

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Band: 58 (1965)
Heft: 2

Artikel: Zur Chronologie der präwürmeiszeitlichen Vergletscherungen in der Nordschweiz
Autor: Hantke, René
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-163284>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 06.10.2024

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

Zur Chronologie der prätürmeiszeitlichen Vergletscherungen in der Nordschweiz

Von René Hantke (Zürich)

Mit einer Tafel (I)

Geschichtliches

Aus der Überlagerung von moränenbedeckten Schottern über Grundmoräne mit Erratikern in der Dranseschlucht bei Thonon schlossen I. VENETZ (1861) und A. MORLOT (1858) im Rhone-System auf die Existenz zweier Eiszeiten. Mit O. HEERS (1858, 1864) Auffinden von Grundmoräne mit gekritzten Geschieben und Erratikern unter den von Moränen und Schottern bedeckten Schieferkohlen von Dürnten und Uznach im Linth/Rhein-System war der Nachweis zweier, durch eine Warmzeit mit Kohlebildung getrennter Kaltzeiten in der Schweiz sogar fossilbelegt.

L. AGASSIZ (1840) und F. MÜHLBERG (1878: 35, 74) werteten die von ihnen vorgenommene Unterscheidung einer äusseren und einer inneren Moränenzone als Argument für die Existenz zweier Vergletscherungen.

Die späteren Gliederungsversuche des Eiszeitalters gründeten sich im extramoränischen Bereich des alpinen Raumes vor allem auf glazifluviatile Schotter und deren Verknüpfung mit Endmoränen.

Während A. PENCK (1882) zunächst 3, später, mit E. BRÜCKNER (in PENCK & BRÜCKNER, 1909), 4 Eiszeiten und 4 zugehörige Schotterfluren unterschied, konnte G. STEINMANN (1893) im badischen Oberland ein weiteres Schottersystem nachweisen, das er zwischen Hoch- und Niederterrassenschotter einstuft und als Mittelterrassenschotter bezeichnete. F. MÜHLBERG (1896) und E. BLOESCH (1911a) glaubten, dass sich auch im Aargau zwischen den der Riss-Eiszeit zugewiesenen Hochterrassenschottern und den Niederterrassenschottern ausserhalb der Jung-Endmoränen der Würm-Eiszeit noch eine fünfte Vergletscherung einschalten würde, da die Hochterrassenschotter ausserhalb der Würm-Endmoränen häufig noch von Moräne bedeckt sind und daher vor der Überfahung der Gletscher der grössten Vereisung erosiv überprägt worden wären.

Durch R. TSCHUDI (1904) wurden die Schotter des Möhliner Feldes vor den äussersten Stirnmoränen des helvetischen Gletschers den Mittelterrassenschottern STEINMANNs gleichgesetzt.

ALB. HEIM (1919: 271) versuchte das Auftreten von 5 Schottersystemen dadurch zu erklären, dass er die Hochterrassenschotter als interglaziale Ablagerung deutete. Nach A. WEBER (1928: 85) wurden sie von H. SCHARDT (unveröffentlicht) der Mindel-Eiszeit zugeschrieben.

Auch im Glatt- und im Tösstal glaubte A. WEBER (1928) 5 verschiedene Schotter-systeme unterscheiden zu können, die zwar nicht von Endmoränen ausgehen, dafür bis in die Linthebene zurückreichen sollen. Aus ihrer Wechsellagerung mit Moränenmaterial schloss WEBER, dass sie in 5 verschiedenen Vergletscherungs-perioden geschüttet worden wären. Ihrer zwei zeichnen sich sogar durch eine mehr-fache Wechsellagerung von Schotter und Moräne aus, was WEBER als Beweis für weitgehende Gletscherschwankungen innerhalb einer Eiszeit betrachtete. Später (1934) versuchte er für die den Mittelterrassenschottern entsprechende Verglet-scherung die Bezeichnung Töss-Eiszeit einzuführen. H. SUTER (1939: 81) wies die Hochterrassenschotter einer Riss-I-Eiszeit, die Mittelterrassenschotter dagegen einer Riss-II-Eiszeit zu, die er als die grösste Vereisung betrachtete, während L. ERB (1936), F. ZINK (1940) und H. GRAUL (1962) Riss I für die grösste Verglet-scherung hielten.

In neuester Zeit glaubte E. BUGMANN (1958, 1961) die Chronologie F. MÜHL-BERGS und H. SUTERS im untersten Aaretal bestätigt zu sehen.

Andererseits strebten neuere Autoren – A. JAYET, O. BÜCHI, C. DISLER, F. HOFMANN und R. F. RUTSCH – nach einer Vereinfachung der schweizerischen Eis-zeitchronologie. Auf Grund ihrer Beobachtungen neigten sie mehr dazu, nur zwei Eiszeiten anzuerkennen.

Wie bereits mehrfach dargelegt worden ist (R. HANTKE, 1959, 1960, 1961 a, b, 1962 a, b, 1963 und 1964) bezeichneten die verschiedenen Autoren nicht nur recht heterochrone Schottervorkommen als Mittelterrassenschotter, sondern fassten auch ganz verschiedenaltrige Schotterreste als Hochterrassenschotter zusammen, so dass die ohnehin schon komplexe zeitliche Gliederung des schweizerischen Quar-tärs noch zusätzlich belastet wurde. Probleme der Quartärchronologie wurden daher in der Schweiz meist als wenig verlockend beiseite geschoben oder allzu schematisch zu lösen versucht.

Präwürmeiszeitliche Gletscherstände in der Nordostschweiz?

In der Nordostschweiz glaubten A. LUDWIG (1930 a, b und 1931) und F. SAXER (in A. LUDWIG et al., 1949, und in H. EUGSTER et al., 1960) neben mehreren Schot-tervorkommen verschiedentlich auch Moränen, zum Teil sogar Wallreste, aus der Riss-Eiszeit festgestellt zu haben.

Eingehende quartärgeologische Studien liessen jedoch erkennen, dass beide Autoren den Maximalstand der Würm-Eiszeit viel zu tief angenommen hatten (R. HANTKE, 1961; H. JÄCKLI, 1963). Vielfach wurden Moränen des Schlieren- oder gar des Zürich-Stadiums für solche des würmeiszeitlichen Maximalstandes gehalten; höhere Moränenreste wiesen sie daher der Riss-Eiszeit zu.

Wie die von A. LUDWIG (1930 a, b und 1931) als risseiszeitlich gedeuteten Trans-fluenzen des Urnäschgletschers über den Sattel von Schönengrund ins Neckertal noch im Würm-Maximum funktionierten (R. HANTKE, 1961), so erwiesen sich auch die Mehrzahl der übrigen in der Nordostschweiz als risseiszeitlich betrachteten Mo-ränenvorkommen als würmeiszeitlich. Noch während des Maximalstandes der letz-ten Vergletscherung drang ein Seitenlappen des Neckergletschers trämelbachauf-wärts bis über Dicken vor. Der Abfluss der Schmelzwässer erfolgte teilweise rück-

läufig, teilweise durch eine seitliche Entwässerungsrinne vom Kubelboden N Dicken hinunter ins Aachbachtal, das damals noch von einer Eiszunge des Rheingletschers erfüllt war.

Damit ragten die von LUDWIG als risseiszeitliche Nunatakr gedeuteten Gebiete nur in der Würm-Eiszeit über die Gletscheroberfläche empor. Immerhin bildeten die höchsten Molassegräte: Fuchsackerhöhe (1074 m) und Wilket (1169,6 m), S bzw. SSW Degersheim, selbst noch während der grössten Vergletscherung Nunatakr. Da sie ihrerseits kaum verfirnt waren – die Firngrenze lag etwa zwischen 1100 und 1150 m – stellten sie Refugien dar, in denen in der Nordostschweiz eine anspruchslose Flora und Fauna die Eiszeiten überdauern konnte.

Auch weiter im E – im Raum S und E von St. Gallen, SE Teufen, N Gais, E des Gäbris, S und W Stein sowie S und W Gonten – nahmen A. LUDWIG & F. SAXER (1949) eine eigenartige Abgrenzung der beiden Vergletscherungen vor. Leider konnten die auf Blatt Rorschach (F. SAXER, 1964) ebenfalls noch als Riss-Moränen gedeuteten Vorkommen nicht mehr in würmeiszeitliche berichtet werden.

Wie aus der Verteilung der Moränen und Erratiker zwischen den östlichsten Säntisketten und dem Bodensee hervorgeht, reichte der würmeiszeitliche Bodensee-Rheingletscher am Kamor auf ca. 1300 m, am Schwäbrig E des Gäbris auf nahezu 1200 m. Aus der in 878 m liegenden Endmoräne von Chalcharen SW Gähwil ergäbe sich ein Gefälle der würmeiszeitlichen Gletscheroberfläche von etwa 8⁰/₀₀.

NE des Sommersberges zwischen Gais und Altstätten ordneten LUDWIG & SAXER (1949) ein bis 1125 m hinaufreichendes Moränenvorkommen mit Erratikern der Würm-Eiszeit zu. Auf der SE-Seite des Schwäbrig zeichneten sie die Würm-Grenze in 1120 m. Die sich höher oben einstellende Moräne unterscheidet sich weder durch eine stärkere Verwitterung der Erratiker – allerdings kein verlässliches Kriterium für höheres Alter – noch durch auffälligere Solifluktionserscheinungen. Auch findet sich nirgends ein Wall, der eine Abgrenzung von Riss- und Würm-Moränen rechtfertigen würde. Die bis 1160 m hinauf vorkommenden Moränen sind daher ebenfalls noch der Würm-Eiszeit zuzuordnen. Damit ragte im Würm-Maximum nur der Gäbris als Insel aus dem Eis des N des Säntisgebirges flächenartig sich ausdehnenden Bodensee-Rheingletschers empor. Über den Sattel des Ruesitz zwischen Schwäbrig und Holderstock erfolgte eine Eistransgression gegen Trogen. Auf der NE-Seite des fast 1200 m hohen Holderstockes muss das Eis noch bis auf 1175 m gereicht haben, was durch Kristallin-Erratiker dokumentiert wird. Ebenso dürften einige weitere höhere Gipfel der Nordostschweiz – St. Anton und Kaien – als Nunatakr aus dem Eis emporgeragt haben.

Eine entsprechende Eishöhe lässt sich nach H. EUGSTER (1960: 49) an der NW-Seite der Fäneren beobachten. W Zapfen finden sich – belegt durch einen Punteglias-Granit und einen Gneisblock aus der Medelser Gruppe in 1167 m Höhe – Moränenreste, von denen der gegen WNW absteigende flache Wall als subglaziale Mittelmoräne zwischen Rheingletscher und einem aus den Tälern des Säntisgebirges abfließenden Sittergletschers zu deuten ist. Während sich auf der Rheingletscher-Seite Gneis- und Granitblöcke finden, stellen sich im Bereich des Sittergletschers nur Kreidegesteine – Hauterivian-Kieselkalk, Schrattenkalk, glaukonitische Knollenschichten und Seewerkalk – ein. Am NE-Grat der Fäneren, am Bildsteinchopf, reicht ein von Rhein-Erratikern gekrönter Wallrest bis auf über 1200 m, und über

den tiefsten Sattel zwischen Kamor und Fäneren (1287,2 m) muss Rhein-Eis überflossen sein, was durch kristalline Erratiker bekundet wird.

H. JÄCKLI (1963, Karte) betrachtete die 1500 m hohe Fäneren noch als vollständig von würmeiszeitlichem Rhein-Eis bedeckt. Wohl trug die Fäneren im Würm-Maximum eine Firnkappe, die auf der N-Seite mit ihren tiefsten Eiszungen bis über 1200 m hinabreichte, so dass es nur an wenigen Stellen, vor allem an den Gräten, zur Ausbildung von Seitenmoränen des Rheingletschers kommen konnte.

Die Verflachungen in 1300 m, die Wallreste bei P. 1276 auf der NE- bzw. der N-Seite der Fäneren, und jene vom Heubüel wenig unterhalb 1400 m sind auf Lokalmoränen späterer Eisstände zurückzuführen. Da sich in diesem Bereich keine Rhein-Erratiker finden, können sie nicht als Reste risseiszeitlicher Moränen betrachtet werden.

