

Ein neues Modell des wärmzeitlichen Inn-Chiemseegletschers

Überschiebung des Inngletschers über den Tiroler Achengletscher bis in Bereiche des heutigen Chiemsees

Von KLAUS HORMANN, Kiel

Mit 4 Abbildungen

Zusammenfassung. Die bisherigen Vorstellungen von der Grenze zwischen Inn- und Chiemseegletscher bringen beträchtliche Widersprüche mit sich. Im Gebiet westlich von Seon durchdringen sich NW—SE-gerichtete Moränenwälle, die dem Inngletscher zuzuordnen sind, mit SW—NE-streichenden Strukturen, die auf den Tiroler Achengletscher (entspricht weitgehend dem bis jetzt als Chiemseegletscher bezeichneten Gletscher) zurückgehen. Die einfachste Erklärung dafür besteht darin, eine Überlagerung von Inn- und Achengletscher anzunehmen. Dieses Modell erklärt auch eine Reihe von weiteren bisher schwer verständlichen geomorphologischen Erscheinungen. Bedingt durch die unterschiedlichen Verhältnisse in den Nährgebieten, ist der Achengletscher früher vorgestoßen, und war bereits im Rückzug begriffen, als der Inngletscher seine größte Ausdehnung erreichte. Strukturen des Seebodenreliefs des Chiemsees lassen sich gut als Endmoränen des Inngletschers deuten. Der Inngletscher hat zur Zeit seiner maximalen Ausdehnung einen großen Teil der Fläche des heutigen Chiemsees bedeckt. Deshalb sollte ihm nicht mehr ein „Chiemseegletscher“, sondern der Achengletscher gegenübergestellt werden.

Résumé. Parmi les glaciers wurmiens qui ont envahi l'avant-pays septentrional des Alpes en Bavière, le glacier Inn-Chiemsee permet de prouver que les glaciers d'avant-pays alpins n'ont pas oscillé selon une règle générale, mais qu'ils réagissaient, pendant la période wurmienne, d'une façon très individuelle. Jusqu'à présent, tous les modèles offerts pour tracer la limite entre les deux composants du glacier Inn-Chiemsee, le glacier de l'Inn et le glacier du Chiemsee, présentaient des éléments contradictoires. Puisqu'on peut observer, dans les régions disputées, un croisement de structures appartenant à tous les deux glaciers, il semble que le glacier de l'Inn ait chevauché sur une dizaine de kilomètres le glacier de l'Ache (comme le glacier du Chiemsee est à appeler plus raisonnablement). Ceci a été possible à cause du comportement différent des deux glaciers à l'égard des changements climatiques, résultant d'une situation morphographique très différente dans les bassins de réception à l'intérieur des Alpes.

Summary. One problem of glacial geomorphology in Southern Bavaria is, whether the different glaciers spreading over the foreland of the Alps advanced and retreated nearly simultaneously or whether they acted more individually. The Inn-Chiemsee-glacier gives a fascinating example for individual behaviour. The limit between his two components, the Inn-glacier and the Chiemsee-glacier, was difficult to be determined, as in some areas terminal moraine structures belonging to both glaciers can be observed (crossing each other). The best solution to these problems of delimitation is to admit, that the Inn-glacier overlapped the so-called Chiemsee-glacier over some 10 km distance. This has been possible as the inn-glacier was still advancing when the outer parts of the Achen-glacier (as the former Chiemsee-glacier should be called) were melting down. The non-simultaneous advance and retreat of the Innglacier and Achen-glacier is caused by the different area-altitude relationship in the catchment areas of the two glaciers.

Ungelöste Probleme am Inn-Chiemsee-Gletscher

Vor genau 50 Jahren (1924) erschien die Monographie des Inn-Chiemsee-Gletschers von Karl TROLL. Wesentliche Einwände gegen die Synthese TROLL's wurden in erster Linie von KNAUER (1935, 1937) vorgebracht. In der von TROLL und KNAUER diskutierten Frage, ob eine Gruppe innerer Moränenwälle ein Rückzugsstadium (Ölkofener Stadium von TROLL) oder eine überfahrene Frühwürm-Phase (KNAUER) darstellt, ist eine definitive Entscheidung bis heute noch nicht gefallen. Im übrigen kann die Synthese TROLL's als in den wesentlichen Punkten anerkannt bezeichnet werden.

Trotzdem muß man feststellen, daß eine Reihe von geomorphologischen Erscheinungen weder durch die Darstellung TROLL's noch durch die Vorschläge seiner Kritiker befriedigend erklärt werden. Es stellen sich bei einer genauen Betrachtung der Karte TROLL's z. B. folgende Fragen:

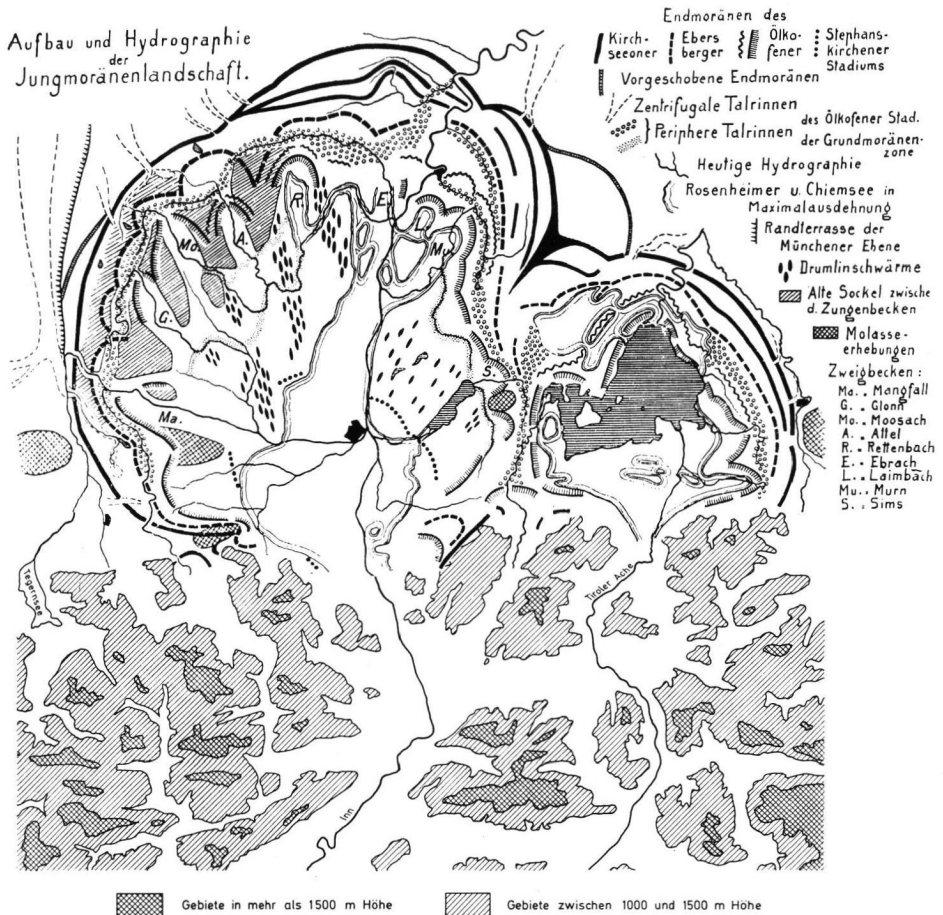


Abb. 1. Der würmzeitliche Inn-Chiemsee-Gletscher nach Karl TROLL (1924, 32). Die Höhenschichten des Alpenbereiches wurden zu der Zeichnung Trolls hinzugefügt.

