

# Zur Phasenfolge der Hochwürmeiszeit des Linth- und des Reuss-Systems, verglichen mit derjenigen des Inn- und des Salzach-Systems sowie mit der nordeuropäischen Vereisung

Von

RENÉ HANTKE (Zürich)

## Problemstellung

Durch die Arbeiten von H. ANNAHEIM, A. BÖGLI und S. MOSER (1958), S. MOSER (1958), H. JÄCKLI (1959) und H. ANNAHEIM, A. BÖGLI und S. MOSER (1959) ist das von J. KNAUER (1938, 1954) im schweizerischen Mittelland aufgegriffene Problem der Überfahung von Moränenstadien der Würmeiszeit in eine neue Phase geraten. Während nach J. KNAUER das Zürich-Stadium überfahren sein soll, also die Abfolge Zürich-Killwangen-Schlieren stattgefunden haben soll – was von A. BÖGLI (1955) und namentlich von H. JÄCKLI (1956) als unbegründete These zurückgewiesen wurde – postulieren neuerdings H. ANNAHEIM, A. BÖGLI und S. MOSER eine Überfahung des Schlieren-Stadiums und damit eine Phasenfolge Schlieren-Killwangen-Zürich, wogegen bisher von ARN. ESCHER, A. WETTSTEIN, F. MÜHLBERG, A. PENCK, E. BRÜCKNER, J. HUG, ALB. HEIM, R. STAUB, H. SUTER, R. HUBER, A. VON MOOS und H. JÄCKLI stets das Killwangen-Stadium als das älteste Stadium betrachtet, und Schlieren- und Zürich-Stadium als jüngere Rückzugsstadien aufgefasst wurden.

## Zur Phasenfolge im Reuss- und Linth-System

Während H. JÄCKLI (1959, S. 80) die Lagerungsverhältnisse der Schlieren-Moränen, die in der Umgebung von Schlieren, der Typlokalität dieses Stadiums, in mehreren Kiesgruben gut aufgeschlossen sind, sehr genau charakterisiert und sowohl für diese wie auch für die beiden zeitlich entsprechenden Stadien von Stetten und Dottikon im Reuss-System, eine Änderung der bisherigen Phasenfolge ablehnt, halten H. ANNAHEIM, A. BÖGLI und S. MOSER (1959) im Reuss-System an der Überfahung des Schlieren-Stadiums und damit an ihrer neuen Phasenfolge beharrlich fest. Dabei gründen die drei Autoren ihre Auffassung namentlich auf die Verhältnisse im Seetal, wo «die Endmoränennatur der überfahrenen Wälle zwischen Seengen und Seon durch ihre Fortsetzung in Seitenmoränen belegt» ist, die beidseits des Hallwilersees an den Hängen emporsteigen. Daneben betonen sie allerdings, dass ihre «Phasentypik im weitem Raum des würmeiszeitlichen Reussgletschers nachgewiesen werden kann».

Für den angeblich nur schwach entwickelten Limmattalarm des Linthgletschers regen ANNAHEIM, BÖGLI und MOSER eine erneute «Überprüfung der Verhältnisse bei Schlieren» an.

Die Ausbildung von Endmoränen ist jedoch – neben der Gletscherbewegung – vor allem eine Frage der Materialführung. Diese gestaltet sich in einem ins Vorland austretenden, durch Molasserücken in mehrere Zungen sich aufspaltenden Eisstrom in d e r Weise, dass die alpine Schuttführung alpenauswärts immer mehr zurücktritt und der Anteil an Molassematerial immer stärker dominiert. Dabei häuft sich der Molasseschutt naturgemäss an den seitlichen Zungenrändern zu deutlichen Seitenmoränen, während die Stirnmoränen, namentlich bei kurzfristigen Gletscherhalten und nach tieferen wannenartigen Kolken, meist nur schwach ausgebildet, von den Schmelzwasserrinnen der Gletschertore durchbrochen und spät- und postglazial fluviatil ausgeräumt worden sind.

Durch lokale Gegebenheiten kann die Schuttführung mannigfach beeinträchtigt werden. Auf die Ursachen der geringen Ausbildung der Stirnmoräne des Maximalstandes im Limmattal bei Killwangen wurde bereits hingewiesen (R. HANTKE 1959a, S. 4).

Offenbar lagen N des Hallwilersees nach dem Rückzug des hochwürmeiszeitlichen Reussgletschers von Seon (= Killwangen) mehrere, bereits primär nur unbedeutende Stirnwälle vor, die schon bei einem geringen Anstieg der Eismächtigkeit im Stirnbereich von dem bloss generell sich zurückziehenden Reussgletscher überbortet, überfahren und schliesslich flachgeschliffen werden konnten.

Immerhin ist bemerkenswert, dass am offenbar schon primär mächtigeren Moränenbogen von Stetten im Reusstal auch S. MOSER (1958, S. 51) keine Überfahung feststellen konnte. Diese Endmoräne wird daher – wohl der Theorie zuliebe – von S. MOSER und H. ANNAHEIM, A. BÖGLI und S. MOSER (1959, S. 83) «als unüberfahrene, in ihrer zeitlichen Stellung noch problematische Rückzugsphase nach dem Maximalstand betrachtet».

Dass während des generellen Rückzuges des Eises nach dem hochwürmeiszeitlichen Maximalstand verschiedentlich kleinere Eisvorstösse stattgefunden haben, sei keineswegs in Abrede gestellt. Dies geht eigentlich schon aus der Bezeichnung Rückzugs s t a d i e n deutlich hervor, von denen überdies jedes noch in mehrere Unterstadien gegliedert werden kann. Zur Diskussion steht lediglich das Ausmass dieser Sekundärvorstösse.

