwankung (Münsingenschotter mit *Elephas primigenius* BLUMENB., Aurignacienform).

2. Die Spiezerschwankung x'.

Die mehrfach genannten Schotter, die der Bernervereisung vorangehen, zeigen an mehreren Orten (Rubigen, Münsingen) deutlich den Charakter wild gelagerter Vorstosschotter. An andern Stellen (z. B. Grabental bei Münsingen) erscheinen sie neutral. Sie nehmen in der allgemeinen Serie der Vorstösse die Stelle der früher von PENCK postulierten, dann aber ins Riss-Würminterglazial gestellten Laufenschwankung ein. Ob dies wirklich zutrifft kann nur gestützt auf eine sorgfältige Untersuchung des Salzachgebietes in astronomisch-klimatologischer Hinsicht entschieden werden. Daher empfiehlt es sich, für die Schweizerverhältnisse vorläufig vom Namen Laufenschwankung abzusehen und gegebenenfalls die Bezeichnung Spiez oder x' zu verwenden. Die Schwankung ist für den relativ kleinen Aaregletscher astronomisch-klimatisch begründet. Doch weist sie SOERGEL auch für den nordischen Eisrand nach. Die x'-Schwankung macht sich aber nicht allein in der Verschotterung des Talbodens geltend, sondern auch durch Schottereinlagerung in hochgelagerten Würm-Grundmoränen, wie z. B. am Zusammenfluss von Rothachen und Wyssbach, am Homberg, im Gebiet des Kohlerenbaches, oberhalb Sigriswil und namentlich am Ausgang des Suldtales oberhalb Aeschiried. Namentlich das letztgenannte Vorkommen spricht für eine starke Schrumpfung des Einzugsgebietes.

E. Würm I oder Gurtenstadium w.

Die Ablagerungen ausserhalb der Bernermoränen erhalten ein neues Kennzeichen durch das Vorkommen von Rhoneerratikum, das zwar zuerst nur sporadisch auftritt und für eine Mischung der beiden Eisströme spricht. Letztere mochte sich je nach den gegenseitigen, durch klimatische und morphologische Ursachen schwankenden statischen Verhältnissen in grosser Vielseitigkeit gestalten, ohne dass heute die einzelnen Fälle nachgeprüft werden könnten. Rhoneblöcke wurden mit dem Eis ins Worblental hineingepresst (Sinneringen), während Gasterngranite auf dem Plateau von Kirchlindach vielfach vorkommen.

Das aussergewöhnliche Anschwellen des Aaregletschers zwischen Gurten und Bantiger, das im Maximum auf 400 m anstieg, lässt sich leicht durch eine Stauung durch das Rhoneeis erklären, das am Chasseral ebenfalls ca. 900 m erreichte. Demnach dürften auch die Rückzugsmoränen am Gurten, Längenberg und Bantiger nicht ausschliesslich auf klimatische Ursachen zurückgeführt werden, sondern wenigstens teilweise auf verschiedene Stauhöhen des mündenden Aaregletschers. Bei Thun, resp. am Margel, liegen Moränen bis in 1250 m Mh. Die Eisdicke beträgt somit 700 m und der Querschnitt 5 km².

Die astronomisch-klimatischen Vergletscherungsbedingungen genügen, wenn wir die Stauung in Betracht ziehen, schon für sich allein annähernd zur Erklärung dieser Eisausdehnung.

F. u'—v' oder die Riss-Würminterglazialzeit.

Die Ablagerungen der Riss-Würminterglazialzeit füllen die Tiefen des Aaretales von Thun bis über Bern hinaus. Sie treten oberhalb Bern im mehrfach erwähnten Rintal und am Fahrhubel bei Belp auf und bilden von Jaberg an in langen Aufschlüssen die Basis der Terrasse Gerzensee–Uttigen–Amsoldingen–Glütschtal bis in 600 m Mh. Dann setzen sie sich längs der Kander und der Simme bis nach Reichenbach ins Suldtal, ins Becken von Oey und ins untere

Kireltal fort. Von Bern bis nach Wimmis an der Simme und Hondrich an der Kander bestehen sie oben aus Deltaschottern und in der Tiefe aus Seeschlamm. Wie ich schon mehrfach betonte (2, 3), muss ihrer Ablagerung eine gewaltige Übertiefung des Aaretales und die allererste Alpenrandseebildung vorangegangen sein. Im Marzili in Bern erbohrte man in 76 m Tiefe, d. h. in ca. 430 m Meereshöhe, den anstehenden Fels noch nicht, ebensowenig bei Hunziken unterhalb Münsingen, wo eine 88 m tiefe Bohrung in einer Mh von 432 m ebenfalls im Seeschlamm stecken blieb. Zahlreiche weniger tiefe Bohrungen beweisen die Kontinuität der Seeablagerungen durch das Aaretal bis Thun, wo sie an die guten Aufschlüsse, namentlich den Kanderdurchstich, anschliessen. Dasselbe gilt für das Gürbetal bis Pfandersmatt W Seftigen. Im Kanderdurchbruch beweisen eckige, erratische, kristalline Blöcke, eingelagert in Lokalmaterial der Simme, dass der Aaregletscher noch in der Nähe war und Treibeis lieferte.

