

Zur Altersfrage des höheren und des tieferen Deckenschotter in der Nordostschweiz

Von

RENÉ HANTKE

Problemstellung

Seit A. GUTZWILLER (1894, 1912), E. BRÜCKNER (1909) und ROMAN FREI (1912) werden in der Schweiz zwei hochgelegene Schotterfluren unterschieden und als Reste früherer, altpleistozäner Talbodenfüllungen gedeutet. Da sie auf dem Tafeljura und auf Molassehöhen des nördlichen Mittellandes meist zusammenhängende und oberflächlich stark verkittete Schotterplatten bilden, die sich mehr oder weniger gut in zwei Systeme einfügen lassen, wurden sie als höherer (oder älterer) und tieferer (oder jüngerer) Deckenschotter bezeichnet und der Günz- bzw. der Mindel-Eiszeit zugeschrieben. In der dazwischenliegenden Interglazialzeit wären die Talsohlen bis auf die Auflagerungsfläche des tieferen Deckenschotter eingeschnitten worden.

Diese Deutung des pleistozänen Geschehens dürfte wohl für den Bereich ausserhalb der grössten Vergletscherung, in der Schweiz für das Rheintal unterhalb Rheinfeldens, zutreffen. Dort lassen sich beidseits des Rheins bis über Basel hinaus mehrere kleinere und grössere Schottervorkommen beobachten, die sich zwanglos Schotterfluren zuordnen lassen und tatsächlich früheren Kaltzeiten entsprechen dürften.

Für den innermoränischen Bereich, insbesondere für denjenigen innerhalb der Würm-Endmoränen, scheinen die Dinge nach den neuesten Untersuchungen jedoch etwas komplexer zu liegen als bisher allgemein angenommen wurde. Jedenfalls sind nicht sämtliche, bisher als ältere bzw. jüngere Deckenschotter angesprochenen Schottervorkommen altpleistozän und der Günz- bzw. der Mindel-Eiszeit zuzuordnen. Dies gilt zunächst für die alpennahen Vorkommen am Regelstein S des Ricken, die hochgelegenen Schotter im oberen Tösstal, am Tannenbergr NW St. Gallen, auf der Heid ENE Wil, aber auch für diejenigen auf der Albiskette, an der Lägern und selbst für das klassische Gebiet der schweizerischen Deckenschotter, für den Raum zwischen dem Untersee und der unteren Aare.

Da Deckenschotter-Ablagerungen in der Westschweiz fehlen, wurde A. JAYET schon vor 20 Jahren dazu geführt, die Eiszeitenfolge dort auf zwei Vergletscherungen, auf eine Riss- und eine Würm-Eiszeit, zu beschränken. Ihm folgte später F. HOFMANN

(1951) für den Abschnitt des thurgauisch-st. gallischen Grenzgebietes. Das Fehlen altpleistozäner Ablagerungen in der Westschweiz innerhalb des Bereiches der Würm-Vereisung lässt sich jedoch verstehen, wenn wir in Betracht ziehen, dass auch in der Nordostschweiz verschiedene, bisher als höhere und tiefere Deckenschotter bezeichnete Schottervorkommen gar nicht der Günz- bzw. der Mindel-Eiszeit zuzuweisen sind, sondern jüngere, riss- und würmeiszeitliche Eisrandschotter darstellen. Ursprünglich allenfalls vorhandene ältere Schotter wurden innerhalb der äussersten Gletscherenden der Würm-Eiszeit zweifellos grösstenteils wieder ausgeräumt; dagegen blieben solche ausserhalb der Reichweite des letzteiszeitlichen Maximalstandes weitgehend erhalten.

So beobachtete neulich R. F. RUTSCH bei Kartierungsaufnahmen um Signau im Emmental ausserhalb der Würm-Vergletscherung in verschiedenen Höhen randglaziale Schotter, die er als risseiszeitliche Ablagerungen deuten möchte. In der Ostschweiz wären derartige hochgelegene verkittete Schottervorkommen bedenkenlos als Deckenschotterreste interpretiert und ins Altpleistozän gestellt worden.

Die Auffassung, wonach die höheren Deckenschotter einst auf einer sanft gegen NW einfallenden Peneplain abgelagert worden wären, ist schon mehrfach angezweifelt worden. Aus den verschiedenen Höhenlagen der Auflagerungsfläche und aus dem lokalen Verband von Molasse und Schotter leitet H. SUTER (1944: 84) ab, dass die Vorkommen von höherem Deckenschotter zwischen Limmat, Glatt und Rhein, dem Hauptverbreitungsgebiet der Deckenschotter in der Nordschweiz, nicht als Reste einer einzigen, ursprünglich mehr oder weniger zusammenhängenden Schotterdecke betrachtet werden können, sondern dass sie vielmehr Reste von in Felsrinnen eingelagerten Schottersträngen darstellen, die durch breite Molasserücken voneinander getrennt waren.

Die Annahme, dass die Schotterfluren über die heutigen Täler hinweg miteinander zu verbinden sind, dürfte nicht ohne weiteres zutreffen. Vielmehr kommt einer solchen Fastebene als einstige Landoberfläche gar keine reale Existenz zu, hingegen lassen sich zahlreiche Vorkommen zwanglos als seitliche Schotterfluren mächtiger Gletscher erklären, die ganz bestimmte Eisränder voraussetzen. Die einstige Landoberfläche wäre somit durch Ränder einstiger Eisoberflächen zu ersetzen.

Während früher das Verhältnis von Glazialerosion und fluviatiler Erosion lange Zeit nicht klar erkannt und damit die Talbildung in der Schweiz, insbesondere von ALB. HEIM, einseitig der fluviatilen, interglazialen Eintiefung zugeschrieben wurde, konnte diese Auffassung in neuerer Zeit durch schlüssigere Beweise einwandfrei widerlegt werden. Dagegen ist der jungtertiären, insbesondere der pliozänen fluviatilen Erosion viel zu wenig Beachtung geschenkt worden.