Wie bereits früher dargetan wurde (R. HANTKE 1959a, S. 23), erwähnt schon J. MEISTER (1898, S. 39ff. und 82) aus der Umgebung von Schaffhausen einen derartigen späteren Sekundärvorstoss hinter dem Rüdlinger (= Killwangen/Würenlos-) Stadium. «Uf der Zelg» in Neuhausen, im Sandlöchli und in der Sommerau (NE von Schaffhausen) fand er auf der Stokarterrasse, einer von A. PENCK unterschiedenen Rückzugsterrasse (Erosionsterrasse), zahlreiche grosse Erratiker, die er, wie später auch J. HÜBSCHER (1951, S. 20), als Ablagerungen eines kurzen Vorstosses deutet. J. HÜBSCHER (1951, Beilage 1) glaubte dann allerdings diesen Vorstoss als Würm-II-Vorstoss deuten zu müssen.

In diesem Sinne können allenfalls auch die Frontpartien der Moräne von Schlieren und von Dottikon im Bünzthal als etwas vom Eis überprägt betrachtet werden. Die «eistektonisch beeinflussten» Schotter von Dottikon (H. ANNAHEIM, A. BÖGLI und S. MOSER 1959, S. 83) sind ohne Zweifel als hochwürmeiszeitliche Vorstoßschotter zu deuten, die vom nachrückenden, bis über Othmarsingen vorstossenden Reussgletscher überfahren worden sind.

So betrachtet, müssten selbst die Endmoränen von Zürich noch als etwas überfahren angesprochen werden, besonders die im Limmattal sich verlierenden Wälle der Unterstadien: Kirche Wiedikon und Brauerei Hürlimann, selbst noch derjenige vom Lindenhof, was schon von A. WETTSTEIN (1885) und B. BECK (1915) verschiedentlich festgestellt wurde.

Festzuhalten ist aber, dass die Seitenmoränen, mindestens die bereits einige Kilometer zurückliegenden, nicht überfahren wurden (cf. R. HANTKE 1958, 1959a); die Überfahrung kann somit kaum grösseres Ausmass angenommen haben. Dies um so mehr, als die dem Schlieren-Stadium entsprechenden Moränenwälle im Furttal, welche den Katzensee umschliessen, keinerlei Spuren einer Überfahrung zeigen; besonders der südwestliche Stirnwall ist ausgesprochen kammartig.

Bei den von H. ANNAHEIM, A. BÖGLI und S. MOSER (1958, 1959) und S. MOSER (1958) festgestellten Überfahrungen handelt es sich somit höchstwahrscheinlich nicht um ein überfahrenes Frühwürm-Stadium, sondern um ein aus anderen Systemen längst bekanntes, nochmaliges Vorstossen des generell sich zurückziehenden hochwürmeiszeitlichen Reussgletschers. Insbesondere kann von einer Änderung der Phasenfolge im zentralen schweizerischen Mittelland weder im Reuss-, noch im Linth-System die Rede sein.

Eine Phasenfolge im Sinne der drei Autoren würde nicht nur ein erheblich höheres Alter der Moränen des Schlieren-Stadiums voraussetzen, sondern ein derartiger zeitlicher Ablauf der Würmvergletscherung müsste sich unbedingt auch talmorphologisch äussern.

Insbesondere muss dabei die Tatsache auffallen, wonach es hinter dem Moränenstadium von Killwangen/Würenlos, und ganz besonders hinter demjenigen von Schlieren, in weit geringerem Masse zum Aufstau von Seen gekommen ist als hinter dem Zürich-Stadium, hinter dem sich – direkt oder etwas zurück – mit erstaunlicher Regelmässigkeit bedeutendere Seen einstellen, so dass das Zürich-Stadium geradezu als das Seenstadium bezeichnet wurde. Im Reussgebiet sind es: Sempachersee, Baldeggersee, der seither durch Schuttmassen der Kleinen Emme vollends aufgefüllte spätglaziale Reuss-See (S von Bremgarten) sowie der Ägerisee; im Linth-System: Zürichsee, Greifensee und Pfäffikersee; im Rhein-System: der heute ebenfalls vollständig verlandete Thursee (E von Ossingen), die Nussbaumer Seen und der Untersee.

R. STAUB (1939) hat die Entstehung der alpinen Randseen der Existenz von Toteis zugeschrieben. Dass Toteis für die Erhaltung der Seewannen der alpinen Randseen mitverantwortlich ist, steht heute ausser jedem Zweifel. Daneben fragt sich aber, wie weit nicht diese Hohlformen bereits – abgesehen von einer allfälligen tektonischen Ur-Anlage – das Erbe früherer Vergletscherungen sind.

Für die Zürichsee-Limmattalung ist eine risseiszeitliche Anlage höchst wahrscheinlich (cf. R. HANTKE 1959a). Dass die Hohlformen der Seen – als wannenartige Vertiefungen stellen sie morphologisch ganz bedeutende Eingriffe ins normale Längsprofil der Talläufe dar, die lediglich durch die Wasserfüllung nicht direkt in Erscheinung treten – sich besonders erst hinter dem Zürich-Stadium einstellen, wird dagegen verständlich, wenn wir einen längeren Gletscherhalt in diesem Bereich vor dem letzten hochglazialen Vorstoss des Stadiums von Killwangen/Würenlos annehmen.

Möglicherweise ist gerade die Existenz zahlreicher Seen hinter dem Zürich-Stadium für J. KNAUER mit ein Grund dafür gewesen, auch im schweizerischen Mittelland nach überfahrenen Moränen, besonders vor den alpinen Randseen, zu suchen.