Der in 1420 m beginnende Wall zwischen Oberer und Unterer Kamoralp bekundet ein würmeiszeitliches Stadium eines Kamorgletschers. Einen weiteren derartigen Lokalgletscher beschrieb schon E. BLUMER (in ALB. HEIM, 1905: 618) unterhalb Lenziwis NE des Kamor.

Die in knapp 1400 m gelegenen Wallreste von Alp Soll auf der W-Seite des Hohen Kasten, die bereits von ALB. HEIM (1905: 291 und Karte) verzeichnet wurden, sind ebenfalls nicht als präwürmeiszeitliche, sondern als würmeiszeitliche Seitenmoränenrelikte eines durch das Brüeltobel abfliessenden Armes des Sittergletschers zu deuten. Durch Hängegletscher, welche von der NW-Flanke der Hohen Kasten-Kette herabstiegen, wurden sie etwas überprägt. Zwischen Hüttenböhl und Mittel-Rossberg setzen sich diese Wallrelikte noch weiter talauswärts fort, wobei sie von 1300 m auf 1240 m abfallen.

Präwürmeiszeitliche Spuren scheinen sich dagegen an der Hundwiler Höhi und an der Kronberg-Kette abzuzeichnen. Am E-Kamm der Hundwiler Höhi stellt sich in etwas über 1200 m und auf der W-Seite in 1160 m eine deutliche Gratschulter ein. In gleicher Weise findet sich eine solche bei Gross Chenner am E-Grat des Kronberges in etwa 1450 m. Höher oben konnte H. EUGSTER (schriftl. Mitteilung) keine Erratiker mehr beobachten. Sehr wahrscheinlich dürfte daher diesen Gratschultern ein präwürmeiszeitliches Alter zukommen, wobei diejenige am seinerseits verfirnten Kronberg die Eishöhe zur Zeit der grössten Vergletscherung dokumentieren würde.

Risseiszeitliche Moränen und Schotter im Bereich des Rhein- und des Linthgletschers

Schotter eines sicher risseiszeitlichen Bodensee-Rheingletschers beschreibt H. ANDRESEN (1964: 94) von der Wolfsgrueb SSW Bichelsee, dem Grenzbereich zwischen dem N des Hörnli sich wieder vereinigenden Bodensee- und Linth/Rheingletschers.

Weitere Zeugen eines risseiszeitlichen Gletscherarmes – dokumentiert durch Schotter und Wallformen – zeichnen sich im Klettgau ab. Von den verkitteten Schottern auf den Molasserücken zwischen Thur und Rhein sowie von denjenigen N und W Schaffhausen steht das mindeleiszeitliche Alter keineswegs fest (R. HANTKE, 1963, in F. HOFMANN & R. HANTKE, 1964). Im untersten Tösstal konnten bei Rorbas Wallmoränenreste deutlich ausserhalb des äussersten würmeiszeitlichen Gletscherstandes festgestellt werden (HANTKE, 1963: 50). Zwischen der Töss-

mündung und Eglisau wurden schon durch A. WEBER (1928) mehrere Reste als Hochterrassenschotter bezeichnet und weiter rheinabwärts stellen sich meist mit Moränen verknüpfte Vorkommen bis gegen die Aaremündung ein.

Aus dem Bereich des Linth/Rheingletschers erwähnte A. WEBER (1934) Schotter und Erratiker vom Regelstein S des Ricken. Ebenso dürften seine höheren, teilweise verkitteten Schotter in der Bachtel–Allmen-Kette und am Stoffel sowie die Mittelmoräne von Hinteregg–Egg SE Wildberg während der Riss-Eiszeit abgelagert worden sein.

Auf der linken Flanke des Linth/Rheingletschers sind das Schottervorkommen am Rossberg W Schindellegi sowie die von Moränen bedeckten Schotter auf dem Gubel SSW Menzingen der Riss-Eiszeit zuzuordnen. Analog wie die würmeiszeitlichen Schotter von Schurtannen SW Menzingen wurden auch sie im Winkel zwischen den sich dort vereinigenden Linth/Rhein- und Muota/Reussgletschern abgelagert. Ebenso stammen die Schotter auf dem Raten, dem Übergang von Biberbrugg nach Oberägeri, auf Grund des Auftretens von Verrucano-Geröllen, von einem bis in die Gegend des Passes von Rothenthurm vorgestossenen und dort den Muota/Reussgletscher zurückdrängenden Linth/Rheingletscher.

Die auf dem Albis und zwischen Zürich und Baden als Deckenschotter in die Günz-Eiszeit gestellten Vorkommen (H. SUTER, 1944) – Üetliberg, Bildstock, Wackeren und Heitersberg – dürften ebenfalls in der Riss-Eiszeit abgelagert worden sein (HANTKE, 1962 b). Mindestens fehlt für die mächtige Grundmoräne im Liegenden des Üetliberg-Schotters jeder Beweis für ein günz- oder gar prägünzeiszeitliches Alter. Sowohl auf der Zeichnung ALB. HEIMS (1919: 276) als auch auf derjenigen N. PAVONIS (1965), welche die Pleistozän-Ablagerungen und ihre Lagebeziehungen auf dem Üetliberg wiedergeben, erscheint das günzeiszeitliche Alter der zwischen Molasse und Deckenschotter liegenden Grundmoräne höchst problematisch, um so mehr, als die unmittelbar daneben auftretende und sich in nichts unterscheidende, als risseiszeitlich gedeutet wird. Eine Probe dieser Grundmoräne enthielt wenige schlecht erhaltene *Pinus*-Pollen und einige Farnsporen – *Dryopteris*, *Athyrium* – *Lycopodium*, *Selaginella* sowie Moossporen.

Präwürmeiszeitliche Ablagerungen im Bereich des Reussgletschers

Im Bereich des Muota/Reussgletschers finden sich die alpenächsten präwürmeiszeitlichen Bildungen – Schotter und flache Wallrelikte – N des Rossberges. Während die leicht verkitteten Schotter auf der NE-Seite der moränenbedeckten Waldkuppe von Grossmattstollen–Brandflue bereits von R. FREI (1912: 73/74 und 1914) der Riss-Eiszeit zugewiesen worden waren, entwickelten sich weiter gegen NNE, von Bränneli gegen Nollen und von P. 1092 gegen Berneren, aus der darüber liegenden Grundmoräne zwei flache Wälle. Diese sind als seitliche Moränen eines durch die Zugersee-Talung und eines über den Sattel durch die Ägerisee-Talung abfliessenden Eisarmes des Muota/Reussgletschers zu deuten. Gegenüber den höchsten würmeiszeitlichen Wällen, die beim Buschenschappeli auf 1020 m liegen und am Rufiberg bis 1061 m ansteigen, beginnen die risseiszeitlichen Moränen E Buschenschappeli erst in etwa 1090 m und fallen gegen N bis auf 1030 m bzw. 1050 m ab. Während die würmeiszeitlichen Moränenwälle im entsprechenden Bereich auf

der Zugersee-Seite bis auf 970 m absteigen und auf der Ägerisee-Seite sich bereits bei 990 m einstellen, liegen die risseiszeitlichen stets um 60 bis 70 m höher.

Gleiches Alter wie den Schottern von Grossmattstollen-Brandflue dürfte im Bereich des Muota/Reussgletschers auch den bereits erwähnten (p. 881), von Moränen bedeckten Schottern auf dem Gubel SSW Menzingen zukommen.

An der Rigi lag die Eishöhe während des Maximalstandes der Würm-Eiszeit, dokumentiert durch den prachtvollen Moränenwall der Seebodenalp, in 1041 m, während sich oberhalb des Urnersees, auf der Weid, an der NE-Ecke des Niederbauen, ein Wallstück in 1310 m findet. Vom fast 7 km weiter N gelegenen Gottertli in der Rigi-Hochflue-Kette erwähnte jedoch bereits A. BUXTORF (1916: 49) in 1370 m eine Gruppe von Erratikern, die damit eindeutig von einem präwürmeiszeitlichen Reussgletscher abgelagert worden sein muss.

Ebenso ist die Moränendecke zuoberst auf dem Lindenberg als risseiszeitliche, vollständig unter dem Eis gelegene Mittelmoräne zu deuten. Die beiden höchsten Wälle bei Schlatt ENE Müswangen, die auf über 820 m hinaufreichen, sind aber bereits der Würm-Eiszeit zuzuordnen.

Wahrscheinlich dürfte dagegen das Moränenvorkommen auf dem nordwestlichen Heitersberg zwischen Buechenplatz und Widenhau einen risseiszeitlichen Gletscherstand dokumentieren. Darnach hätte das Eis damals oberhalb Künten rund 160 m höher hinaufgereicht als zur Würm-Eiszeit. Als zugehörige Schotterflur sind wahrscheinlich die weiter im NW gelegenen, von U. BÜCHI (mündl. Mitteilung) festgestellten, teilweise verkitteten Schotter vom Chiesboden auf der Hochwacht zwischen Eggliswil und Ammerswil zu interpretieren.

Analoge Schotter- und Moränenreste finden sich auch weiter W im frontalen Bereich des durch Molasserücken in mehrere Zungen aufgespaltenen Aare/Reussgletschers, etwa zwischen Wynen- und Suhrental. Im Wiggertal wird dieser Eisstand S und W Zofingen durch Moränen und Erratiker bekundet, während damals das Ürketal – und gegen den Grenzbereich zum Aare/Rhonegletscher – das obere Pfaffnerental und seine Seitentäler als Schmelzwasserrinnen funktionierten (HANTKE, 1963).

Präwürmeiszeitliche Eisstände zwischen Limmat und Surb

Präwürmeiszeitliche Wallmoränen sind im nordalpinen Bereich eher selten. Wegen ihres meist lehmig-tonigen Materials wurden sie durch würmeiszeitliche Solifluktion zunehmend flacher. War dagegen das Moränenmaterial reich an Kalkblöcken und verwitterungsresistenten Geröllen, so bürsteten sie unter dem würmeiszeitlichen Klima kaum von ihrer Schärfe ein; sie wurden nicht «verwaschen», sondern blieben – wie etwa derjenige von Siggenthal-Kirchdorf – als relativ markante Wälle erhalten.

Ein derartiger, noch gut ausgeprägter Moränenwall konnte auf der N-Seite der Lägern bei P. 522,2 SE Unterehrendingen entdeckt werden. F. MÜHLBERG (1901) kartierte ihn als «Bergrutsch». Wie jedoch aus seiner Lage hervorgeht, liegt nicht eine vom Steinbuck oder gar vom Lägerngrat abgerutschte Partie vor. Zudem stellt sich weiter W, im Chlonhof, eine vertorfte Wanne ein, während sich der Wall selbst aus der Falllinie vom höchsten Punkt der westlichen Lägern, vom Burghorn, zur

Surb entwickelt. Von rund 600 m Höhe an wird er allmählich aus der S–N-Richtung gegen NW, gegen den Surbtallauf Unterehrendingen–Tiefenwaag–Lengnau, abgedreht. Zugleich fällt er immer weniger steil ab. Da dieser Wall glazial überschleift ist, lässt er sich am ehesten als risseiszeitliche Mittelmoräne deuten. Diese bildete sich zwischen dem das Wehntal erfüllenden Arm und einem vom Limmattal über den Sattel von Höhtal ins Surbtal eindringenden Lappen des Linth/Rheingletschers.

Der in der verlassenen Kiesgrube bei P. 522,2 aufgeschlossene Gesteinsinhalt besteht praktisch aus lokalem Malmschutt – fossilreiche Badenerschichten, verschwammte Wettingschichten und «Universalkalke» – von feinstem Kalksand bis zu Blöcken von $\frac{1}{4}$ m³. Sie sind auffallend eckig und nur wenig kantengerundet. Dass es sich vorwiegend um lokalsten, von der Lägern stammenden Gesteinsschutt handelt, steht ausser Zweifel. Am wahrscheinlichsten ist eine Herkunft vom Steinbuck, einer markanten, etwa 1 km N des Lägerngrates E–W streichenden Malmrippe, die beidseits unvermittelt abbricht. Ganz untergeordnet fanden sich: Arietenkalke und nach einigem Suchen auch ortsfremde, weit besser gerundete Gerölle: Taveyannaz-Sandstein, feinkörniger glimmerhaltiger Flysch-Sandstein, Quarzite, rekristallisierte Kalke, Kieselkalke, Verrucano – nach W. RYF (mündl. Mitteilung) oberer Sernifit mit schwarzen Quarziten, vermutlich aus der Murgtalegend.