Im schweizerischen Mittelland wurde die Eintiefung bisher im wesentlichen in die Günz/Mindel- und in die Mindel/Riss-Interglazialzeit verlegt. Die Talbildung ist jedoch teilweise sicher älter und, wie ALB. HEIM annahm, tatsächlich fluviatil. Sie dürfte, wie auf der S-Abdachung der Alpen, zu einem beträchtlichen Masse ins Pliozän fallen, dessen Dauer ein Vielfaches des Pleistozäns betrug. Ohne Zweifel setzte sie bereits während und unmittelbar nach der mise-en-place der helvetischen Decken ein, als sich kräftigere Niveaudifferenzen einstellten. Da in der Schweiz pliozäne Ablagerungen, von einigen kleinen disjunkten Vorkommen abgesehen,

fehlen, ist es höchst wahrscheinlich, dass eben bereits damals und nicht erst im Eiszeitalter kräftig erodiert wurde.

Ohne Zweifel haben Grabenbrüche bei der Talbildung mitgewirkt, doch sind sie grösstenteils kaum jungpleistozänen Alters, sondern dürften mit den letzten bedeutenderen alpinen Bewegungen in Zusammenhang zu bringen sein. Damit ist auch die Frage, ob wirklich die Eintiefungen im Mittelland stets in den Interglazialzeiten erfolgten, erneut aufgegriffen. Ob Erosion oder Akkumulation vorlag, hing stets von der Lage der jeweils wirksamen Erosionsbasis ab. Kolkwirkung der vorstossenden Gletscher und glazial isostatische Überlegungen lassen im gefällsarmen Mittelland die Taleintiefungen des Pleistozäns vielmehr in die Kaltzeiten verlegen. Überdies kam es wohl auch schon in den früheren Interglazialzeiten in glazial übertieften Tälern des Mittellandes zur Seebildung und damit über weite Strecken zur Akkumulation limnischer Sedimente. Insbesondere deuten die tiefen, vom spätrisseiszeitlichen Gletscher freigegebenen Wannen, die — durch Bohrungen mehrfach nachgewiesen — von grossen Seen eingenommen wurden und in denen vor der Würm-Eiszeit mächtige graue Tone zur Ablagerung gelangten, allgemein für interglaziale Akkumulation in den grösseren Talsystemen des Mittellandes. Im alpinen Bereich dagegen erfolgte besonders nach der Freigabe der Täler durch die Gletscher eine kräftige Ausräumung des kaltzeitlich gelockerten und noch nicht von einer Vegetationsdecke hinreichend geschützten Schuttmaterials.

Hochgelegene Schotter zwischen Zürich und dem Alpenrand

Neuere Untersuchungen im Grenzbereich zwischen Linth/Rhein- und Bodensee-Rhein-System und zwischen Linth/Rhein- und Muota/Reuss-System (R. HANTKE 1960, 1961b) liessen erkennen, dass zahlreiche, bisher auf Grund ihrer Höhenlage zu den Talsohlen, ihres Verkittungsgrades sowie auf Grund des Auftretens von hohlen Geröllen als Deckenschotter älteren Kaltzeiten zugeordnete Schottervorkommen — etwa jene des Üetliberges und des Albis — sich viel zwangloser als jüngere Eisrandschotter, als Schotter der Würm- oder der Riss-Eiszeit, ins pleistozäne Geschehen einfügen.

Im Gebiet zwischen Zürichsee und Zugersee wurde das jüngere Alter der tief gelegenen Schotter des Josefsgütsch und der Baarburg, die ALB. HEIM (1894, 1919) noch als durch alpine Rücksenkung in ihre tiefere Lage gelangt betrachtete und als älteren Deckenschotter der Günz-Eiszeit zuwies, schon von E. BRÜCKNER (1909) und R. FREI (1912) klar erkannt. Nicht die Schotter sind im Pleistozän abgesenkt worden, sondern die Molasseschichten wurden zwischen Albis und Höhrnonen bereits im Pliozän zu einer deutlichen Synklinale verbogen, was N. PAVONI (1957) bestätigen konnte.

Die von ALB. HEIM (1894, 1919) postulierte Rücksenkung der Deckenschotter liess A. WEBER (1928) über dem Glattal allmählich ausklingen, da sich die von ihm zwischen oberem Tösstal und Alpenrand entdeckten hochgelegenen Schottervorkommen auf dem Stoffel, bei Ober-Rellsten, auf der Ghöchweid und am Regenstein fast normal in das alpenwärtig allmählich steiler werdende Ansteigen der

Deckenschotterflur einfügen. Die etwas tiefer gelegenen Vorkommen von Saalweid auf der Nordseite des Stoffels und am Schlosskopf SW Steg ordnete WEBER einem konform ansteigenden, etwa 100 m tiefer gelegenen Niveau, dem tieferen Deckenschotter, zu.

Die Umdeutung der von A. WEBER der «hohen» und der «mittleren» Terrasse zugewiesenen Schottervorkommen zu früh- und hochwürmeiszeitlichen Ablagerungen (R. HANTKE 1960, H. SUTER und R. HANTKE 1962) ist nicht ohne Konsequenzen für die Deutung der höheren Schotterplatten. Die in einer Höhe von 1300 m gelegenen Schotter am Regelstein dürften wahrscheinlich zusammen mit den darüber liegenden erratischen Schrattealkalkblöcken bei einem risseiszeitlichen Gletscherstand abgelagert worden sein, ganz analog wie die von Moränen bedeckten Schotter auf dem Ricken, die WEBER — zufolge ihrer Höhenlage — als Hochterrassenschotter der Riss-Eiszeit (Riss I) zuwies, frühwürmeiszeitliche Vorstossschotter darstellen. Bei einer Zuordnung der Ablagerungen am Regelstein zu einem Gletscherstand, bei dem das Eis bis Möhlin reichte, ergäbe sich ein Gefälle der Eisoberfläche von $10^{\circ}/_{00}$, bei einem Zungenende bei Koblenz ein solches von $11^{\circ}/_{00}$ und bei einem Eisrand bei Turgi $12,6^{\circ}/_{00}$. Auffällig ist ferner, dass die beiden randlich angelagerten Deckenschottervorkommen des Bachtelgebietes, diejenigen auf der Ghöchweid und bei Ober-Rellsten, von Grundmoräne unterteuft werden, wie dies an der Basis des Üetli-berg-Deckenschotters zu beobachten ist.