Dass jedoch auch diese von J. KNAUER (1938) angeführten Überfahrungen recht bescheiden gewesen sein müssen, zeigen die ausserordentlich eindruckliche Moränenlandschaft von Gattikon (1,5 km SW von Thalwil) sowie die Gegend E von Adliswil. An beiden Orten lassen sich vom Hauptkamm gegen die Sihl abzweigende Moränenwälle des Zürich-Stadiums sehr leicht beobachten, welche die einstige Existenz von kleineren, ins Sihltal hinab vorstossenden Gletscherzungen und damit auch ein prähochwürmeiszeitliches Alter des unteren Sihltales dokumentieren.<sup>1)</sup> Mit abnehmender Eismächtigkeit werden diese Gletscherzungen sukzessive kleiner. Die innersten Wälle lassen nichts mehr von einer ins Sihltal abzweigenden Eiszunge erkennen, sondern verlaufen geradlinig als frische, kammartige Moränenwälle. Wenn die Überfahrung im frontalen Bereich von grösserer Bedeutung gewesen wäre, würden diese innersten Wälle fehlen; sie wären ohne jeden Zweifel durch die Überfahrung in Mitleidenchaft gezogen worden.

J. KNAUER (1938) glaubte auf den Seitenmoränen des Zürich-Stadiums verschiedentlich etwas Grundmoräne erkannt zu haben. Im besonders eindrucklichen Querprofil durch einen Wall des Zürich-Stadiums S des Etzliberges (1 km W von Thalwil) konnte allerdings auch J. KNAUER (1938, S. 7, Taf. 6, Fig. 11) nicht die geringste Spur einer aufliegenden Grundmoräne feststellen. Auch wir konnten an mehreren guten Aufschlüssen zwischen Etzliberg und Bergweiher (2 km S von Horgen) nirgends einwandfreie Grundmoräne auf den Wallmoränen des Zürich-Stadiums feststellen, die eine derartige Überfahrung dokumentieren würde. Die bereits von A. WETTSTEIN (1885, S. 21) erwähnten sumpfigen Tälchen zwischen den einzelnen Moränenwällen der Zimmerbergkette lassen sich ebensogut als während des Gletscherrückzuges abgelagerte Grundmoräne erklären.

---

<sup>1)</sup> Das Alter des unteren Sihltales, das, zufolge der es gegen das Zürichseeal abdämmenden Wallmoräne von Schindellegi (= Zürich-Stadium), meist als spätglazial, als jünger als das Zürich-Stadium, betrachtet worden ist, erhält dadurch ein etwas höheres Alter (H. SUTER 1956, S. 25). Es existierte mindestens bereits im Frühwürm als Abfluss des Sihlgletschers und als seitliche Schmelzwasserrinne des frühwürmeiszeitlichen Linthgletschers. Dies wird auch durch die prähochwürmeiszeitliche, von Schottern («Mittelterrassenschottern») erfüllte Sihlrinne Allmend-Laubegg-Heuried-Albisrieden-Schlieren bestätigt (cf. H. SUTER 1944, 1956).

Existierte nun wirklich die in den Ostalpen wahrscheinlich gemachte hochwürmeiszeitliche Überfahung im schweizerischen Mittelland nicht oder wurde diese bisher nur nicht erkannt?

Als nächste, auf das Zürich-Stadium folgende Phase wird von R. HUBER (1938, S. 170) das Stadium des Grossen Hafner unterschieden. An der Typlokalität, einer flach kuppelartigen Untiefe im untersten Zürichsee, sind die ursprünglichen Verhältnisse, wie auch an den anderen, den frontalen Eisrand dokumentierenden Untiefen des Kleinen Hafner und des Haumessergrundes, durch Bagger- und Auffüllarbeiten weitgehend umgestaltet worden; an den über das Seenniveau heraustretenden Seitenmoränen hindern die starke Überbauung und die damit verbundene Umgestaltung der ursprünglichen Lagerungsverhältnisse und Terrainformen sowie das Fehlen grösserer Aufschlüsse zu entscheiden, ob allenfalls das Hafner-Stadium als frühwürmeiszeitliches und später überfahrenes Stadium zu gelten habe.

Leider ist auch der von A. von Moos (1946, S. 45) angegebene Aufschluss am Öggisbüel bei Thalwil heute völlig überbaut.

Ähnlich ungünstig liegen die Verhältnisse am Greifensee und am Pfäffikersee. Die dem Zürich-Stadium entsprechende Stirnmoräne quert das Glattal erst bei Gfenn-Dübendorf, während der flache Wall von Schwerzenbach – möglicherweise ein Äquivalent des Hafner-Stadiums – sich W des Dorfes verliert. Am Pfäffikersee sind ohnehin alle Wälle sehr flach, so dass sich die Detailkorrelation äusserst problematisch gestaltet. Ob der innerste Wall von Hächweid-Pfäffikon dem Hafner-Stadium und die beiden ebenfalls sehr flachen, in der Ebene zwischen Pfäffikon und Fehraltorf rasch sich verlierenden Wälle von Lochweid und Weid allenfalls dem Zürich-Stadium (Lindenhof und Brauerei Hürlimann) entsprechen? Vielleicht vermögen geophysikalische Untersuchungen diese Frage abzuklären helfen.

Doch selbst wenn gute Aufschlüsse und geophysikalische Untersuchungen die Moränen des Hafner-Stadiums einwandfrei als überfahren erkennen liessen, bliebe immer noch abzuklären, ob diese Überfahung nur das Vorrücken nach einem kurzen Halt zwischen Schlieren- und Zürich-Stadium, gewissermassen die dazwischen liegende Kleinschwankung darstellt, oder ob sie effektiv das immer noch gesuchte Frühwürm-Stadium dokumentieren, von dem aus der hochglaziale Linthgletscher bis Killwangen vorgestossen wäre.

Auffällig ist jedoch die Trogschulter, die sich verschiedentlich im Niveau der Hafner-Moränen einstellt. Wie weit diese effektiv mit dem frühwürmeiszeitlichen Gletscherstand zusammenhängt und wie weit diese auf Härtestufen der Molasse zurückzuführen sein wird, bleibt noch abzuklären.