1. Der weiteste Vorstoß des würmzeitlichen Inn-Chiemsee-Gletschers ging vom Ausgang des alpinen Inn- und Chiemsee-Tales ziemlich gerade nach Norden. Warum hat sich der Gletscherrand nach Osten nicht halb so weit von dieser Achse des weitesten Vorstoßes entfernt wie nach Westen? Wie stark diese angebliche Asymmetrie des Inn- und Chiemsee-Gletschers ist, zeigt Abb. 1. Auch KRAUS & EBERS (1965, 164) haben die „starke Ungleichzeitigkeit“ des Inn- und Chiemsee-Gletschers bemerkt. Dafür die Ratzinger Höhe (693 m, östlich des Simssees) verantwortlich zu machen, halte ich kaum für möglich. Der Teil der Ratzinger Höhe, der das Niveau der südwestlich anschließenden Gebiete überragt — etwa begrenzt durch die 600-m-Isopyche — ist 2 km breit und 3 km lang. Ein Gletscher, der noch 30 km weiter nach Norden fließt, läßt sich dadurch nicht um 10 km nach Westen drängen, zumal wenn zwischen der Ratzinger Höhe

und dem Alpenrand ein 8 km breiter Korridor besteht. Auf dem Westflügel des Inngletschers ist die weiter entfernte, höhere und breitere Irschenberg-Höhe (752 m) offensichtlich ohne Schwierigkeiten überfahren worden.

2. Warum hat es nur auf dem Ostflügel des Inngletschers einen besonders weiten ersten Vorstoß gegeben (vorgeschobener Endmoränenbogen = Schnaitsee-Seeon-Bogen bei TROLL)?

3. Warum soll ausgerechnet der größere Gletscher, der Inngletscher, einen frühen, flüchtigen, besonders weiten ersten Vorstoß gehabt haben, während der kleinere Chiemseegletscher seinen Maximalstand erst später erreichte? Leichter zu verstehen wäre der umgekehrte Fall: Flüchtiger Vorstoß des kleineren Gletschers, danach größte Ausdehnung des größeren. Die Beobachtungen von GRAUL (1953, 43 f: Verspätung des Rheingletschers gegenüber dem Illergletscher, 1962, 90—91: Verspätung des Rhonegletschers) legen die These nahe, daß besonders spät die Gletscher ihren Maximalstand erreichten, bei denen ausgedehnte tiefliegende Gebiete durch große Eismächtigkeiten schließlich zum Nährgebiet wurden. Das war durchweg bei den großen Gletschern in hohem Maße der Fall. Die Erklärung TROLL's (1924, 73) für den angeblich früheren Maximalstand des Inngletschers befriedigt nicht. Die andersartige zeitliche Einordnung von GRIPP (1957, 229) setzt einen schon abenteuerlich zu nennenden Inngletschervorstoß in Richtung Südosten voraus.

4. Die Seengruppen von Seeon und Eggstätt werden mit überschottertem Toteis in Verbindung gebracht. Das ist sicher richtig, aber noch keine ausreichende Erklärung. Wie kam es zur Bildung von Toteismassen der Umgrenzung, wie sie zur Erklärung der Seenbecken und Kesselfelder notwendig ist?

5. Warum hat der Chiemsee einen so asymmetrischen Grundriß? Wie sind die Rücken des Seebodenreliefs zu erklären?

Diese Fragen lassen sich folgendermaßen zusammenfassen: So klar und überzeugend TROLL's Gliederung der Endmoränenzüge westlich des Inns und östlich der Alz ist, so problematisch ist noch das Gebiet zwischen Chiemsee, Simssee und Schnaitsee (östlich Wasserburg). Das Problem der Grenze zwischen Inngletscher und Chiemseegletscher findet weder bei TROLL noch bei PENCK (etwas weiterer Vorstoß des Inngletschers nach Osten) eine befriedigende Lösung.

Die Schlüsselstelle zur Abgrenzung Inngletscher – Achengletscher

Die Schlüsselstelle für das Problem der Abgrenzung des Inngletschers nach Osten liegt in der Umgebung von Pittenhart (5 km westlich von Seeon). Nordöstlich und südwestlich von Pittenhart findet sich je ein NW—SE-streichender Endmoränenzug, der Fachedorfer Endmoränenzug (NE Pittenhart) und der Hinzinger Endmoränenzug (SW Pittenhart). Beide sind sowohl auf der großen Karte TROLL's wie auf seiner hier wiedergegebenen Skizze (Abb. 1) gut zu erkennen.¹⁾ Auf den Karten Abb. 2 und Abb. 3 sind sie mit J2 und J3 bezeichnet. Daß es sich hierbei um Endmoränen handelt, ist von keiner Seite bestritten worden. Sie zeigen praktisch alle Merkmale einer typischen Endmoräne, z. B. ausgeprägte Wallformen, zahlreiche geschlossene Hohlformen, Abfall nach innen steiler und tiefer als nach außen, an die Endmoränen nach außen anschließend Schotterflächen (Übergangskegel).

Nach TROLL (1924, 70) wird die Grenze zwischen Inn- und Chiemseegletscher durch die breite Erhebungszone zwischen Endorf und Diepoldsberg markiert, d. h. die beiden

¹⁾ Zur genaueren topographischen Orientierung empfehle ich im übrigen die Topographische Karte 1 : 50 000, Blätter L 7939, 7940, 8039, 8040. Ein besonders übersichtliches Bild der Reliefformen ergibt sich bei Benutzung der orohydrographischen Ausgabe dieser vier Blätter.

Moränenzüge bei Pittenhart gehören nach TROLL bereits in den Bereich des Chiemseegletschers (siehe auch Abb. 1). TROLL (1924, 69) lehnt die Vorstellung von PENCK (1909, 166) ab, der die Linie Mauerkirchen—Seeon als Grenze der beiden großen Vorlandgletscher betrachtet. Nach der Auffassung PENCK's gehören die Pittenharter Moränenzüge also noch zum Innigletscher.

Für jede der beiden Auffassungen lassen sich Argumente anführen, aber keine vermag alle Widersprüche zu beseitigen. Nach meiner Ansicht bringt die Vorstellung PENCK's (der übrigens auch RATJENS 1957, 21 zuneigt) weniger Schwierigkeiten mit sich. Hier bleibt eigentlich nur eine Frage ungeklärt, nämlich warum die beiden Pittenharter Moränenzüge nach Osten so unvermittelt abbrechen. Diese Schwierigkeit vermeidet die Vorstellung TROLL's, weil sich bei ihr statt eines Abbrechens ein Umbiegen nach Osten ergibt. Aber dafür tauchen zahlreiche andere Probleme auf: Es ergibt sich ein sehr weiter Vorstoß des westlichen Chiemseegletscherflügels für den Maximalstand, während der gleiche Flügel beim Ölkofener Stadium weit hinter dem Ostflügel zurückbleibt (siehe Abb. 1). Das Problem stellt sich genauso bei KNAUER, auch wenn hier die zeitliche Reihenfolge der beiden Gletscherstände Würm II und Würm I umgekehrt ist (KNAUER 1935, Abb. 16). Den nordöstlich von Obing, also weit nordöstlich von Pittenhart verlaufenden Endmoränenzug (Schnaitsee—Seeon-Bogen) muß auch TROLL zum Innigletscher rechnen. Das zwingt ihn weiter, den äußersten Vorstoß des Innigletschers früher anzusetzen als den des Chiemseegletschers, damit der Chiemseegletscher nach dem Rückgang des Innigletschers in das Gebiet innerhalb des Schnaitsee—Seeon-Bogens vorstoßen kann. Warum sollte aber der große Innigletscher rascher auf Klimaschwankungen reagieren als der Chiemseegletscher?

