

ZUR FRAGE DES EISABBAUES IN DER RANDZONE DES ALPENKÖRPERS

Mit 4 Abbildungen

JOSEF GAREIS

Summary: Observations on the reduction of ice in the marginal zone of the Alpine body.

This contribution is the first part of a comprehensive study being made in order to explain how the glaciers flowing from the Alpine gates at the time of the main Würm era were reduced at the turn of the Holocene. As has been shown in the study "the dead ice fields of the Bavarian Alpine Foreland as witnesses of the manner of disappearance of ice in the late Würm period" it did not happen by a "ice regression", as has generally been supposed so far, but by a melting away of the tongues "from above to below", as soon as replacements from the central Alpine ice-stream network were no longer able to traverse the high transfluence passes. Sub-glacial thresholds at the bottom of the tongue basin moreover aggravated the further transportation of the ice. The resulting thinning-out of the glacier tongue led to stagnation and disintegration of the ice. Extensive dead-ice remnants, however, remained behind and were surrounded with rubble by melted snow. Erosion fillings and marginal terraces generated in this way permit determination of the progress of the melting process within a given time.

Against the background of a future investigation of the reduction of ice in the foreland (co-ordination of investigations by B. FRENZEL, Stuttgart-Hohenheim) and in the Alps ("Alpine Glacier and Ice Age Research" at the Geographical Institute of Innsbruck University) an attempt is being made to apply these causes of ice disintegration to a selected section of the northern edge of the Alps.

The Inzell Basin (Upper Bavaria) offers a particularly suitable field of evidence for this, since the glacier tongue of the Würm period never reached the Foreland.

First findings from the Aschau Basin in the Chiemgau meanwhile produced a similar picture of ice reduction at the head of the Pleistocene Prien Glacier.

In the Kössen Basin (Tyrol) on the other hand comparable traces of ice disintegration are missing. It is likely that at this central place of distribution in the midst of the former ice-stream network there was a different mode of ice reduction together with gradually decreasing supplies.

The detailed mapping of the area under investigation is presented by a GNK legend, which is adjusted to the specialties of the glacial or fluvio-glacial character of the region.

1. Die bisherige Beachtung des Eisabbaues

Noch kurz vor seinem Tode plante A. PENCK eine umfassende Darstellung „über den Rückzug der letzten Eiszeit“ (SPREITZER 1950). Wäre dieses Vorhaben nicht ebenfalls in den Wirren des Jahres 1945 mit untergegangen, hätte die Diskussion um das Problem des alpinen Eisabbaues vielleicht eine neue Triebfeder erhalten. So aber blieb nach vielen aufgegebenen Theorien (Schlußvereisung, Bühl-Stadium u. a.) nur die morphologische Wirksamkeit des Toteises, durch TROLL (1936/38) bewiesen, bis auf wenige Ausnahmen (u. a. SOLGER) unbestritten.

Arbeiten über das Spätglazial, wenn überhaupt dabei dieser Begriff genau definiert wird, erfassen in der Regel nur das weitere Vorfeld der rezenten Gletscher. Probleme des Eisschwundes im Vorland mit der glazialogischen und morphologischen Bedeutung des Toteises, des Abbaues des Eisstromnetzes bis zum Freiwerden der einzelnen Alpentäler wurden kaum behandelt.

Erst zu Beginn dieses Jahrzehnts gelang es FLIRI mit Radiokarbon-Daten aus den Bändertonen von Baumkirchen (Nordtirol) und von Schabs (Südtirol) den Zeitraum der letzten Vereisung und damit auch der Enteisung gewaltig einzuengen und hierdurch das Interesse für die Endphase des Pleistozäns zu wecken. (FLIRI et al. 1970, 1973, 1978).

Der Verfasser versuchte daraufhin aus den wenigen Spuren des Eiszerfalls im nördlichen Vorland der Alpen ein Modell des Eisschwundes (GAREIS 1978) zu entwerfen:

- Durch hohe Transfluenzspässe wird der Eisnachschub an der Wende zum Holozän schlagartig verringert.
- Quergestellte, subglaziale Schwellen am Grunde der Becken erschweren bei stark verminderter Zungenmächtigkeit verstärkt den Weitertransport des Eises.
- Dies führt zu übermäßiger Ausdünnung der Gletscherzunge, zu Stagnation und Eiszerfall.
- Die zurückbleibenden Eisreste werden von Schmelzwässern umschottert – Toteis im Sinne von LIETKE (zuletzt 1978) entsteht – und erlauben an Hand der nach dem endgültigen Abschmelzen sichtbaren Randterrassen die Rekonstruktion des Eisabbaues.

Nach der Veröffentlichung dieser Ergebnisse wurde aus der Antarktis ebenfalls Eiszerfall in randlich ausgedünnten Gletscherzungen gemeldet (DERBYSHIRE & PETERSON 1978). Es wird dabei vermutet, daß der Eislobus nach einer „Gletscherwooge“ derartig zerbricht („post-surge condition“).