Dagegen dürfte allenfalls die eigentliche Tiefe der Seebecken, die beim Zürichsee erst etwa auf der Höhe von Zollikon einsetzt, mit einem frühwürmeiszeitlichen Eisstand in Zusammenhang stehen. Auffälligerweise endet auch das Seebecken des Untersees nicht bei den dem Zürich-Stadium zeitlich entsprechenden Stirnmoränen des Bodensee-Rheingletschers von Hemishofen, etwa 3 km unterhalb Stein a. Rh., sondern bereits oberhalb Eschenz, 2 km oberhalb Stein a. Rh. Dabei sind die Stirnmoränen auch in diesem Abschnitt nicht

sonderlich markant; sie können gerade noch als solche erkannt werden, während die linksseitigen Seitenmoränen S von Stein a. Rh. und von Eschenz recht deutlich in Erscheinung treten.

Vielleicht können zur Frage des frühwürmeiszeitlichen Gletscherstandes im Linth-System noch einige recht merkwürdige Schottervorkommen am rechten Zürichseehang beitragen, insbesondere der von hochwürmeiszeitlicher Grundmoräne überdeckte, stark verkittete und altersmässig bisher stets problematische Schotter von Wulp im Künsbacher Tobel. Dieser schon von A. WETTSTEIN (1885, S. 23) erwähnte Schotter liegt nach J. HUG (in J. HUG und A. BELLICK 1934, S. 111) in einer etwa 400 m breiten, in die Molasse eingetieften Rinne. Da dieser Schotter ziemlich genau der Höhenlage der Seitenmoränen des Zürich-Stadiums folgt, jedoch von Grundmoräne überdeckt ist, könnte er sehr wohl einen frühwürmeiszeitlichen Vorstoßschotter darstellen. Nach Zürcher Bezeichnung wäre er darnach in die obere «Mittelterrasse» zu stellen. Möglicherweise ist dieser Schotter mit demjenigen von Wetzwil (NE von Herrliberg) und einem kleinen, von Prof. Dr. H. SUTER (mündliche Mitteilung) seinerzeit beobachteten, heute vollkommen überbauten plateaubildenden Schottervorkommen im Gebiet des Balgrists zu verbinden.

Auch auf der linken Zürichseeseite, in der Gegend von Wädenswil, stellten schon ARN. ESCHER (1869), A. GUTZWILLER (1877, S. 132) und A. AEPPLI (1894, S. 70) von Moränen der letzten Eiszeit überdeckte Schotter fest. Während diese von A. AEPPLI (1894, S. 74), der Alpenrücksenkungstheorie ALB. HEIM's folgend, noch als älteren Deckenschotter betrachtet und damit in die Günzeiszeit gestellt worden sind, trat ROMAN FREI (1912, S. 61) für ein jüngerer Alter ein, am ehesten für Hochterrassenschotter. Sehr wahrscheinlich sind diese Vorkommen aber ebenfalls unserem frühwürmeiszeitlichen Schottersystem, den «Mittelterrassenschottern», zuzuordnen.

### Die würmeiszeitlichen Moränenstadien des Inn- und des Salzachgletschers

H. ANNAHEIM, A. BÖGLI und S. MOSER (1959, S. 84) ziehen zur Begründung ihrer Vermutung die Verhältnisse des würmeiszeitlichen Inn-gletschers heran, wo seit B. EBERL (1930) und J. KNAUER (1935, 1937 b) von der Überfahung eines Moränenstadiums die Rede ist. K. TROLL (1924) gibt auf seiner Karte die Lagebeziehungen der einzelnen Wallsysteme klar wieder. Von aussen nach innen unterscheidet er: zu äusserst die vorgeschobenen Endmoränen von Aying, dann die drei Stadien Kirchseeon, Ebersberg, Ölkofen, die er (1924, S. 38) mit den Stadien von Schaffhausen (Rüdlingen), Diessenhofen und Singen/Stein a. Rh. einerseits und Killwangen, Schlieren, Zürich andererseits vergleicht. Über 20 km alpeneinwärts folgt dann das Stephanskirchner Stadium (= Ammersee-Stadium), als dessen zeitliches Äquivalent sich zwanglos das Stadium von Konstanz beziehungsweise Rapperswil-Hurden ergibt.

Im Bereich des bayrischen Salzachgletschers charakterisiert E. EBERS (1955) die Verhältnisse derart, dass es für einen Vergleich mit dem Linth-System

eigentlich nur zu übersetzen gilt. Innerhalb des Hochwürms unterscheidet E. EBERS (1955, S. 97) im Gebiet des Salzachgletschers drei Hauptphasen, die sie mit Terrassen in Beziehung bringen kann: Unterweissenkirchen, Nunreuth, Radegund, und mit den von K. TROLL (1924) unterschiedenen Eisrandlagen des Inngletschers: Aying, Kirchseeon, Ebersberg, korreliert.

Daraus ergibt sich die Parallelisation mit den schweizerischen Stadien wie folgt:

Reussgletscher	Linthgletscher	Rheingletscher	Inngletscher	Salzachgletscher
äusserste Eisrandlagen			Aying	Unterweissen- kirchen
Mellingen	Killwangen/ Würenlos	Rüdlingen	Kirchseeon	Nunreuth
Stetten	Schlieren	Diessenhofen	Ebersberg	Radegund
Bremgarten	Zürich	Stein a. Rh.	Ölkofen	Lanzing

Während E. EBERS (1955) die ersten drei Phasen: Unterweissenkirchner Aussenphase, Nunreuther- und Radegunder Hauptphase zum Haupt-(Hoch-) Würm stellt, zählt sie den nächst inneren Moränenbogen, die Lanzinger (Ölkofner) Phase, welche «durch junge, typisch geformte Endmoränenkuppen . . .» gekennzeichnet ist, bereits zum Spätglazial, wogegen wir das Spätglazial mit P. WOLDSTEDT erst mit dem auf den nächsten, bedeutend grösseren Rückzug folgenden Stadium, dem Stadium von Rapperswil-Hurden – im Salzachgebiet mit den Rückzugsmoränen von Pfarrhof bei Teisendorf (= Stephanskirchner Stadium = Ammersee-Stadium) – beginnen lassen möchten.