Ebenso konnte im Grenzgebiet zwischen Linth/Rhein- und Muota/Reuss-System dargetan werden (R. HANTKE 1961 b), dass die hochgelegenen Schotter am Rossberg SW Schindellegi (N. PAVONI 1956) sowie die Schotter am Gubel S Menzingen als risseiszeitliche Vorstossschotter zu deuten sind. Bereits R. FREI (1912) betrachtete die am Gubel, im Winkel zwischen Linth/Rhein- und Muota/Reussgletscher, abgelagerten Schotter als Hochterrassenschotter und stellte sie damit in die Riss-Eiszeit.

Die Deckenschottervorkommen bei St. Gallen

Am Tannenbergr NW St. Gallen entdeckte CH. FALKNER mehrere Vorkommen von verkitteten Schottern, die mit horizontaler Auflagerungsfläche der Molasse aufliegen. Diese Schotter wurden zuerst als ältere (A. GUTZWILLER 1900), später als jüngere Deckenschotter (R. FREI 1912a) gedeutet. Auf Grund sedimentpetrographischer Untersuchungen konnte F. HOFMANN (1958) das höchste Vorkommen, dasjenige von Tannerwald, das sich hinsichtlich Geröllinhalt — fast nur Flyschkomponenten — und Zusammensetzung der Sande — Granat-Zirkon-Rutil-Erz-Schwere-mineralkombination, Quarzreichtum und rein kalkiger Karbonatgehalt — grundsätzlich von den übrigen Schottervorkommen unterscheidet, der obersten Molasse zuordnen, da es materialmässig mit der darunterliegenden Oberen Süsswassermolasse völlig übereinstimmt. HOFMANN betrachtet diese fluviatilen Schotter als Ablagerungsprodukt einer E des Hörnlischuttjächers gelegenen Bodensee-Schüttung, deren Einzugsgebiet in Vorarlberg lag. Da diese vor der Entstehung des Rheintales und damit vor der pliozänen Phase der alpinen Gebirgsbildung erfolgt sein musste, kann sie nicht pleistozänen Alters sein.

Die etwas tiefer gelegenen Schottervorkommen von Grimm-Aetschberg sind

schlecht aufbereitet und kaum geschichtet (F. HOFMANN 1958: 480), was auf eine glazifluviatile Ablagerung mit verschwemmter Moräne hindeutet.

Das Auftreten verkitteter Schotter an der WSW-Seite des Tannenberges beweist jedoch in keiner Weise deren hohes pleistozänes Alter. Selbst die eingeschlossenen hohlen Gerölle bieten hierfür keinen zwingenden Beweis, um so mehr, als sich in verschiedenen, bisher dem Deckenschotter zugeordneten Vorkommen, etwa in den Sihl- und Lorzenschottern oder auf dem Albiskamm, bei denen sich ebenfalls ein jüngeres Alter aufdrängt (R. HANTKE 1961 b, H. SUTER und R. HANTKE 1962), auch hohle Gerölle einstellen.

Aus der Tatsache, dass die Schotter von Grimm-Aetschberg von Jungmoränen überlagert werden, geht hervor, dass sie prähochwürmeiszeitlich sein müssen. Da der Moränenwall, der etwa 500 m W von Tannenberg einsetzt und über Niederwil-Fronackeren-Andwil-Wilen-Mettendorf und von Wilen über Lindenberg nach Gossau verläuft, das Zürich-Stadium des den Tannenberg nördlich umfließenden Bodensee/Rheingletscher dokumentiert und da auch das Vorkommen vom Aetschberg (741730/255230) sich in genau gleicher Situation zu den würmeiszeitlichen Moränenwällen einstellt — derjenige von Grimm-Chirchhalden-Wissholz-Windegg-Hirschberg sowie der tiefere: Sonnenberg-Hafnersberg-Chlausenmüli gehören ebenfalls dem System des Zürich-Stadiums an —, ist es höchst wahrscheinlich, dass diese Schotter frühwürmeiszeitliche Randschotter darstellen, die bei einem, etwa dem Zürich-Stadium entsprechenden Gletscherrand geschüttet wurden.

Zur Zeit des Maximalstandes der Würm-Eiszeit lag der Tannenberg, wie schon aus der geologischen Karte von CH. FALKNER und A. LUDWIG (1903) hervorgeht, vollständig unter dem Eis.

Die hochgelegenen Schotterrelikte in der Umgebung von Wil

Ganz analog wie die Schotter von Grimm-Aetschberg, dürften die von H. WEGELIN und E. GUBLER (1928) auf der Heid NE von Wil entdeckten Schottervorkommen nicht unbedingt mindeleiszeitliche Deckenschotter darstellen. Sehr wahrscheinlich sind sie ebenfalls als jüngere Eisrandschotter zu deuten, die nachträglich von hochwürmeiszeitlichen Bodensee-Rheingletscher überfahren wurden. Auch sie stellen sich in bezug auf den würmeiszeitlichen Bodensee-Rheingletscher in einer ganz bestimmten Randlage ein: wie am Tannenberg, wenig höher als die dem Zürich-Stadium gleichzusetzenden Moränenwälle.