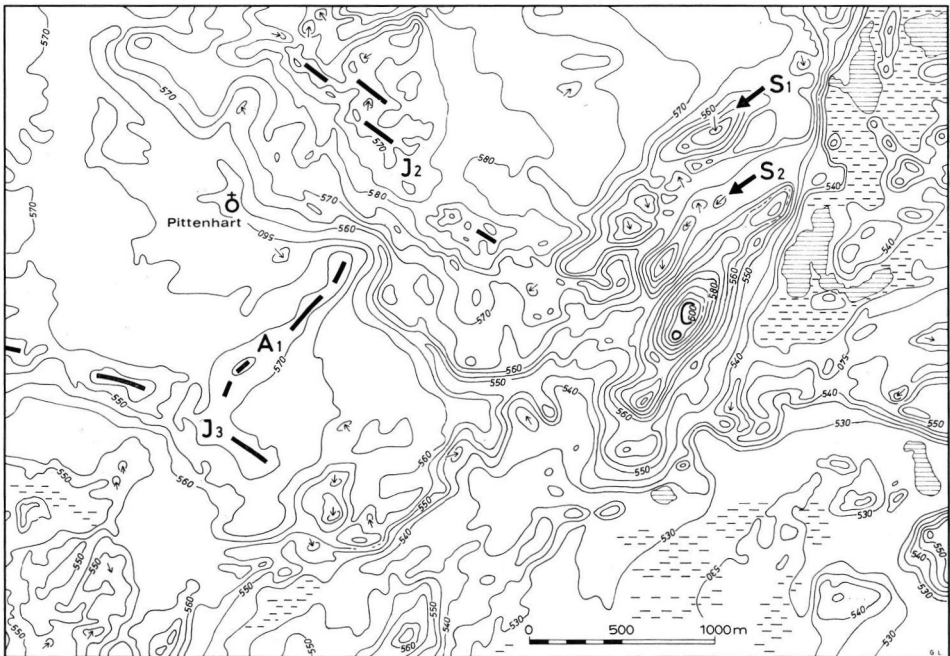


Abb. 2. Ausschnitt aus dem Kreuzungsbereich der Eisrandlagen von Innigletscher und Achengletscher zwischen Pittenhart und Seeon. Die dicken Striche bzw. Pfeile bei A1, J2, J3, S1 und S2 dienen nur dazu, die Position der Eisrandlagen A1, J2 und J3 bzw. der Senkenzonen S1 und S2 bei möglichst geringer Störung des Höhenlinienbildes zu markieren. Sie sind nicht als geomorphologische Signaturen zu verstehen. Seen schraffiert, Sumpfgebiete gestrichelt.

Eine genauere Untersuchung des Schotterfeldes, das sich an den Hinzinger Moränenzug (SW Pittenhart, J3 in Abb. 2) nach außen (NE) anschließt, zeigt schließlich, daß es kaum möglich ist, daß dieses Schotterfeld zu einer Chiemseegletscher-Eisrandlage gehört: Die Schotterfläche von Pittenhart wurde vom J3-Moränenzug aus vorwiegend nach E, gelegentlich NE, vorgeschüttet. Der die aufschüttenden Bäche sammelnde Fluß hat bereits bei Pittenhart mit 560 m eine Höhe, die es ausschließt, daß weiter östlich eine nach E bis NE umgebogene Fortsetzung des J3-Moränenzuges als aktive Gletscherstirn existierte. Ein Abfluß über die Senkzone S2 in Abb. 2, den TROLL (1924, 87) annimmt, ist nach den heutigen Reliefverhältnissen nicht möglich (höchster Sattel in der Senkenzone 562 m, dazu braucht man noch 20 bis 30 m für das Gefälle zwischen Pittenhart (560 m) und dieser Stelle). Auch für die Zeit der Bildung der Pittenhart-Schotterfläche sind kaum günstigere Abdachungsverhältnisse zu erwarten, denn wenn irgendwo beträchtliche Toteis-Nachsackungen stattfanden, dann eher im Bereich der Senkenzone als bei Pittenhart. Hält man dagegen den J3-Endmoränenzug südwestlich Pittenhart für eine Inngletscher-Eisrandlage, so ergibt sich das übliche Bild einer periferen Entwässerung zwischen Eisrandlage und dem nächsten, älteren Endmoränenzug.

Es spricht also außer dem plötzlichen Abbruch der Moränenzüge nach Osten alles dafür, daß der Fachendorfer und der Hinzinger Moränenzug (J2 und J3) dem Inngletscher zuzuordnen sind. Wie läßt sich die eine verbleibende Schwierigkeit beseitigen? Da ein Umbiegen in die SW—NE-streichenden Züge für Inngletschermoränen kaum denkbar ist, scheint es logisch, die Inngletschermoränen weiter nach SE, zum Chiemsee hin zu verlängern. Daß diese Möglichkeit bisher nicht in Betracht gezogen wurde, liegt wohl daran, daß man den Chiemseegletscher auf keinen Fall dadurch noch weiter verkleinern darf. Der Bereich südöstlich der Linie Pelhamer See—Griessee zeigt so klar Chiemseegletscher-Strukturen, daß eine Erklärung all dieser Formen allein durch den Inngletscher die Schwierigkeiten ins Groteske steigern würde.

Die Lösung des Problems sehe ich in folgendem „sowohl als auch“: Überlagerung des Chiemseegletschers durch den Inngletscher. Es lassen sich im kritischen Bereich sowohl Richtungen von Moränenwällen finden, die zum Inngletscher passen (NW—SE), wie solche, die dem Chiemseegletscher entsprechen (SW—NE). Beide Richtungen kreuzen sich (siehe Abb. 3). Da nach meiner Auffassung ein großer Teil der heutigen Chiemseefläche zeitweilig vom Inngletscher bedeckt war, ist es wenig sinnvoll, neben dem Inngletscher von einem „Chiemseegletscher“ oder „echten Chiemseegletscher“ zu sprechen. Ich sage stattdessen Tiroler-Achengletscher oder kurz Achengletscher. Der Gesamtname Inn-Chiemsee-Gletscher bleibt sinnvoll, zumal ja auch mit einem Überströmen von Inntal-Eis über die Walchseefurche nach Kössen und durch das Priental zu rechnen ist. Der Name Chiemseegletscher allein sollte durch Achengletscher ersetzt werden.

Die Voraussetzung für ein unterschiedliches Verhalten von Inngletscher und Achengletscher: Die Verhältnisse innerhalb der Alpen

Bevor ich die Überlagerung der beiden großen Vorlandgletscher näher erläutere, möchte ich einige Überlegungen darüber anstellen, wie weit man erwarten kann, daß die Schwankungen der eiszeitlichen Alpenvorlandgletscher etwa synchron verlaufen sind.

Aufgrund der hypsometrischen Verhältnisse in den Alpen ist kaum zu erwarten, daß der Inn-Vorlandgletscher und der Tiroler-Achen-Vorlandgletscher gleichzeitig ihren Maximalstand erreicht haben. Bereits PENCK (1909, 333) hat angenommen, daß der Zillertalgletscher das Inntal erreichte, als dieses noch eisfrei war, und daß er dadurch einen großen See aufgestaut hat. Später ist PENCK allerdings zu einer tektonischen Erklärung der See-

bildungen im unteren alpinen Inntal übergegangen (siehe MAYR 1968, 257). MAYR (1968) setzt sich wieder sehr für die Erklärung der Seebildungen durch aufstauende Nebentalgletscher ein, wobei er mehrere Aufstaphasen unterscheidet und dem Zillertal­gletscher eine besondere Rolle beimißt. Die Datierung von Seetonablagerungen bei Innsbruck (siehe FLIRI, BORTENSCHLAGER, FELBER, HEISSEL, HILSCHER, RESCH 1970 und FLIRI 1971) auf 31 000 bis 27 000 Jahre vor heute legt es nach meiner Ansicht fast zwingend nahe, als Ursache für die Seebildungen im Innsbrucker Inntal Aufstau durch vorstoßende Nebentalgletscher anzunehmen, wobei in erster Linie an den Zillertal­gletscher zu denken ist.