Die Lanzinger Phase ist ohne Zweifel dem Zürich-Stadium gleichzusetzen, fährt doch auch E. EBERS (1955, S. 58) fort: «Mit dieser Phase» (der Lanzinger Phase) «beginnt die grosse Seenzeit des nördlichen Alpenvorlandes.» Mit der Seenzeit, der Eisseemoräne von Hurden, beginnt dann allerdings auch nach unserer Auffassung das Spätglazial; die diesen See abdämmenden Stirnmoränen wären dagegen noch als Bildungen der ausgehenden Hochwürmeiszeit zu betrachten.

Ins Frühwürm werden von E. EBERS ältere Schotter und überfahrene Moränen um den Tachingensee herum gestellt. Da diese einwandfrei oberhalb des Riss/Würm-Interglazials einzuordnen sind, schliesst E. EBERS (1955, S. 101), «dass zur Würmeiszeit schon einmal ein Zyklus von Vorgängen ablief, der mit demjenigen von Hauptwürm und seinen spätglazialen Rückzugserscheinungen grundsätzlich übereinstimmte: Moränen- und Schotterablagerungen und eine Rückzugsphase mit Seebildung.»

Dieses ältere Würm-Stadium, dem E. EBERS die breiten Kuppen von Kay, Weilham, Törring, Tengling und Oberstefling zuordnet, stellt nach ihr das überfahrene Würm-I-Stadium J. KNAUER's dar. Räumlich liegt dieser als Tenglinger Stadium bezeichnete Eisrand etwas interner als die Lanzinger (Ölkofner) Phase.

Eng damit in Zusammenhang steht das Altersproblem der Laufen-Schotter. PENCK und BRÜCKNER (1909) betrachteten sie als Rückzugsschotter ihrer Laufen-Schwankung, die jedoch A. PENCK (1922) auf Grund der von O. AMPFERER (1907,

1908) im Inntal gemachten Beobachtungen wieder aufgab, da AMPFERER im Inntal nur interglaziale, nicht aber interstadiale Bildungen erkennen konnte.

Lagerungsverhältnisse und räumliche Verbreitung der Laufen-Schotter lassen den Verdacht aufkommen, dass diese mit den höheren Teilen der «Mittelterrassenschotter» und mit den Münsingen-Schottern homolog sind, mit denen sie auch E. EBERS (1955, S. 106) vergleicht. Wie schon früher – «unbelastet» von Parallelisationsabsichten mit der ostalpinen und der nordeuropäischen Vereisung – ausgeführt wurde (R. HANTKE 1959a), liegen gute Gründe vor, die Münsingen-Schotter, welche P. BECK in seine Spiezer Schwankung stellte und auch stets mit den Schottern der Laufen-Schwankung PENCK's und BRÜCKNER's parallelisiert hatte, effektiv als deren zeitliches Äquivalent zu betrachten; nur ist diese nicht nach, sondern v o r dem Hochwürm einzuordnen.

Ein Versuch, diese Schwankung, zusammen mit den Schottern von Eschenbach – einem zeitlichen Äquivalent der Aatalschotter – zwischen die Stadien von Schlieren und Killwangen einzuordnen, wie sich dies offenbar A. BÖGLI (in E. EBERS 1955, S. 106) vorstellt, stösst aber stratigraphisch, paläobotanisch – und damit chronologisch auf Grund der C<sup>14</sup>-Bestimmungen – als auch morphologisch auf Widersprüche.

### Die Moränenstadien der nordeuropäischen Weichsel-Vereisung

Betrachten wir kurz noch die Lagebeziehungen der Moränengirlanden, wie sie aus dem Bereich der nordeuropäischen Vereisung bekannt wurden.

Während zwischen Elbe und Warthe die Moränen des Brandenburger Stadiums den äussersten Eisrand der Weichsel-Vergletscherung (= Würm-Vergletscherung der Alpen) markieren, wird dieses Stadium gegen E, an der mittleren Weichsel, vom nächst inneren Moränengürtel, dem Frankfurter (= Posener) Stadium, überfahren, so dass dort die Moränen des Frankfurter Stadiums ein Stück weit den äussersten Eisrand der letzten Vergletscherung dokumentieren. In Ostpreussen erscheinen dann nach P. WOLDSTEDT (1958, S. 11) die Moränen des Brandenburger Stadiums wieder unter denjenigen des Frankfurter Stadiums, während in Schleswig-Holstein und auf Jütland die beiden zeitlich anscheinend eng zusammengehörenden Stadien nahe beieinander liegen, wobei bald das eine, bald das andere die äusserste Grenze der Weichsel-Vereisung bildet.

Dieses Verhalten der Moränen des Frankfurter Stadiums spricht eindeutig für ein höheres Alter des äussersten Moränengürtels, des Brandenburger Stadiums. Es lässt sich somit gerade ein umgekehrtes Verhalten erkennen als dies H. ANNAHEIM, A. BÖGLI und S. MOSER für das zentrale schweizerische Mittelland postulieren.

Als nächstes ausgeprägtes Moränenstadium folgt im Bereich der nordeuropäischen Vereisung das Pommersche oder Baltische Stadium (= Südpommersches Stadium nach K. RICHTER 1937). Dieses liegt nach P. WOLDSTEDT (1958, S. 134) zwischen Elbe und Weichsel 100 bis 200 km hinter dem Brandenburger beziehungsweise Frankfurter Stadium zurück.



Das Pommersche Stadium<sup>2)</sup> wird allgemein mit dem Zürich-Stadium<sup>3)</sup> der alpinen Vereisung in Beziehung gebracht, was neuerdings durch einige erste C<sup>14</sup>-Analysen wahrscheinlich gemacht werden konnte, aber durch weitere Bestimmungen noch zu festigen sein wird.