Für die Erklärung des starken Eiszerfalls unterhalb der Kesselberg-Furche (Osterseen-Gebiet im Komplex des Isar-Vorlandgletschers) zog der Verfasser bereits ein ähnliches Gletscherverhalten in Betracht.

2. Der Transport des Eises in das Becken von Inzell und die Ursachen des dortigen Eiszerfalls

Dieses Modell der Enteisung durch plötzlichen Stillstand der Gletscherstirn und nachfolgenden Eiszerfall läßt sich auch für die Klärung des Eisabbaues im Becken von Inzell heranziehen (Abb. 1):

Neben seinen mächtigen Nachbar-Gletschern im Westen (Inn-Chiemseegletscher) und Osten (Saalach-Salzach-gletscher) blieb der Gletscherast im heutigen Tal

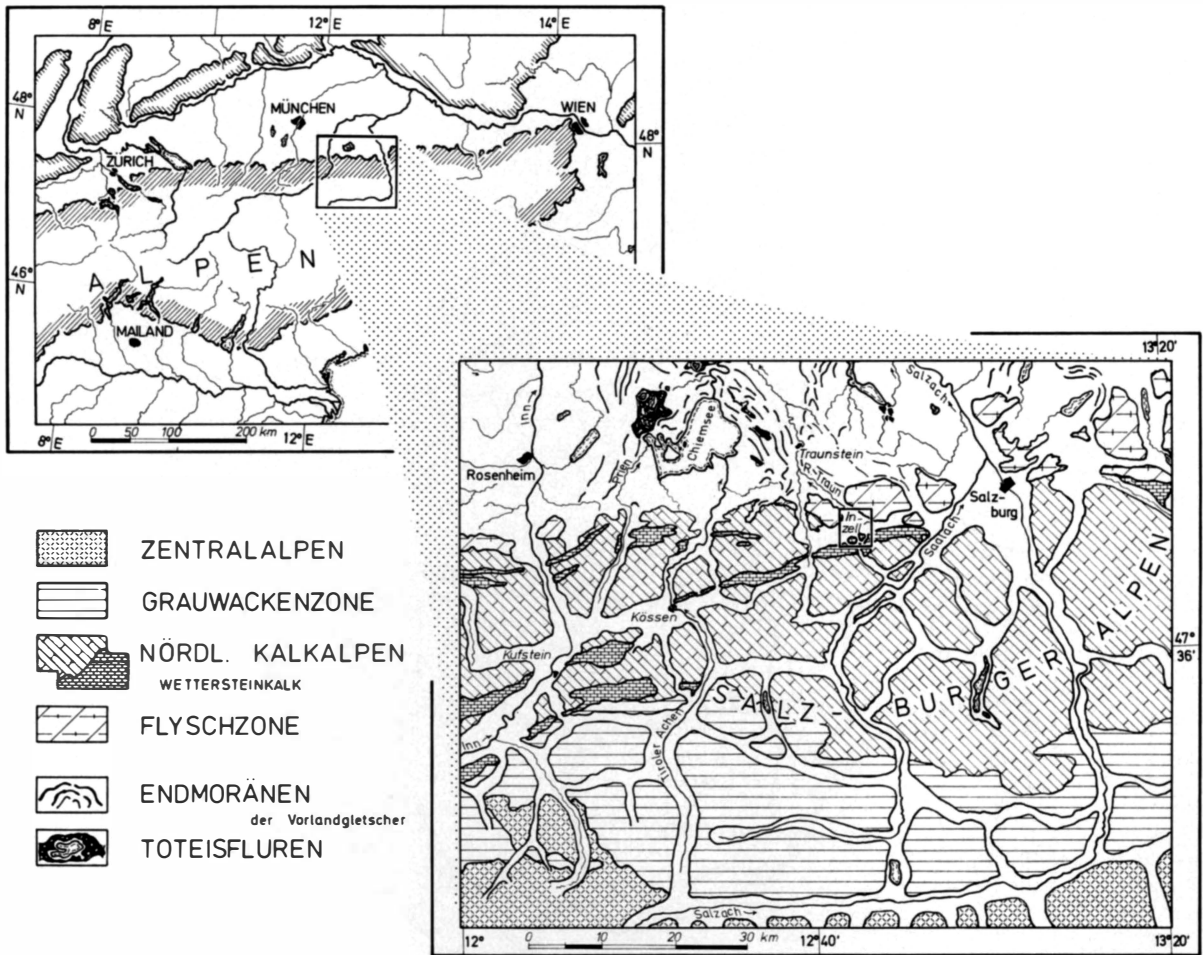


Abb. 1: Das Eisstromnetz der Salzburger Alpen / The ice-stream network of the Salzburg Alps

J. GAREIS 1979

der Roten Traun im Würm bereits innerhalb der Flyschzone des Alpenrandes stecken. Dies ist erklärbar durch ein kleines Nährgebiet, das nur durch Transfluenzen aus dem Saalachtal gestärkt werden konnte.