Eine neue Kiesgrube zwischen Kirchdorf und der Aarebrücke im Thalgut, die schwach verfestigte Deltasande mit eingelagerten erratischen Blöcken und Moränenfladen ausbeutet, zeigt, dass auch im mittelländischen Teil des Aaresees die Gletscher an der Zuschüttung direkt beteiligt waren.

Diese Seeablagerungen werden von Bern bis zur Kander entweder von spärlichen Würmmoränen oder von den Schottern der Spiezerschwankung zugedeckt. Von hier an tritt eine stark verfestigte horizontale Nagelfluhdecke (Vorstossschotter W I) darüber auf. Im untern Suldtal und im Becken von Oey und am Kirel ragen fast 100 m mächtige Schotterwände auf, überlagert von der Würmmoränendecke, die sich ununterbrochen bis zu ihren Randmoränen hinauf erstreckt.

Im untern Glütschtal wird die sonst sandige oder kleinkiesige, gut gerundete Ablagerung eckig, und die Blöcke nehmen grosse Dimensionen an, so dass man an die Mitwirkung eines nahen Gletschers, d. h. eines Gletschervorstosses denken muss. Ein solcher wäre nach der Kurve bei v zu erwarten. Jedenfalls geht heute aus den neu gewonnenen Theorien hervor, dass die sog. Glütscheiszeit nur ein unbedeutender Vorstoss des zurückweichenden Rissgletschers war, was im vorliegenden Fall die wichtigste Erkenntnis sein dürfte.

Ob sich die Gletscher in der Riss-Würm-Interglazialzeit bis in ihre heutigen Gebiete zurückgezogen, kann mangels Ablagerungen oder einer bedeutenden zwischeneiszeitlichen Lücke in der Kurve vorläufig nicht beurteilt werden.

G. r—u oder die Risseiszeit.

Unter den Seeablagerungen des Aaretales beobachten wir im Kanderdurchbruch eine 3—4 m mächtige Grundmoräne, welche einem Felsriegel aus Triasgesteinen anlagert. Dies ist die viel zitierte Kandermoräne (auch als Hahnimoräne bezeichnet), von welcher ich eine Kandereiszeit ableiten musste, solange die oberste Moräne y in Übereinstimmung mit Ampferers und Pencks Auffassungen als Würm und die jetzige Würmmoräne w als Rissmoräne gedeutet werden musste (Gerber 1914, Nussbaum, Beck seit 1933). Ein Blick auf die neue Vergletscherungskurve zeigt klar und deutlich, dass die grosse Übertiefung des Aaregebietes (und auch der andern schweizerischen Alpenrandregionen), gestützt auf die neue Lehre von der geothermischen Glazialerosion, nur der lange andauernden Risseiszeit zugeschrieben werden kann. Dadurch wird die Kandermoräne zur Rückzugsmoräne der letztern. Zeitlich wird sie aus den Phasen u—v stammen, da die vorhergehenden Zeiten infolge der grossen Eisdicke die

Ablagerung einer starken Grundmoräne verhindert hätten. Wenn ich die Darstellung der Eiserosion über die Gletscherkurve bis v ausdehne, so bezieht sich dies auf die heutigen Seebecken und die daherige grössere Eisdicke.

Bessere Anhaltspunkte besitzen wir über die Höhe des Rissgletschers, wenn auch sehr viel spärlicher als für das Würm. Am Nordhang der Stockhornkette und am Westhang der von dieser nach N vorspringenden Gurnigelkette fand ich s. Z. Terrainformen, welche nur als Einebnungen am Rande eines Gletschers gedeutet werden konnten, und zwar in zwei korrespondierenden Höhenlagen. Die Thun-Stockhorn-Karte verzeichnet sie als Eisrandspuren des höchsten Standes und eines untern Niveaus der Risseiszeit. Durch diese werden — übrigens in Übereinstimmung mit dem Erratikum am Mont Damin bei Neuenburg — die Mhn von ca. 1450 und 1300 m bestimmt. Die Eisdicken erreichen somit 900 resp. 750 m und die Querschnitte im Engpass Simmenfluh-Margel, entsprechend den Berechnungen für die Würmzeit, 7,5 km² resp. 6,3 km². Was oben für die Dauer des Würmgletschers geschrieben wurde, gilt in erhöhtem Masse für diese Eismeere. In Übereinstimmung mit dem Fehlen von interglazialen Ablagerungen erscheint also auch theoretisch eine Zwischeneiszeit zwischen r und t wenigstens innerhalb des Alpengebiets ausgeschlossen. Im untern Niveau der Moränen erkennen wir den Vorstoss u.