Dass an dieser Stelle bereits während der grössten Vereisung, als der helvetische Gletscher noch bis Möhlin und über die Jurapässe bis über Liestal hinausreichte, ein Moränenwall angelegt war, ist schon aus eisdynamischen Überlegungen wahrscheinlich. Damals lag die Lägern – mit Ausnahme der höchsten westlichen Gratpartie – noch unter dem Eis, was durch Grundmoräne und Erratiker – der höchste liegt E des Burghorns in 830 m Höhe – dokumentiert wird. Doch kam es SE Unterehrendingen auch noch während eines späteren Eisstandes, als der durch das Wehntal abfliessende Gletscherarm nochmals bis Lengnau vorsties, zur Ausbildung einer Mittelmoräne. Nach einem ersten Rückzug vermochte jedoch der von Baden sich gegen NE wendende Eislappen nicht mehr bis zum Chlonhof vorzustossen, sondern stirnte bereits auf dem Sattel von Höhtal–Stängeli. Der Wehntaler Arm reichte noch bis unterhalb Tiefenwaag und bis Oberehrendingen; das Tälchen Chrüzacher–Oberwisen funktionierte – wie etwas früher das Tal von Freienwil – als randliche Entwässerungsrinne.

Diese beiden Gletscherstände zwischen den äussersten Moränen von Möhlin und den äussersten Würm-Endmoränen von Sünikon–Schöfflisdorf zeichnen sich zwischen Wehntal und Baden noch durch weitere Indizien ab. N Niederweningen finden sich in einer aufgelassenen Kiesgrube von Moräne bedeckte, verkittete Schotter. In der Talung Niederweningen–Siglistorf lässt sich auf der Wasserscheide eine flache Stirnmoräne erkennen, über die das Strässchen nach Ober-Schneisingen abzweigt. Ebenso ist die morphologische Differenz dieser Talung sehr auffällig: S der Wasserscheide ein einstiges Zungenbecken mit relativ breiter, lehmiger Sohle, das zwar durch spätere Rutschungen und würmeiszeitliche Solifluktion etwas überprägt wurde, N davon eine gegen Siglistorf entwässernde V-förmige Schmelzwasser-rinne.

Ein weiteres Zungenbecken gibt sich in Schladwisen SW Schneisingen zu erkennen. Damit ist auch die Gleichaltrigkeit der Eisstände von Siggenthal–Kirchdorf, Lengnau, Schlad und Hörndli in der Siglistorfer Talung und den Entwässerungsrinnen von Allmend–Chappelerhof und Hertenstein–Freienwil–Lengnau auf der

linken bzw. der rechten Seite des Limmattales einigermaßen gesichert (HANTKE, 1962). Beim Vorstoss zu diesem Stadium – der Gletscherrand lag unterhalb des Juradurchbruches zwischen Bruggerberg und Iberig, wo sich Linth/Rhein-, Aare/Reuss- und Aare/Rhonegletscher eben noch vereinigten – wurde die Schotterflur des Oberfeldes E Würenlingen und des Ruckfeldes zwischen Endingen und Döttlingen geschüttet. Diese Schotterflur fügt sich genau in diejenige des Surbtales ein, die sich von Endingen talaufwärts in mehreren Terrassenresten beobachten lässt, so bei Ifang, Buechli, beim Israelitischen Friedhof und E des Talenbaches am E-Ende des Schachen, bei Haslen, Anzimoos-Halt und bei Steig. E. BUGMANN (1958) betrachtete die Talrandschotter des mittleren Surbtales als «Riss-II-Schotterflächen», diejenigen des Ruckfeldes als «Riss-I-Akkumulationsfläche».

Ein kurzer Rückzugshalt scheint sich im Wehntal in den flachen Wallresten S der Station Niederweningen abzuzeichnen. Damals dürfte der Limmattal-Arm noch bis Baden gereicht haben.

Die quartären Ablagerungen im Bereich der Aaremündung

Am Acheberg, zwischen Zurzach, Koblenz und Klingnau, unterscheidet E. BUGMANN (1958) auf der Sedimentplatte des sanft gegen SE einfallenden Tafeljuras – entsprechend der bisherigen Eiszeit-Chronologie – ein «Günzniveau» und NE anschliessend eine morphologisch stark überprägte «Günz-Schotterfläche (DS I)». Etwas tiefer glaubt er eine morphologisch kaum in Erscheinung tretende «Mindel-Schotterfläche (DS II)» und schliesslich, wiederum ohne sichtbare Grenze, «Alt-moränenformen (Riss II, ev. älter), zum Teil mit Fliesserdestrukturen» auseinanderhalten zu können.

Die vielfach gehäuft auftretenden Deckenschotter-Vorkommen der N-Schweiz wurden bisher meist als Erosionsrelikte einst grosser, zusammenhängender Schotterfluren betrachtet. Dabei wäre der höhere Deckenschotter über einer alten, präglazialen Landoberfläche abgelagert worden, die regelmässig vom Alpenrand bis zum Schwarzwald eingefallen wäre.

Die Eintiefung der Täler wäre im schweizerischen Mittelland in der Günz/Mindel- und besonders in der Mindel/Riss-Interglazialzeit erfolgt. Sie ist jedoch sicher älter und setzte bereits ein, als sich zwischen den auf die Molasse überschobenen Voralpen und den Erosionsbasen des Mittellandes erste Niveaudifferenzen einstellten.

Da in der N-Schweiz pliozäne Ablagerungen – mit Ausnahme disjunkter Vorkommen detritischer Schüttungen im NW und im NE – fehlen, ist es höchst wahrscheinlich, dass schon im Pliozän kräftig erodiert wurde. Ohne Zweifel haben bei der Talbildung Grabenbrüche mitgewirkt, doch sind diese nur zum kleinen Teil jungpleistozän.

Periglaziale Verwitterung, erosives Ausräumen durch Schmelzwässer und Kolkwirkung vorstossender Gletscher lassen die pleistozänen Taleintiefungen im gefällsarmen Mittelland vielmehr in die Kaltzeiten verlegen, während es in den Interglazialzeiten – zumindest in der letzten – in den übertieften Tälern zur Akkumulation limnischer Sedimente kam.

Viel zwangloser als nach der Theorie der ineinandergeschachtelten, in verschiedenen Eiszeiten abgelagerten Schotterfluren, lassen sich jedoch diese Bildungen im innermoränischen Bereich als randliche Schüttungen bei verschiedenen Eisständen deuten und das ausgeglichene Gefälle der Schotterauflagerungsfläche als solches von einstigen Eisoberflächen erklären (HANTKE, 1962, 1963).

Zudem unterscheiden sich die von BUGMANN am westlichen Acheberg als «Günz-» und als «Mindelschotter» bezeichneten Ablagerungen höhenmässig nur um wenige Meter; diejenigen auf den Spornen gegen das Rheintal liegen sogar praktisch auf gleicher Höhe wie die der Günz-Eiszeit zugewiesenen Vorkommen.

Dagegen scheinen in den von E. BUGMANN (1958) auf der W-Seite des untersten Aaretals zwischen Mandach und Leibstadt auseinandergehaltenen, zum Teil ebenfalls von «Altmoränen» überlagerten «Günz- und Mindelschotterflächen» verschiedenartige Bildungen vorzuliegen. Bei der Ablagerung des tieferen Deckenschotter dürfte der Gletscher schliesslich bis unterhalb Koblenz vorgestossen sein. Dieser Eisstand wurde früher (HANTKE, 1960) als oberhalb Laufenburg gelegener ins Frühriss gestellt. Der höhere Deckenschotter dagegen liesse sich als Schüttung bei einem zum Maximalstand der grössten Vereisung vorrückenden Gletscher erklären und wurde ins Hochriss eingestuft.

Die von BUGMANN als «Altmoränenformen Riss II (ev. älter) mit Solifluktionsformen» kartierte NW-Abdachung des Acheberges ist als Mittelmoränenbereich des bis Möhlin vorgestossenen Gletschers zu deuten. N Klingnau, zwischen Hönger und Äpelöö, scheint den Schottern ein Wallrest aufzusitzen.

Vom Hönger gibt BUGMANN (1961: 112) ein Detailprofil: Über blaugrauem Opalinuston folgt zunächst eine mehr als 40 m mächtige Wechsellagerung von Sand und Kies mit eingestreuten grösseren Geröllen («Typus Hochterrasse»), die mit einem bis 1 m mächtigen Verwitterungshorizont abschliesst. Darüber liegt mit scharfer Grenze ein verwitterter Lehm mit eckigen Murchisonae-Kalken, Blöcken von löcheriger Nagelfluh, blaugrauem «Alpenkalk», gut gerundeten alpinen Geröllen und umgelagerte Moräne, die in bis 2 m tiefen Taschen in den Schotter hinuntergreift und zuoberst aus verwittertem Lehm mit solifluidalen Einschlüssen besteht.

1961 konnte BUGMANN in 380 m eine 1–2 m mächtige Feinsandlage mit dünnen Geröllbändern beobachten, die von 30 cm fettem Lehm überlagert wurde. Darüber folgten – in Feinsand eingelagert – 6 m Lokalschutt: kantige Doggerkalke und frostgesprengte alpine Gerölle. BUGMANN (1961: 113) deutet diesen Hiatus richtig als Unterbruch in der glazifluviatilen Aufschottung, den darüberliegenden Lokalschutt als kaltzeitliches Fliesserde-Regime des weiter vorstossenden Gletschers, den er als Riss I bezeichnet, während sich darin wahrscheinlich nur ein lokaler Eisvorstoss abzeichnet. Aus den Lagerungsverhältnissen der Deckschicht schloss BUGMANN, dass die «Hochterrassenschotter» – bei ihm Vorstoßschotter der grössten Vereisung – zunächst verwitterten. Die Frage ist nur, ob im «Interglazial (Riss I/Riss II)», einem «Interstadial» oder während einer relativ unbedeutenden Schwankung. Die von Moräne bedeckte Verwitterungszone schreibt er der Riss-II-Eiszeit zu. Sie ist jedoch nur einem darüber vorstossenden Gletscherstand zuzuordnen. Die nachfolgende Verwitterung wird ins Riss-II/Würm-Interglazial, die solifluidalen Erscheinungen der Deckschicht in die Würm-Kaltzeit gestellt.

Um Koblenz unterscheidet BUGMANN (1958: 13/14 und 1961: 112) drei Systeme von Terrassenschottern: ein tieferes, das mit scharfen Kanten zu eingeschnittenen Erosionsniveaux abfällt und vom Rhein (314 m) bis zur Terrassenfläche von Rütönen (343 m) hinaufreicht, ein nächst höheres mit den Terrassenresten von Längg-Buck-Fritteli, Sonnenbüel-Geisswis-Langforen und Härdli-Hard, ein Erosionsniveau, das im S und SW eine Lössdecke trägt und von 350 m bis 365 m ansteigt, und schliesslich die Schotterreste am Laubberg und N Klingnau, die einem

noch höheren System zugeordnet werden. Die beiden höheren Terrassensysteme sind meist unscharf, von Hangdellen, Solifluktionstälchen und jüngeren Kerben durchsetzt, die Fluren selbst von Löss oder Solifluktionsschutt bedeckt. Immerhin bilden auch sie einheitliche, sanft gegen NW einfallende Flächen.

Die tiefsten gut ausgeprägten Terrassen stellen – wie A. LEEMANN (1958) und E. BUGMANN nachgewiesen haben – würmeiszeitliche Akkumulations- und Erosionsniveaux dar, die höheren sind sicher älter. BUGMANN betrachtete sie zunächst (1958) als «Riss-I-Erosionsflächen», später, (1961: 112) – wegen ihrer Bedeckung mit «Riss-II-Moränen» – als «gleich alt oder älter als Riss II». Während die Dekenschotterfluren von dem bis Möhlin vorstossenden Gletscher überprägt wurden, dokumentieren die von BUGMANN als «Riss-I- und als Riss-II-Schotterflächen (Hoch- und Mittelterrasse)» bezeichneten Schüttungen eisrandnahe Schotterfluren.