Eine dieser Transfluenzen führt (bereits von PENCK 1909 in Betracht gezogen, wobei zentralalpine Gerölle und die Talquerschnitte die Vermutung bestätigen) vom Saalachtal in weitem Bogen zunächst nach Westen in das Unkenner Heutal und von dort weiter nach Norden in das heutige Becken von Ruhpolding, wo sie vorzugsweise den dortigen Talgletscher der Weißen Traun mit Eis versorgt haben dürfte. Zwei Furchen zu beiden Seiten des Rauschberges ließen aber auch dieses Eis von Westen her in das Becken von Inzell überquellen.

Der Einfluß hoher Transfluenzpässe läßt sich aber noch ergiebiger am Beispiel des Tales des Weißbaches zeigen. Vom Grunde der heute verfüllten Sohle des Saalachtales in Schneizlreuth bis auf die Höhe des Transfluenzpasses (Abb. 2 „Zwing“: 700 m) waren 200 m Gegengefälle auf nur 8000 m Entfernung zu

überwinden. So konnte zwar zu Zeiten erhöhter Eisführung des Saalach-Troges über diese Scharte am Südoststrand der Chiemgauer Berge Eis in Richtung Nordwesten abgegeben werden, eine geringfügige Schwankung im Nachschub aber ließ den Abfluß von Eis zum Inzeller Becken versiegen.

Untersuchungen im Sør-Rondane-Gebirge, Antarktis, haben ebenfalls gezeigt, daß abfließende Eismassen nicht etwa schmale Rinnen nutzen, die sie ohne Richtungsänderung passieren könnten, sondern sich zu weiten Wannen umlenken lassen (van AUTENBOER & DECLEIR 1978). Eine erhöhte Geschwindigkeit durch eine Art „Düseneffekt“ in schmalen Durchlässen läßt sich aus den bereits in größerem Umfang vorliegenden Meßergebnissen nicht ermitteln. Dieser Befund dürfte auch die Rolle enger Transfluenzstrecken während des Aufbaues des Eisstromnetzes neu beleuchten.

Weiterhin erschwerend für die Lieferung von Eis über den Paß der Zwing war die Aufspaltung der Saalach-Eismassen ab dem Knie-Paß (südlich Unken) in zwei Talungen (Abb. 1). Im Bereich des Stein-Passes

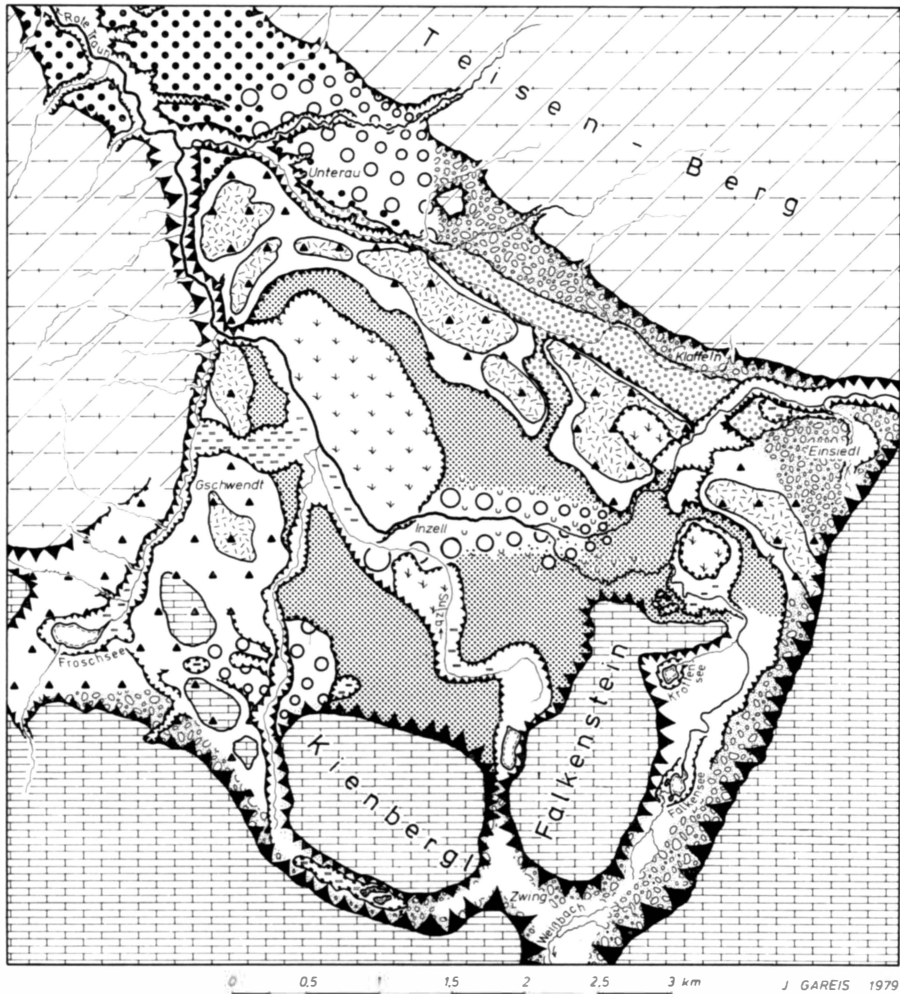


Abb. 2: Das Becken von Inzell / The Inzell basin

und vornehmlich ab Schneizlreuth, also nordöstlich der Abzweigung nach Inzell, standen dem Eisstrom sogar drei Talungen zur Verfügung.