Beim Beginn des großen Hochwürm-Gletschervorstoßes war also der Inngletscher, der am Alpenrand erschien, hinsichtlich der Bedeutung seiner Nährgebiete in erster Linie ein Zillertal­gletscher. Erst nach längerer Dauer der gletscherfreundlichen Zeit kam es zu einer gewaltigen Nährgebietsvergrößerung des Inngletschers dadurch, daß schließlich sich im gesamten alpinen Inntal die Eisoberfläche über die klimatische Schneegrenze erhob. Diese riesige Eismasse hatte schon gewisse „Inlandeis-Eigenschaften“: Ich möchte da sehr HEISSEL (1954, 312) zustimmen, daß nur eine sehr kräftige Klimaänderung den Rückzug einleiten konnte.

Das gilt nicht im gleichen Maße vom Tiroler Achengletscher. Er konnte wesentlich schneller bei konstant kaltem Klima eine ausgeglichene Eisbilanz (d. h. Einstellung weiteren Vorrückens) erreichen. Die Gletscher der Glockner- und Venedigergruppe erschienen wohl etwa gleichzeitig im Haupttal des Oberpinzgau; die Gletscher der Glocknergruppe und der weiter östlich gelegenen Tauern­täler versorgten dann etwa den Abfluß durch das Saalach- und Salzachtal, so daß das Eis im Oberpinzgau sehr schnell auf eine Höhe oberhalb der Schneegrenze aufgefüllt werden konnte. Bei einer Schneegrenzhöhe von 1800 m mußte der Eisüberschuß im Oberpinzgau bald so groß sein, daß auch das Becken Kitzbühel—Ellmau—St. Johann noch relativ rasch bis zur Schneegrenzhöhe mit Eis gefüllt werden konnte. Im Becken von Kössen war einer Eisauffüllung sowieso durch die etwa ab 1500 m nahezu unbegrenzt werdende Abflußmöglichkeit nach Norden eine Grenze gesetzt. Über die maximalen Eishöhen am Nordrand des Kössener Beckens siehe KLEBELSBERG (1924, 9) und GANSS (1967, 136). Da aber ein Vorstoß des Achengletschers in das Chiemseebecken sehr erleichtert wird, wenn die ziemlich guten Abflußmöglichkeiten nach Westen (Talungen von Ellmau und Walchsee) durch einen Inngletscher eingeschränkt werden, ist anzunehmen, daß Achengletscher und Inngletscher etwa gleichzeitig am Alpenrand erschienen. Es dürfte dann eine längere Zeit gegeben haben, während der der Inn-Vorlandgletscher kaum größer war als der Achen-Vorlandgletscher.

Es ist dann gut vorstellbar, daß eine mäßige Klimaverbesserung den Achengletscher bereits zum Rückzug brachte (starker Massenverlust schon im Kössener Becken), während der Inngletscher bei seiner einmal erlangten Nährgebietsgröße immer weiter wuchs und es schon einer starken Klimaänderung bedurfte, um sein Nährgebiet wirksam zu verkleinern.

Die Überschiebung des Inngletschers über den Achengletscher

Aus der Annahme, daß der Inngletscher später seinen Maximalstand erreichte als der Achengletscher, ergibt sich folgende Möglichkeit, die Anordnung der Endmoränenwälle im Alpenvorland zu erklären:

Der Achengletscher breitete sich bis zu seinem Maximalstand in einem ziemlich kreisförmigen Lobus aus. Zwischen Seon und Traunstein, d. h. auf dem Ostflügel des Achengletschers, lassen sich durchweg drei räumlich und wohl auch zeitlich nicht weit auseinanderliegende Endmoränenzüge erkennen (Stände A2, A3a, A3b in Abb. 3). Der Würmmaximalstand lag noch etwas davor (A1). Über den Achengletscher schob sich dann von

SW her der Inn-gletscher. Er dürfte dabei mindestens bis zu der in Abb. 3 im Chiemsee mit J3 bezeichneten Linie gereicht haben, wahrscheinlich sogar bis zu der mit J2? bezeichneten Linie im Chiemsee. Der Achengletscher befand sich zu dieser Zeit wahrscheinlich in einem Zustand des „Niederschmelzens“. Er war dabei auch in seinen äußeren Bereichen noch nicht vollständig abgeschmolzen, was keinesfalls ausschließt, daß auch innere Moränenwälle schon vorhanden waren. Auch bei den alpinen Vorlandgletschern sollte man wie bei den norddeutschen Gletschern (siehe HORMANN 1969, 8) davon ausgehen, daß die großen Eisloben meist nicht mit steiler Front „zurückgeschmolzen“, sondern vorwiegend „niedergeschmolzen“ sind. Ein neuerer, jüngerer Moränenkranz war jedesmal mit einer Abscherung des aktiv vorrückenden Eises von dem davor liegenden, meist schuttbedeckten Eis verbunden, das bereits auf eine zu geringe Eismächtigkeit niedergeschmolzen war, um noch Schubkräfte übertragen zu können. Die in ein Schotterfeld eingesenkten, aus Aneinanderreihungen von Toteislöchern bestehenden beiden Senkenzonen südwestlich von Thalhahm (S1 und S2 in Abb. 2) zeigen sehr schön, wie Endmoränenstrukturen z. T. erst nach dem Niederschmelzen des Eises ihre geomorphologische Ausprägung erhalten haben, nachdem sie angelegt wurden als gletscherrandparallele Zonen unterschiedlicher Eismächtigkeit (infolge von Überschiebungen und Stauchungen an der Gletscherstirn).

Auch beim Inn-gletscher sind mehrere, etwas weniger dicht aufeinanderfolgende Gletscherstände zu erkennen (J1 bis J4 in Abb. 3). Daß der südwestlich von Pittenhart gelegene Moränenzug (J3) vor dem (Eggstätter) Freimoos unvermittelt abbricht, ist leicht zu verstehen: Wo der Achengletscher unter dem Inn-gletscher gelegen hat, sind die Inn-gletscher-Moränen später um den Betrag der Eismächtigkeit des Achengletschers abgesunken.

Erratische Geschiebe belegen die Überschiebung des Inn-gletschers

Besteht die Möglichkeit, die Vorstellung einer wesentlich weiteren Ausdehnung des Inn-gletschers nach Osten durch Leitgeschiebe zu beweisen? Für Leitgeschiebe aus dem alpinen Inn-Einzugsgebiet müssen die Erwartungen zunächst etwas gedämpft werden: Da mit einem Überfließen von Inn-gletscher-Eis über die Walchseefurche nach Kössen zu rechnen ist, wären Gesteine aus dem alpinen Einzugsgebiet des Inn auch nach der klassischen Vorstellung im Gebiet des Chiemseegletschers erklärbar. Einzelne Geschiebe hätten hier also wenig Beweiskraft; es wäre schon eine umfassende quantitative Aufnahme der petrographischen Zusammensetzung der Moränen und Schotter an sehr vielen Stellen erforderlich. Einzelne Inn-gletscher-Leitgeschiebe können aber schon einen entscheidenden Beweis liefern, wenn sie aus dem Bereich unterhalb der Walchsee-Abzweigung stammen. Und tatsächlich sind solche erratischen Leitgeschiebe, nämlich Gesteine der helvetischen Kreide bereits 1953 von GANSS (S. 99) aus der Gegend von Breitbrunn (nördlich der Herreninsel im Chiemsee) und von GEIST, SCHMEER & ZÖBELEIN (1953, 299) von Siggenham im Priental südwestlich Prien beschrieben worden. Innerhalb des Chiemseegletschergebietes kommt, soweit bisher bekannt, kein Helvetikum vor; die genannten Funde müssen vom Inn-gletscher aus dem Gebiet westlich von Frasdorf mitgebracht worden sein. Besonders das Vorkommen von Breitbrunn liegt so klar innerhalb des klassischen Chiemseegletschergebietes, daß die Erklärung eines Nordost-Transportes durch Schmelzwässer (GANSS 1953, 101) als Notbehelf bezeichnet werden muß. Bei der Annahme einer Ausdehnung des Inn-gletschers über einen großen Teil der Fläche des heutigen Chiemsees wäre es dagegen kaum verständlich, wenn solche erratischen Geschiebe und Gerölle nicht aufträten.