Für die Chronologie bedeutsam sind besonders die Detailuntersuchungen um Koblenz. Bereits E. BLOESCH (1911: 3) erwähnte anlässlich der Korrektur der Strasse über den Strick angeschnittene Moräne mit Erratikern, «die jedenfalls ein wenig unter dem Niveau der Hochterrasse liegen», und gekritzte Geschiebe aus einer rund 25 m unter dem «Riss-I-Akkumulationsniveau» gelegenen Kiesgrube SE Reuenthal.

Als Beweis, dass zwischen der Schüttung des «Hochterrassenschotter» und den Ablagerungen der grössten Vergletscherung ein bedeutender Zeitraum mit kräftiger erosiver Ausräumung lag, führte E. BLOESCH (1911: 3) die von G. STEINMANN und L. DU PASQUIER (1893 a: 36) über Lias und unter Niederterrassenschottern auftretende Grundmoräne mit gekritzten Geschieben beim Einlauf in den Oberwasserkanal des Kraftwerkes Beznau ins Feld. Etwas weiter S stellt sich verwaschene Grundmoräne mit grossen Geröllen und kleineren Erratikern auf einer Dogger-Unterlage ein. Doch begründen diese tief gelegenen Grundmoränenvorkommen im Aaretal in keiner Weise eine interglazial erfolgte erosive Eintiefung vom Niveau der Hochterrasse von Schlatt bis hinunter zur heutigen Aare, da das jüngere Alter der Grundmoräne am Aareufer keineswegs erwiesen ist. Vielmehr gelangte diese Moräne vor der Schüttung der Hochterrassenschotter von Schlatt zur Ablagerung, während sie L. DU PASQUIER (1893: a 40/41, 1893 b: 400) für gleich alt hielt wie die auf der Hochterrasse liegende.

In den Schottern beim Koblenzer Scheibenstand stellten LEEMANN (1958: 159) und BUGMANN (1961: 115) Einlagerungen von Erratikern, gekritzten Geschieben und verschwemmtem Moränenlehm fest. Damit sind diese Schotter – entgegen der Ansicht R. HUBERS (1956) – als präwürmeiszeitlich anzusprechen.

Da jedoch die von BUGMANN als «Mittelterrasse» gedeutete Schotterflur völlig unberührt ist und nirgends Spuren einer glazialen Überprägung – etwa einer Überfahung durch einen bis Möhlin vorstossenden Gletscher – erkennen lässt, kann die zugehörige Eisrandlage nur einem späteren Eisstand entsprechen.

In der Baugrube für die Schaltstation der ATEL, bei P. 352 S Koblenz, stellte sich über frischem, fluviatilem Kies eine 1,2 m mächtige groblockige eisrandnahe Schüttung ein mit schlecht gerundeten, bis 40 cm grossen Geschieben, Sandlinsen und einem m³-grossen «dunklen alpinen Kalk-Erratiker». Darüber folgten 1,8 m umgelagerte, verwitterte und frostgesprengte Schotter in feinem, fast lössartigem Frostschuttlehm: eine würmeiszeitliche Deckschicht.

Die Aufschlüsse SE Reuenthal, beim Scheibenstand Koblenz und in der Baugrube der Schaltstation bestätigen einen Vorstoss bis ins unterste Aaretal. BUG-

auf Valerius Hantke am HT

MANN gibt auch am Laubberg auf dem Akkumulationsniveau der Riss-I-Schotter tatsächlich «Altmoräne» («Riss II ev. älter») an. Wahrscheinlich ist der schotterreiche Grat des Hörndlibuck E Koblenz als Eisrand zu interpretieren, indem dieser, zusammen mit dem rechtsrheinischen Erosionsrelikt Bürgerwald–Homburg, das später vom Rhein wieder ausgeräumte Zungenbecken eines risseiszeitlichen Gletscherstandes von Rietheim–Kadelburg umschloss.

Umgekehrt zeichnet sich im untersten Aaretal ein gleichaltriger Eisstand im schotterreichen Wallrest vom Gibrist SE Hettenschwil ab. Auf der rechten Talseite scheint sich N Klingnau, von P. 435 über Hönger–Äpelöö, ein entsprechender Wallrest einzustellen, während die als «Riss-I-Akkumulationsflächen» bezeichneten Schotterfluren des Ruckfeldes, von Schlatt und von Strick–Reuenthal–Moos die zugehörigen Vorstoßschotter darstellen würden.

Entsprechende Schotterfluren finden sich auch im Rheintal zwischen Kaiserstuhl und Rümikon und auf dem Laubberg zwischen Rietheim und Koblenz. Dabei dürfte der den Schottern unterhalb Kaiserstuhl aufsitzende flache Moränenwall dem Siggenthaler Stadium des vereinigten Aare/Rhone–Reuss–Linth/Rhein-Gletschers entsprechen, während derjenige, der sich zwischen Rümikon und Mellsdorf aus den als mindeleiszeitlich betrachteten Deckenschottern zu entwickeln scheint, mit den Schottern und Moränenresten am Laubberg der Eisrandlage Rietheim–Kadelburg oberhalb Koblenz gleichzusetzen sein dürfte.

Zwischen Koblenz und Leibstadt vermutete H. HEUSSER (1926: 5) auf Grund von Bohrungen die Existenz eines «mitteldiluvialen» Aare/Rheinlaufes von Gippingen über Strick gegen Leibstadt. Dieser Lauf kann nur älter sein als die von BUGMANN als «Riss-I-Akkumulationsfläche» bezeichneten «Hochterrassenschotter» von Strick–Reuenthal–Moos, da er durch die Schotter eingedeckt wurde. BUGMANN betrachtete jedoch diese Schotter – entsprechend der MÜHLBERGSCHEN Auffassung – als solche, die vor der grössten Vergletscherung abgelagert worden wären. Ihre Oberfläche, die von 395 m N Strick auf eine Distanz von 1,5 km auf 387,4 m beim Moos abfällt, bildet jedoch eine deutliche Ebene. Wie die übrigen Hochterrassenschotter im untersten Aaretal wurde sie – entgegen der Ansicht ALB. HEIMS (1919: 274) – nicht von einem bis Möhlin vorgestossenen Gletscher überfahren, da sie weder von zusammenhängender Grundmoräne bedeckt, noch drumlinartig überprägt wurde. Wohl finden sich da und dort kleinere Moränenreste, zum Teil mit gekritzten Geschieben, und vom Strick erwähnte bereits L. DU PASQUIER (1891: 36) einen erratischen Gabbro-Block, was auf einen nahen Eisrand hindeutet. Sicher wurden all diese Schotterreste des untersten Aaretals als einst zusammenhängende Flur geschüttet. Dabei stiess der Gletscher zeitweise bis gegen die Aaremündung vor, während er später am Juradurchbruch zwischen Bruggerberg und Iberig stürzte (HANTKE, 1962 b, 1963: 49/50).

Damit lässt sich auch die Frage H. GRAULS (1960: 97) nach den «Riss-II-Vorstoßschottern» im schweizerischen Mittelland beantworten, welche bei Biberach/Riss 40–50 m mächtig sind. Wahrscheinlich sind es die «Hochterrassenschotter» des zentralen Aargau und jene Schotter, die E. BUGMANN im untersten Aaretal der Riss-I- bzw. Riss-II-Eiszeit zuwies und die dort eine durchaus vergleichbare Mächtigkeit von mindestens 50 m erreichen.

Die Wälle von Möhlin und die zugehörige Schotterflur des Möhliner Feldes wären damit nicht als Riss II, wie dies in der Schweiz meist geschah, sondern als Riss I zu benennen.

Wie bei der Differenzierung der Würm-Eiszeit in Würm I, II und III, so haben sich in den letzten Jahrzehnten auch bei der Riss-Eiszeit Indizierungen eingebürgert, unter denen beinahe jeder Autor etwas anderes versteht. Es ist daher einstweilen für die präwürmeiszeitlichen Gletscherstände der N-Schweiz sinnvoller, diese nach den Endlagen ihrer Zungen zu bezeichnen, um so mehr, als die Korrelation mit dem schwäbisch-bayrischen Typusgebiet einer erneuten Überprüfung bedarf. Zudem ist die Zuordnung und damit die Chronologie selbst dort noch nicht endgültig geklärt (H. GRAUL, 1962; SCHÄDEL, K., & WERNER, J., 1963).

Die von E. BUGMANN (1958, 1961) im untersten Aaretal als «Riss I» und als «Riss II» bezeichneten Akkumulations- bzw. Erosionsniveaux sind zweifellos älter als würmeiszeitlich, aber eindeutig jünger als der Maximalstand der grössten Vergletscherung, da sie nicht von einem bis Möhlin vorgestossenen Gletscher überfahren worden sind.

Ebenso ist das allzu einfache und viel zu generell angewandte Schema der Deckenschotter-Ablagerung – höherer Deckenschotter = günzeiszeitlich, tieferer = mindeleiszeitlich – sowie die Vorstellung einer prägünzeiszeitlichen Penepplain des schweizerischen Mittellandes und von einer kräftigen, jeweils interglazial erfolgten Eintiefung der Täler im innermoränischen Gebiet zu revidieren.

Die zwischen Surb und Rhein als höherer Deckenschotter gedeutete Schotterflur (R. FREI, 1912 a) könnte ebensogut – wie schon früher dargetan wurde (R. HANTKE, 1962 b, 1963) – als auf den eisfreien Tafeljura-Hochflächen abgelagerte Vorstoßschotter des bis Möhlin vorrückenden Gletschers gedeutet werden. Damit würde auch das merkwürdige, bereits zwischen 1860 und 1865 bekannt gewordene Alpenrosenrelikt von Schneisingen in ein neues Licht rücken. E. FURRER (1959) führt hierfür folgende Entstehungsmöglichkeiten an: Anpflanzung von Liebhabern, Samentransport auf Findlingen, Windtransport der äusserst leichten Samen, die zudem unter der Schale noch mit einem Luftraum ausgestattet sind, oder eben ein Glazialrelikt, das im Bowald, 1 km NNW Ober-Schneisingen in 600 m Höhe, nicht nur die letzte Eiszeit, sondern auch die grösste Vergletscherung auf einer dem Schotter aufsitzenden Moräne überdauert hätte. Im Gegensatz zum Randensplateau und zum westlichen Lägergrat, die ebenfalls knapp über die Eisoberfläche der grössten Vergletscherung emporragten, liegt dieses Vorkommen auf saurer, der rostblättrigen Alpenrose zusagender Unterlage.

Die dem tieferen Deckenschotter zugewiesenen Vorkommen im Bereich des untersten Aaretals und weiter rheinabwärts dürften solche eines älteren Gletscherstandes darstellen. Wahrscheinlich sind sie mit den bereits von E. BLOESCH (1911) beim Kraftwerkbau von Laufenburg im Liegenden der Moränen der grössten Vergletscherung festgestellten Schottern in Zusammenhang zu bringen. Diese wären in einem nachfolgenden Interglazial oder Interstadial tiefgreifend verwittert, von einer neuen Schotterflur überschüttet und schliesslich vom bis Möhlin vorstossenden Gletscher überfahren worden.

haben verwittert!!! als die fünf Lagen

Risseiszeitliche Bildungen westlich der Aare

W der Aare lässt sich die Schotterflur Oberfeld–Ruckfeld ebenfalls in verschiedenen Relikten beobachten. Durch Schmelzwässer, die über Riniken–Rüfenach abflossen, wurde das einst zusammenhängende Akkumulationsniveau W des Bruggerberges unter Bildung von Erosionsniveaux zerschnitten.

Am Bözberg zeichnet sich ein flacher Wall bei Vier Linden ab. Durch eine seichte Rinne floss etwas Schmelzwasser über Ursprung–Kirchbözberg durch das S Rüfenach ebensohlig mündende Iseletal ab.