Den subglazialen Schwellen in den Zungenbecken des Alpenvorlandes entspricht im Untersuchungsgebiet der Riegel des Wettersteinkalkes, der ein weiteres Niederschleifen oder auch nur Erweitern des Passes der Zwing verhindert, besonders aber vor der Öffnung der Talung zum Becken mit dem Falkenstein und dem Kienbergl zwei quergestellte Zinken im Eisstrom bildete.

Der somit bereits bei einer leichten Schwankung der Eislieferung seines kontinuierlichen Nachschubes beraubte Gletscher erreichte eine kritische Mächtigkeit, stagnierte und zerfiel neben einigen kleineren Klötzen im Norden des Falkensteins zu zwei Toteisblöcken, die vor allem von Osten und Süden her umschottert wurden (Abb. 2 und 3).

Vergleichbare Barrieren in den Alpentoren, vorwiegend aus Hauptdolomit und Wettersteinkalk aufgebaut, sperren südlich von Füssen das Lechtal, sedimentüberdeckt als Grundwasserstauer bei Eschenlohe das

Tal der Loisach, als Kesselberg den direkten Weg im Norden des Walchensees zum Vorland und südlich Fischbachau das Tal der Leitzach. Zurückversetzt in ein Quertal der Alpen riegelt eine gleichartige Hürde das Tal der Isar südlich Lenggries ab.

In allen diesen Fällen zeigen sich im Vorland an Hand von breiten Spaltenfüllungen Spuren eines starken Zerbrechens der Gletscherzungen. Nachdem der Ausdruck „exzessiv“ bereits durch BÜDEL Eingang in die klima-genetische Geomorphologie gefunden hat, sei für diesen Prozeß des Spätglazials der Begriff „exzessiver Eiszerfall“ vorgeschlagen. Ein Nachweis des Gletscherabbaues durch Eiszerfall unmittelbar hinter der Schwelle ist im Bereich des Inzeller Beckens gut zu führen, da die Abdrücke des Toteises in der Schotterummantelung die Größe der einzelnen Eiskörper ermitteln lassen und kein geröllbeladener Alpenfluß die ausgesparten Hohlformen verfüllte.

In seinem maximalen Vorstoß vermochte der würmzeitliche Inzeller Gletscher nicht einmal den nordöstlichen Flyschhang (Abb. 2) zu erreichen. Es sei daher nochmals darauf verwiesen, daß die bisher kaum beachteten Transfluenzen in ihren Durchfluß-Raten nicht überschätzt werden dürfen. Dies zeigen nicht nur die bereits erwähnten Meßergebnisse aus der Antarktis. Im Südosten von Inzell bewegte sich zum Zeitpunkt der maximalen Würm-Vorlandvergletscherung in der Talung der heutigen Saalach ein Hauptast des Eisstromnetzes, der zusammen mit dem Salzach-Gletscher einen Eisfächer von annähernd 40 km Radius im Norden des Alpenrandes aufbauen konnte. Innerhalb des Alpen-Nordsaumes war aber dessenungeachtet eine Versorgung des Gletschers im Becken von Inzell unzureichend.

3. *Morphogenese des Beckens von Inzell durch exzessiven Eiszerfall*

So zieht die Seitenmoräne in etwa 500 m Abstand zum Beckenrand nach Südosten, mitunter scharf an ihrer distalen Seite von den Schmelzwässern des Frillensee-Lokalgletschers unterschritten. Mehrfach deutliche Moränenwälle umgürten den Frillensee zu Füßen des Hochstaufens (Dieses Gebiet liegt östlich außerhalb von Abb. 2). Der rötliche Wettersteinkalk, der den Hauptanteil der Geschiebe dieser Wälle bildet, ist in einzelnen Schichten der Entwässerungsrinne mit einem Anteil von bis zu 90% der gerundeten Gerölle über 1 cm Länge vertreten. Daneben zeigt die Gesteinsvielfalt in den begleitenden Horizonten, daß die Entwässerung seitlich lagerndes Material (Flysch und Moräne) leicht umlagern konnte.

Ähnlich wie am Nordrand des pleistozänen Chiemsee-Vorlandgletschers erfolgte südwestlich von Klaffeln bereits ebenfalls in der Maximal-Randlage die Ab-

trennung eines Toteisblockes mit über 500 m Durchmesser (Abb. 3). Größere Ausmaße erreichte der Eiszerfall im Lee des Falkensteins, wo ein ebenso großer Eisblock und im Süden davon mehrere kleinere Brocken liegen blieben. Die eingangs erwähnten Gründe des Eiszerfalls ließen in der Hauptvorstoßrichtung die gesamte Gletscherzunge bewegungslos werden. Der Talpaß der Zwing bewirkte durch Ablenkung der Schmelzwässer zur Saalach-Talung, daß von Süden her wenig Material zur Umschotterung des Toteises geliefert werden konnte. Die Sedimentanalyse von Aufschluß A₅ in der Legende zu Abb. 4 zeigt den geringen Anteil an zentralalpinen Geröllen. Für die Wassermassen aus dem Osten war der Weg an der Seitenmoräne entlang zu gefällsarm. Wie an vielen beschriebenen Stellen des Vorlandes durchbrach das Wasser den Moränenwall zunächst im Westen von Klaffeln (Abb. 2) und schließlich – auf direktem Wege – im Süden von Klaffeln. Ausbuchtungen im Verlauf dieser Durchbruchsstrecken sprechen für einen ersten Ansatzpunkt der Umlenkung durch Einsackungen über austauendem Toteis innerhalb der Moräne.