W von Wil konnte H. ANDRESEN (1962) bei der Wolfsgrueb SSW Bichelsee Schotter in 800 m Höhe feststellen, die er als risseiszeitliche Eisrandschotter deutet. Diese wären früher ohne Zweifel ebenfalls als Deckenschotter angesprochen worden, da sie sich mit ihrer Höhenlage genau in das von A. WEBER (1928, Taf. 4) entworfene Schema einfügen.

Zur Altersgliederung der Schotter zwischen Winterthur und dem Bodensee

Neulich hat E. GEIGER (1961) im Gebiet um Winterthur zahlreiche Geröllanalysen von Schottern veröffentlicht, die er, je nach ihrer Zusammensetzung, einer

bestimmten Eiszeit zuordnen zu können glaubte. Eine über 30jährige Erfahrung mit Geröllinventuren liessen ihn erkennen, dass erst ein zahlenmässiges Erfassen nach Herkunftsgebieten verlässliche Differenzen ergeben. Um dies darstellen zu können, gruppiert er die Herkunftsgebiete in drei Gruppen: Molasse + Helvetische Decken + Aar- und Gotthardmassiv, Penninische + Ostalpine Decken und Flyschgesteine + Silvretta-Kristallin + Amphibolite. Für die zeitliche Gliederung übernimmt GEIGER die bisherige Zuordnung der ostschweizerischen Schottervorkommen nach ihrer Höhenlage:

Herrentisch	=	Höherer Deckenschotter	=	Günz-Eiszeit
Hohenklingen	=	Tieferer Deckenschotter	=	Mindel-Eiszeit
Ittingen	=	Hochterrassenschotter	=	Riss-Eiszeit
Andelfingen	=	Niederterrassenschotter	=	Würm-Eiszeit

Die verschiedenen Geröllinhalte der einzelnen Schotterniveaus betrachtet GEIGER als charakteristisch für die vier Eiszeiten, da er ihre Verschiedenheit auf verschiedene Erosionstiefen im alpinen Deckengebäude zurückführen möchte.

Da im Gebiet des Südrandes des Bodensee-Rheingletschers mit Ausnahme einer einzigen Probe — Aadorf N, Koo. 709910/261900 — sämtliche von GEIGER ausgeführten Geröllanalysen ins «Rissfeld» fallen — zwei ausserhalb des «Würmfeldes» liegende Inventuren ordnet er ebenfalls der Würm-Eiszeit zu — scheint es ihm (S. 47) «als ob in der Würm-Eiszeit nur ein schwach geröllbeladener Gletscher von St. Gallen her westwärts gewandert ist», was er allerdings noch durch weitere Analysen im Raum von Winkeln und des westlichen Tannenberges stützen möchte.

Wie schon frühere Autoren — CH. FALKNER (1910), A. LUDWIG (1930) und A. LUDWIG und F. SAXER (1949) — gezeigt haben und was neulich präzisiert werden konnte (R. HANTKE 1961a), handelt es sich bei all diesen Ablagerungen aber eindeutig um früh- bis hochwürmeiszeitliche Bildungen. Es fragt sich daher, ob die von E. GEIGER festgestellten Differenzen im Geröllbestand der einzelnen Schotterniveaus tatsächlich verschiedene Eintiefungsphasen im alpinen Deckengebäude widerspiegeln und damit verschiedene Vereisungen belegen, oder ob diese nicht allenfalls anders erklärt werden können. Die heute in verschiedenen Höhenlagen zu den Talsystemen auftretenden fluviatilen und glazifluviatilen Schotterfluren scheinen viel eher verschiedene Einzugsgebiete, insbesondere durch die unterschiedliche Eisfüllung der Alpentäler hervorgerufene verschiedene Bereiche des alpinen Deckengebäudes und damit zum Teil auch andere Strömungsrichtungen zu dokumentieren, die im Laufe der Riss- und der Würm-Eiszeit bei verschiedenen riss- und würmeiszeitlichen Gletscherständen verwirklicht waren.

Eine derart kräftige Eintiefung der Täler des schweizerischen Mittellandes und des Tafeljuras kann nicht erst im Jungpleistozän erfolgt sein, sondern setzte bereits im Pliozän kräftig ein. Ebenso sind die von E. GEIGER (1948) als Typus für Schotter der Riss-Eiszeit gewählten Ittingerschotter — nach der Karthause Ittingen NW Frauenfeld — ohne Zweifel mit den in der Zürcher Gegend als Mittelterrassenschotter bezeichneten schieferkohlenführenden Schotterfluren des Linth/Rheingletschers zu vergleichen. Analoge Lagerungsverhältnisse von Schottern und Schieferkohlen finden sich im Bereich des Bodensee-Rheingletschers NE von Mörschwil, bei Schöntal

NW St. Gallen und am Grüenegg NW Bischofszell, so dass auch für diese Ablagerungen riss/würm-interglaziales bis frühwürmeiszeitliches Alter höchst wahrscheinlich ist.

Auf diese Weise liessen sich die hinsichtlich ihrer Alterszuordnung stets problematischen Schotter auf dem Seerücken bei Salen-Rütenen erklären. Sie scheinen ebenfalls hochwürmeiszeitlich zu sein; sie wären abgelagert worden, bevor und während der Bodensee-Rheingletscher zum würmeiszeitlichen Maximalstand vorsties.

Sowohl auf der N- wie auf der S-Seite des Seerückens stellen sich deutliche Wallmoränen ein, die sich ins System der Stirnmoränen von Stein am Rhein-Hemishofen einfügen und die damit das Zürich-Stadium des Bodensee-Rheingletschers dokumentieren.