S von Brugg wird das Siggenthaler Stadium durch eine dünne Moränendecke dokumentiert, welche den eisüberprägten Schottern zwischen Habsburg und Chestenberg aufliegt. Analoge Schottermassen finden sich auch W der Aare, an den S-Hängen der Jurakette der Gisliflue und Homberg, wo sie besonders im Staatswald W Auenstein flächenhaft auftreten und bis auf über 500 m ansteigen. Während F. MÜHLBERG (1904, 1908) die Moränendecke über den eistektonisch etwas gestörten «Hochterrassenschottern» und «Schottern» der grössten Vergletscherung als «Moränen der grössten Vergletscherung» bezeichnete, deutet nunmehr R. GYGI (1962) diejenigen zwischen Chestenberg und Habsburg als spätrisseiszeitliche Vorstoßschotter, die darauf liegende Moräne als Dokument des noch etwas darüber vorgefahrenen Gletschers. Dagegen stammen die Moränen auf dem E davon gelegenen Plateau von Müseren–Schwobenberg–Chörnlißberg von einem etwas älteren Eisstand. Damals reichte die Gletscherzunge noch bis gegen Koblenz. Die um Brugg und Turgi sich häufenden Vorkommen von tieferem Deckenschotter – Bruggerberg, Gebenstorfer Horn, Iberig, Midibuck–Hombrig und Firsthalden – scheinen dagegen Vorstoßschotter eines noch älteren, bis ins Rheintal reichenden Gletschers darzustellen, die am Juradurchbruch, am Iberig, eine alte Rinne eindecken.

Quartäre Schotter und Moränen im Fricktal

In den einzelnen Talästen des Fricktales fällt zunächst das plötzliche Einsetzen breiter, flacher Sohlen mit ausgeglichenem Gefälle auf, so oberhalb der Station Effingen, bei Ober Zeihen, unterhalb Densbüren, bei Wölflinswil und unterhalb Kienberg. Diese sind kaum nur der erosiven Tätigkeit der heutigen Wasserläufe mit ihren heutigen Erosionsbasen zuzuschreiben; vielmehr erforderten derartige Täler im südlichen, meist durch resistente Kalke geschützten Tafeljura eine bedeutend grössere Wasserführung. Diese Voraussetzung war jedoch erfüllt in den Frühphasen der Kaltzeiten mit den bedeutend grösseren Niederschlägen und – zufolge vermehrter Frostsprengung – auch erhöhter Schuttführung, besonders als die Eiszungen des vorrückenden Aare/Rhonegletschers während der grössten Vergletscherung über die Jurapässe Salhöchi, Bänkerjoch, Staffelegg, Chillholz, Buechmatt, Lannersattel und Bözberg ins Fricktal vorstiessen.

Während des Siggenthaler Stadiums dürfte – mit Ausnahme der Staffelegg – kein Eis mehr über diese Sättel geflossen sein. Schotter und wallartige Moränenreste E der Staffelegg, am Übergang ins Schenkenberger Tal, deuten auf einen nahen Gletscherrand und auf ein Zungenende zwischen Staffelegg und Densbüren. Die

übrigen Transfluenzen ins Fricktal erfolgten, als der helvetische Gletscher nochmals bis gegen die Aaremündung vorstieß, diejenigen von Chillholz und Buechmatt nur während des Maximalstandes.

Die Anlage der Juratäler ist aber zweifellos älter. Diese funktionierten bereits als Schmelzwasserrinnen bei der ersten Eis-Transfluenz und während der grössten Vereisung als subglaziale Abflussadern.

Von den Schottern um Frick interpretierte L. BRAUN (1920: 224/225) diejenigen S und W des Dorfes – Hübeli, Rain-Kirche, Bahnhof-protestantische Kirche-Hundsrüden – mit vorwiegend jurassischen und wenig alpinen Geröllen als verkittete Schotter der grössten Vereisung, da sie sich «mit Moränen der grössten Vergletscherung verknüpfen lassen». Bereits P. VOSSELER (1918: 238) hatte festgestellt, dass diejenigen N des Bahnhofes von Moräne mit grossen, zum Teil geschrämten Geschieben «aus den Alpen» und Blöcken aus der näheren Umgebung überlagert werden. Er bezeichnete sie – wie diejenigen der Guggerhalde (= Balmenrain) ENE Wittnau – zusammen mit den am südwestlichen Dorfausgang aufgeschlossenen Vorkommen als «Hochterrassenschotter» und setzte sie altersmässig den verkitteten Schottern von Wigarten-Eilez (NE Eiken) und jenen der lehmbedeckten Terrasse von Eiken-Münchwilen gleich. Die Schotter SW Wittnau bestehen aus zwei Schüttungen von eckigen Hauptrogenstein-Trümmern mit einer Einlagerung von Moräne mit grossen gerundeten Blöcken und einer mächtigen, stark rostig verwitterten Deckschicht. Sicher sind es Vorstoßschotter. Da sie vor allem um Frick mit Moränen verknüpft sind, müssen sie nicht unbedingt der Maximalphase der grössten Vergletscherung zugeordnet werden, sondern könnten allenfalls von einem bis Frick vorrückenden Gletschervorstoss stammen. Jedenfalls ist die Lehmdecke des Ändberges nicht als Löss zu deuten, sondern besteht, wie schon F. MÜHLBERG (1878: 26) und L. BRAUN (1920) erkannt hatten, aus Moränenmaterial. Andererseits müssen die etwas stärker verkitteten Schotter von Eilez am Ausgang des Fricktales nicht unbedingt einer anderen Vereisung zugewiesen werden.

Anzeichen des Maximalstandes der grössten Vergletscherung lassen sich auch im Fricktal erkennen. Eine Grundmoränendecke mit alpinen und lokalen Erratikern reicht nach L. BRAUN (1920) noch im untersten Fricktal auf über 500 m hinauf. Auch der Chaistenberg ist noch eisüberprägt. Zwischen dem Tal von Gansingen und Ittenthal konnte H. BUSER (1952: 139) verschiedene lokale Stauschotter beobachten, so bei Galten, Widacher und Waldheim. Ebenso ist der 30 m hohe, ausschliesslich aus Malmgeröllen bestehende Schotterhügel von Boll S Mönthal höchst wahrscheinlich zur grössten Eiszeit – nicht zur Würm-Eiszeit wie H. BUSER (1952: 138) glaubte – an der Front eines von Remigen durch das Schmittenbachtal eindringenden Gletscherlappens geschüttet worden.

Schotter der grössten Vergletscherung werden von M. ZIEGLER (1958: 52) im Tognet und auf dem Ämet E bzw. NE Densbüren erwähnt, während A. BAUMER (1957: 52) neben einem bereits F. MÜHLBERG bekannten Walliser Erratiker im Hard W Densbüren eine «glaziale Ablagerung mit eckigem Juramaterial und seltener gerundeten alpinen Geröllen» von der Strihenmatt zwischen Wölflinswil und Densbüren beschreibt. Ein Relikt von verwitterter Moräne mit gut gerundeten jurassischen und alpinen Geröllen konnte neulich F.-J. GSELL im glazial überschlifften Sattel der Burg NE Kienberg beobachten.

Eine Merkwürdigkeit stellen im Tafeljura weitverbreitete faust- bis kopfgrosse Quarzitgerölle oberhalb der Moränenvorkommen dar. L. BRAUN (1920: 223) erwähnt solche auf dem 749 m hohen Tiersteinberg, sowie auf den Muschelkalktafeln N und S von Obermumpf. Nach dem Verlauf des Eisrandes während der grössten Vergletscherung (R. FREI, 1912 und ALB. HEIM, 1919, Taf. 10) ragte jedoch der Tiersteinberg damals rund 100 m über das Eis empor, was sich auch mit den Aufnahmen von L. BRAUN deckt.

Das Auftreten derartiger hoch gelegener transportresistenter Gerölle, die am Dinkelberg von M. PFANNENSTIEL & G. RAHM (1964) als Zeugen einer grössten Schwarzwald-Vereisung erkannt wurden, von wallartigen Schotterhaufen, die meist als solche von Lesesteinen gedeutet wurden, und von vereinzeltten Erratikern unterhalb der äussersten Wallmoränen, die jedoch als Driftblöcke aufzufassen sind, liessen C. DISLER (1945) eine noch weiter rheinabwärts reichende «grösste Vereisung» postulieren.

Die von DISLER (1931, 1945) auf dem Deckenschotterplateau von Berg S und SW Rheinfeldern erwähnten Erratiker bekunden jedoch keinen über Möhlin hinaus vorgestossenen Gletscher. Da sie auf einer mit Herrn Dr. H. LINIGER durchgeführten Exkursion nicht aufgefunden werden konnten, sich aber an den von DISLER angegebenen Stellen stets grössere, deutlich gerollte Geschiebe vorfanden, liegt der Verdacht nahe, dass es sich dabei um solche aus dem unter einer Lösslehm-Decke liegenden Deckenschotter handelt. Auch der von ihm (1931) in Fig. 7 abgebildete Erratiker dürfte ein derartiges, mit der Geröllflut des Deckenschotters verfrachtetes Geschiebe darstellen. Ebenso konnte die von DISLER erwähnte Grundmoräne über dem Deckenschotter von Vogelsand nicht beobachtet werden; die darüber liegende Decke ist, wie neue Weganschnitte gezeigt haben, als verlehmteter, wahrscheinlich risseiszeitlicher Löss zu deuten.

Quartäre Bildungen im Basler Jura

Für die Geschichte des Baselbieter Quartärs ist besonders der Lauf des Bennwiler Baches, eines rechten Zuflusses der Vorderen Frenke, von Bedeutung. Während H. CLOOS (1910: 181) dessen Ablenkung beim Winkel NNE Bennwil aus der angestammten NNE-Richtung zum Diegter Bach in die NW-Richtung zur Vorderen Frenke auf eine späte Einsenkung im Bereich der Frenke zurückführen wollte, schien es L. HAUBER (1960: 67) «als ob durch Moränenabsätze der alte Lauf dieses Baches abgeschnitten worden ist». In der Tat stiessen zur Zeit der grössten Vergletscherung die über den Unteren Hauenstein nach N abfliessenden Eismassen von Buckten über Känerkinden bis über das Diegtertal gegen W vor, was sich durch Moränenreste – bei Rütiweid, Ebnet und Winkel SW bzw. NW Ober Diegten – und vereinzeltte Erratiker zu erkennen gibt.

Im Gegensatz zu F. MÜHLBERG (1914, 1915) schied HAUBER (1960: 39) zwischen Reigoldswilertal und Diegtertal keine «Hochterrassenschotter» mehr aus. Diejenigen N Oberdorf erwiesen sich als Gehängeschutt, jene bei Gürblen im untersten Bennwiler Tal deutete HAUBER (1960: 67) als Erosionsterrasse in der anstehenden Juranagelfluh, die möglicherweise in «Zusammenhang mit der Ableitung des Bennwiler Baches beim Winkel» steht. Dagegen ist die alte Rinne bei Eimatt vor der

Einmündung in den Diegter Bach ohne Zweifel jünger. Sie fällt, wie die Bildung des wenig älteren Schuttkegels unterhalb Chälen, in eine spätere Kaltzeit, wahrscheinlich in die Würm-Eiszeit.

Durch die Moränenablagerung beim Winkel wurde auch die Ablagerung von Juranagelfluh-Schotter beim Wiseli und bei der Einmündung ins Diegtertal unterbunden. Durch Schmelzwässer, die während des Eistrückzuges durch das Bruggtal und Bennwiler Tal abflossen, wurde die Rinne vom Winkel gegen Hölstein vertieft.

Wohl den eindrücklichsten Beweis für eine Eisbewegung vom Homburger Tal gegen W bilden die schon F. MÜHLBERG (1915: 7) aufgefallenen Haupttrogenstein-Geschiebe, die bei Chilpen E Nieder-Diegten auf Effingerschichten liegen und die nur durch einen gegen W vorgestossenen Gletscher W von Känerkinden vom Untergrund losgesprengt und westwärts verfrachtet werden konnten.