Wie P. WOLDSTEDT (1938, S. 487) hervorhebt, wurde dieses Stadium, entgegen der von J. KNAUER (1937a) postulierten Auffassung, wonach das Pommersche Stadium das älteste Stadium darstellen soll, nicht überfahren, sondern ist eindeutig jünger als das Brandenburger und Frankfurter Stadium.

Als Moränen eines überfahrenen Stadiums werden im Bereich der Ostsee, wie P. WOLDSTEDT (1958, S. 11) ausführt, die Höhen SE, W und N von Stettin sowie die weiter W gelegenen Höhen von Jatznick betrachtet. Weiter gegen W soll sich dieses überfahrene Stadium als Rosenthaler Staffel in Mecklenburg fortsetzen.

Das Stettiner Stadium liegt überall rund 50 km innerhalb des Pommerschen Stadiums. Es scheint daher nur natürlich, ein derartiges älteres und kräftig überfahrenes Stadium im schweizerischen Mittelland ebenfalls innerhalb des Zürich-Stadiums zu suchen. Gewiss, Rückzugsdistanzen zwischen einzelnen Stadien können nicht direkt von der nordischen auf die alpine Vereisung übertragen werden; selbst Proportionen von Rückzugsdistanzen sind mit Vorsicht aufzunehmen, im Gesamtrahmen der Vereisungen können sie jedoch trotzdem vergleichbare Werte liefern.

So würden die 100 km zwischen Brandenburger und Pommerschem Stadium im Limmattal nur 16 km (Killwangen-Zürich) und der im Oder-Querschnitt rund 60 km messenden Distanz zwischen Frankfurter und Pommerschem Stadium im Limmattal rund 9 km (Schönenwerd-Zürich) entsprechen. Für das rund 40 bis 50 km N des Pommerschen Stadiums gelegene, überfahrene Stettiner Stadium ergäben sich somit etwa 6 km im Linth-System, während das um 28 km weiter alpeneinwärts gelegene Stadium von Rapperswil-Hurden dem rund 150 bis 200 km N des Pommerschen Stadiums gelegenen Velgaster-Langeland-Stadium sowie der Rügener Staffel und damit dem Rigaer Stadium entsprechen würde.

Wie sich die Korrelation der jüngeren alpinen Stadien mit den süd- und mittelschwedischen Endmoränenlagen gestaltet, bleibt noch abzuklären. Dass den drei Stadien des Salpausselkä, die in S-Finnland nur etwa 40 km auseinanderliegen, in den Alpen die drei Stadien: Schlern, Gschnitz und Daun mit Schneegrenzendepressionen von rund 800, 600 und 400 m entsprechen sollen, bedarf noch einer gründlichen Überprüfung.

Der Vergleich mit der nordeuropäischen Vereisung zeigt, dass die einzelnen Stadien einer Vereisung nicht unbedingt konform zueinander verlaufen müssen,

<sup>2)</sup> Auf Grund einer C<sup>14</sup>-Bestimmung einer Kalkgyttja aus der Hamburger Stufe I von Meiendorf (Holstein), die ein Alter von  $15\,750 \pm 800$  Jahren ergab (H. GROSS 1958, S. 176), nimmt P. WOLDSTEDT (1958, S. 151) ein Mindestalter von 14 000 Jahren v. Chr.

<sup>3)</sup> Eine Bestimmung eines Braunmoostorfes auf der untersten Kulturschicht – Rentierjäger des Magdalénien – von der Schussenquelle bei Ravensburg ergab  $14\,470 \pm 385$  Jahre vor heute (H. GROSS 1958, S. 176).

sondern dass effektiv Überfahrungen sich einstellen können. Wie weit jedoch die Überfahrung des Frankfurter Stadiums im Gebiet der mittleren Weichsel auf lokalklimatische Differenzen zurückzuführen ist und wie weit in diesem Raum isostatische Ursachen mit im Spiele sind, wird schwer abzuklären sein.

Für den räumlich enorm viel enger begrenzten Bereich des Linth- und des Reussgletschers sind aber klimatische Unterschiede von derartiger Tragweite höchst unwahrscheinlich. Vielmehr lassen sich die einzelnen, durch Moränenwälle dokumentierten hochwürmeiszeitlichen Gletscherstände des Reuss- und des Linth-Systems über den Mutschellen, durch die Bonstetter Talung, über die Senke von Sihlbrugg und endlich über die Pässe von Rothenthurm und von Morgarten ohne grosse Schwierigkeit miteinander korrelieren (cf. R. HANTKE 1958).

Das allfällige Argument, wonach auch heute selbst in einem relativ beschränkten Gebiet der eine Gletscher zurückgehe, während der andere vorstosse, ist zurückzuweisen. Bei den heute sich vollziehenden Gletschervorstössen und -rückzügen handelt es sich grössenordnungsmässig um maximal einige Zehner von Metern pro untersuchte Zeitspanne, während es bei den in Frage stehenden Phasen um die Grössenordnung 10 km, also um mindestens zweihundertmal grössere Beträge geht, um Unterschiede in der Schneegrenzendepression von über 100 m. Im Gegenteil, es ist geradezu erstaunlich, mit welcher Konstanz sich feinste Schwankungen abzeichnen und von einem Zungenbecken ins andere sich verfolgen lassen. Normale Abfolge im einen System und einwandfrei festgestellte Überfahrung eines Moränenstadiums im benachbarten System müssten im schweizerischen Mittelland – ursprünglich gleiche Moränenhöhe und gleicher Eisabfluss allerdings vorausgesetzt – auf tektonische Absenkung von offenbar isostatisch labileren Gebieten, etwa als Folge der Überlastung durch die Gletscherzungen, zurückgeführt werden. Dabei sollten dann allerdings nicht nur im Stirngebiet überschlifene und von Grundmoränen bedeckte Wallformen auftreten; derartige Erscheinungen müssten unbedingt auch an den Seitenmoränen zu beobachten sein, da der Gletscher nicht nur vorstösst oder zurückweicht, sondern sich stets als dreidimensionaler Eisstrom gebärdet.