Diese Entwässerung des Frillensee-Gebietes über das Zentrum des ehemaligen Zungenbeckens wurde bis heute beibehalten. Diese Sonderheit im Vergleich mit den trockenfallenden, toteisdurchsetzten Terrassenfluren des nördlichen Alpenvorlandes (so u. a. der Ostersee-Umrahmung südlich des Starnberger Sees oder der Egelsee-Terrasse südwestlich von Schongau am Lech) brachte ein kontinuierliches Anwachsen des Schwemmfächers, den die Rote Traun gegen die sehr langsam vertikal abschmelzende Gletscherzunge vorbaute (Abb. 3). Die relativ warmen Schmelzwässer teilten die Toteismasse in einen nördlichen, annähernd 2000 m langen und einen südlichen, etwa 500 m langen Block und ließen das Eis im Vergleich zum Vorland etwas stärker lateral abschmelzen. Die ständige Einfüllung von Feinsand (A₃ in Abb. 4) und von größeren Geröllen (A₅) zwischen beide Blöcke, bzw. zwischen den Wall der End- und Seitenmoräne und das geringfügig horizontal schwindende Toteis, ließ zwangsläufig nicht die ausgeglichenen Randterrassen entstehen, wie sie nördlich des Alpenrandes anzutreffen sind. Auch wurden die Abdrücke vorstehender Eisrippen im Terrassenrand später verfüllt. Es mangelt daher am charakteristischen, buchtenreichen Verlauf der Terrassenkante gegen die Niederungen. Eine Ausnahme darin bilden die kleineren Toteiskessel im Norden des Falkensteins.

Die beiden großen Toteisloben sparten weite Bereiche der Niederung dennoch bis zum Zeitpunkt der verminderten holozänen Materialführung der Roten Traun in der Verfüllung aus. Die Entwässerung des Beckens erfolgte durch eine in die Westflanke der Endmoräne erodierte Kerbe nach Norden. Der Schwemmfächer, auf dem heute Inzell liegt, wurde nur noch wenig bis zur gegenüberliegenden Randterrasse vorgebaut. In ihm konnte ein beträchtlicher Teil des Wassers