Erinnern wir uns an die weiter oben zitierten Eishöhen im Rheingebiet und namentlich im Wallis, wo Erratikum schon in der Umgebung von Martigny auf über 2000 m Mh angetroffen wurde, so müssen wir uns ernstlich fragen, ob das Wallis zwischen Riss und Würm überhaupt ganz eisfrei wurde. Setzen wir die Gletscherdicke von 1600 m bei Phase t ein, so erhalten wir eine so gewaltige Eismasse, dass sie, wenigstens im Oberwallis und in den Seitentälern, die R-W-Interglazialzeit überdauern musste.

Da wir bei Thun und seiner weitern Umgebung nur die höchsten und tiefsten Ablagerungen finden, so ist es angezeigt, die neue Kurve mit den Verhältnissen der ausserhalb der Würmmoränen gelegenen Gebiete zu vergleichen. Von vielen Geologen wurde je und je darauf hingewiesen, dass die grösste Vereisung der Schweiz, die sicher mit PENCK's Risseiszeit identisch ist, wie wir im deutschen Rheingletschergebiet deutlich sehen (L. ERB, F. WEIDENBACH) in ihrer grössten Ausdehnung relativ kurze Zeit dauerte, da sie im Molassemittelland, wie auch im Jura, sehr wenig Spuren, nur geringe Moränen und keine glazialen Formen hinterliess. Dieses Verhalten erklärt sich leicht aus der Vergletscherungskurve und den orographischen Verhältnissen. Die grösste Summe von glazigenen Faktoren bestand in der Phase t, indem die stärkste astronomisch bedingte Schneegrenzendepression einer noch von r und s her andauernden starken Vergletscherung aufgelagert wurde. Die durch J. KNAUER in Bayern, F. WEIDENBACH in Württemberg, L. ERB in Baden, F. NUSSBAUM und F. GYGAX im französischen Jura nachgewiesene und bei Lyon und in der Bièvre bei Grenoble längst bekannte Rückzugsphase, das sog. RII, entspricht wohl der untern Rissmarke an der Stockhornkette (absolut u).

Viel wichtiger scheint mir die Frage nach der Vereisung r—s zu sein, von der weder PENCK, noch BRÜCKNER, noch andere ausländische Geologen schreiben, zweifellos wegen den fehlenden Beobachtungsmöglichkeiten. In der Schweiz überfuhr der Rissgletscher ausserhalb der Würmmoränen eine sog. Hochterrasse, von der wir heute wissen (BECK, 4), dass sie nicht mit der PENCK-BRÜCKNERschen identisch sein kann. Letztere fehlt bei uns bis auf geringe Spuren. Unter der Schweizer Hochterrasse und in diese eingeschaltet fanden F. MÜHLBERG (25) und J. HUG (14) Moräneneinlagerungen, und der erstere postulierte schon zur

Zeit der Jahrhundertwende eine 5. Eiszeit, die aber nicht in die bald darauf durch das Werk „Die Alpen im Eiszeitalter" begründete Gliederung PENCK's und BRÜCKNER's aufgenommen wurde, da zu wenig Anhaltspunkte vorlagen. Gestützt auf die reichen Ablagerungen im Linthtal (A. JEANNET, 15) und im Kander-Aaregebiet (P. BECK, 3) versuchte ich eine Lösung verschiedener Widersprüche dadurch zu erreichen, dass ich die schweizerische Hochterrasse als Barriere des neuentstandenen grossen Aaresees und die liegende Kandermoräne als Äquivalent der MÜHLBERG'schen Moräne auffasste und darauf gestützt eine Kandereiszeit begründete. Heute wissen wir, dass diese Kombination nicht zutrifft. Die Gletscherkurve zeigt uns aber in der Phase r einen bedeutenden Gletschervorstoss, der der grössten Vereisung s. s. voranging und gar wohl die MÜHLBERG'schen und HUG'schen Moränen ablagern konnte. Dass diese lange dauernde Vereisung, die die zwei Kühlsommerperioden r und s und die zwei Extremperioden r′ und s′ überdauerte, imstande war, grosse Schottermassen für die Schweizer Hochterrasse zu liefern, ist einleuchtend. Das Klima wechselte mehrmals, so dass es auch Zeiten umfasste, während denen das *Hippopotamus* von Holziken im Aargau auf dem Hochterrassenschotter leben konnte, ohne durch die gefrorenen Gewässer vertrieben zu werden.