Grössere Deckenschotterplatten liegen auf dem westlichen Seerücken, auf dem Stammheimer Berg und auf dem Cholfirst. Auch sie liegen wiederum etwas höher als die Wallmoränen, welche einerseits von Chalcheren über Winterhalden-Steinegg-Nussbaumen absteigen und die Nussbaumer Seen umschliessen, anderseits sich von Moorwilen ins Bornhuser Tal hinunter verfolgen lassen, wo sich in verschiedener Höhenlage Endmoränenreste einstellen. Sie alle bekunden das Zürich-Stadium des durch das Thurtal bzw. das Tal des Untersees abfliessenden Bodensee-Rheingletschers. Die etwas höher gelegenen Schotter wurden bisher meist ohne Bedenken als jüngere Deckenschotter der Mindel-Eiszeit zugewiesen. Sie könnten aber ebenso gut bei einem wenig höheren Eisstand als das Zürich-Stadium abgelagert worden sein. Dies braucht jedoch keineswegs bereits während der Mindel-Eiszeit geschehen zu sein, sondern liesse sich auch erklären als auf flachliegender Molasse abgelagerte hochwürmeiszeitliche randglaziale Eisrandschotter zwischen Untersee- und Thurtalarm des zum Maximalstadium vorstossenden Bodensee-Rheingletschers.

Diese Deutung würde ebenfalls die Moränen-Einlagerungen verständlich erscheinen lassen, die J. HUG (1917) zur Gliederung der Mindel-Eiszeit in zwei Vorstösse, in einen älteren Herdern- und einen jüngeren Stammheimer-Vorstoss, heranzog.

In gleicher Weise wären auch die Vorkommen von jüngerem Deckenschotter auf der Nordseite des Rheines, am Schienerberg, auf dem Hohenklingen, auf dem Wolkenstein und auf dem Rauhenberg bei Gailingen hinsichtlich ihrer Alterszugehörigkeit neu zu überprüfen. Die zum älteren Deckenschotter gestellten Schottervorkommen auf dem Schienerberg und auf dem Herrentisch sowie diejenigen im Neuhuserwald und auf dem Irchel wären nicht als günzeiszeitlich zu deuten, sondern könnten einem jüngeren, allenfalls risseiszeitlichen Eisstand entsprechen.

Letzte Klarheit über diese Zusammenhänge kann uns nur eine seriöse geologisch-morphologische Untersuchung des ganzen Gebietes, insbesondere des Raumes um Winterthur, unter Auswertung der neuesten Bohrprofile bringen.

Die Deckenschottervorkommen zwischen Limmat und Lägern

Im Furttal wird der Maximalstand der Würm-Eiszeit nicht nur durch den prachtvollen Endmoränenwall von Würenlos, sondern verschiedentlich durch gut ausgebildete Seitenmoränen dokumentiert. Darnach reichte das Eis am Buchserberg

S Regensberg im Würm-Maximum, wie aus einem deutlich ausgeprägten S-N verlaufenden Moränenwall hervorgeht, bis auf 620 m. Die weiter W, am Bildstock und in der Wackeren, bis auf 650 m bzw. 700 m hinaufreichenden glazifluviatilen Schotter sowie die sie bedeckenden Moränen müssen daher älter sein. Die überlagernden Moränen dürften bei einem Eisstand des Linth/Rheingletschers abgelagert worden sein, der ein Zungenende in der Gegend des Aare-Durchbruches annehmen lässt. Sie wären damit als spätrisseiszeitlich anzusprechen (R. HANTKE 1959: 16). Die unter der Moräne liegenden Schotter wurden bisher auf Grund ihrer Höhenlage und ihres Verkittungsgrades meist dem älteren Deckenschotter und damit der Günz-Eiszeit zugewiesen.

In der Wackeren NE Boppelsen wurden anlässlich des Baues einer Waldstrasse der Kontakt mit der liegenden Unteren Süsswassermolasse in 640 m und weiter ESE in 675 m freigelegt. Hier konnte A. GÜLLER (1944: 189) feststellen, wie der Molasse-sandstein «nach oben scheinbar kontinuierlich in unverfestigten Sand und schliesslich in eine lehmig-sandige Moräne übergeht, in der vereinzelte Gesteinstrümmer enthalten sind». Die Schotter selbst enthalten Gerölle von 3—15 cm, vereinzelte erreichen einen Durchmesser bis 40 cm. Dass es sich dabei um randglaziale Schotter handeln muss, geht aus den von A. GÜLLER eingehend beschriebenen Sedimentationserscheinungen sowie aus einer Geröllanalyse hervor.

A. JAYET (1950) gibt hievon ein stratigraphisches Detailprofil, das er als kontinuierlich betrachten möchte. In einer braunen, erdigen Kalktufflage mit kohligem Spuren fand er eine reiche Molluskenfauna mit *Goniodiscus ruderatus* (STUD.). Auch die darüber folgenden 1 m mächtigen Schotter und Sande lieferten Mollusken. Darüber stellt sich über gelbem Lehm ein Roterde-Horizont ein, der schliesslich von rezenter toniger Erde überdeckt wird.

Nach A. JAYET entspricht die Fauna einem mässig bewaldeten Standort; als Alter soll auf Grund sorgfältiger Vergleiche — Umgebung von Genf und Zell im Kanton Luzern — nur das Spätwürm (?) in Betracht fallen.

Die als jüngerer Deckenschotter eingestuften Vorkommen vom Chrästel NE Buchs sowie die von H. SUTER (1944) am Gubrist und an der Hasleren festgestellten Schotter dürften allenfalls hochwürmeiszeitliche Schotter darstellen, die nur beim letzten Vorstoss des Linth/Rheingletschers zum Maximalstand von Killwangen/Würenlos überfahren worden wären, während die dem älteren Deckenschotter zugewiesenen Schotter auf dem Heitersberg, zusammen mit den Schottern des Bildstockes E Boppelsen, einem risseiszeitlichen Gletscherstand angehören könnten.