Von Ränggen über Länz-Ebnet-Wengen-Winkel-Lägerts zum Zunzgerberg bildete sich zwischen den über Oberen und Unteren Hauenstein vorgestossenen Eisströmen eine Eisscheide aus, wobei es an der tiefsten Stelle, beim Winkel unterhalb Bennwil, zur Bildung einer subglazialen Mittelmoräne kam. Da der über den Unteren Hauenstein fliessende Eisstrom – zufolge der breiteren Transfluenz – der mächtigere war, wurde die Eisscheide gegen W abgedrängt. Die letzte Ausbildung der Moräne beim Winkel erfolgte jedoch erst in einem späteren Stadium. Damals reichte der über Känerkinden-Diegten vorrückende Gletscherarm nochmals bis zum Winkel. Im Diegter Tal selbst stirnte er etwa bei Tenniken, während der über den Oberen Hauenstein ins Waldenburger Tal übergeflossene Eisstrom bei Hölstein geendet haben dürfte. Mit einem Seitenarm reichte dieser bei Arten noch bis auf 654 m hinauf, wo F. MÜHLBERG (1914) Moräne und zahlreiche Erratiker feststellte. Dadurch wurde dem Walibach, der früher gegen Oberdorf abfloss, der angestammte Lauf verwehrt, so dass er, zusammen mit Gletscher-Schmelzwässern, die Muschelkalkkrippe zwischen Dielenberg und Hornenberg durchschnitt und zum Oberlauf des Bennwiler Baches wurde (HAUBER, 1960: 67).

Ein gleichaltriger Eisstand zeichnet sich bei Wisen NW des Unteren Hauensteins in 710 m ab. Auch hier kartierte F. MÜHLBERG (1914) einen Wallrest. Wahrscheinlich gehören die Moränenvorkommen von Steinig N Häfelfingen ebenfalls diesem Eisstand an, wobei das Zungenende etwa bei Diepflingen lag.

Auf Grund der Eishöhe dürfte dieses Stadium der Endmoränenlage von Koblenz entsprechen, während dasjenige, das sich auf dem Oberen Hauenstein abzeichnet, demjenigen von Siggenthal gleichzusetzen sein dürfte.

Die von H. SCHMASSMANN (1955: 65) im Baselbiet für die grösste Vereisung gezeichnete Gletscheroberfläche liegt im Transfluenzbereich des Oberen und des Unteren Hauensteins sowie gegen Chastelenflue und Ziefen etwas zu hoch. Gegen das untere Reigoldswiler Tal suchte SCHMASSMANN dies dahin zu korrigieren, dass er dort plötzlich ein grosses Gefälle annahm. Selbst bei seiner Darstellung musste jedoch der 912 m hohe Walten zwischen Eptingen und Läfelfingen als Nunatak emporgeraagt haben, da er dort eine Eishöhe von 800 m angibt. Dasselbe trifft auch für den 790 m hohen Homberg zu, wo SCHMASSMANN die Eishöhe in 750 m gezeichnet hat, was auf Grund eines von F. MÜHLBERG dort festgestellten Erratikers am Fuss des NW-Grates des Wisenberges zutreffen könnte. Wahrscheinlich reichte das Eis eben noch über den Sattel zwischen Wisenberg und Homberg.

Das den Ifleter Berg W des Unteren Hauensteins umfliessende Eis dürfte nur in einzelnen Zungen gegen W vorgestossen sein und kann sich kaum mit der über die Challhöchi ins Diegter Tal hinüberreichenden Gletscherzungen vereinigt haben. Auch das durch das Waldenburger Tal vorgestossene Eis floss wohl über die Passlücken von Arten ostwärts bis zum Sattel von Reien, wo F. MÜHLBERG (1914) zwei Erratiker angegeben hat, doch drang es kaum mehr tief ins Quellgebiet des Diegterbaches ein. Dagegen führt SCHMASSMANN N des Ränggen einen Erratiker – den Gedenkstein für KARL SPITTELER – in 650 m an, und weiter E, in 630 m, kartierte MÜHLBERG (1914) ein Moränenrelikt. Ebenso gibt er auf der NW-Seite des Dielenberges, im Stromstrich des durch das Waldenburger Tal abfliessenden Eises, einen Erratiker in 680 m an. Diese Eishöhe deckt sich mit den Gletscherrandlagen W des Waldenburger Tales. Analog ist auch weiter E mit einer etwas geringeren Vergletscherung zu rechnen. Immerhin bildeten Leutscherberg und Ban (P. 910) NNE Olten noch ein zusammenhängendes Nunatakgebiet.

Von Waldenburg stiess eine Eiszunge über Liedertswil bis gegen das Reigoldswilertal vor. STRÜBIN und MÜHLBERG (1914) geben zwei zerstörte Erratiker am Fuss des Dünnerberges an. Ebenso waren die beiden hochgelegenen Zungenbecken auf den Muschelkalkbergen zwischen Liedertswil und Titterten – Hinter- und Vorderfeld – von flachen Eiszungen erfüllt. Einen Erratiker («Titterten 3») erwähnt SCHMASSMANN (1955: 49) in 740 m E von P. 778, während die Gletscherfront N des Dottenberges bis über Titterten und Arboldswil gegen den Lonsberg und die Chastelenflue vorstiess.

SCHMASSMANN zeichnete nur die Chastelenflue als Nunatak; doch war der ganze Bereich W March–Lonsberg–Chastelenflue–P. 674 (NW Arboldswil) eisfrei. Ebenso dürfte die Eishöhe um Ziefen, auf Grund der Moränenvorkommen und der Erratiker (E. LEHNER in R. KOCH et al., 1933; A. BUXTORF und P. CHRIST, 1936 und SCHMASSMANN, 1955: 49/50, 62), nur bis auf 570 m gereicht haben. SCHMASSMANN vermutet einen Abfluss eines durch diesen Gletscherlappen im hinteren Reigoldswiler Tal aufgestauten Sees über die 610 m hohe Wasserscheide ins Seebacher Tal zur Birs. Als Zeugen für einen solchen Stausee könnte die Rutschung von Gorissen angeführt werden.

Die bereits von F. MÜHLBERG (1914, 1915: 7) im obersten Fluebach bei Geren NE Titterten festgestellten Schotter der grössten Vereisung – L. HAUBER (1960: 39) möchte sie allenfalls einem Rückzugsstadium zuschreiben – bestehen vorwiegend aus Muschelkalk mit nur wenig alpinen Geröllen. Da sie im gefällsärmeren Abschnitt einer vom Vorderfeld herunterführenden Rinne liegen, die von der Höhe Rankberg–Weid unter dem über Titterten gegen W vorstossenden Eis verlief, dürfte es sich um in einem Eistunnel abgelagerte Schotter, um ein Os, handeln.

ZUSAMMENFASSUNG

Die in der NE-Schweiz bisher als risseiszeitlich aufgefassten Schotter und Moränen erwiesen sich ausnahmslos als würmeiszeitlich. Immerhin ragten S Degersheim selbst während der grössten Vergletscherung noch einige Molassegräte als Nunatak über die Eisoberfläche empor, so dass sie Refugien für eine kälter resistente Flora und Fauna darstellten.

Während der Rheingletscher im Würm-Maximum E des Gäbris bis gegen 1200 m hinaufreichte, lag der Gäbris zur Zeit der grössten Vergletscherung bereits in der Firnregion und war völlig von Eis bedeckt. Dagegen ragten die höchsten Molassegräte: Hundwiler Höhi und Kronberg-Kette als verfirnte Nunatakr aus dem Eis empor. Kronberg und Fäneren trugen noch in der Würm-Eiszeit eine Firnkappe, deren tiefste Enden sich mit dem Sitter/Rhein-Eis vereinigten.

Sichere risseiszeitliche Schotter finden sich in der NE-Schweiz einerseits N des Hörnli, im Winkel zwischen Bodensee-Rhein- und Linth/Rheingletscher, andererseits am Gubel und auf dem Raten, im Grenzbereich zwischen dem Linth/Rhein- und dem Muota/Reussgletscher. Die als Deckenschotter gedeuteten Relikte am Regelstein, in der Bachtelkette und am Stoffel sowie die Mittelmoräne SE Wildberg sind wahrscheinlich ebenfalls als risseiszeitliche Ablagerungen zu interpretieren.

Auch die als höhere Deckenschotter der Günz-Eiszeit zugewiesenen Ablagerungen vom Rossberg SW Schindellegi, auf dem Albiskamm, auf dem Üetliberg, auf dem Heitersberg und am SE-Ende der Lägern sind als randglaziale risseiszeitliche Schotter zu betrachten.

Spuren eines risseiszeitlichen Gletschers finden sich am Alpenrand in den Erratikern E der Rigi-Hochflue sowie weiter im N in den Schottern und reliktschen Moränen N des Rossberges. Auf den Molasserücken des südlichen Aargaus sind verschiedene als Deckenschotter älteren Vereisungen zugewiesene Schottervorkommen der Riss-Eiszeit zuzuordnen. In gleicher Weise sind die ausserhalb der Würm-Vereisung von Moränen bedeckten Hochterrassenschotter als risseiszeitliche Vorstosschotter zu betrachten, während Ürke- und oberes Pfaffnerental als Schmelzwasser-rinnen funktionierten.

Weitere Dokumente präwürmeiszeitlicher Gletscherstände lassen sich zwischen Lägern, Aare und Rhein beobachten. Neben dem Seitenmoränenrest bei Siggenthal-Kirchdorf konnte auf der N-Seite der Lägern eine markante Mittelmoräne, auf der Wasserscheide der Siglistorfer Talung eine Endmoräne und SW Schneisingen ein seitliches Zungenbecken erkannt werden. Die Talrandschotter des mittleren Surbtales sind altersgleich mit denjenigen des Oberfeldes und des Ruckfeldes im unteren Aaretal.

Neben der Entwässerungsrinne über Siglistorf-Mellikon zum Rhein bildeten sich damals bei Baden zu beiden Seiten des Limmattales randglaziale Entwässerungsrinnen aus, während diejenigen am Iberig, die von tieferem Deckenschotter eingedeckt wurde, etwas älter ist.

Auch im weiteren Konfluenzbereich der grossen Schweizer Flüsse stellen sich quartäre Ablagerungen ein, die zwischen dem Maximalstand von Möhlin und den äussersten Würm-Endmoränen klar auf weitere bedeutende Eisrandlagen hindeuten. Wahrscheinlich dürften dabei die Schotter im unteren Aaretal denjenigen entsprechen, die H. GRAUL bei Biberach a/Riss als Riss-II-Vorstosschotter bezeichnet hatte, während diejenigen des Möhliner Feldes ausserhalb des äussersten Gletscherstandes der Riss-I-Eiszeit gleichzusetzen wären. Die von Moränen bedeckten Deckenschotter zwischen Lägern und Rhein dürften damit Vorstosschotter des Maximalstandes darstellen, und die Alpenrosenrelikte NNW Ober Schneisingen hätten auf den darüber liegenden Moränen die grösste Vergletscherung überlebt. Dagegen

sind die ebenfalls von Moränen bedeckten tieferen Deckenschotter möglicherweise beim Vorstoss eines zwischen Koblenz und Laufenburg endenden Gletschers abgelagert und später vom bis Möhlin vorrückenden Eis überfahren worden. Auch die in der Umgebung von Brugg sich häufenden tieferen Deckenschotter scheinen bei einem solchen älteren Gletscherstand abgelagert worden zu sein. Dagegen bekunden die Schotter zwischen Chestenberg und Habsburg und diejenigen W Auenstein einen späteren, nochmals bis ins unterste Aaretal reichenden Vorstoss, wobei sie vom darübergefahrenen Gletscher überprägt wurden.

Im Fricktal können die unvermittelt einsetzenden breiten Talböden nicht einfach der erosiven Tätigkeit der heutigen Wasserläufe zugeschrieben werden. Sie erfordern eine bedeutend grössere Wasserführung und eine intensivere Frostsprengung: Bedingungen, wie sie nur erfüllt waren, als Eiszungen des Aare/Rhonegletschers über die Jurapässe ins Fricktal eindringen. Diese setzen ein Zungenende des Hauptgletschers voraus, das mindestens bis Koblenz reichte. Periglazialer, von Moränenmaterial mit Erratikern bedeckter eckiger Lokalschutt in den Talsohlen bei Wittnau und nahe dem höchsten Eisrand gelegene randglaziale Schotter zwischen Fricktal, unterster Aare und Rhein dokumentieren, dass die Talanlagen einwandfrei älter sind. Sie entstanden spätestens, als Schmelzwässer der erstmals über die Jurapässe ins Fricktal hinüberreichenden Eiszungen sich eintiefen konnten, was bereits beim ersten, bis über Koblenz vorstossenden Gletscherstand zutraf.