Studiert man ein gutes Schweizerrelief oder eine Reliefkarte, so unterscheiden sich die glazial überarbeiteten Gebiete schroff von den nur vom kurzen grössten Rissvorstoss überfluteten Gegenden. Merkwürdigerweise füllen aber in einigen Fällen die Würmmoränen einige Landschaften mit typisch glazialen Formen nicht aus, so dass auf eine ältere Vergletscherung geschlossen werden muss. Solche offenbar glaziale Zungenbeckenformen befinden sich vor der Würmstirn des Rhonegletschers bis gegen Aarburg und Olten, vor den Reussgletschermoränen nördlich Mellingen, im Limmattal unterhalb Killwangen und im Glattal nördlich Bülach. Wer den Verlauf der Gletscherenden nicht kennt, würde sie, gestützt auf das Relief, an den Rand dieser scheinbaren Zungenbecken verlegen. Nun lagern aber auch die Rissmoränen der Phase t und darunter die Schweizer Hochterrasse im Grund dieser Becken und datieren damit den vermuteten Gletschervorstoss zwischen die tiefste Talbildung und die Hochterrasse, was der Phase r entspricht. Um die Mindelvergletscherung kann es sich nicht handeln, da der jüngere Deckenschotter allerdings das Becken von Kloten umsäumt und auch im Limmat- und Reussgebiet auftritt, aber immer in sehr bedeutender Höhe über den heutigen Talböden und den erbohrten Felsgründen.

Ins gleiche Kapitel dubioser Bodenformen gehören die grossen Trockentäler nördlich und westlich des Napfgebirges, namentlich der Talzug Ramsei–Sumiswald–Waltrigen–Dürrenrot–Huttwil–Zell–Becken von Schötz. Auch sie sind mit Hochterrassenschottern gefüllt, die stellenweise Rissmoränen tragen (z. B. beim Spital Sumiswald). Die Gondiswilerschieferkohlen (11), die in diese Hochterrassen eingeschaltet sind, tragen Spuren, dass der Riss-t-Gletscher über sie wegging, dass aber vorher die verschiedenen Moore durch sukzessive Aufschotterung aufgestaut wurden. Der genannte Talzug stellt sich als eine viel ältere Parallelerscheinung zum würmzeitlichen Gletscherrandtal Winigen–Bleienbach–Langental dar. Wir können alle diese Erscheinungen genügend erklären, wenn wir die Glazialformen dem Riss-r oder -s-Vorstoss zuschreiben, dem dann die Hochterrassenaufschotterung folgte. In Anbetracht der glazialen Austiefung der Becken und Täler muss der ganze Zeitraum r—s in Betracht gezogen werden, wobei gleichzeitig die nichtvergletscherten Täler sich mit Hochterrassenschotter füllten. Diese Deutung stimmt auch damit überein, dass die Gletscherausdehnung eine Depression verlangt, die w übersteigt und hinter t zurückbleibt, was

bei s der Fall ist. Von allen Glazialproblemen der Schweiz schien mir dieses immer das schwierigste zu sein, wegen den geringen geologischen Anhaltspunkten. Nun findet es eine zwanglose Erklärung.

Fragen wir zum Schluss noch, ob die Kurve auch imstande sei, über die Glazialerosion Auskunft zu geben, so dürfen wir dies bejahen, sowohl bezüglich der Dauer als auch der Intensität. Die Übertiefung des Aaresees durch die gewaltige Risseismasse, die 80000 Jahre lang mit einem Druck von 45—80 kg pro cm^2 den Talboden bearbeitete und ihre Wirksamkeit im Laufe der Übertiefung noch bedeutend vermehrte, tritt klar zutage. Dass der Thunersee von Zuschüttung frei blieb, ist wahrscheinlich dem lang ausdauernden Gletscheraufenthalt, zeitweilig sogar in Form von Toteis, zuzuschreiben.