Grundzüge der Abfolge der Eisrandlagen an der Grenze Inn-gletscher–Achengletscher

Ein detailliertes Bild der Gesamt-Abfolge der Eisrandlagen von Inn- und Chiemseegletscher, bei dem möglichst viele Einzelformen erklärt werden sollen, muß in manchem

hypothetisch bleiben. Da die Beobachtungen in Aufschlüssen (z. B. Moränenlagen über Schottern) nur in Ausnahmefällen (siehe etwa JERZ 1968) sich auf die weitere Umgebung übertragen lassen, kann ein einigermaßen verlässlicher Beweis, welche von zwei sich kreuzenden Eisrandlagen die jüngere ist, meist nur dann geführt werden, wenn vor der jüngeren Eisrandlage sich Schotterkegel entwickelt haben, welche Toteis der älteren Randlage überschütteten. Das ist zum Glück im Grenzbereich Inn- und Achengletscher an vielen Stellen der Fall. In den übrigen Fällen ist man darauf angewiesen festzustellen, welche Wälle „frisch“ und welche „überfahren“ aussehen.

Es sollen zunächst in einem groben Überblick die Phasen der Übereinanderlagerung von Inn- und Chiemseegletscher beschrieben werden, die mir gesichert erscheinen.

Östlich und südöstlich von Pittenhart schneiden die durch Fachendorfer und Hinzinger Endmoränenzug belegten Inn- und Chiemseegletscher-Eisrandlagen J2 und J3 die durch Kames-Terrassen belegte Achengletscher-Eisrandlagen A1 (A1b). Da es die zu den Eisrandlagen J2 und J3 gehörenden Schotter sind, die die Kames-Terrassen von A1 aufbauen, sind J2 und J3 jünger als A1. A1a-Rücken ragen östlich und südöstlich von Pittenhart stellenweise gerade noch über die J2- und J3-Schotterfelder auf.

Die vor dem Südostende von J2 und J3 liegenden A2-Wälle zeigen keine Verbindung zu J2 und J3. Von einem Umbiegen der J2- und J3-Wälle nach SW oder NE ist nichts zu sehen, es wäre im übrigen auch schwer zu erklären. Da die Wälle J2 und J3 im rechten

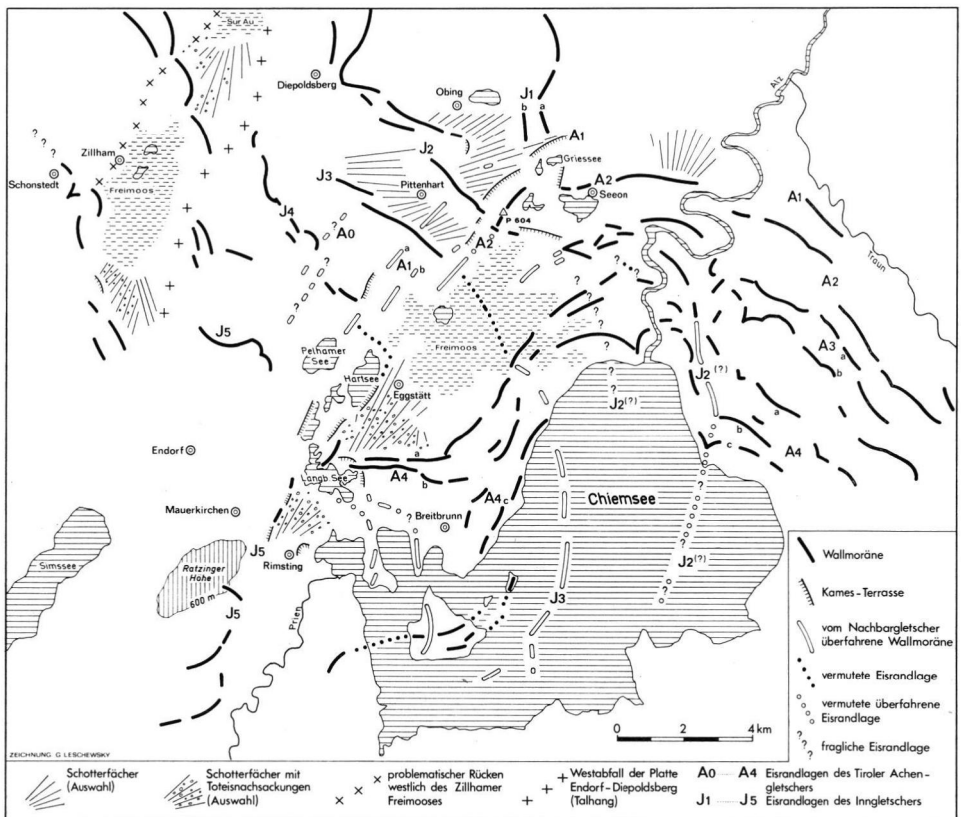


Abb. 3. Eisrandlagen des Inn- und Chiemseegletschers zur Würmeiszeit. Die zeitliche Reihenfolge der Eisrandlagen ist wahrscheinlich A0 - A1 - J1/A2 - A3 - J2 - J3 - J4 - A4 - J5.

Winkel auf die Kamesterrassen stoßen, ist anzunehmen, daß der Inngletscher sich über die (nicht mehr vorrückenden) Eismassen des Achengletschers geschoben hat. Die Fortsetzung der J2- und J3-Moränenwälle kann also in ihrer Verlängerung nach Südosten gesucht werden. Beim J3-Wall bietet sich nach der breiten, durch das Freimoos bedingten Lücke dafür jener Rücken im Seebodenrelief des Chiemsees an, der zunächst in N—S-Richtung verläuft (die Eichen — Langer Berg, siehe WILHELM 1958, Karte 1 : 25 000), um dann im Südteil des Chiemsees nach SW umzubiegen (Breiter Ort — Höhnbergl.). Für den J2-Endmoränenzug kommt als Fortsetzung nach Südosten zunächst eine Kames-Terrasse sw Seeon in Frage, dann aber wird die weitere Fortsetzung problematisch. Verlockend ist es, jene Kette von Hügeln östlich der Alz und östlich des Nordendes des Chiemsees zu benutzen, um wieder auf einen Rücken im Chiemsee zu gelangen (der Kaiser, siehe Karte WILHELM 1958), doch wäre auch eine Verlängerung in den Rücken zwischen den beiden Hauptrinnen des Chiemsees (Fischmeister Haus) denkbar (nur halb so großer Abstand zwischen J2 und J3 im Chiemsee).