Im Baselbieter Quartär kommt dem Lauf des Bennwiler Baches, eines heutigen Zuflusses der Vorderen Frenke, eine Bedeutung zu. Durch Moränen eines über den Unteren Hauenstein geflossenen und sich gegen W verbreiterten Eislappens wurde ihm die angestammte NNE-Richtung zum Diegter Bach verwehrt und sein Lauf gegen NW abgedrängt. Umgekehrt wurde ihm durch einen Seitenlappen des über den Oberen Hauenstein gegen E vorstossenden Eisarmes ein neuer Oberlauf zugeführt. Diesem, ursprünglich gegen das Waldenburger Tal entwässernden Walibach wurde dadurch der angestammte Lauf verriegelt und sein Einzugsgebiet zum Bennwiler Bach abgelenkt.

Gleichaltrige Eisstände zeichnen sich am Unteren Hauenstein bei Wisen und N Häfelfingen ab. Auf Grund der Eishöhe dürften diese dem Zungenende von Koblenz entsprechen, während die Endmoräne auf dem Oberen Hauenstein dem Stadium von Siggenthal gleichzusetzen ist.

Die im Transfluenzbereich des Oberen und des Unteren Hauensteins etwas zu hoch angenommene Eishöhe suchte H. SCHMASSMANN gegen das Reigoldswiler Tal durch ein grösseres Gefälle der Gletscheroberfläche zu korrigieren. Selbst bei seiner Darstellung müsste jedoch der 912 m hohe Walten zwischen Läuelfingen und Eptingen um über 100 m aus dem Eis emporgeragt haben. Damit dürften die W des Unteren Hauenstein über die Passlücken ins oberste Diegter Tal übergeflossenen Zungen sich weder mit den Gletscherlappen, die von W, noch mit dem von N ins Becken von Eptingen vorgedrungenen Eis vereinigt haben, so dass dort dauernd eisfreie Bereiche verblieben.

Im Reigoldswiler Tal hatte das Eis nach SCHMASSMANN temporär einen See aufgestaut.

Von NE Titterten bekannt gewordene, eine Rinne erfüllende Schotter scheinen ein Os darzustellen. Diese wurden durch Schmelzwässer, die vom Zungenbecken des Oberfeldes S Titterten abflossen, in einem Eistunnel des gegen W vorgestossenen Gletschers abgelagert.

LITERATURVERZEICHNIS

- AGASSIZ, L. (1840): *Etudes sur les glaciers* – Neuchâtel.
- ANDRESEN, H. (1964): *Beiträge zur Geomorphologie des östlichen Hörnliberglandes* – Jb. st. gall. naturw. Ges., 78 (1962–63).
- BAUMER, A. (1957): *Geologische Untersuchungen im Aargau, Ost-Teil des Blattes Wölflinswil* – Dipl.-Arb., Dep. Geol. Inst. ETH, Zürich.
- BLOESCH, E. (1911a): *Die grosse Eiszeit in der Nordschweiz* – Beitr. geol. Karte Schweiz, [N. F.], 31/2.
- (1911 b): *Diluviale Schuttbildungen im Fricktal* – Mitt. aarg. naturf. Ges., 11: 137.
- BRAUN, L. (1920): *Geologische Beschreibung von Blatt Frick (1:25000) im Aargauer Tafeljura* – Verh. naturf. Ges. Basel, 31: 189.
- BUGMANN, E. (1958): *Eiszeitformen im nordöstlichen Aargau* – Mitt. aarg. naturf. Ges., 25: 1.
- (1961): *Beiträge zur Gliederung der risseiszeitlichen Bildungen in der Nordschweiz* – Ibid., 26: 105.
- BUSER, H. (1952): *Beiträge zur Geologie von Blatt Bözen (Nr. 33) im schweizerischen Tafeljura* – Diss. Univ. Zürich.
- BUXTORF, A. (1901): *Geologie der Umgebung von Gelterkinden im Basler Tafeljura* – Beitr. geol. Karte Schweiz, [N. F.], 11.
- (1916): *Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigihochfluhkette* – Geol. Karte Schweiz, 14, Schweiz. geol. Komm.
- BUXTORF, A., & KOCH, R. (1920): *Zur Frage der Pliocaenbildungen im nordwestschweizerischen Juragebirge* – Verh. naturf. Ges. Basel, 31: 113.
- BUXTORF, A., & CHRIST, P. (1936): *Erläuterungen zu Bl. 96–99: Laufen–Mümliswil* – Geol. Atlas Schweiz, 1:25000. Schweiz. geol. Komm.
- CLOOS, H. (1910): *Tafel- und Kettenland im Basler Jura und ihre tektonischen Beziehungen nebst Beiträgen zur Kenntnis des Tertiärs* – Neues Jb. Mineral., Beil.-Bd. 30: 97.
- DISLER, C. (1931): *Geologie des Bezirks Rheinfelden und der angrenzenden Gebiete* – Vom Jura zum Schwarzwald, 6, Frick.
- (1945): *Die «grösste Vergletscherung» im Tafeljura und benachbarten Schwarzwald, ihre dominierende Stellung in der Eiszeit und ihre vermutliche Ursache* – Vom Jura zum Schwarzwald, [N. F.] 1, Frick.
- ERB, L. (1936): *Zur Stratigraphie des mittleren und jüngeren Diluviums in Südwestdeutschland* – Mitt. bad. geol. Landesanst., 11/6.
- EUGSTER, H., FRÖHLICHER, H., & SAXER, F. (1960): *Erläuterungen zu Blatt St.Gallen–Appenzell* – Geol. Atlas Schweiz, 1:25000. Schweiz. geol. Komm.
- FREI, R. (1912 a): *Monographie des Schweizerischen Deckenschotters* – Beitr. geol. Karte Schweiz, [N. F.], 37.
- (1912 b): *Über die Verbreitung der diluvialen Gletscher in der Schweiz* – Beitr. geol. Karte Schweiz, [N. F.] 41/2.
- (1914): *Geologische Untersuchungen zwischen Sempachersee und Oberm Zürichsee* – Beitr. geol. Karte Schweiz, [N. F.], 45/1.
- FURRER, E. (1959): *Die Alpenrosen von Schneisingen* – Neue Zürcher Z., 180, Nr. 1404.
- GEIGER, E. (1961): *Der Geröllbestand des Rheingletschergebietes im allgemeinen und im besonderen um Winterthur* – Mitt. naturf. Ges. Winterthur, 30: 33.
- Geologische Gesellschaft Zürich: *Geologische Exkursionen in der Umgebung von Zürich* – Zürich (Leemann).
- GRAUL, H. (1954): *Tagung zum Studium schweizerischer Quartärfragen (13.–14. 3. 1954 in Aarau) – Eiszeitalter Gegenwart, 4/5: 233.*

- GRAUL, H. (1960): *Neue Schweizer Arbeiten zur Glazialmorphologie des Mittellandes – Eiszeitalter Gegenwart*, 11: 88.
- (1962): *Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes* – Petermanns Geogr. Mitt., 106/4: 253.
- GÜNTHERT, A., & BEARTH, P. (1955): *Bericht über die petrographische Untersuchung von erratischen Blöcken aus dem Kanton Baselland* – Tätigkeitsber. naturf. Ges. Baselland, 20 (1953–54): 68.
- GUTZWILLER, A. (1912): *Die Gliederung der diluvialen Schotter in der Umgebung von Basel* – Verh. naturf. Ges. Basel, 23: 57.
- 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 Aequivalente 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/Rhein-system* – *Geographica Helvetica*, 16/4: 212.
 - (1962 a): In: SUTER, H./HANTKE, R.: *Geologie des Kantons Zürich* – Zürich (Leemann).
 - (1962 b): *Zur Altersfrage des höheren und tieferen Deckenschotters in der Nordostschweiz* – Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 107/4: 221.
 - (1963): *Chronologische Probleme im schweizerischen Quartär* – Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., [N. F.] 45: 45.
 - (1964): In: HOFMANN, F., & HANTKE, R.: *Erläuterungen zu Bl. 1032 Diessenhofen* – *Geol. Atlas Schweiz*, 1: 25000. Schweiz. geol. Komm.
- HAUBER, L. (1960): *Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Reigoldswil und Eptingen (Kanton Baselland)* – *Beitr. geol. Karte Schweiz*, [N. F.], 112.
- HEER, O. (1958): *Die Schieferkohlen von Uznach und Dürnten* – Zürich (Orell, Füssli).
- (1864): *Eröffnungsrede der 48. Jahresversammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft* – Verh. schweiz. naturf. Ges., Zürich: 3.
- HEIM, ALB. (1905): *Das Säntisgebirge* – *Beitr. geol. Karte Schweiz*, [N. F.], 16.
- (1919): *Geologie der Schweiz – 1*, Leipzig (Tauchnitz).
- HEUSSER, H. (1926): *Beiträge zur Geologie des Rheintales zwischen Waldshut und Basel (mit besonderer Berücksichtigung der Rheinrinne)* – *Beitr. geol. Karte Schweiz*, [N. F.], 57/2.
- HOFMANN, F. (1951): *Zur Stratigraphie und Tektonik des st.gallisch-thurgauischen Miozäns (Obere Süsswassermolasse) und zur Bodenseegeologie* – *Jb.st. gall. naturf. Ges.*, 74 (1950/51).
- (1958): *Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenbergl NW St.Gallen* – *Eclogae geol. Helv.*, 50/2 (1957): 477.
- HUBER, R. (1956): *Ablagerungen aus der Würmeiszeit im Rheintal zwischen Bodensee und Aare* – Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 101, Beih. 1.
- 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: 125.
 - (1932): *Zur Gliederung der Hochterrasse im Limmat- und Glattal* – *Eclogae geol. Helv.*, 25/2: 264.
- JÄCKLI, H. (1956): *Talgeschichtliche Probleme im aargauischen Reusstal* – *Geographica Helvetica*, 11/1: 42.
- (1963): *Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum* – *Eclogae geol. Helv.*, 55/2 (1962): 285.
- JAYET, A. (1946): *Les dépôts quaternaires et la théorie des emboîtements* – *Geographica Helvetica*, 1/4: 322.
- KOPP, J. (1963): *Die Deckenschotter zwischen Surental und Sagenbachtal* – *Eclogae geol. Helv.*, 55/2 (1962): 480.
- LEEMANN, A. (1958): *Revision der Würmterrassen im Rheintal zwischen Diessenhofen und Koblenz* – *Geographica Helvetica*, 13/2: 89.
- LEUTHARDT, F. (1923): *Glazialablagerungen aus der Umgebung von Liestal* – Tätigkeitsber. naturf. Ges. Baselland, 6 (1917–21): 92.