Prüfen wir die Abschliffgeschwindigkeit im Brienzersee, so müssen wir erst darauf hinweisen, dass er in kalkige und schiefrige Schichten des obersten Juras und der unteren Kreide eingetieft ist, also in ein nicht besonders widerstandsfähiges Material. Seine Tiefe beträgt 260 m, die aber wenigstens seit der Risseiszeit zum Teil durch die Seeablagerungen des Aaretales und den postglazialen Kander-Zulgschuttkegel bedingt ist. Im Maximum kommt als Übertiefung der Unterschied zwischen dem Seeboden und der in 600 m Mh gelegenen Oberfläche der Deltaschotter im Kandergebiet in Frage, also ca. 300 m. Die Erosionszeit des Riss wurde oben mit 80000 Jahren eingesetzt. Dazu kommen noch 60000 Jahre Würm, total also 140000 Jahre, wenn wir das Interlakenstadium ausser Betracht lassen. Daraus ergibt sich eine jährliche mittlere Abnutzung von 2,1 mm, eine Zahl, die, wie wir oben darlegten, für die fraglichen Gesteinsarten durchaus vorkommen kann.

VII. Schluss.

Die hier mitgeteilten Ausführungen bringen zum erstenmal den Nachweis, dass die von M. Milankovitch berechneten astronomischen Strahlungsschwankungen mit den direkten thermischen und hydrometeorischen Folgen der ausgeglichenen Sommer und Winter in Zusammenwirkung mit den indirekten Auswirkungen der entstehenden Vergletscherungen genügen, um die grössten Vereisungen der Schweizeralpen zu erklären. Sie ergeben ferner Überschüsse an Vergletscherungskräften, welche die Gletscher befähigen, ein Mehrfaches ihrer Entstehungszeit auszudauern. Dadurch wird der schwerste Einwand gegen die Erklärung der Vereisungen mittels astronomischer Einflüsse beseitigt: denn das Ausdauern der Gletscher bringt es mit sich, dass die Eiszeiten der beiden Hemisphären zum guten Teil gleichzeitig waren, wie es die Beobachtungen vieler bedeutender Forscher, wie Klute, Troll u. a. erfordern. Allerdings weisen die Vereisungen am Anfang und am Ende Phasenverschiebungen auf, deren Dauer aber zu kurz ist, um sie auf die grossen Distanzen sicher erkennen zu können.

Für das nordeuropäische Inlandeis bestehen grundsätzlich die gleichen thermischen und hydrometeorischen Verhältnisse wie für die Alpen, wenn auch die intensivern und zeitlich auch nicht genau übereinstimmenden Strahlungsschwankungen der nördlichen Breiten, die sehr verschiedene morphologische Ausbildung des Vereisungsgebiets, seine wechselnde Lage zum Meer und seine riesige Ausdehnung die Auswirkungen modifizieren. Nachstehend bringen wir die neueste Darstellung der nordischen Eisrandlagen im Laufe der Riss- und Würmzeiten, wie sie W. Soergel (32), gestützt auf die kühlen Sommer und die glazialen und interglazialen Ablagerungen, doch ohne Berücksichtigung der Winter und der Niederschlagsverhältnisse, konstruierte (Fig. 2, Kurve A), im Vergleich mit der

Vergletscherungskurve des Aaregebiets (Kurve B). Die Parallelität der beiden Linien ist sozusagen eine vollkommene, wenn man der grössern Empfindlichkeit des kleinen und dünnen Aaregletschers auf die Klimaschwankungen Rechnung trägt. Aus diesem Grunde weist die alpine Vergletscherung längere und zum Teil auch tiefer greifende Interglazial- und Interstadialzeiten auf. Kurve C endlich zeigt die alpine Vereisung (Rheingletscherausdehnung mit Aaregletscherkurve kombiniert) in der richtigen Lage und in der entsprechenden Grösse der nordischen Vereisung gegenüber. Noch sei darauf hingewiesen, dass das Aaregebiet ein relativ dichtes System von Beobachtungspunkten besitzt (siehe Längsprofil Taf. VII des Exkursionsberichtes Thun!) und daher feiner gegliedert werden kann als die deutsche Eisfront.