Höhere Schotter im Bereich des frontalen würmeiszeitlichen Reussgletschers

Wie im Bereich des frontalen würmeiszeitlichen Linth/Rheingletschers, so werden von F. MÜHLBERG (1910) auch im Gebiet des frontalen Reussgletschers verschiedene hochgelegene Schottervorkommen als Deckenschotter bezeichnet und in die Günz- bzw. Mindel-Eiszeit gestellt. Diejenigen auf dem Buttenberg und im Sackwald NE Sursee, auf dem Stierenberg W Menziken, auf der Egg und auf dem Horn NW Birrwil werden dabei dem höheren, jene auf Hohliebe, auf der Egg S Dürren-

äsch und auf der Fornegg NW Unterkulm und vom Pfendel-Ischlag S Gränichen dem tieferen Deckenschotter zugewiesen. Mit grösster Wahrscheinlichkeit sind jedoch all diese Vorkommen ebenfalls risseiszeitlich. Auch die neuerdings von U. P. BÜCHI beim Chiesboden und auf der Hohwacht zwischen Egliswil und Ammerswil festgestellten hochgelegenen verkitteten Schotter dürften zur Riss-Eiszeit abgelagert worden sein.

Die Deckenschotter zwischen der Lägern und dem Rhein

Seit R. FREI (1912) werden zwischen der Lägern und dem Rhein, dem klassischen Gebiet der schweizerischen Deckenschotter, zwei noch weitgehend zusammenhängende höhere Schotterfluren unterschieden, die als höherer und tieferer Deckenschotter der Günz- und der Mindel-Eiszeit zugeschrieben werden. R. FREI zeichnete für diesen Bereich Kurvenkarten ihrer Auflagerungsflächen, die er als präglaziale Landoberfläche bzw. als solche der ersten Interglazialzeit betrachtete. Würden diese effektiv die Landoberfläche im Präglazial bzw. in der ersten Interglazialzeit darstellen, so müsste sich das Rheintal in diesem Abschnitt seit der Günz-Eiszeit — der Auflagerungsfläche des höheren Deckenschotter — um 270 m, seit der Mindel-Eiszeit — der Auflagerungsfläche des tieferen Deckenschotter — um 200 m eingetieft haben.

Doch liegen die altersmässigen Zuordnungen selbst hier nicht endgültig klar und bedürfen — trotz neuerer morphologischer Arbeiten — einer erneuten kritischen Überprüfung. Insbesondere ist das günz- bzw. mindeleiszeitliche Alter dieser hochgelegenen Schotterfluren gar nicht bewiesen. Auch sie können sehr wohl jünger sein. Möglicherweise sind sie ebenfalls mit alten Eisrandlagen vorstossender Gletscher in Zusammenhang zu bringen, boten doch der Tafeljura und die flachliegenden Molasse-serien des Mittellandes den randlichen Schmelzwässern der durch das Rheintal, das Glattal und das untere Aaretal vorstossenden Gletscherungen die einzige Möglichkeit einer Schotterablagerung. Dass die Ablagerung dieser hochgelegenen Schotter sowohl an der Egg als auch am Siggenberg sehr eisrandnah erfolgt sein musste, ist bereits von L. DU PASQUIER (1891: 98/99) bemerkt worden, wies doch schon er auf die eingelagerten gekritzten Geschiebe in den Deckenschottern der Egg und auf die Blockfazies am Siggenberg hin. Ebenso betonte J. HUG (1917) verschiedentlich das Auftreten von Grundmoränen-Einlagerungen, die er sogar zur Gliederung der Günz-Eiszeit in einen Egg- und einen Albis-Vorstoss heranzog.

Das Einfügen der Schottervorkommen zwischen Lägern und Rhein zu mehr oder weniger einheitlichen Fluren mit sanftem Gefälle gegen NW lässt sich auch in diesem Abschnitt sehr gut mit dem ausgeglichenen Gefälle ehemaliger Gletscheroberflächen erklären. Inwieweit diese alten Gletscherstände mit Eisrandlagen der Mindel- und der Riss-Eiszeit bzw. mit solcher der Elster, Saale- und Warthe-Eiszeit gleichzusetzen sind, bleibt noch zu untersuchen.

Ebenso kann die Zerschneidung der höheren Deckenschotterplatte Dürn-Gländ (Siggenberg)–Bowald–Egg–Stadlerberg durch das Surbtal, die Talung Niederweningen–Siglisdorf und das Bachsertal nur durch mächtige Gletscherschmelzwässer und kaum durch Bäche in einer Interglazialzeit erfolgt sein. Derartige Schmelzwässer erfordern jedoch Gletscherstände, wie sie nur während einer ausgedehnteren Ver-

eisung als der würmeiszeitlichen verwirklicht waren, da sie einen Eisstand voraussetzt, bei dem die Gletscherzungen bis über Niederweningen hinaus und über den Heitlig ins Bachsertal gereicht haben müssen. Dies war aber noch in der ausgehenden Riss-Eiszeit der Fall, als die grosse, das schweizerische Mittelland erfüllende Eismasse bis zum Aaredurchbruch unterhalb Turgi reichte und im unteren Aaretal die Schotterflur des Ruckfeldes abgelagert wurde. Jedenfalls wurden diese Talfurchen damals noch von Schmelzwässern benutzt.