- LUDWIG, A. (1930 a): *Erläuterungen zu Bl. 218–221: Flawil–Schwellbrunn* – Geol. Atlas Schweiz, 1:25000. Schweiz. geol. Komm.
- (1930 b, 1931): *Die chronologische Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen zwischen Säntis und Bodensee* – Jb.st. gall. naturw. Ges., 65 (1929–30): 509; *Eclogae geol. Helv.*, 24/1: 35.
- MORLOT, A. (1858): *Sur le terrain quaternaire du bassin du Léman* – Bull. Soc. vaud. sci. natur., 4: 101.
- MÜHLBERG, F. (1878): *Zweiter Bericht über die Untersuchung der erratischen Bildungen im Aargau* – Mitt. aarg. naturf. Ges., 1: 1.
- (1896): *Der Boden von Aarau* – Festschr. Eröffn. neuen Kantonsschulgeb. Aarau. Aarau (Sauerländer).
- (1915): *Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hauenstein-Gebietes (Waldenburg–Olten)* – Schweiz. geol. Komm., 16.
- 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.
- In: HANTKE, R., et al. (1966): *Exkursion 31: Umgebung von Zürich und Zürich–Einsiedeln–Ibergereg–Brunnen–Flüelen* – In: Geologischer Führer der Schweiz, 2. Aufl. – Basel (Wepf).
- PENCK, A. (1882): *Die Vergletscherung der deutschen Alpen* – Leipzig.
- PENCK, A., & BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter* – Leipzig.
- PFANNENSTIEL, M. (1958): *Die Vergletscherung des südlichen Schwarzwaldes während der Risseiszeit* – Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br., 48/2: 231.
- PFANNENSTIEL, M., & RAHM, G. (1963): *Die Vergletscherung des Wutachtales während der Risseiszeit* – Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br., 53/1: 5.
- (1964): *Die Vergletscherung des Wehratales und der Wiesetäler während der Risseiszeit* – Ibid. 54: 209.
- SCHÄDEL, K., & WERNER, J. (1963): *Neue Gesichtspunkte zur Stratigraphie des mittleren und älteren Pleistozäns im Rheingletschergebiet* – Eiszeitalter und Gegenwart, 14: 5.
- SCHMASSMANN, H. (1955): *Die Verbreitung der erratischen Blöcke im Baselbiet* – Tätigkeitsber. naturf. Ges. Baselland, 20 (1953–54): 42.
- STEINMANN, G. (1893): *Über die Gliederung des Pleistocän im badischen Oberlande* – Mitt. bad. geol. Landesanst., 2: 743.
- STEINMANN, G., & DU PASQUIER, L. (1893a): *Compte-rendu d'une excursion faite en commun dans le Pleistocène du Nord de la Suisse et des parties limitrophes du Grand-Duché de Baden* – *Eclogae geol. Helv.*, 3: 33.
- (1893 b): *Bericht über eine gemeinsame Exkursion im Pleistocän der Nordschweiz und des südlichen Badens* – Mitt. bad. geol. Landesanst., 2: 393.
- STRÜBIN, K., & KAECH, M. (1904): *Die Verbreitung erratischer Blöcke im Basler Jura* – Verh. naturf. Ges. Basel, 15: 465.
- STRÜBIN, K. (1914): *Die Verbreitung der erratischen Blöcke im Basler Jura. 2. Nachtrag* – Verh. naturf. Ges. Basel, 25: 143.
- SUTER, H. (1939): *Geologie von Zürich* – Zürich (Leemann).
- (1944): *Glazialgeologische Studien im Gebiet zwischen Limmat, Glatt und Rhein* – *Eclogae geol. Helv.*, 37/1: 83.
- TSCHUDI, R. (1904): *Zur Altersbestimmung der Moränen im untern Wehratale* – Diss. Univ. Basel.
- VENETZ, I. (1861): *Mémoire sur l'extension des anciens glaciers* – Neue Denkschr. allg. schweiz. Ges. ges. Naturw., 18.
- VOSSELER, P. (1918): *Morphologie des Aargauer Tafeljura* – Verh. naturf. Ges., Basel 29: 213.
- WEBER, A. (1928): *Die Glazialgeologie des Tösstales und ihre Beziehungen zur Diluvialgeschichte der Nordostschweiz* – Mitt. naturw. Ges. Winterthur, 17/18 (1927–30). Als Diss. 1928.
- (1934): *Zur Glazialgeologie des Glattales* – *Eclogae geol. Helv.*, 27/1: 33.
- ZIEGLER, M. (1958): *Geologische Untersuchungen zwischen der Staffelegg und dem Bözberg (Aargauer Jura)* – Dipl. Arb. Fak. phil. II Univ. Zürich. Dep. Geol. Inst. Zürich.
- ZINK, F. (1940): *Zur diluvialen Geschichte des Hochrheines und zur Altersstellung der paläolithischen Station «Murg»* – Mitt. Reichsst. Bodenforsch., Freiburg i. Br. 1.

GEOLOGISCHE KARTEN

- AMSLER, A. (1915): *Tektonische Karte des Staffelegg-Gebietes*, 1:25000 – In: *Eclogae geol. Helv.*, 13: Taf. 13.
- BRAUN, L. (1920): *Geologische Karte der Umgebung von Frick*, 1:25000 – In: *Verh. naturf. Ges. Basel*, 31: Taf. 7.
- BUGMANN, E. (1958): *Morphologische Karte des NE-Aargau, Blätter 1050 Zurzach und 1070 Baden* – In: *Mitt. aarg. naturf. Ges.*, 25.
- BUSER, H. (1952): *Geologische Karte von Blatt Bözen*, 1:25000. Manusk., dep. Geol. Inst. ETH, Zürich.
- BUXTORF, A. (1901): *Gelterkinden, geologisch bearbeitet*, 1:25000 – In: *Beitr. geol. Karte Schweiz*, [N. F.], 11.
- FREI, R. (1912 a): *Geologische Karte des Lorzetobel-Sihlsprung-Gebietes (Kt. Zug)*, 1:25000 – *Geol. Spez.-Karte*, 70. Schweiz. geol. Komm.
- (1912 b): *Übersichtskarte der Verbreitung des Deckenschotters in der Schweiz*, 1:250000 – *Geol. Spez.-Karte*, 71. Schweiz. geol. Komm.
- GYGI, R. (1962): *Geologische Karte des Chestenberg*, 1:5000 – Manusk.
- HANTKE, R. (1966): *Geologische Karte des Kantons Zürich*, 1:100000. – Im Druck.
- HAUBER, L. (1960): *Tektonische Karte des Grenzgebietes zwischen Tafeljura und Kettenjura von Liedertswil bis Eptingen*, 1:25000 – In: HAUBER, L. (1960).
- HEUSSER, H. (1926): *Geologische Übersichtskarte der Rheinstrecke Waldshut–Basel*, 1:50000 – In: HEUSSER, H. (1926).
- HÜBSCHER, J. (1961): *Blatt 1032: Diessenhofen* – *Geol. Atlas Schweiz*, 1:25000, 38. Schweiz. geol. Komm.
- JÄCKLI, H. (1951): *Morphologische Karte Rohrdorf–Bremgarten*, 1:25000. In: JÄCKLI, H. (1956): 1:50000.
- (1963): *Karte der letzten Vergletscherung (Würmeiszeit) der Schweiz*, 1:1000000 – In: DE QUERVAIN, F., et al.: *Geotechn. Karte Schweiz*, 1:200000, Bl. 2, 2. Aufl. u. *Eclogae geol. Helv.*, 55/2 (1962): Taf. 1.
- KOCH, R. et al. (1933): *Blätter 96–99: Laufjen–Mümliswil* – *Geol. Atlas Schweiz*, 1:25000, 3. Schweiz. geol. Komm.
- LUDWIG, A. (1930): *Blätter 218–221: Flawil–Schwellbrunn* – *Geol. Atlas Schweiz*, 1:25000, 4. Schweiz. geol. Komm.
- LUDWIG, A. et al. (1949): *Blatt St.Gallen–Appenzell* – *Geol. Atlas Schweiz*, 1:25000, 23. 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.
- (1908): *Geologische Karte der Umgebung von Aarau*, 1:25000. *Mit Erläuterungen* – *Geol. Karte Schweiz*, 45. Schweiz. geol. Komm.
- (1914): *Geologische Karte des Hauenstein-Gebietes, Waldenburg–Olten* – *Geol. Spez.-Karte*, 73. Schweiz. geol. Komm.
- DU PASQUIER, L. (1891): *Karte der fluvioglazialen Ablagerungen in der Nordschweiz* – *Geol. Spez.-Karte*, 11. Schweiz. geol. Komm.
- SAXER, F. (1964): *Blatt 1075: Rorschach* – *Geol. Atlas Schweiz*, 1:25000, 45. Schweiz. geol. Komm.
- SUTER, H. (1939): *Geologische Karte des Kantons Zürich*, 1:150000. – In: SUTER, H. (1939).
- WEBER, A. (1928 a): *Geologische Karte des oberen Tösstales zwischen Wila und Bauma*, 1:25000 – In: WEBER, A. (1928).
- (1928 b): *Geologische Karte des unteren Töss- und Glattales zwischen Dättlikon, Bülach und Eglisau*, 1:25000 – In: WEBER, A. (1928).

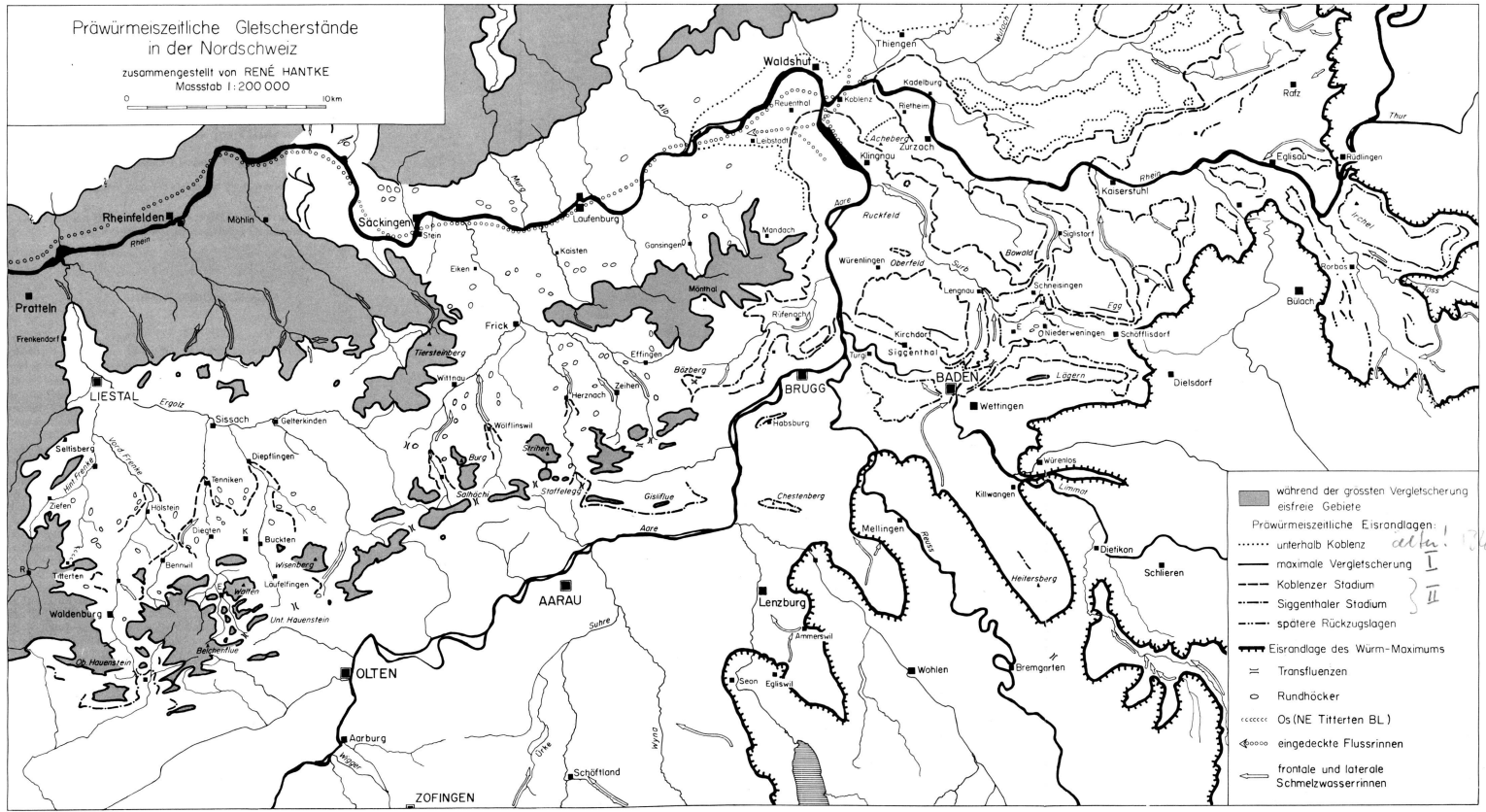
TOPOGRAPHISCHE KARTEN

Landeskarte der Schweiz 1:25000 und 1:100000.

Manuskript eingegangen am 19. Dezember 1964.

Präwürmzeitliche Gletscherstände in der Nordschweiz

zusammengestellt von RENÉ HANTKE
Massestab 1:200 000



- während der grössten Vergletscherung eisfreie Gebiete
- Präwürmzeitliche Eisrandlagen:**
- unterhalb Koblenz *alter!*
- maximale Vergletscherung
- Koblenzer Stadium I
- Siggenthaler Stadium II
- spätere Rückzugslagen
- Eisrandlage des Würm-Maximums
- Transluenzen
- Rundhöcker
- Os (NE Tifferten BL)
- eingedeckte Flussrinnen
- frontale und laterale Schmelzwässerrinnen