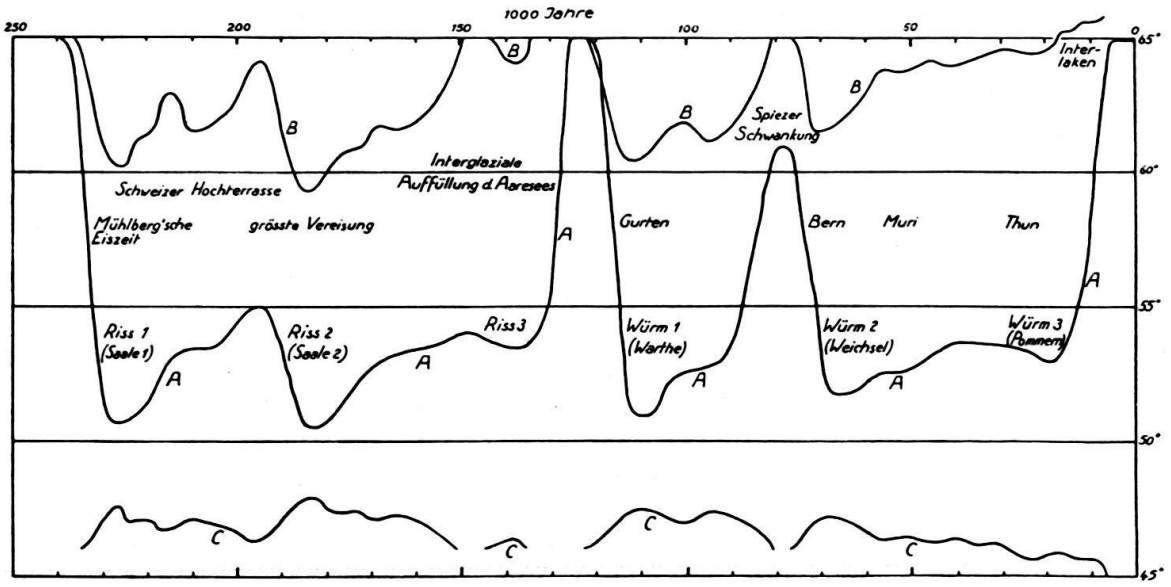

Fig. 2. *Nordeuropäische und nordalpine Vergletscherungskurven.*

A: Ausdehnung der nordeuropäischen Eisbedeckung nach Süden zwischen dem 11. und dem 19. Längengrad nach W. Soergel 1938.

B: Eisdicke des Aaregletschers am Alpenrand. 1 mm = 53 m Eisdicke.

C: Ausdehnung der nordalpinen Vereisung nach Norden, im Masstab von A vom Aaregletscher auf die Grössenverhältnisse des Rheingletschers übertragen.

Die Kurven A und C bezogen auf die Breitengrade.

Die weitere Vertiefung in die Probleme der Vergletscherungstheorie, deren Grundlagen hier dargelegt wurden, wird zweifellos im Zusammenwirken mit zukünftigen geologischen und namentlich auch palaeobotanischen Untersuchungen noch diese und jene jetzt gemachte Darlegung ändern oder ersetzen. Wir stehen erst am Anfang einer neuen Betrachtungs- und Arbeitsweise. Mögen bald auch andere Gletschergebiete in ähnlicher Weise untersucht werden, um der ersehnten Wahrheit immer näher zu kommen!

Literaturverzeichnis.