Ob dies für die von H. ANNAHEIM, A. BÖGLI und S. MOSER postulierten Überfahrungen im Reuss-System effektiv zutrifft?

#### P. S.: Berichtigung zu R. HANTKE (1959a: 16 und 32)

Wie mir Herr Dr. H. JÄCKLI mitteilt, liegen am Hiltiberg zwei verschiedenaltige Moränen vor: effektiv unter dem Hochtterrassenschotter und in einer Kiesgrube aufgeschlossene, riss-eiszeitliche Grundmoräne und die angelagerte äusserste Wallmoräne der Hochwürmeiszeit.

Herrn Prof. Dr. M. WELTEN verdanke ich die Mitteilung, dass die Burgäschi-Schwankung nicht der Alleröd-Schwankung gleichzusetzen ist, sondern eine frühere, nachhochwürmeiszeitliche Schwankung darstellt.

## Literaturverzeichnis

- AEPPLI, A. (1894): Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 4.
- AMPFERER, O. (1907): Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntal. Z. Gletscherkunde, 2, 29—54, S. 112—127.
- (1908): Über die Entstehung der Inntalterrassen. Z. Gletscherkunde, 3, S. 52—142.
- ANNAHEIM, H., BÖGLI, A., und MOSER, S. (1958): Die Phasengliederung der Eisrandlagen des würmeiszeitlichen Reussgletschers im zentralen schweizerischen Mittelland. Geogr. Helv., 13, 3, S. 217—231.
- (1959): Bemerkungen zum Artikel von H. JÄCKLI: «Wurde das Moränenstadium von Schlieren überfahren?» Geogr. Helv., 14, 2, S. 82—84.
- BECK, B. (1915): Zeugen der Eiszeit. Zürich (Beer).
- BECK, P. (1933): Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. Eclogae geol. Helv., 26, 2, S. 355—437.
- BÖGLI, A. (1951): Die Entstehung des Baldeggersees. Heimatkunde Seetal, 25.
- (1955): Aus der Arbeit der Schweiz. Geomorphologischen Gesellschaft: Die Herbstexkursion 1954. Geogr. Helv., 10, 2, S. 100/101.
- (1958, 1959): cf. ANNAHEIM, H., BÖGLI, A., und MOSER, S.
- BRÜCKNER, E. (1886): Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Geogr. Abh., 1, Wien.
- (1909): cf. PENCK, A., und BRÜCKNER, E.
- BUGMANN, E. (1958): Eiszeitformen im nördlichen Aargau. Mitt. aarg. natf. Ges., 25.
- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. Ihr Ablauf, ihre Chronologie auf Grund der Aufnahmen im Bereich des Lech- und des Illergletschers. Augsburg (Fölser).
- EBERS, E. (1955): Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter. Ein Beitrag zur Gliederung der Würmeiszeit aus dem bayrischen Salzachvorlandgletscher. Eiszeitalter u. Gegenwart, 6, S. 96—109.
- ESCHER, ARN. (1844): Naturhistorische Umriss. Geologisches. In: MEYER VON KNONAU, G.: Gemälde der Schweiz: Der Canton Zürich. St. Gallen und Bern (Huber).
- (1869): Über die quartären Conglomerate der Uetliberg-Kuppe (Uto). Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, 14, 1, S. 107—113.
- FREI, E. (1946): Exkursion Nr. 11: Zürich–Forch–Greifensee–Dübendorf–Schwamendingen. Nr. 12: Küsnachter Tobel–Forch–Pfannenstiel–Wetzwil–Erlenbach–Küsnacht. In: Geologische Exkursionen in der Umgebung von Zürich. Zürich (Leemann), S. 72—81, 82—86.
- FREI, ROMAN (1912): Monographie des schweizerischen Deckenschotter. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 37.
- GROSS, H. (1958): Die bisherigen Ergebnisse von  $C^{14}$ -Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. Eiszeitalter und Gegenwart, 9, S. 155—187.
- GUTZWILLER, A. (1877): Molasse und jüngere Ablagerungen, enthalten auf Blatt IX des eidg. Atlas. Beitr. geol. Karte Schweiz, 14, 1.
- HANTKE, R. (1958): Die Gletscherstände des Reuss- und Linth-Systems zur ausgehenden Würmeiszeit. Eclogae geol. Helv., 51, 1, S. 119—149.
- (1959 a): Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter. Die riss/würm-interglazialen Bildungen im Linth/Rhein-System und ihre Äquivalente im Aare/Rhone-System. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, 104, 1.
- (1959 b): Der spätglaziale Vorstoss des Glärnischgletschers. Geogr. Helv., 14, 2, S. 76—78.
- HEIM, ALB. (1890): Die Geschichte des Zürichsees. Neujahrsbl. d. Naturf. Ges. Zürich, 93, (1891).
- (1894): Die Entstehung der alpinen Rand-Scen. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, 39, 1, S. 66—84.
- (1919): Geologie der Schweiz, 1. Leipzig (Tauchnitz).
- HUBER, R. (1938): Der Schuttkegel der Sihl im Gebiete der Stadt Zürich und das prähistorische Delta im See. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, 83, 1/2, S. 131—209.