All diese Befunde lassen, zusammen mit der sehr disjunkten Verbreitung, der lokalen Häufung und dem auf weite Strecken völligen Fehlen von Deckenschottervorkommen, an einer vorbehaltlosen Zuordnung der nordschweizerischen Deckenschotter zur Günz- bzw. zur Mindel-Eiszeit berechnete Zweifel aufkommen. Vielmehr scheinen auch die hochgelegenen Schotterfluren zwischen Lägern und Rhein — mindestens zum Teil — randglaziale Stauschotter darzustellen, wobei die höheren Schotter bei einem Eisstand abgelagert worden wären, bei dem der Gletscher — bei Annahme eines mittleren Gefälles der Eisoberfläche von 12‰ — bis etwas oberhalb Laufenburg gereicht hätte, während die tieferen Deckenschotter der Umgebung von Turgi — Bruggerberg, Gebensdorfer Horn, Iberig und Firsthalden — bei einem mittleren Gefälle von 16‰ , entsprechend dem näheren Zungenende — eine Gletscherstirn in der Gegend von Koblenz voraussetzen würden. Die tieferen Deckenschotter zwischen Böttstein und Leibstadt, die verschiedentlich von risseiszeitlichen Moränen bedeckt werden, könnten einem Gletscherende oberhalb Laufenburg zugeordnet werden, während die dem höheren Deckenschotter zugewiesenen Vorkommen zwischen Mandach und Schwaderloch bei einem Gletschervorstoss abgelagert wurden, der bis in die Gegend von Möhlin reichte. Für ein altes, überfahrenes Gletscherende oberhalb Laufenburg spricht vor allem der von E. BLÖSCH (1911) in den Hochterrassenschottern von Schöffigen bei Laufenburg festgestellte Verwitterungshorizont, auf ein solches bei Koblenz deutende Schotterfluren und in Schotter eingelagerte Blockmoräne (A. LEBMANN 1958).

Demgegenüber dürften die Deckenschotter unterhalb Möhlin — im Sinne einer sukzessiven pleistozänen Eintiefung des Rheintales — tatsächlich Ablagerungen älterer pleistozäner Kaltzeiten dokumentieren. Möglicherweise werden die gegenwärtig an älteren Schottern des Rheintales durchgeführten bodenkundlichen Untersuchungen von ROMAN BACH im stets etwas problematischen Bereich zwischen Turgi und Basel zur Klärung der Alterszugehörigkeit beitragen.

Literaturverzeichnis

- AEPPLI, A. (1894): Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., 4.
- ANDRESEN, H. (1962): Beiträge zur Geomorphologie des östlichen Hörnli-Berglandes. Diss. Univ. Zürich, im Druck.
- BRÜCKNER, E. (1909): In: PENCK, A. und BRÜCKNER, E. (1909).
- BUGMANN, E. (1958): Eiszeitformen im nordöstlichen Aargau. Mitt. aarg. naturf. Ges., 25.
- (1961): Beiträge zur Gliederung der risseiszeitlichen Bildungen in der Nordschweiz. Mitt. aarg. naturf. Ges., 26; 105.
- FALKNER, CH. (1910): Die südlichen Rheingletscherzungen von St. Gallen bis Aadorf. Jb. st. gall. naturw. Ges., 49 (1908 u. 1909): 190.

- FREI, R. (1912a): Monographie des schweizerischen Deckenschotters. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., 37.
- (1912b): Zur Kenntnis des ostschweizerischen Deckenschotters. *Eclogae geol. Helv.*, 11/6.
- GEIGER, E. (1943): Blatt 56—59: Pfyn-Märstetten-Frauenfeld-Bussnang. Erläuterungen zu: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25000, 16. Schweiz. Geol. Komm.
- (1948): Untersuchungen über den Geröllbestand im Rheingletschergebiet. Schweiz. min.-petr. Mitt., 28/1.
- (1961): Der Geröllbestand des Rheingletschergebietes im allgemeinen und im besondern um Winterthur. Mitt. naturw. Ges. Winterthur, 30: 33.
- Geologische Exkursionen in der Umgebung von Zürich. Geol. Ges. Zürich. Zürich (Leemann).
- GÜLLER, A. (1944): Über den Deckenschotter am Südhang der Lägern (Kt. Zürich). *Eclogae geol. Helv.*, 37/1: 189.
- GUTZWILLER, A. (1877): Molasse und jüngere Ablagerungen, enthalten auf Blatt IX des eidg. Atlas. Beitr. geol. Karte Schweiz, 14/1.
- (1880): Die löcherige Nagelfluh, ihre Beziehungen zu den tertiären und quartären Bildungen. Ber. Gewerbeschule Basel (1879—1880).
- (1883): Molasse und jüngere Ablagerungen, enthalten auf Blatt IV und V des eidg. Atlas. Beitr. geol. Karte Schweiz, 19/1.
- (1894): Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel. Verh. naturf. Ges. Basel, 10: 512.
- (1900): Ältere diluviale Schotter in der Nähe von St. Gallen und von Bischofszell. *Eclogae geol. Helv.*, 6/4: 371.
- (1912): Die Gliederung der diluvialen Schotter in der Umgebung von Basel. Verh. naturf. Ges. Basel, 23.
- HANTKE, R. (1958): Die Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit. *Eclogae geol. Helv.*, 51/1: 119.
- (1959): Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter. Die riss/würm-interglazialen Bildungen im Linth/Rhein-System und ihre Äquivalente im Aare/Rhone-System. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 104/1: 1.
- (1960): Zur Gliederung des Jungpleistozäns im Grenzbereich von Linth- und Rheinsystem. *Geographica Helvetica*, 15/4: 239.
- (1961 a): Die Nordostschweiz zur Würm-Eiszeit. *Eclogae geol. Helv.*, 54/1: 123.
- (1961 b): Zur Quartärgeologie im Grenzbereich zwischen Muota/Reuss- und Linth/Rheinsystem. *Geographica Helvetica*, 16/4: 212.
- (1962): cf. SUTER, H. und HANTKE, R.
- HEIM, ALB. (1894): Die Geologie der Umgebung von Zürich. *Compte Rendu de la 6e session du Congrès géol. internat. à Zurich. Lausanne.*
- (1919): Geologie der Schweiz, 1. Leipzig (Tauchnitz).
- HOFMANN, F. (1951): Zur Stratigraphie und Tektonik des st. gallisch-thurgauischen Miozäns (Obere Süsswassermolasse) und zur Bodenseegeologie. *Jb. st. gall. naturf. Ges.*, 74.
- (1958): Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenbergr NW St. Gallen. *Eclogae geol. Helv.*, 50/2 (1957): 477.
- HUG, J. (1907): Geologie der nördlichen Teile des Kantons Zürich und der angrenzenden Landschaften. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., 15.
- (1917): Die letzte Eiszeit der Umgebung von Zürich. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 62.
- JÄCKLI, H. (1956): Talgeschichtliche Probleme im aargauischen Reusstal. *Geographica Helvetica*, 11/1: 42.
- JAYET, A. (1946): Les dépôts quaternaires et la théorie des emboîtements. *Geographica Helvetica*, 1/4: 322.
- (1948): Une nouvelle conception des glaciations quaternaires, ses rapports avec la paléontologie et la préhistoire. *Eclogae geol. Helv.*, 40/2 (1947): 316.
- (1950): Découverte d'une faunule malacologique de la fin du Pleistocène au contact de graviers günziens à Boppelsen (Canton de Zurich). *Eclogae geol. Helv.*, 42/2 (1949): 436.
- LEEMANN, A. (1958): Revision der Würmterrassen im Rheintal zwischen Diessenhofen und Koblenz. *Geographica Helvetica*, 13/2: 89.