Ausführlichere Darstellung der Abfolge der Eisrandlagen von Inngletscher und Achengletscher

Die im vorigen Abschnitt erörterte Überschiebung des Inngletschers über den Achengletscher zeigte bereits, daß eine zeitliche Parallelisierung der Inngletscher- und Achengletscher-Eisrandlagen kaum dadurch möglich ist, daß man bei jedem der beiden Gletscher die Eisrandlagen von außen nach innen in der gleichen Weise benennt. Ich benutze deshalb nicht die Phasennamen TROLL's, da z. B. Ölkofener Stadium am Inngletscher etwas anderes ist als Ölkofener Stadium am Achengletscher. Ich habe stattdessen die Eisrandlagen des Inngletschers im untersuchten Gebiet von außen nach innen mit J1 bis J5 beziffert, die des Achengletschers mit A0 bis A4. Diese Bezifferungen sollen keinen neuen Nomenklaturvorschlag für den gesamten Inn-Chiemseegletscher darstellen, sie dienen nur der schnellen Identifizierung der einzelnen Eisrandlagen in diesem Bericht. Im folgenden Abschnitt soll nun versucht werden anzugeben, in welcher Weise sich die J-Skala mit der A-Skala verzahnt.

Zunächst einige Worte zu den zwei mit A0 bezeichneten Hügelreihen südwestlich Pitenthart. Da sie genau parallel mit A1 laufen, halte ich es für möglich, daß hier ein äußerster Achengletscherstand, der natürlich vom Inngletscher überfahren wurde, vorliegt. Da diese Eisrandlage wesentlich unsicherer ist als die äußerste Inngletscher-Jugendmoräne (eventuell Riß?), wurde sie mit A0 bezeichnet (weil sich A0 gegebenenfalls unauffällig streichen läßt).

J1a und J1b enden nach Süden an einer Kames-Terrasse, deren Schotter von J2 her aufgeschüttet wurden. Wenn A1 jünger wäre als J1, so hätte sich der A1-Gletscher in Längsrichtung über die J1-Moränen geschoben. Dann hätte die Unterlage des A1-Gletschers an dieser Stelle ziemlich hoch gelegen. Das tiefe Becken Brunnensee—Griessee zeigt deshalb, daß A1 älter ist als J1. Die Fortsetzung der J1-Moränen nach Süden ist mit dem niederschmelzenden A1-Gletscher abgesunken und zusätzlich noch durch J2-Schmelzwässer erodiert worden. Wie bereits im vorigen Abschnitt gezeigt wurde, sind J2 und J3 ebenfalls jünger als A1.

Etwas schwieriger abzuleiten ist die Altersstellung von A2 (Linie Laubensee—P.604 westlich Seeon, Weinberg—Waltenberg nördlich Seeon, weiter im Osten Eglhart—Schmidberg—Erlberg). A2 dürfte älter sein als J2, weil sich auf dem großen Rücken P.604 westlich von Seeon in Höhe der J2-Schotterfelder Terrassenreste finden. Es ist aber schwer vorstellbar, daß der scharfe Rücken P. 604 von J1 überfahren wurde. Eine sehr glatte Lösung ergibt sich, wenn man J1 und A2 als etwa gleichzeitig betrachtet. Dann hätten zu diesem

Zeitpunkt zwei aktive Gletscher nebeneinander gelegen (keine Überlagerung), und der Rücken P. 604 würde das Nordende der Mittelmoräne darstellen. Dadurch ergibt sich auch eine schöne Erklärung, warum die J1-Eisrandlage einen ganz anders gerichteten Verlauf hat als J2 und J3, warum bei J1 der Inngletscher weniger nach Osten, aber weiter nach Nordosten ausbog: Zur Zeit J1/A2 war der Inngletscher nach Osten durch einen aktiven Achengletscher begrenzt. Seine Eismassen konnten deshalb an dieser Stelle besonders weit nach Nordosten vorstoßen, obwohl der eigentliche Inngletscher-Maximalstand (Gesamtausdehnung des Gletschers) wahrscheinlich der J2-Phase entspricht.

J4 ist besonders gut zu erkennen im Bereich der breiten Erhebungszone zwischen Endorf und Diepoldsberg, die TROLL für die Mittelmoräne zwischen Inn- und Chiemseegletscher hielt. J4 ist (mit J5 und J2) zugleich ein Beispiel dafür, daß die echten Wallmoränen im Bereich der Erhebungszone Endorf-Diepoldsberg in NW—SE-Richtung verlaufen, nicht SW—NE. Daß im Bereich des A0—A1—A2-Gletschers der Verlauf der J4-Lage unklar wird, liegt daran, daß der A0—A1—A2-Gletscher inzwischen bereits stark niedergeschmolzen war, so daß der J4-Gletscher hier in sehr tiefem Gebiet lag. Weil dadurch eine klare Abdachung nach außen (wie bei J2 und J3) nicht mehr gegeben war, ergab sich eine flächenhafte fluviale Überformung (mit anschließenden Toteinsackungen) des ganzen Gebietes südwestlich von J3 durch die Schmelzwässer des J4-Gletschers. Die erkennbaren Eisrandlagen-Strukturen sind deshalb in erster Linie Kames-Terrassen, weniger Moränenwälle.

Am schwierigsten ist die Einordnung der Eisrandlage A3. Östlich der Alz gliedert sie sich auf in A3a und A3b. Weder zwischen A2 und A3a noch zwischen A3a und A3b scheint nach dem Bild östlich der Alz ein größerer Zeitraum gelegen zu haben. Südlich von Seon sind die A3-Richtungen stärker als die sie kreuzenden J2-Richtungen. Dann aber senkt sich der Zug in das Freimoosbecken ab und läßt nirgends eine Fortsetzung erkennen. Deshalb stehen mir für die zeitliche Einordnung von A3 im Augenblick nicht genügend Fakten zur Verfügung. Sowohl „jünger als J4“ wie „älter als J2“ wäre denkbar. Wegen der dichten Aufeinanderfolge A2—A3a—A3b auf dem östlichen Achengletscherflügel möchte ich „A3 älter als J2“ für die wahrscheinlichste Lösung halten, obwohl unmittelbar westlich der Alz die A3-Moränen besser zu verfolgen sind als — im A3-Bereich — die J2-Moränen.

Während für die äußeren Inngletscherstände J1, J2 und J3 mit ihrer großen Eismächtigkeit die Ratzinger Höhe kaum als Hindernis wirken konnte, rechne ich ab J4 mit einem merklichen Einfluß der Ratzinger Höhe auf die Form des Außenrandes des Inngletschers. Wahrscheinlich hat das J4-Eis nur etwa bis zum Ostrand des Hartsees gereicht. Ein Gletscherarm südlich der Ratzinger Höhe könnte etwa bis zur Herreninsel im Chiemsee gereicht haben.

Der am Ostufer des Hartsees angenommene J4-Gletscherrand wurde von Schotterfächern überschüttet (Eggstätter Sander), die ihre Wurzel in den A4-Moränenwällen östlich des Langbürgener Sees (Moränen von Oberndorf) haben. Die komplizierten Verhältnisse in diesem Gebiet norwestlich des Chiemsees wären wesentlich leichter zu erklären, wenn man sich der Vorstellung KNAUER's (1935, 34) anschließen könnte, daß die A4-Moränen (bei KNAUER WI, bei TROLL Ölkofener Stadium) überfahrene Moränen sind und der Eggstätter Sander ein „vom Eis umgepflügter Sanderrest“. Dann wäre nur noch zu ergänzen, daß die Moränen durch den Inngletscher, nicht durch den Chiemseegletscher überfahren wurden, und es ergäbe sich die sehr einfache Gesamtreihenfolge A0—A1—A2—A3—A4—J1—J2—J3—J4—J5. Leider sehe ich mich aber außerstande, mir mechanisch vorzustellen, wie Formen, die TROLL (1924, 105) einleuchtend als Toteiskessel in einer Sanderfläche erklärt, durch einen pflügenden Gletscher entstehen sollen. Der Sander von Eggstätt fällt mit Kames-Terrassen gegen das Schloßsee-Hartsee-Gebiet ab. Er wurde

also abgelagert, als sich dort eine noch mächtige, niederschmelzende Eismasse des Inn-gletschers (J4) befand. Ich sehe mich deshalb genötigt, A4 für jünger als J4 zu halten, auch wenn die A4-Moränen zwischen Langbürgener See und Alz teilweise einen verwaschenen Eindruck machen. Übrigens tun sie das nicht mehr auf der Ostseite des Chiemsees. Diesen Unterschied hätte ich wirklich gerne als Überfahung der westlichen A4-Moränen durch den bis östlich der Alz vorrückenden Inn-gletscher erklärt, doch scheint das nicht möglich zu sein. Selbst wenn man den Eggstätter Sander in erster Linie an die Prien und nicht an die Oberndorfer Moränen anknüpft, braucht man einen A4-Gletscher, damit die Prien so weit nach Norden fließen kann. Außerdem müßten die Inn-gletscher-Moränen im A4-Bereich deutlicher ausgeprägt sein, wenn sie jünger sein sollen als A4.