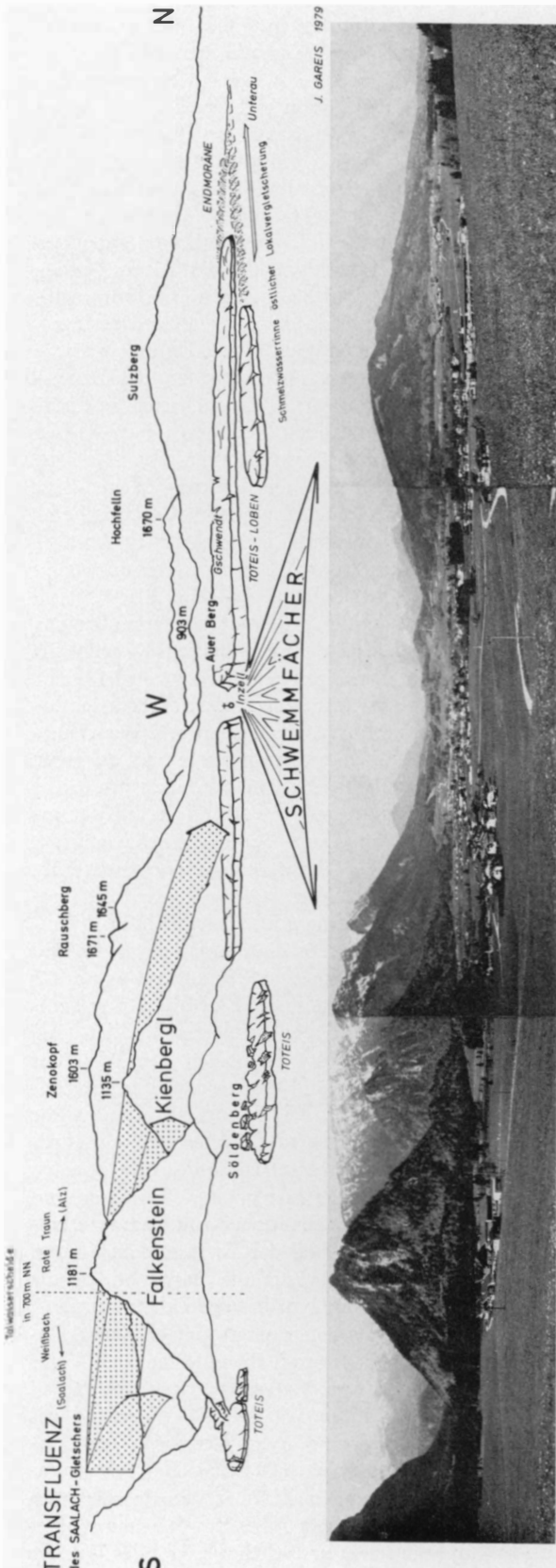


Abb. 3: Das Inzeller Zungenbecken – Eislieferung und Eiszerfall / The Inzell tongue-basin – supply and disintegration of ice (Photo v. Verf. 18. 5. 1978)

aus dem Osten versickern, wobei es seine Fracht an der Oberfläche zurückließ. Auch heute noch zeigt der örtlich mächtige Wasserstrom innerhalb des Schwemmfächers (A_3 und A_4 in Abb. 4) ein derartiges Filtern der Roten Traun an.

Bei der Schüttung des Fächers selbst war es zur Umhüllung kleinerer Toteislinsen gekommen. Zu beiden Seiten des auf dem Scheitel des Fächers in die Niederung fließenden Baches deuten sanft-geböschte Mulden das Ausschmelzen von Toteis unter der Oberfläche an. Dies geschah bereits zu einer Zeit, da die Rote Traun keine Möglichkeit mehr besaß, die Einsenkungen als Sedimentfallen zu nutzen. Das östlich benachbarte Becken von Bad Reichenhall hingegen wurde mit über 100 m mächtigen, verschiedenalterigen Saalach-Schüttungen verfüllt (BRUNNACKER et al. 1976).

4. Eiszerfall im Becken von Aschau im Chiemgau

Der pleistozäne Priengletscher konnte im Gegensatz zum Gletscher der Roten Traun die Flyschzone ganz durchqueren. Nicht mangelnder Nachschub hinderte ihn an einem weiteren Vorstoß, sondern die seitliche Bedrängung durch Inn- und Chiemseegletscher. Er wurde regelrecht eingekellt.

In einem nordöstlichen Ausläufer des Zungenbeckens läßt sich ebenfalls die Lage eines über 2000 m langen, stagnierenden spätglazialen Eiskörpers rekonstruieren. Diese ehemalige Gletscherzunge blockierte eine breite, frühe Entwässerungsrinne der Ur-Prien. Die Schmelzwässer waren somit gezwungen, sich im Westen einen Weg durch die Endmoräne zu bahnen. Dabei wurde der überwiegende Teil der Beckensohle verfüllt, das stagnierende Eis an seinem Südwestrand zu Toteis, also durch Anlagerung einer Randterrasse im Abdruck konserviert.

Die günstige Entwässerungsrinne blieb durch Eis so lange blockiert bis eine Laufverlegung der heutigen Prien nicht mehr möglich war. Damit ist ein weiterer Beweis für ein äußerst langsames Abtauen derartiger Eisreste „von oben nach unten“ erbracht.

Es sei hierbei bereits darauf verwiesen, daß im Norden von Aschau kein konkreter Moränenwall anzutreffen ist, sondern eine Anzahl ebener Drumlins mit gut geschichtetem und sortiertem Schotterkern die Randlage des Prien-Gletschers markiert.

Schon bei der Bearbeitung des Eiszerfalls im Vorland wurde vom Verfasser eine quasi-geordnete Zerlegung einer Gletscherzunge in einzelne Eisblöcke bei vorhergehender Stauung und nachfolgendem Zurückweichen der Widerlager in Erwägung gezogen. Zwischen den einzelnen Schollen könnten sich Drumlins geformt haben. Eine eingehende Untersuchung dazu ist im Entstehen.

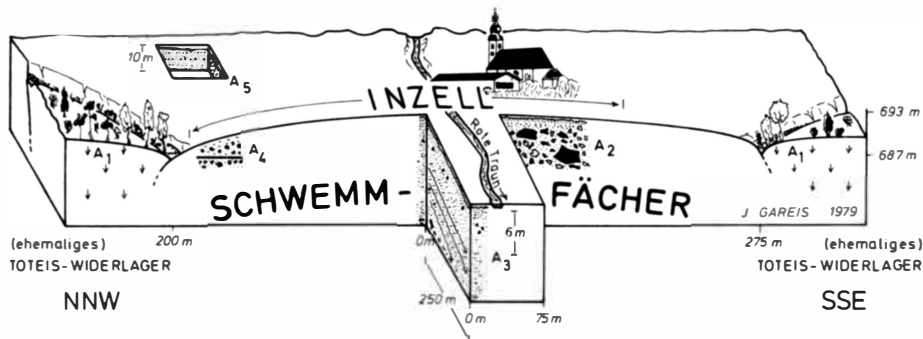


Abb. 4: Der Schwemmfächer von Inzell zwischen den beiden ehemaligen Toteis-Widerlagern (Blick nach Osten)