- LUDWIG, A. (1931): Die chronologische Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen zwischen Säntis und Bodensee. *Eclogae geol. Helv.*, 24/1: 35.
- LÜDI, W. (1953): Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. Veröff. Geobot. Inst. Rübel, Zürich, 27.
- MÜLLER, P. (1958): Pollenanalytische Untersuchungen im Gebiet des jüngeren Deckenschotter und Lösses im Frauenwald zwischen Rheinfelden und Olsberg. Veröff. Geobot. Inst. Rübel, Zürich, 33.
- DU PASQUIER, L. (1891): Über die fluvioglacialen Ablagerungen der Nordschweiz. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N. F., 1.
- PAVONI, N. (1956): Molassetektonik, Terrassen und Schotter zwischen Glattal, oberem Zürichsee und Sihltal. *Verh. schweiz. naturf. Ges. Porrentruy* (1955): 124.
- (1957): Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel. *Vjschr. naturf. Ges. Zürich*, 102/5: 117.
- PENCK, A. und BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, 2. Leipzig (Tauchnitz).
- SUTER, H. (1944): Glazialgeologische Studien im Gebiet zwischen Limmat, Glatt und Rhein. *Eclogae geol. Helv.*, 37/1: 83.
- SUTER, H. und HANTKE, R. (1962): Geologie des Kantons Zürich. Zürich (Leemann).
- WEBER, A. (1928): Glazialgeologie des Tösstales und ihre Beziehungen zur Diluvialgeschichte der Nordschweiz. *Mitt. naturw. Ges. Winterthur*, 17/18 (1928—1930), als Diss. (1928).
- (1934): Zur Glazialgeologie des Glattales. *Eclogae geol. Helv.*, 27/1: 33.
- WEGELIN, H. und GUBLER, E. (1928): Deckenschotter auf der Heid. *Mitt. thurg. naturf. Ges.*, 27.

Geologische Karten

- AEPPLI, A. (1894): Geologische Karte des Gebietes zwischen Zürichsee und Zugersee, 1 : 25000. *Geol. Spez. Karte*, 15. Schweiz. geol. Komm.
- FALKNER, CH. und LUDWIG, A. (1903): Geologische Karte von St. Gallen, 1 : 25000. *Jb. st. gall. naturw. Ges.*, 43 (1901 u. 1902).
- FREI, R. (1912a): Geologische Karte des Lorzetobel-Sihlsprung-Gebietes (Kt. Zug), 1 : 25000. *Geol. Spez. Karte*, 70. Schweiz. geol. Komm.
- (1912b): Übersichtskarte der Verbreitung des Deckenschotter in der Schweiz, 1 : 250000. *Geol. Spez. Karte*, 71. Schweiz. geol. Komm.
- GEIGER, E. (1943): Blatt 56—59: Pfyn—Märstetten—Frauenfeld—Bussnang. *Geologischer Atlas der Schweiz*, 1 : 25000, 16. Schweiz. geol. Komm.
- HÜBSCHER, J. (1961): Blatt 1032: Diessenhofen. *Geologischer Atlas der Schweiz*, 1 : 25000, 38. Schweiz. geol. Komm.
- LUDWIG, A. (1930): Blatt 218—221: Flawil—Herisau—Brunnadern—Schwellbrunn. *Geologischer Atlas der Schweiz*, 1 : 25000, 4, mit Erläuterungen. Schweiz. geol. Komm.
- LUDWIG, A. und SAXER, F. (1949): Blatt 222—225: St. Gallen—Appenzell. *Geologischer Atlas der Schweiz*, 1 : 25000, 23, mit Erläuterungen (1960). Schweiz. geol. Komm.
- MÜHLBERG, F. (1901): Geologische Karte der Lägernkette, 1 : 25000, mit Erläuterungen. *Geol. Spez. Karte*, 25. Schweiz. geol. Komm.
- (1904): Geologische Karte des unteren Aare-, Reuss- und Limmat-Tales, 1 : 25000, mit Erläuterungen. *Geol. Spez. Karte*, 31. Schweiz. geol. Komm.
- (1910): Geologische Karte der Umgebung des Hallwilereses und des obern Winen- und Surtales, 1 : 25000, mit Erläuterungen. *Geol. Spez. Karte*, 54. Schweiz. geol. Komm.
- DU PASQUIER, L. (1891): Karte der fluvioglacialen Ablagerungen in der Nordschweiz. *Geol. Spez. Karte*, 11. Schweiz. geol. Komm.
- SUTER, H. (1939): Geologische Karte des Kantons Zürich, 1 : 150000. In: SUTER, H. (1939).
- WEBER, A. (1928): Geologische Karte des Oberen Tösstales zwischen Wila und Bauma, 1 : 25000. In: WEBER, A. (1928).

Topographische Karten

- Landeskarte der Schweiz, 1 : 25000.