Es muß zugunsten KNAUER's gesagt werden, daß die A4-Moränen zwischen Eggstätter Seen und Alz zu breit und deutlich entwickelt sind, als daß man ihre von den äußeren Moränen abweichende Ausprägung durch einen nur kurzen Gletscherstand erklären könnte. Vielleicht kommt man hier mit der Hypothese weiter, daß ein über Gletschereis (eines anderen Gletschers) vorrückender Gletscher plumpere Wallmoränen entwickelt. Die noch nicht eindeutig entschiedene Kontroverse TROLL/KNAUER findet also auch durch mein Modell noch keine abschließende Lösung. Wer vorher Anhänger der Vorstellung KNAUER's war, der wird, wenn er mein Modell eines wesentlich weiter nach Osten reichenden Inn-gletschers akzeptiert, A4 für älter als J2 halten. Ich habe mich wegen der Kames-Terrassen und der Toteiskessel des Eggstätter Sanders für „A4 jünger als J4“ entschieden. Es muß

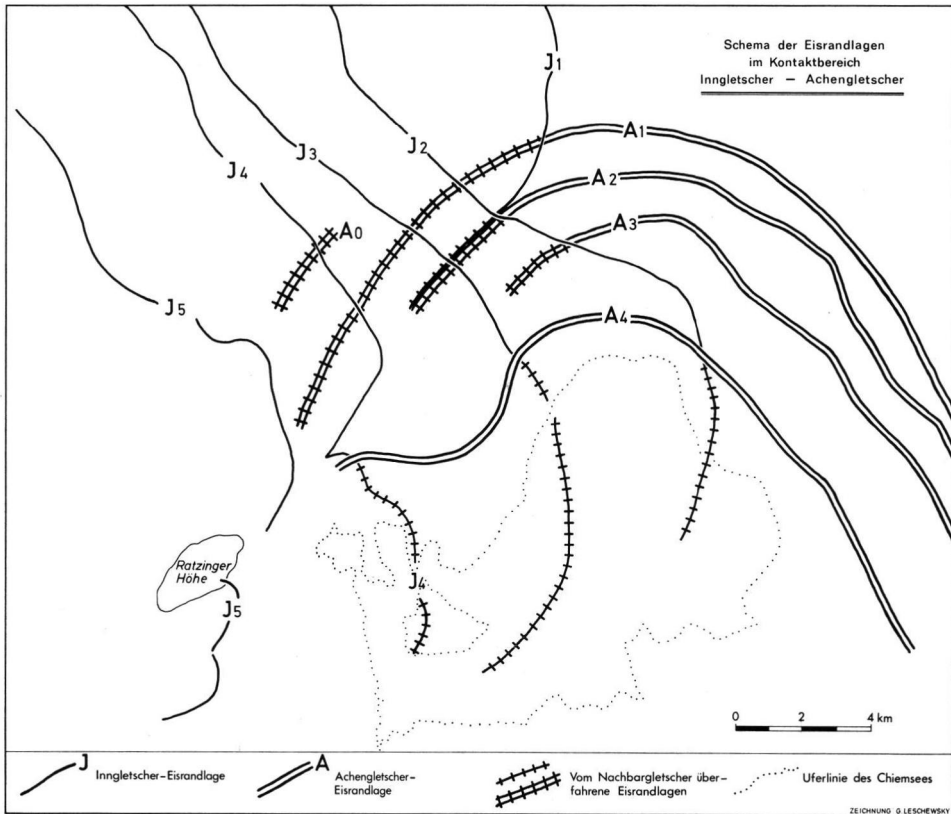


Abb. 4. Schema der würmzeitlichen Eisrandlagen des Inn-gletschers und des Tiroler-Achengletschers, bei Annahme der Reihenfolge A0 - A1 - J1/A2 - A3 - J2 - J3 - J4 - A4 - J5.

im übrigen auch noch die Möglichkeit ins Auge gefaßt werden, daß der erste Moränenwall südöstlich des Freimooses (SW—NE-streichend) nach Westen nicht in die E—W-streichende Oberndorfer Moräne (A4a) zu verlängern ist, sondern die westliche Fortsetzung von A3b darstellt (und dann also von J2—J3 überfahren wurde).

Bei den Rücken der Halbinseln Sassau und Urfahrn nw Herrenchiemsee könnte es sich um von A4 überfahrene J4-Moränen handeln. Das niederschmelzende A4-Eis schließlich wurde nordöstlich Rimsting durch die Prien, die durch das Westenbachtal Richtung Langbürgener See floß, überschottert, zu einer Zeit, als ihr ein Abfluß nach Westen, zum Simsseegebiet, noch durch den J5-Gletscher verbaut war.

Damit ergibt sich als wahrscheinlichste Reihenfolge aller in Abb. 3 bezifferten Gletscherstände: A0—A1—J1/A2—A3—J2—J3—J4—A4—J5. Auf der Annahme dieser Reihenfolge beruht das Schema der Eisrandlagen Abb. 4. Die wichtigsten Phasen lassen sich folgendermaßen beschreiben: Zuerst erreichte der Achengletscher seinen Maximalstand. Das Stadium A0 ist unsicher, A1, A2 und A3 dürften ziemlich rasch aufeinandergefolgt sein. Nach dem Maximalstand des Achengletschers schwoll der Inngletscher noch weiter an; zur A2-Zeit lag er mit seiner J1-Moräne neben dem noch aktiven Achengletscher. Später breitete er sich über den stärker niedergeschmolzenen Achengletscher aus. Während der Phasen J2, J3 und J4 erhielt der Achengletscher keine Bewegungsimpulse aus den Alpen. A4 ist ein Neuvorstoß des Achengletschers, auf ihn folgte der Inngletscher-Vorstoß J5. Für den Achengletscher ergeben sich zwei durch ein starkes Niederschmelzen getrennte Vorstoßserien, nämlich A0 bis A3 und A4, während beim Inngletscher die Stände J1 bis J5 kontinuierlicher aufeinander zu folgen scheinen. Der J1-Stand (bei TROLL vorgeschobene Endmoränen = Schnaitsee—Seeon—Bogen) muß nicht einer größeren Eismächtigkeit am Innatalausgang entsprechen. Er fällt in eine Phase, in der der Inngletscher nach Osten durch den Westrand des Achengletschers begrenzt war und deshalb sich stärker nach Nordosten statt nach Osten vorschob.