The alluvial fan at Inzell between the two former dead-ice buttresses

Wichtige Befunde aus den Aufschlüssen:

- A₁: Abgetrennt vom Schwemmfächer durch eine schmale Randsenke, die nach heftigen Regengüssen tümpelartig mit Wasser gefüllt ist, steigt das tiefgründige Hochmoor an.
- A₂: Unmittelbar im Westen der Pfarrkirche von Inzell erschloß eine Baugrube bis in eine Tiefe von über 3 m Moränenmaterial mit einem hohen Anteil an lehmiger Matrix und kaum kantengerundeten, maximal 30 cm langen Geschieben. Das Hangende ließ sich als dünner Schleier von Feinsand mit gut gerundeten Geröllen rekonstruieren.
- A₃: Parallel zum Scheitel des Schwemmfächers war in einem über 250 m langen und durchschnittlich 6 m tiefen Kanalbau-schacht ausschließlich Feinsand mit einem hohen Anteil an Grundwasser erschlossen.
- A₄: Ebenso ertrank eine weitere Baugrube am nordwestlichen Rand des Schwemmfächers in den Wassermassen, die an der östlichen Aufschlußwand über einem Tonhorizont in etwa 1,8 m Tiefe austraten.
- A₅: Diese starke Durchfeuchtung fehlt dem Terrassenkörper (Randterrasse), der sich ohne oberflächliche Anzeichen im Norden des Schwemmfächers fortsetzt. Die über 10 m hohen Aufschlüsse einer Kiesgrube zeigen in guter Schichtung bei nahezu waagrecht Lagerung gut gerundete Gerölle bis zu einer maximalen Länge von 7 cm. Die ehemalige Transportrichtung (Längsachsen-Einregelungsmessung nach POSER-HÖVERMANN) schwankt in den einzelnen Schichten zwischen W und WNW. Der hohe Anteil an Kalkalpin (85–95%) deutet auf eine bevorzugte Materiallieferung vom Alpenrand hin.

5. Erste Anzeichen für einen schnellen Abbau bei aktiv bleibenden Abschnitten des Eisstromnetzes am Beispiel des Beckens von Kössen (Tirol)

Vergleichbar in der Lage zum Alpen-Nordrand und in der Dimension (Durchmesser ebenfalls 3000 m bis 4000 m), vermutlich aber nicht vergleichbar in der Frage des Eisschwundes mit dem Inzeller Becken, ist das Becken von Kössen in Tirol (Abb. 1). Die Schwelle des Wettersteinkalkes (Engpaß Klobenstein) liegt unmittelbar nördlich, also in Gletscherfließrichtung gesehen nach der Hohlform. Zudem war das Becken von Kössen eine zentrale Verteilerstelle im Eisstromnetz mit Lieferung vom Inngletscher über die beiden parallel verlaufenden, breiten Talungen des Walchsees und der Schwemm und mit direkter Zufuhr (ohne Gegengefälle) aus den Kitzbüheler Alpen.

Selbst wenn man den Durchfluß der postglazialen Tiroler Achen mit der Gefahr der vollständigen Verfüllung des Beckens berücksichtigt, müßten nicht verfüllte Dellen und Wannan anzutreffen sein. Wären größere Eisreste überschottert worden, so könnten sie nach den Ergebnissen von Inzell und Aschau erst unverhältnismäßig spät im Sediment abgetaut sein. Auch die Kanten der breiten und prägnanten Terrassenbän-

der im Süden und Osten der Niederung zeigen noch keine direkten Hinweise auf eine Schüttung gegen einen größeren Toteiskörper.

Es ist somit denkbar, daß sich der Schwund eines bis zuletzt aktiven Talgletschers bei langsam, keinesfalls schlagartig abnehmendem Eisnachschieb schneller vollzogen hat, als das Abtauen eines bewegungslosen, um- und überschotterten Toteislobens.

6. Vergleich der beiden Arten des Eisabbaues

Die bisher noch kaum überregional betrachtete Phase des Eisabbaues in den Alpen und in ihrem nördlichen Vorland sollte in nächster Zeit eine grundlegende Bearbeitung erfahren (JERZ & GRUBE 1978, PATZELT 1973). Der vorliegende Beitrag möchte dazu erste Anstöße geben.

In zwei ausgewählten Becken am Alpen-Nordrand läßt sich beweisen, daß der Schwund von Gletschern auch innerhalb der Alpen in Form von Toteis, als äußerst langsam, von oben flächenhaft abschmelzende, bewegungslose und umschotterte Zunge möglich war. Für diesen exzessiven Eiszerfall, der das gesamte Becken von Inzell überprägte, können die gleichen Ur-

sachen herangezogen werden, die auch im Alpenvorland gelten.

Hingegen zeigen Befunde aus dem Kössener Becken, daß vermutlich bei besonders günstigen Bedingungen, so einer optimalen Versorgungslage und schwellenfreien, breiten Nachschub-Talungen, die Räumung auch durch ein schnelleres, noch unbekanntes Schwinden der aktiven, aber schließlich wenig versorgten Gletscherzunge geschehen konnte.