1. AMPFERER, O. Über die Ablagerungen der Schlusseiszeit in der Umgebung des Arlbergpasses. Jb. Geol. Bundesanstalt Wien 1929.
2. BECK, P. Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen, 1 : 530000. Mitt. Naturw. Ges. Thun, 1926.
3. BECK, P. Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. Eclogae geol. Helv., Vol 26, 1934.
4. BECK, P. Zur Revision der Quartärchronologie der Alpen. Verh. III. INQUA-Konferenz Wien 1936.
5. BECK, P. Studien über das Quartärklima im Lichte astronomischer Berechnungen. Eclogae geol. Helv., Vol. 30, 1937.
6. BECK, P. und GERBER, ED. Geol. Karte Thun-Stockhorn 1 : 25000. Spez. Karte No. 96, 1925.
7. BECK, P. und RUTSCH, R. Geol. Karte Münsingen-Konolfingen-Gerzensee-Heimberg 1 : 25000. In Vorbereitung.
8. DORNO, C., in FRÜH, J. Geographie der Schweiz, 1930, p. 351.
9. ERNI, A. Die Bestimmung der „Härte" der Gesteine nach dem Schleifverfahren von A. Rosival. In: Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. Beiträge z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie, Lfg. 5, 1915.
10. GERBER, ED. Geol. Karte von Bern u. Umgebung, 1 : 25000, Bern 1926.
11. GERBER, ED., RYTZ, W., STUDER, TH. Die diluvialen Schieferkohlen (Torflager) von Gondiswil-Zell. In: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. Beiträge z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie, Lfg. 8, 1923.
12. GILLIÉRON, V. Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne compris dans la feuille XII entre le lac de Neuchâtel et la crête du Niesen. Mat. Carte géol. Suisse, Livr. 18, 1885.
13. GÜNZLER-SEIFFERT, H., BECK, P. u. a. Blatt Lauterbrunnen. Geol. Atlas, Blatt 6, 1933.
14. HUG, J. Zur Gliederung der Hochterrasse im Limmat- und Glattal. Eclogae geol. Helv., Vol. 25, 1932.
15. JEANNET, A. Les charbons feuilletés de la vallée de la Linth entre le lac de Zurich et de Wallenstadt. In: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. Beiträge z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie, Lfg. 8, 1923.
16. JENNY, FR., BALTZER, A. und KISSLING, E. Umgebungen von Bern 1 : 25000, Spez. Karte Nr. 10, Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz, Lfg. 30, 1896.
17. KLUTE, F. Eiszeit und Klima. Frankfurter Geogr. Hefte XL. Jahrg. 1937.
18. KLUTE, F. Können Polverschiebungen und die Strahlungskurve von M. MILANKOVITCH die letzte Eiszeit erklären? Ber. Oberhess. Ges. f. Natur- und Heilkunde, Giessen, XIII, 1929.
19. KÖPPEN, W. Die Schwankungen der Ekliptikschiefe nach Lagrange und Stockwell. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. XIV, 1925—1926.
20. KÖPPEN, W. und WEGENER, A. Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin 1924.
21. MAURER, J. In: FRÜH, J. Geographie der Schweiz, Bd. I, p. 285.
22. MAURER, J. und LUGEON, J. Niederschlagskarte der Schweiz, Periode 1901—1925, 1928. In: FRÜH, J. Geographie der Schweiz, und im Schweiz. Mittelschulatlas.
23. MILANKOVITCH, M. Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. Berlin 1930.
24. MILANKOVITCH, M. Un chapitre de l'histoire de la terre dans la lumière des sciences mathématiques. Revue math. de l'Union interbalkanique, 1938.
25. MÜHLBERG, F. Der Boden von Aarau. Festschrift d. Kantonsschule, 1896.
26. NOVARESE, V., REPOSSI, E. etc. Carta geologica d'Italia. F°. 32, Como, 1 : 100000, 1937.
27. PASCHINGER, V. Die Schneegrenze in verschiedenen Klimaten. Petermann's Mitt., Erg.-heft 173, 1912.

28. PENCK, A. Europa zur letzten Eiszeit. Festschrift Norbert Krebs, 1936.
29. PENCK, A. und BRÜCKNER, ED. Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig 1901—1909.
30. RUTSCH, R. Geologische Karte des Belpbergs, 1 : 25000. Bern 1927.
31. RYTZ, W. Neue Wege in der prähistorischen Forschung mit besonderer Berücksichtigung der Pollenanalyse. Mitt. Antiq. Ges. Zürich, Bd. XXX, Heft 7 (Pfahlbauten, XII. Ber.), 1930.
32. SOERGEL, W. Die Vereisungskurve. Berlin 1937.
33. MILANKOVITCH, M. Neue Ergebnisse der astronomischen Theorie der Klimaschwankungen. Académie Royale Serbe. Bull. de l'Académie des Sc. math. et nat. A. N⁰ 4. Belgrade 1938.

Zur Ergänzung der vorstehenden Studien ist der Exkursionsbericht der Quartärtagung in Thun 1938, Eclogae geol. Helv., dieses Heft p. 173, von Wichtigkeit.

Manuskript eingegangen den 18. Juni 1938.

DIE KLIMATOLOGISCHE AUSWERTUNG DER SÄKULAREN SCHWANKUNGEN DER ERDBESTRAHLUNG UND IHRE ÜBEREINSTIMMUNG MIT DEN RISS- UND WÜRMABLAGERUNGEN DES AAREGLETSCHERS.

Von Paul Beck, Thun.