Ablehnung der „größten Mittelmoräne Bayerns“

Was wird aus dem großen End- bzw. Mittelmoränenkomplex, den TROLL auf seiner Karte im Gebiet zwischen Endorf und Diepoldsberg ausgeschieden hat, nach KRAUS & EBERS (1965, 135) „der größte Mittelmoränenwall Bayerns“? Nach meiner Ansicht handelt es sich bei diesem Gebiet insgesamt gar nicht um eine Würm-End- oder Mittelmoräne, sondern um eine Platte des Präwürm-Untergrundes, wie z. B. die Molassevorkommen am Westabfall dieses Gebietes (gegen das Zillhamer Freimoos) zeigen. Wallmoränen finden sich an zahlreichen Stellen dieses Komplexes; sie verlaufen aber durchweg in NW—SE-Richtung, nicht in der „Mittelmoränenrichtung“ SW—NE.

Hält man den Westabfall der Platte Endorf-Diepoldsberg (in Abb. 3 durch + -Zeichen gekennzeichnet) für einen präwürmzeitlichen Talhang und nicht für eine Eisrandlage, dann stellt sich auch die Frage, ob das Zillhamer Freimoos nach Westen durch einen einheitlichen Wallmoränenzug (Ölkofener Stadium bei TROLL) begrenzt ist. Ausgesprochene Jung-Endmoränen-Formen finden sich südlich bis westlich, aber nicht mehr westlich bis nördlich des Freimooses (nördlicher als Schonstett). Ich halte es für wahrscheinlicher, daß die Wallmoränen südwestlich des Freimooses bei Schonstett nach NW zu verlängern sind, und daß der von Schonstett nach Nordosten streichende Zug (in Fig. 3 durch x-Zeichen gekennzeichnet) eine präwürmzeitliche Struktur darstellt. Bei der Senkenzone Zillhamer Freimoos—Sur Au handelt es sich um ein großes präwürmzeitliches Tal (wahrscheinlich Innatal), das durch schräg zu seiner Längsrichtung verlaufende Wallmoränenzüge (südlich und nördlich des Freimooses) in Abschnitte zerlegt wurde. Die Verlängerung dieses Tales nach Süden ist entweder in der Simssee-Furche oder der Rinne Rinsee—Hofstätter See zu suchen.

Literaturverzeichnis

- BAYBERGER, Franz: Der Innletscher von Kufstein bis Haag. — *Pet. Mitt. Ergl.-H.* **70**, Gotha 1882.
- EBERS, Edith: Das Gletschertor von Seon. — *Mitt. d. Geogr. Ges. München* **42**, 24—35, München 1957.
- FLIRI, F., BORTENSCHLAGER, S., FELBER, H., HEISSEL, W., HILSCHER, H. & RESCH, W.: Der Bänder-ton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). — *Z. f. Gletscherkd. u. Glazialgeol.* **6**, 5—35, Innsbruck 1970.
- FLIRI, Franz: Beiträge zur Stratigraphie und Chronologie der Inntalerrasse im Raum von Innsbruck. — *Veröff. Mus. Ferdinandeum* **51**, 5—21, Innsbruck 1971.
- FLIRI, F., HILSCHER, H. & MARKGRAF, V.: Weitere Untersuchungen zur Chronologie der alpinen Vereisung (Bänder-ton von Baumkirchen, Inntal, Nordtirol). — *Z. f. Gletscherkd. u. Glazialgeol.* **7**, 5—24, Innsbruck 1971.
- GANSS, Ortwin: Neue Beobachtungen am würmzeitlichen Chiemseegletscher. — *Geologica Bavarica* **19**, 94—104, München 1953.
- : Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8240 Marquartstein. München 1967.
- GEIST, Franz, SCHMEER, Dora & ZÖBELEIN, Hans: Über Leitgeschiebe im Innletscherbereich. — *Geologica Bavarica* **19**, 297—306, München 1953.
- GRAUL, Hans: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. — *Geologica Bavarica* **18**, 13—48, München 1953.
- : Sind die Jungmoränen im nördlichen Alpenvorland gleichaltrig? — *Machatschek-Festschr., Pet. Mitt. Erg.-H.* **262**, 209—212, Gotha 1957.
- : Geomorphologische Studien zum Jungquartär des nördlichen Alpenvorlandes. Teil I: Das Schweizer Mittelland. Heidelberg Geograph. Arb. **9**, Heidelberg 1962.
- GRIPP, K. & EBERS, E.: Die Grenze von Inn- und Chiemseegletscher und die glazialmorphologische Kartenanalyse. — *Machatschek-Festschr., Pet. Mitt. Erg.-H.* **262**, 227—239, Gotha 1957.
- HANTKE, René: Zur Phasenfolge der Hochwürmeiszeit des Linth- und des Reuß-Systems, verglichen mit derjenigen des Inn- und Salzachsensystems sowie mit der nordeuropäischen Vereisung. — *Mitt. a. d. Geolog. Inst. d. Eidg. T. H. u. d. Univ., Ser. B*, **14**, 390—402, Zürich 1959.
- HEISSEL, Werner: Beiträge zur Quartärgeologie des Inntales. — *Jb. geol. B.-Anst. Wien* **9**, 251—322, Wien 1954.
- HORMANN, Klaus: Gibt es Tunneltäler in Schleswig-Holstein? — *Schr. d. Naturw. Vereins Schlesw.-Holstein* **32**, 5—11, Kiel 1969.
- JERZ, H.: Eisrandlagen und Oszillationen des würmzeitlichen Innvorlandgletschers. — *Z. deutsch. geol. Ges.* **120**, 13—22, Berlin 1968.
- KLEBELSBERG, R. v.: Moränen- und Drumlinzonen im Bereiche der oberbayerischen Vorlandvergletscherung. — *Mitt. geograph. Ges. München*, Bd. 8, S. 49—54, München 1913.
- : Glazialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrande. VI Die Sachranger Berge. — *Z. f. Gletscherkunde* **13**, 8—21, Leipzig 1924.
- KNAUER, Joseph: Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit (Vorrückungsphase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. — *Abh. geol. Landesuntersuch. bayer. Oberbergamt* **21**, München 1935.
- : Widerlegung der Einwendungen K. TROLL's gegen die Vorrückungsphase der Würm-Eiszeit. — *Mitt. geogr. Ges. München* **30**, 1—38, München 1937.
- KRAUS, ERNST & EBERS, Edith: Die Landschaft um Rosenheim. Rosenheim 1965.
- MAYR, Franz: Über den Beginn der Würmeiszeit im Inntal bei Innsbruck. — *Z. f. Geom. N. F.* **12**, 256—295, Berlin 1968.
- PENCK, Albrecht: Die Alpen im Eiszeitalter I. Band. Leipzig 1909.
- RATHJENS, Carl: Geomorphologische Beschreibung der Karte 1 : 10 000 der Eiszerfall-Landschaft von Seon. — *Mitt. geograph. Ges. München* **42**, 16—23, München 1957.
- SCHUMANN, Walter: Geochronologische Studien in Oberbayern. — *Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. N. F.* **34**, München 1969.
- TROLL, Karl: Der diluviale Inn-Chiemseegletscher. — *Forsch. z. deutsch. Landes- und Volkskunde* **23**, 1—121. Stuttgart 1924.
- : Die sogenannte Vorrückungsphase der Würm-Eiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückgang. — *Mitt. geograph. Ges. München* **29**, 1—38, München 1936.
- WILHELM, Friedrich: Die Seoner Seengruppe. — *Mitt. geograph. Ges. München* **42**, 35—48, München 1957.
- : Die Neuauslotung des Chiemseebeckens. — *Münchner geograph. Hefte* **15**, Kallmünz 1958.
- Manuskript eingeg. 15. 6. 1973.
- Anschrift des Verf.: Prof. Dr. K. Hormann, Geographisches Institut der Universität Kiel, 23 Kiel, Olshausenstraße 40/60.