Literatur

- AUTENBOER, T. VAN & DECLEIR, H.: Glacier Discharge in the Sør-Rondane, a contribution to the mass balance of Dronning Maud Land, Antarctica. Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol. 14, 1978, 1–16.
- BASALYKAS, A. & GUDELIS, V.: Charakter und Verlauf des Eisabbaues während der Weichselvereisung in Litauen. Z. Geomorph. NF, Suppl. Bd. 27, 1977, 59–67.
- BRUNNACKER, K., FREUNDLICH, J., MENKE, M. & SCHMEIDL, H.: Das Jungholozän im Reichenhaller Becken. Eiszeitalt. u. Gegenw. 27, 1976, 159–173.
- BÜDEL, J.: Die Gliederung der Würmkaltzeit. Würzburger Geogr. Arb. 8, 1960, 1–45.
- DERBYSHIRE, E. & PETERSON, J.: A photo-geomorphic map of the Mt. Menzies nunatak, Prince Charles Mountains, Australian Antarctic Territory. Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol. 14, 1978, 17–26.
- FLIRI, F.: Neue entscheidende Radiokarbondaten zur alpinen Würmvereisung aus den Sedimenten der Inntalterrasse (Nordtirol). Z. Geomorph. NF, 14, 1970, 520–521.
- : Beiträge zur Geschichte der alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). Z. Geomorph. NF, Suppl. Bd. 16, 1973a, 1–14.
- : Der zentralalpine Bänderton von Schabs (Südtirol). Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol. 9, 1973b, 231–235.
- : Die Stellung des Bändertonvorkommens von Schabs (Südtirol) in der alpinen Würmchronologie. Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol. 14, 1978, 115–118.
- FLIRI, F., BORTENSCHLAGER, S., FELBER, H., HEISSEL, W., HILSCHER, H. & RESCH, W.: Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). Eine Schlüsselstelle zur Kenntnis der Würmvereisung der Alpen. Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol. 6, 1970, 5–35.
- GAREIS, J.: Die Toteisfluren des Bayerischen Alpenvorlandes als Zeugnis für die Art des spätwürmzeitlichen Eisschwundes. Würzburger Geogr. Arb. 46, 1978, 1–101.
- JERZ, H. & GRUBE, F.: Bericht über die Sitzung der Stratiographischen Kommission der DUGW, Subkommission für Quartärstratigraphie am 21./22. Oktober 1977 in Rosenheim bei München. Eiszeitalt. u. Gegenw. 28, 1978, 243–245.
- HEUBERGER, H.: Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. Eine chronologische Übersicht. Eiszeitalt. u. Gegenw. 19, 1968, 270–275.
- : Die Salzburger „Friedhofterrasse“ – eine Schliernterrasse? Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol. 8, 1972, 237–251.
- LESER, H. & STÄBLEIN, G.: Geomorphologische Kartierung. Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1:25 000. Institut für Physische Geographie der Freien Universität Berlin, 1975, 1–39.
- LIEDTKE, H.: Neue Ergebnisse zum Aufbau und zur Struktur des Nordischen Inlandeises. Z. Geomorph. NF, 22, 1978, 230–235.
- PATZELT, G.: Bericht über das Forschungsprogramm Alpine Gletscher- und Eiszeitforschung am Geographischen Institut der Universität Innsbruck. Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol. 9, 1973, 295–297.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. 1, 1909, 1–393. Leipzig.
- SPREITZER, H.: Albrecht Penck's letztes Lebensjahr. Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol. 1, 1950, 187–192.
- TROLL, C.: Der Eiszerfall beim Rückzug der alpinen Vorlandgletscher in die Stammbecken. (Am Beispiel des Loisach-Vorlandes in Oberbayern.) Verh. III. Int. Quartär-Konf. Wien 1936/38.

TERRESTRISCH BEEINFLUSSTE WOLKENFORMEN AUF SATELLITENBILDERN MITTELEUROPAS

Mit 7 Photos und 3 Abbildungen

KLAUS WIESNER und FRITZ FEZER

*Summary**): Terrestrially influenced cloud shapes on satellite photos of Central Europe.

The interpretation of multispectral photos from the ERT satellite LANDSAT-1, launched on its polar orbit from Vandenberg in California on 23. 7. 72, also produced new findings in the field of weather research, backed up by shots from the weather satellites TIROS IV and ESSA 8.

Vertical LANDSAT photos show, through moderate

cloud formation, both land relief and the shape of clouds, thus providing a new opening for topoclimatology. Relief has a crucial influence on the formation of many cloud shapes, varying in accordance with the range of relief forms. Such orographic clouds are, so to speak, linked to the earth's relief, which is why their position is generally stationary. The best known examples are cloud banks, cap clouds, wavy and cylindrical-shaped clouds. Wavy clouds behind mountains may, according to recent findings, be caused both by stable air-waves and travelling unstable KELVIN-HELMHOLTZ waves. All these waves usually have their maximum amplitude in the lower or middle tropo-

*) Ins Englische übersetzt von ELAINE GRIFFITHS. An dieser Stelle danken wir auch ERNA WIESNER für ihre Hilfe.