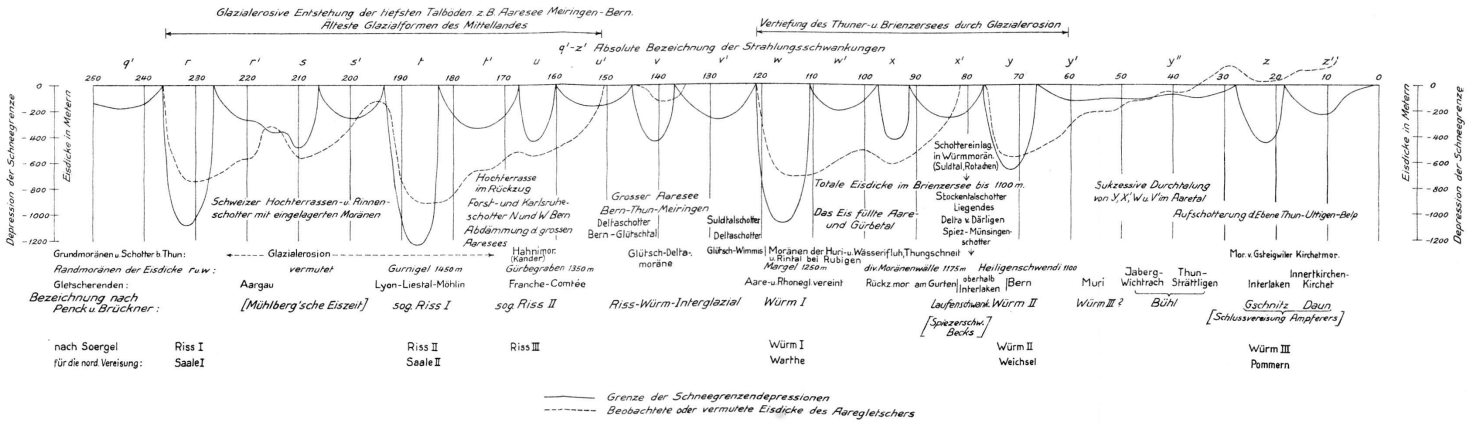

Fig. 3. Die Summen der errechneten Schneegrenzendepressionen und die Dicken des Aaregletschers am Alpenrand.
Das Überdauern der wärmern Zeiten durch die Gletscher wird kräftig gefördert durch die Gletscherdicke, die Rück- und Ausstrahlung des Schnees und die Schmelz- und Verdunstungskälte.

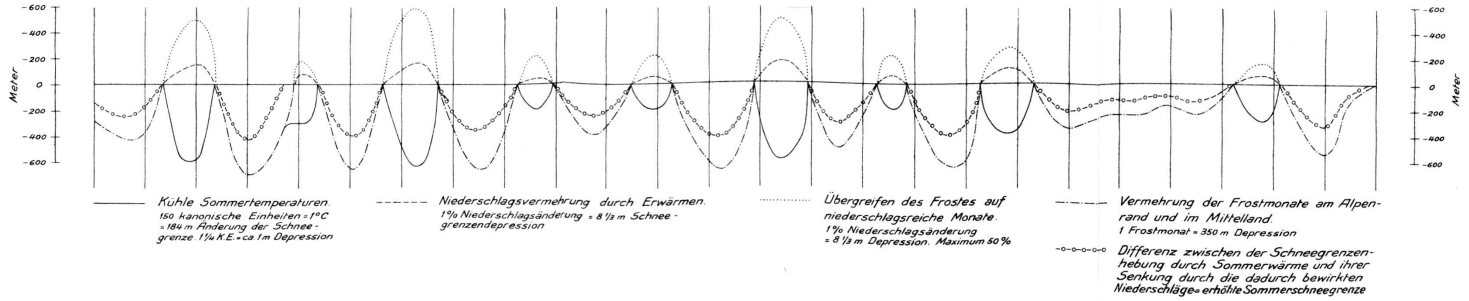

Fig. 2. Der Einfluss der zahlenmässig erfassbaren Auswirkungen der Strahlungsänderungen auf die Höhe der Schneegrenze.

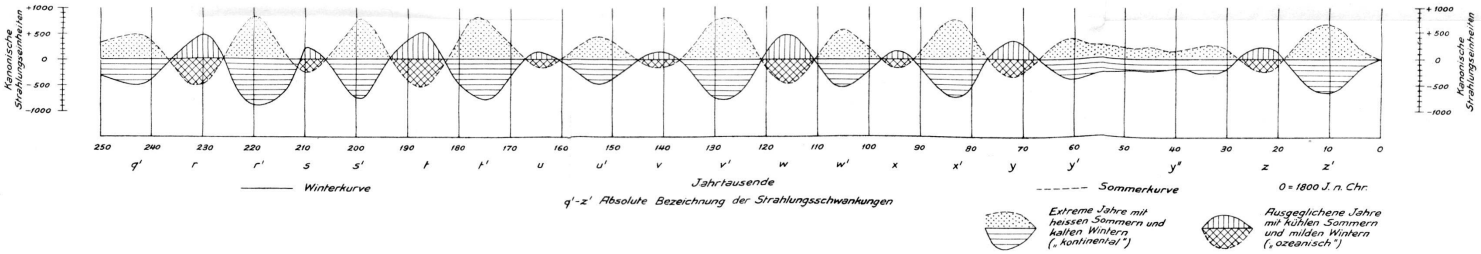

Fig. 1. Graphische Darstellung des säkularen Ganges der Erdbestrahlung für den 45.° nördlicher Breite
nach der Tabelle 15 von Milutin Milankovitch 1930.