- HUBER, R. (1956): Ablagerungen aus der Würmeiszeit zwischen Bodensee und Aare. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, 101, 1.
- HÜBSCHER, J. (1951): Über Quellen, Grundwasserläufe und Wasserversorgungen im Kanton Schaffhausen. Neujahrsbl. d. Naturf. Ges. Schaffhausen, 3.
- HUG, J. (1917): Die letzte Eiszeit der Umgebung von Zürich. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, 62, 1/2, S. 125—142.
- HUG, J., und BEILICK, A. (1934): Die Grundwasserverhältnisse des Kantons Zürich. Beitr. Geologie Schweiz, geotechn. Ser. Hydrol., 1.
- JÄCKLI, H. (1951): Morphologische Karte Rohrdorf-Bremgarten, 1 : 25 000. Geol. Ges. Zürich.
- (1956): Talgeschichtliche Probleme im aargauischen Reusstal. Geogr. Helv., 11, 1, S. 46—59.
- (1959): Wurde das Moränenstadium von Schlieren überfahren? Geogr. Helv., 14, 2, S. 78—82.
- KLEBELSBERG, R. VON (1949): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, 2, Wien (Springer).
- KNAUER, J. (1935): Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit (Vorrückungsphase) im süd-deutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. Abh. geol. Landesuntersuch. Bayer. Oberbergamt, 21, München.
- (1937 a): Sind die Pommerschen Moränen Vorrückungs- oder Rückzugsmoränen? Z. Gletscherkunde, 25, S. 227—232.
- (1937 b): Widerlegung der Einwendungen C. TROLL's gegen die Vorrückungsphase der Würm-Eiszeit. Mitt. geogr. Ges. München, 30.
- (1938): Über das Alter der Moränen der Zürich-Phase im Linthgletschergebiet. Abh. geol. Landesuntersuch. Bayer. Oberbergamt, 33, München.
- (1954): Über die zeitliche Einordnung der Moränen der «Zürich-Phase» im Reussgletschergebiet. Geogr. Helv., 9, 2, S. 71—85.
- KOPP, J. (1959): Auf den Spuren des Reussgletschers. Die Alpen, 35, 1, S. 48—52.
- LEEMANN, A. (1958): Revision der Würmterrassen im Rheintal zwischen Diessenhofen und Koblenz. Geogr. Helv., 13, 2, S. 89—173.
- MEISTER, J. (1898): Neuere Beobachtungen aus den glacialen und postglacialen Bildungen um Schaffhausen. Jb. Gymn. Schaffhausen 1897/98.
- MOOS, A. VON (1943): Zur Quartärgeologie von Hurden-Rapperswil (Zürichsee). Eclogae geol. Helv., 36, 1, S. 125—137.
- (1946): Exkursion Nr. 7: Thalwil-Albispass-Affoltern a. A.—Jonen—Bonstetten. In: Geologische Exkursionen in der Umgebung von Zürich. Geol. Ges. Zürich. Zürich (Leemann), S. 45—51.
- MOSER, S. (1958): Studien zur Geomorphologie des zentralen Aargaus. Geogr.-ethnogr. Ges. Basel, Mitt. 10, (1955—1957).
- (1958, 1959): cf. ANNAHEIM, H., BÖGLI, A., und MOSER, S.
- MÜHLBERG, F. (1896): Der Boden von Aarau. Festschr. Einweihung Kantonsschulgebäude Aarau, Aarau (Sauerländer).
- (1904): Geologische Karte des unteren Aare-, Reuss- und Limmat-Tales, 1 : 25 000, mit Erläuterungen. Schweiz. geol. Komm., 31.
- (1910): Geologische Karte des Hallwilersees und des obern Winen- und Surtales, 1 : 25 000, mit Erläuterungen. Schweiz. geol. Komm., 54.
- PAVONI, N. (1957): Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, 102, 5.
- PENCK, A. (1922): Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglacialzeit in den nördlichen Alpen. Sitzungsber. preuss. Akad. Wiss., 20, S. 214—251.
- PENCK, A., und BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig (Tauchnitz).
- RATHJENS, C. (1951): Über die Zweiteilung der Würmeiszeit im nördlichen Alpenvorland. PETERMANN's geogr. Mitt., 95, 2, S. 89—97.
- (1955): Zur Frage der Gliederung der Würmeiszeit. PETERMANN's geogr. Mitt., 99, 2, S. 81—87.

- RICHTER, K. (1937): Die Eiszeit in Norddeutschland. In: Deutscher Boden, 4, Berlin (Bornträger).
- STAUB, R. (1939): Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen. *Eclogae geol. Helv.*, 31, 2, S. 239—258.
- STEIN, M. (1949): Morphologie des Glattales. Diss. Univ. Zürich, Uster.
- SUTER, H. (1939): Geologie von Zürich einschliesslich seines Exkursionsgebietes, mit geol. Karte 1 : 150 000. Zürich (Leemann).
- (1944): Glazialgeologische Studien im Gebiet zwischen Limmat, Glatt und Rhein. *Eclogae geol. Helv.*, 37, 1, S. 83—98.
- (1956): Geologie des Sihltales. Bl. Vereinig. «Pro Sihltales», 6.
- TROLL, K. (1924): Der diluviale Inn-Chiemsee-Gletscher. Das geographische Bild eines typischen Alpenvorlandgletschers. *Forsch. deutsche Landes- u. Volkskunde*, 23, 1.
- (1925): Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. *Mitt. geogr. Ges. München*, 18.
- (1936): Die sogenannte Vorrückungsphase der Würmeiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückgang. *Mitt. geogr. Ges. München*, 29.
- WETTSTEIN, A. (1885): Geologie von Zürich und Umgebung, mit geol. Karte 1 : 40 000. Diss. Univ. Zürich, Frauenfeld (Huber).
- WOLDSTEDT, P. (1935): Geologisch-morphologische Übersichtskarte des Norddeutschen Vereisungsgebietes, 1 : 1,5 Mill. Berlin (Geol. L.-A.).
- (1938): Über Vorstoss- und Rückzugsfronten des Inlandeises in Norddeutschland. *Geol. Rundschau*, 29, S. 481—490.
- (1955): Die Gliederung des Pleistozäns in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten. *Geol. Fören. Förhandl.*, 77, S. 525—545.
- (1958): Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs, 2. Stuttgart (Enke).